

GEOS

UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C.

BOLETÍN INFORMATIVO

ÉPOCA II

REUNIÓN ANUAL 1999 PUERTO VALLARTA, JAL., MÉXICO



RESÚMENES y PROGRAMA

Volumen 19

No. 4

Octubre de 1999

EDITORIAL

La Reunión Anual de la UGM de este año se distingue de las anteriores porque sólo habrá una sesión especial que tratará sobre la Cartografía Geológica y Geofísica de México. Las sesiones especiales de los últimos años poco a poco se han convertido en sesiones regulares que se separan temáticamente. En la sesión de cartografía se resalta la importancia de contar con mapas que integren la información geológica y geofísica del territorio nacional. Últimamente la labor cartográfica se ha facilitado por el uso generalizado de los sistemas de información geográficos que permiten manejar mapas dinámicos que pueden actualizarse casi al mismo ritmo con el que se genera la información, además de facilitar la integración de datos de distinta naturaleza. Las bases de datos ahora se pueden compartir fácilmente y muchas de ellas son de dominio público. Sin embargo, aún falta caminar por una difícil brecha cultural para que la comunidad sepa aprovechar y dar el crédito que merecen los autores del trabajo cartográfico.

De nuevo, esta reunión acoge a la Asociación Mexicana de Geotermia y se desarrollará el Tercer Taller Canadá-México sobre Aplicaciones de la Física de Medios Porosos. Es notable además, el aumento de ponencias en el área de Ciencias de la Atmósfera y de trabajos sobre estudios de peligros ante fenómenos principalmente sísmicos, volcánicos y atmosféricos. Este año participan en los resúmenes investigadores de 80 dependencias de 35 instituciones mexicanas y de 47 instituciones de otros 15 países.

Aprovechamos este espacio para felicitar al Instituto de Geofísica de la UNAM por su aniversario 50. En él se han entrenado muchos de los geocientíficos que actualmente desarrollan labores independientes en centros de investigación jóvenes, además de ser históricamente la promotora más importante de las actividades de la Unión Geofísica Mexicana, tanto por el número de miembros activos en la Unión, como por la publicación de Geofísica Internacional.

La Mesa Directiva y personal de apoyo les damos la bienvenida a todos, esperando que esta reunión sea tan cordial y productiva como las anteriores.

INSTITUCIONES PARTICIPANTES

Benemérita Universidad Autónoma de Puebla	México
Cal State University, Sacramento, CA., USA	EUA
Caltech, Seismological Laboratory, Pasadena, CA., USA	EUA
Centro Nacional de Prevención de Desastres	México
Centro de Ciencias de Sinaloa, Culiacán, Sin., México	México
Centro de Instrumentación IRIS/PASSCAL, Socorro, Nuevo México, EUA	EUA
Centro de Investigación Sísmica, A.C., México, D.F., México	México
CFE, Depto. de Oceanografía, Rosarito, B.C., México	México
CFE, Gerencia de Ingeniería Civil, Depto. de Sismotectónica, México, D.F.	México
CFE, Residencia General de Cerro Prieto, Mexicali, B.C., México	México
CFE, Residencia Los Humeros, Gerencia de Proyectos Geotermoelectrónicos, Pue., México	México
CIBNOR, S.C., La Paz, B.C.S.	México
CIBNOR, S.C., Unidad Guaymas	México
CICESE, División de Ciencias de la Tierra, Depto. de Geofísica Aplicada	México
CICESE, División de Ciencias de la Tierra, Depto. de Geología	México
CICESE, División de Ciencias de la Tierra, Depto. de Sismología	México
CICESE, División de Física Aplicada, Depto. de Óptica	México
CICESE, División de Oceanología, Depto. de Oceanografía Física	México
CICESE, La Paz, B.C.S.	México
CNR, Centro di Studio per la Minerogenesi e la Geochimica Applicata, Firenze, Italia	Italia
Colegio de México, Centro de Estudios de Asia y Africa	México
Columbia University, Lamont-Doherty Earth Observatory, Palisades, NY, USA	EUA
Creighton University, Omaha, Nebraska, USA	EUA
CRIP-INP-SEMARNAP, Laboratorio de Climatología, Ensenada, B.C., México	México
Geomaque Explorations Ltd, Toronto, ON., Canadá	Canadá
Grupo Sismológico de SISMEX	México
IEE, Unidad de Energías No Convencionales, Fuentes Alternas de Energía, Temixco, Mor., México	México
IEE, Unidad de Geotermia	México
IMP, División de Geofísica, Depto. de Sismología	México
IMP, Gerencia de Ingeniería de Yacimientos	México
IMP, Gerencia de Prospección Geofísica	México
IMP, Subdirección de Exploración y Explotación	México
INAOE, Pue, Puebla, México	México
INGEOMINAS, Área de Geología Geoambiental, Colombia	Colombia
Institut de Ciències del Mar, CSIC, Barcelona, España	España
Institut Royal Météorologique, Centre de Physique du Globe, Belgique	Belgica
Instituto de Ciencias de la Tierra «Jaume Almera», CSIC, Depto. de Geofísica, Barcelona, España	España
Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD), Francia e IMADES	Francia
Instituto de Oceanografía, Manzanillo	México
Instituto del Medio Ambiente del Estado de Sonora	México
Instituto Geofísico del Perú, Área de Prevención de Desastres Naturales, Lima, Perú	Perú
Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Subcoordinación de Hidrometeorología	México
Instituto Nazionale di Geofísica, Roma, Italia	Italia
Instituto Tecnológico de Sonora	México
Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey, N.L., México	México
IPN, Centro de Investigación en Computación	México
IPN, CICIMAR, Depto. de Oceanología	México
IPN, CHDIR, Unidad Michoacán	México
IPN, CHDIR, Unidad Oaxaca	México
IPN, CHDIR, Unidad Sinaloa	México
IPN, ESIA, México, D.F.	México
IPN, UPIBI, Biofísica	México
Laboratoire d'Océanographie et Biogéochimie, COM-CNRS, La Seyne, Francia	Francia
Liverpool John-Moores University, UK	Reino Unido
M.V. Keldysh Institute of Applied Mathematics, RAS, Moscow, Russia	Rusia
McMasters-Hamilton, Canadá	Canadá
NASA, Jet Propulsion Laboratory, Pasadena, CA., USA	EUA
Natural Science Complex, Dept. Geology, SUNY at Buffalo, NY., EUA	EUA
Observatoire Océanologique de Villefranche, Villefranche sur Mer, Francia	Francia
PEMEX, Exploración y Producción	México

Programa de Corrosión del Golfo de México, Campeche, Camp., México	México
San Diego State University, Center for Hydro-Optics and Remote Sensing, San Diego, CA., USA	EUA
Smithsonian Institution, Washington, D.C., USA	EUA
Stanford University, Geophysics Department, Stanford, CA., USA	EUA
UABC, Facultad de Ciencias Marinas	México
UABC, Instituto de Ingeniería, Mexicali, B.C., México	México
UABC, Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Grupo de Procesos Litorales, Ensenada, B.C., México	México
UABCS, Depto. Geología Marina, La Paz, B.C.S., México	México
UAM, Ingeniería de Procesos e Hidráulica, México, D.F.	México
UAM, Unidad Iztapalapa, México, D.F., México	México
UANL, Facultad de Ciencias de la Tierra, Linares, N.L., México	México
UASLP, Instituto de Geología	México
UCSD, Scripps, Institution of Oceanography, La Jolla, CA., USA	EUA
UMSNH, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Depto. de Geología y Mineralogía, Morelia, Mich.	México
UNAM, Centro de Ciencias de la Atmósfera, México	México
UNAM, Facultad de Ingeniería	México
UNAM, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología	México
UNAM, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Estación Mazatlán	México
UNAM, Instituto de Geofísica, Depto. de Física Espacial	México
UNAM, Instituto de Geofísica, Geomagnetismo	México
UNAM, Instituto de Geofísica, LUGIS	México
UNAM, Instituto de Geofísica, Observatorio de Radiación Solar	México
UNAM, Instituto de Geofísica, Posgrado en Ciencias de la Tierra	México
UNAM, Instituto de Geofísica, UNICIT	México
UNAM, Instituto de Geografía	México
UNAM, Instituto de Geología, UNICIT	México
UNAM, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste	México
UNAM, Instituto de Ingeniería	México
UNAM, Instituto de Ingeniería, Depto. Ingeniería Sismológica	México
Uni-Hamburg, Institut fuer Meereskunde, Hamburg, Deutschland, Germany	Alemania
Univ. Barcelona, Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, Barcelona, España	España
Universidad Autónoma de Guerrero, Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, Taxco, Gro., México	México
Universidad Autónoma de Morelos, CIICAP	México
Universidad Autónoma de Querétaro, Posgrado en Ingeniería, Querétaro, Qro., México	México
Universidad Complutense de Madrid, Depto. de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas, Madrid, España	España
Universidad de Carlos, Praga, República Checa	República Checa
Universidad de Colima, Centro Universitario de Investigación en Ciencias Básicas, Colima, Col., México	México
Universidad de Colima, Centro Universitario de Investigaciones Oceanológicas, Manzanillo, Col., México	México
Universidad de Colima, Observatorio Volcanológico, Colima, Col., México	México
Universidad de Colima, RESCO, CICBAS	México
Universidad de Guadalajara, Centro de Ciencias de la Tierra, Guadalajara, Jal., México	México
Universidad de Guadalajara, CUCEI, Instituto de Astronomía y Meteorología, Depto. de Física	México
Universidad de Guadalajara, Depto. de Geografía y Ordenación Territorial, Jal., México	México
Universidad de Guadalajara, Instituto de Astronomía y Meteorología	México
Universidad de Guadalajara, SisVOe	México
Universidad de Guanajuato	México
Universidad de Guanajuato, Instituto de Ciencias Agrícolas	México
Universidad de la Habana, Facultad de Matemática y Computación, La Habana, Cuba	Cuba
Universidad de Los Andes, Facultad de Ciencias, Laboratorio de Geofísica, Mérida, Venezuela	Venezuela
Universidad Estatal de Moscú, Rusia	Rusia
Universidad Técnica de Aachen, Alemania	Alemania
Universidad Veracruzana, Facultad de Instrumentación Electrónica y Ciencias Atmosféricas	México
Universidad Veracruzana, Licenciatura en Sistemas Computacionales Administrativos	México
Università degli Studi della Basilicata, Centro di Geodinamica, Potenza, Italia	Italia
Università degli Studi di Firenze, Dipartimento di Scienze della Terra, Firenze, Italia	Italia
Universität München, Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie, Theresienstr, München, Alemania	Alemania
Universität Münster, Institut für Geophysik, Germany	Alemania
Université Pierre et Marie Curie, Laboratoire de Géodynamique sous Marine, Francia	Francia
University Liverpool, UK	Reino Unido
University of California, Earth Sciences Department, Santa Cruz, CA., USA	EUA
University of California, Institute for Crustal Studies, USA	EUA
University of Colorado, Department of Aerospace Engineering Sciences	EUA

University of Colorado, Department of Geological Sciences
University of Florida, Department of Geology, Gainesville, FL., USA
University of Melbourne, Victorian Institute of Earth and Planetary Sciences, Australia
University of Pittsburgh, Department of Geology and Planetary Sciences, Pittsburgh, PA., USA
University of Texas at Austin, Department of Geological Sciences, Austin, TX., USA
University Zurich-Irchel, Department of Geography
VNI Geofisika, Moscú, Rusia
Williams College, MA, USA

EUA
EUA
Australia
EUA
EUA
Suiza
Rusia
EUA

ÍNDICE GENERAL

	PÁGINA
EDITORIAL	i
INSTITUCIONES PARTICIPANTES	ii

SESIONES

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y GEOFÍSICA DE MÉXICO	218
CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA	226
ESTUDIOS DE LA CORTEZA	237
GEOMAGNETISMO Y PALEOMAGNETISMO	240
GEOFÍSICA MARINA Y TECTÓNICA	243
GEOQUÍMICA	245
GEOTERMIA	248
HIDROGEOLOGÍA	252
INGENIERÍA SÍSMICA	257
MODELADO E INVERSIÓN	261
OCEANOGRAFÍA	267
PETROLOGÍA	273
MEDIOS POROSOS	276
SISMOLOGÍA D.F.	279
SEDIMENTOLOGÍA	282
SISMOLOGÍA Y GEODESIA	286
SISMICIDAD LOCAL	288
SÍSMICA	292
SISMOLOGÍA DE MOVIMIENTOS FUERTES	298
SISMOLOGÍA TEÓRICA	301
SISMOLOGÍA Y VULCANISMO	305
SENSORES REMOTOS Y GEOMORFOLOGÍA	308
TECTÓNICA	311
VULCANISMO ACTIVO	323
ÍNDICE DE AUTORES	331
HORARIO DE SESIONES	338
PROGRAMA GENERAL	353

CART-01

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA A DETALLE EN LA PARTE NORTE CENTRAL DEL ESTADO DE SONORA, REGIÓN RANCHO SAN ANTONIO BANÁMICHÍ: HERRAMIENTA INDISPENSABLE EN LA CARACTERIZACIÓN DE LA EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA REGIÓN DURANTE EL CRETÁCICO Y TERCIARIO

José Luis Rodríguez Castañeda¹, Juan Carlos García y Barragán¹ y Thomas H. Anderson²

¹ Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, UNAM
A.P. 1039, Hermosillo, Son., 83000, México

E-mail: jlrod@servidor.unam.mx

E-mail: jcarlos@servidor.unam.mx

² Department of Geology and Planetary Sciences, University of Pittsburgh
Pittsburgh, PA., 15260, USA

La cartografía geológica a detalle en la región norte central del estado de Sonora ha dado lugar a la identificación de nuevas unidades que contienen una información tectonoestratigráfica muy valiosa respecto a la evolución tectónica de la región durante el Cretácico y el Terciario. Identificación de grandes masas deslizadas, de grandes bloques de rocas carbonatadas de diferente tamaño y espesor que son comunes en la zona de estudio y en la región, y de secuencias conglomeráticas del Cretácico Tardío que combinados con la distribución geográfica de estos estratos permite conocer y aportar datos acerca de la paleogeografía, fisiografía, fundamentos tectónicos y ambientes de depósito de la margen del Mesozoico medio del suroeste de Norteamérica.

Los bloques carbonatados identificados ocurren en mayor volumen en estratos del Cretácico Temprano pertenecientes al Grupo Bisbee, expuesto muy bien en el noreste de Sonora. Los bloques y sedimentos asociados han dado nueva información de la tectónica y de la posición, origen y procesos sedimentarios en el Cretácico Temprano de la región. Por otro lado, los estudios estratigráficos y sedimentológicos de los conglomerados del Cretácico Tardío en conjunto con el análisis cinemático de las estructuras que bordean las cuencas donde se depositaron permiten visualizar el comportamiento mecánico del suroeste del cratón Cordillerano durante el cual la región estuvo profundamente influenciada por extensión o por cizallamiento izquierdo.

La cartografía ha dado como resultado la interpretación del ambiente tectónico del Cretácico y del Terciario el cual se caracteriza por levantamientos verticales que se asocian con regímenes extensionales que es el mecanismo que dio lugar a la formación de bloques y a su deslizamiento. La extensión y naturaleza de las grandes masas deslizadas por efecto de la gravedad plantea una cuestión acerca de los procesos que los originaron y al mismo tiempo da lugar a una reconsideración de la paleogeografía del noreste de Sonora durante el Cretácico Tardío y aun durante el Paleógeno.

CART-02

ORIGEN DE UNA SECUENCIA ALUVIAL-FLUVIAL DEL CRETÁCICO TARDÍO-TERCIARIO COMO RESPUESTA A MOVIMIENTOS CORTICALES VERTICALES EN EL NORTE DE SONORA: UN CASO RESUELTO POR MEDIO DE CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA

Juan Carlos García y Barragán¹, José Luis Rodríguez Castañeda¹ y Thomas H. Anderson²

¹ Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste, UNAM
A.P. 1039, Hermosillo, Son., 83000, México

E-mail: jcarlos@servidor.unam.mx

² Dept. of Geology and Planetary Science, University of Pittsburgh

321 Engineering Hall, Pittsburgh, Pennsylvania 15260-3332, USA

Una secuencia sedimentaria siliciclástica de origen continental con una edad que comprende el rango Cenomaniano-Eoceno, fue identificada por medio de levantamientos geológicos de semidetalle y detalle en la porción norte de Sonora. Con la ayuda de una imagen de satélite TM se encontró que esta secuencia cubre aproximadamente 850 kilómetros cuadrados. El contenido de microfósiles y las relaciones estratigráficas indican que esta unidad inició su depósito durante el Cenomaniano. Hasta hace algunos años esta secuencia fue considerada como perteneciente al Terciario o bien se asignaba al Grupo Bisbee del Cretácico Temprano. Esta unidad, llamada Formación El Tuli, representa eventos de sedimentación intermitente con características de flujos de detritos de alta densidad, correspondientes a las porciones cercanas y medias de abanicos aluviales y sus respectivos sistemas fluviales.

Regionalmente, El Tuli cubre en discordancia angular a diversas unidades del Paleozoico, Jurásico y Cretácico Temprano. A 40 km al sur de Cananea, está en contacto anómalo con el Grupo Bisbee por medio de una falla a rumbo que sufrió reactivación posterior como fallas inversas discretas, originando una inversión tectónica. En la misma localidad, el espesor medido para El Tuli es de 1.7 km. Se estima que su espesor total puede alcanzar más de 5 km. En la parte superior de la secuencia abundan bloques exóticos de caliza que incluyen al foraminífero Orbitolina Texana del Aptiano-Albiano. Estos bloques se han identificado en una superficie de 250 kilómetros cuadrados.

En su mayor parte el conglomerado no muestra estratificación evidente, se encuentra pobremente clasificado y está soportado por una matriz arenosa. Aunque la composición y proporción de los clastos cambia en diversas localidades, casi siempre están presentes fragmentos de caliza cretácica y de andesita. Paleocanales de dimensiones pequeñas a regulares se encuentran en toda la columna de El Tuli. Intercalaciones rítmicas de arenisca y limolita, ambas con estratificación cruzada, son más escasas.

Una hipótesis acerca del origen de El Tuli se asocia a un levantamiento vertical térmico semi-regional llamado Alto Cananea. Este rasgo paleotopográfico se centró justamente en los alrededores de Cananea con una orientación NW-SE, segmentando al Mar de Bisbee y originando una sedimentación atípica en tiempo y espacio para un ambiente de transarco. El grueso espesor de El Tuli puede ser asociado a la fase de extensiva de la Orogenia Sevier que inició en el norte de Sonora a fines del Neocomiano.

CART-03

ESTRUCTURA DE LA LITOSFERA EN EL ALTO GOLFO DE CALIFORNIA A PARTIR DE DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN MULTICANAL, SÍSMICA DE GRAN ÁNGULO Y GRAVIMETRÍA

González-Fernández A.¹, Dañobeitia J.J.², Córdoba D.³,
Delgado-Argote L.A.¹, Carbonell R.² y Bartolomé R.²

¹ Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

² Depto. de Geofísica, Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume
Almera", CSIC
Barcelona, España

³ Depto. de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad
Complutense de Madrid
Madrid, España

En este trabajo se presenta un modelo litosférico de la Cuenca Delfín Superior, la Cuenca Tiburón y las márgenes continentales de la Península de Baja California y Sonora, obtenido a partir de la interpretación conjunta de los datos registrados durante el Proyecto CORTES-P96 en el Alto Golfo de California. En este proyecto se llevó a cabo un transecto entre San Felipe, B.C. y Tepoca, Son., de 280 km de longitud, orientado NW-SE, en el que se obtuvieron simultáneamente datos de sísmica de reflexión vertical multicanal profunda, sísmica de gran ángulo con OBS (sismómetros de fondo oceánico) en mar y estaciones sísmicas en tierra, gravimetría y batimetría multihaz.

La sección de sísmica de reflexión vertical muestra una cubierta sedimentaria cortada por complejos arreglos de fallas, que con frecuencia muestran desplazamientos verticales hasta la superficie. Se distinguen fallas antiguas que no alcanzan las capas superiores. En el extremo sureste de la sección, en la margen de Sonora, se observa que las fallas afectan hasta el basamento, con una geometría de bloques basculados. Hacia el noroeste, en la zona de la cuenca Tiburón, se alcanzan los mayores espesores de sedimentos (4 s de tiempo doble). En la parte central del transecto, al norte de la Isla Ángel de la Guarda, el espesor sedimentario alcanza un mínimo de 2.5 s de tiempo doble, coincidiendo con un engrosamiento cortical en el área, confirmado por la interpretación de los datos de sísmica de gran ángulo y de gravimetría. En el extremo noroeste de la sección de sísmica de reflexión vertical, coincidente con la cuenca Delfín Superior, se identifican ondas difractadas que se interpretan como cuerpos intrusivos. Es especialmente notable un grupo de intrusivos en la corteza inferior, localizados al sureste de la cuenca Delfín Superior. Además del detalle estructural proporcionado en la corteza superior, la sección de sísmica de reflexión vertical también muestra detalles de la estructura profunda, hasta la discontinuidad corteza-manto (6.5-8 s de tiempo doble), que permiten confirmar la interpretación efectuada de los datos de sísmica de gran ángulo y de gravimetría.

En la corteza superior, de carácter frágil, los esfuerzos se distribuyen de manera uniforme, acomodándose la extensión mediante fallamiento normal. La corteza media e inferior presenta un comportamiento más dúctil, observándose una asimetría en la geometría de la extensión, debido al régimen transtensivo al que está sometida la región.

CART-04

ESTRATIGRAFÍA SÍSMICA Y TECTÓNICA ACTIVA EN EL ALTO GOLFO DE CALIFORNIA. RASGOS MORFOLÓGICOS DEL FONDO MARINO UTILIZANDO PERFILES DE ECOSONDA Y GPS DIFERENCIAL

Arturo Martín-Barajas¹, Joann Stock², Michael S. Steckler¹,
John Diebold², Peter Buhl¹, Antonio González-Fernández¹,
Gregory Mountain¹, Patricia Persaud², José Luis García-Puga¹
y Francisco Paz²

¹ Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

² Seismological Laboratory, Caltech
Pasadena, Cal., USA

³ Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University
Palisades, N.Y., USA

El sistema de falla del Canal de Ballenas y las cuencas Delfín y Wagner constituyen los rasgos tectónicos más prominentes en el Alto Golfo de California. Este sistema conduce la deformación entre placas a una región más amplia en la margen noroccidental del Golfo y hasta el escarpe principal en el norte de la península. La prolongación hacia el NW de la zona de fractura del Canal de Ballena posiblemente transfiere parte del movimiento hacia las fallas del escarpe del Golfo, sin embargo, se desconoce la ubicación de las fallas, su arreglo estructural y el efecto de esa deformación en la geometría de los depósitos plio-cuaternarios.

Durante la campaña oceanográfica ULLOA99-05-79 del proyecto de colaboración internacional "Estratigrafía sísmica y tectónica activa en el alto Golfo de California", se colectaron datos batimétricos y sísmicos de reflexión-refracción multicanal de alta resolución, apoyados con navegación diferencial de GPS (DGPS). El principal objetivo del proyecto es ubicar el fallamiento activo y establecer la conexión tectónica entre el régimen de extensión que predomina en el NE de la península y el sistema de fallas transformes y centros de dispersión en el Alto Golfo. La cobertura lograda de los perfiles batimétricos con navegación DGPS (ecosonda de dos canales, 208 y 12.5 kHz) y los perfiles sísmicos permitieron generar una batimetría más detallada (isobatas de 20 m) de las cuencas Delfín y Wagner y de las principales zonas de fractura. A menor escala, los escarpes en sedimentos recientes muestran la presencia de fallas activas en una amplia zona entre San Felipe e Isla Ángel de la Guarda, y se identificaron posibles intrusiones someras en la región de San Luis Gonzaga. El registro de plumas de material en suspensión detectadas en la ecosonda del B/O Francisco de Ulloa estaría relacionado con emanaciones hidrotermales submarinas en puntos localizados sobre el margen peninsular.

La utilización del equipo de sísmica multicanal de alta resolución de Lamont (Columbia University) a bordo del B/O Francisco de Ulloa y el trabajo de colaboración internacional de este proyecto resultaron exitosos y los resultados nos permitirán entender la conexión entre la deformación marina y terrestre y el control que ejerce esta deformación en la sedimentación y el volcanismo en el Alto Golfo de California.

CART-05

INTERPRETACIÓN DE RASGOS ESTRUCTURALES Y VOLCÁNICOS DE CANAL LAS BALLENAS Y CUENCA DELFÍN INFERIOR, GOLFO DE CALIFORNIA, A PARTIR DE IMAGENES DE REFLECTIVIDAD

Frias Camacho, V.M.¹, Delgado Argote, L.A.¹ y Dañoibeitia, J.J.²

¹ Depto. Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE, México

² Instituto Ciencias de la Tierra «Jaume Almera», CSIC, Barcelona, España

En el Canal Las Ballenas y Cuenca Delfín Inferior se realizó la interpretación estructural de imágenes de reflectividad (backscattering) obtenidas durante la campaña oceanográfica CORTES-P96, con un sistema de ecosonda SIMRAD de barrido lateral con resolución de 120° instalado en el B/O Hespérides. Este sistema adquiere simultáneamente la batimetría en una franja cuya anchura es equivalente a aproximadamente 3.5 veces la profundidad de la zona de barrido, un perfil batimétrico y una imagen continua de reflectividad de la señal de sonido del fondo marino.

La zona de falla Ballenas está limitada hacia el norte por la Cuenca Delfín y hacia el sur por las Cuencas Salsipuedes. El arreglo en echelon del conjunto de fallas y cuencas en Salsipuedes es sugerido por la forma sigmoidal de las isobatas entre 1000 y 1500 m. Se ha interpretado también que en las partes centrales de las cuencas Salsipuedes se desarrollan dorsales, de las cuales, la que se localiza entre Bahía Las Ánimas y el extremo meridional de la Isla Ángel de la Guarda, de aproximadamente 8 km de anchura, es la más grande.

La Cuenca Delfín Inferior tiene como límite meridional a la Isla Ángel de la Guarda y su anchura es de aproximadamente 40 km. Es una estructura orientada hacia el NE delimitada en la misma dirección por la zona de fractura Tiburón y hacia el SW por la zona de falla Ballenas. La cuenca está muy bien definida por una depresión de 3.5 km de anchura delimitada por fallas orientadas hacia 030°. La cuenca tiene un fondo plano a 1000 m de profundidad y una importante cubierta sedimentaria en la que se observan numerosos cuerpos circulares de posible origen volcánico. Los complejos volcánicos, algunos de ellos concéntricos, son de hasta 1.5 km de diámetro.

El Canal Las Ballenas comprende desde la Bahía San Rafael hasta el sureste de la Bahía de San Luis Gonzaga. En el canal se localizan las dorsales inferidas de las cuencas Salsipuedes Norte y Sur; la primera localizada entre la punta sur de la Isla Ángel de la Guarda y Bahía de Las Ánimas y la segunda entre la Isla Salsipuedes y la Sierra Agua de Soda. En ambos sectores aparecen campos volcánicos extensos. La dorsal del sur se asocia con fallamiento normal buzante hacia el oriente y el desarrollo de una estructura volcánica mayor de 1 km de diámetro. No se identifica algún rasgo tectónico similar a una cuenca extensional. Entre esta zona y la dorsal norte existen series de fallas normales que definen cuencas donde la actividad volcánica aparece espaciada. Las estructuras principales sugieren que la deformación se asocia a campos extensionales entre fallas de desplazamiento lateral derecho; son abundantes las estructuras paralelas a la tendencia de la zona de falla Ballenas. La correlación entre estructuras del occidente de la isla y del fondo del Canal Las Ballenas sugiere que ambas zonas

han estado sujetas al mismo régimen de esfuerzos. Es importante señalar que en esta zona de la isla, una dacita de la costa arrojó una edad K-Ar de ca. 3 Ma, lo que indica que la actividad volcánica observada en el fondo del Canal Las Ballenas también alcanzó a la isla durante el Plioceno Tardío. La extensa actividad basáltica de la parte norte de la Sierra Las Ánimas y de las islas de la Bahía de los Angeles puede tener correlación, incluso por su estilo estructural, con los campos volcánicos que se observan en la parte centro meridional del canal. Si la correlación es correcta, entonces la edad de varios de los campos volcánicos interpretados de las imágenes sería Mioceno.

Se interpretan rocas volcánicas que pueden ser correlacionables con el campo basáltico de Punta Los Machos en la Isla Ángel de la Guarda. En la latitud de 29° 17' se marca en la isla un límite estructural importante a partir del cual, hacia el norte, se manifiesta la actividad volcánica antigua y los afloramientos más importantes del basamento. La correspondencia entre las estructuras de la isla y las del Canal Las Ballenas a esta latitud sugiere que el basamento de ambas es similar.

A partir de 29°17', hacia el norte, el resto del canal muestra una tendencia estructural dominante con orientación N-S y una serie de grabens y horsts orientados NNW-NNE con actividad volcánica espaciada que terminan en un campo volcánico que inicia en 29° 20' y continúa de manera más o menos continua hasta aproximadamente 29° 27'. Desde esta zona, las estructuras de horsts y grabenes orientados entre 010° y 030°, de nuevo son dominantes hasta 29° 32'. La correspondencia entre la tendencia de lineamientos en el canal y la isla es notable en esta área donde el volcanismo es menos abundante. A partir de la última latitud el fondo empieza a profundizar suavemente hasta la Cuenca Delfín Inferior.

CART-06

CARTA GEOLÓGICA DE LA ISLA CLARIÓN

Francisco Correa-Mora¹, Francisco Javier Núñez Sánchez², Bertha Márquez-Azúa³ y Enrique Cabral-Cano¹

¹ Instituto de Geofísica, UNAM, México, D.F.

E-mail: pancho@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

E-mail: cabral@tonatiuh.igeofcu.unam.mx

² Depto. de Geografía, Universidad de Guadalajara, Guadalajara, Jal., México

E-mail: javier_n@hotmail.com

E-mail: bmarquez@udg.serv.cencar.udg.mx

Se presenta la restitución topográfica y el análisis geológico de la Isla Clarión, miembro del Archipiélago de Revillagigedo situado a 1070 km al este de Manzanillo, Colima. El archipiélago forma parte del "Mathematician Ridge" que es un ridge abortado hace 3.5 Ma cuando la actividad de expansión oceánica se desplazó al "East Pacific Ridge". La Isla Clarión es de forma elongada con su eje mayor orientado E-W debido a que los volcanes que la formaron se distribuyen en esta dirección. Aproximadamente 80% de su línea de costa presenta escarpes distribuidos en el este, norte, oeste y parte de la costa sur, variando entre los 5 y 200 m de altura. Las playas son escasas y se presentan solo al sur de la Isla y están constituidas por fragmentos coralinos depositados sobre derrames de basalto. En la isla aflora un complejo volcánico compuesto por estratovolcanes cuyas primeras fases eruptivas se caracterizaron por la presencia de tobas y flujos piroclásticos seguidos por derrames de

lava de composición basáltica, basaltos con fragmentos de vidrio, y traquiandesitas que se agrupan en 8 diferentes unidades litoestratigráficas. Es notorio el contenido de Fe en las tobas, flujos piroclásticos y material escoriáceo que se destaca por su fuerte coloración. Actualmente es posible encontrar en otras islas del archipiélago y algunos montes submarinos cercanos actividad volcánica.

CART-07

EL PRIMER SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA CON ENFOQUE GEOLÓGICO DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANS-MEXICANA: PARTE OCCIDENTAL (LONG. 106°-101° W)

Luca Ferrari¹, José Rosas Elguera² y Tania Norato Cortez³

¹ Instituto de Geología, UNAM

E-mail: luca@geologia.unam.mx

² Centro de Ciencias de la Tierra, Universidad de Guadalajara
Guadalajara, Jal., México

³ Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM

Se presenta el primer Sistema de Información Geográfica con enfoque geológico de la Faja Volcánica Transmexicana (SIGEOFVT), que ha sido desarrollado en los pasados tres años como parte de un proyecto para la cartografía geológica integral de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT). Hasta la fecha se ha completado la cartografía de la primera mitad de la FVT, que abarca los estados de Nayarit, Jalisco, Colima y parte de Michoacán y Guanajuato. El SIGEOFVT incluye información sobre geología, geocronología, geoquímica y tectónica referenciada a la base topográfica escala 1:250,000 de INEGI. Para este propósito se ha utilizado el software *ARCVIEW*, de la empresa ESRI, que, gracias a su alta compatibilidad con el estándar industrial *ARC/INFO*, se ha vuelto uno de los Sistema de Información Geográfica de escritorio mas populares del mercado.

La cartografía geológica que se presenta es fruto de un extenso trabajo de recopilación y de nuevos levantamientos. Estos últimos se realizaron sobre todo en la parte este de Jalisco, norte de Colima y sudoeste de Michoacán. La cartografía geológica está apoyada por 455 fechamientos isotópicos, 42 de los cuales se obtuvieron para este proyecto, y aproximadamente 700 análisis químicos de elementos mayores y trazas. Estas bases de datos están georeferenciadas, lo que permite su despliegue selectivo junto con la información geológica. Adicionalmente se está desarrollando una base de datos sobre todos los puntos de emisión de material volcánico (*vent*) que incluye coordenadas geográficas y volumen de material emitido. Cruzando esta información con la edad y la información geoquímica ya disponible se podrán visualizar patrones de evolución del volcanismo de la FVT en el espacio y el tiempo. Se prevé que el disco compacto del SIGEOFVT parte occidental será disponible a partir de enero de 2000 en formato *ArcView*, que podrá ser visualizado por medio del software gratuito *ArcExplorer*.

CART-08

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA Y ESTRATIGRAFÍA VOLCÁNICA DEL GRABEN SAN PEDRO-CEBORUCO, SECTOR OCCIDENTAL DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA

Luca Ferrari¹, Chiara M. Petrone², Sandro Conticelli³ y Lorella Francalanci⁴

¹ Instituto de Geología, UNAM

E-mail: luca@geologia.unam.mx

² CNR, Centro di Studio per la Mineralogenesi e la Geochemia Applicata, Firenze, Italia

³ Centro di Geodinamica, Università degli Studi della Basilicata, Potenza, Italia

⁴ Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Firenze, Firenze, Italia.

El graben San Pedro-Ceboruco (SPC) es la mas occidental de las cuencas tectónicas desarrolladas en el rift Tepic-Zacoalco. El SPC tiene una dirección ONO-ESE y se ha formado a lo largo de la frontera entre la sucesión Cretácico-Paleogeno del bloque Jalisco (JB) y la provincia ignimbrítica Oligoceno-Mioceno inferior de la Sierra Madre Occidental (SMO). Estos dos dominios están separados por una discontinuidad tectónica, actualmente sepultada por el volcanismo Plio-Cuaternario de la Faja Volcánica Transmexicana. En el marco de un proyecto de intercambio entre CONACYT y su homólogo italiano, C.N.R., hemos llevado a cabo una cartografía geológica de detalle del SPC apoyada por un extenso estudio petrográfico (130 muestras) y el fechamiento de algunas unidades estratigráficamente relevantes. Además de la geología de superficie, el estudio se ha extendido a los datos de subsuelo proporcionados por 3 pozos profundos (2,000 - 3,000 m de profundidad) y 7 pozos someros (< 500 m) realizados por la Comisión Federal de Electricidad en el marco de un proyecto de exploración geotérmica.

Las rocas volcánicas que afloran al interior del SPC son de edad Plioceno superior - Cuaternario y son tanto de tipo calcialcalino como alcalino y algunas de estas últimas se aparecen a los Basaltos de Islas Oceánicas (OIB). Las rocas calcialcalinas pertenecen a los volcanes poligenéticos del Ceboruco y Tepetitio, al complejo calderico y domos asociados de San Pedro y a la mayoría de los volcanes monogenéticos alineados en dirección ONO-ESE a los bordes de la depresión tectónica. Las lavas de tipo OIB pertenecen a volcán escudo Cerro Grande, de edad 1.1 Ma, y a unos pocos conos monogenéticos del alineamiento septentrional.

Los pozos geotérmicos profundos proporcionaron información importante sobre el basamento y la edad de formación del SPC. Ningún pozo encontró la sucesión ignimbrítica de la SMO, pero si alcanzó la sucesión del JB, que proporcionó una edad Ar/Ar de 52 Ma en su parte superior. Por otro lado el pozo perforado por debajo del flanco sur del volcán Ceboruco, encontró una espesa secuencia basáltica que dio una edad Ar/Ar integrada de 10.4 ± 0.2 Ma a los 2000 m de profundidad. Esta secuencia presenta estrechas relaciones petrográficas y geoquímicas con los basaltos de la misma edad expuestos en la región de Tepic. Esto podría indicar que, durante la fase temprana de apertura del Golfo de California, el SPC haya representado el tercer brazo de una junta triple centrada en el área de Tepic. Sucesivamente, este brazo abortado, habría sido reactivado por la tectónica relacionada con la extensión en la frontera norte del JB.

CART-09

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA DEL ESTADO DE MICHOACÁNCorona-Chávez P., Israde-Alcantara I. y Garduño-Monroy V.H.¹¹ IIM-UMSNH

E-mail: pcorona@zeus.ccu.umich.mx

E-mail: aisrade@zeus.ccu.umich.mx

E-mail: vgmonroy@zeus.ccu.umich.mx

El Estado de Michoacán es uno de los sectores de la geología de México que cuenta con una complejidad de sus unidades mesozoicas generado que en ella se mezclen ambientes de afinidad Pacífica (arcos volcánicos) y Atlántica (Plataformas), los cuales han sufrido deformaciones que han ocasionado una geometría particular de ellas en su distribución espacial.

Los arcos volcánicos continentales del Terciario y la tectónica dieron al estado de Michoacán paisajes que son característicos de la Tierra Caliente, la cual se configura además en los granitos y en las Capas Rojas en este último se ha moldeado un gran Pliegue falla denominado de Tzitzio.

Las unidades que aparecen en este trabajo fueron obtenidas en base a sus características estratigráficas y de su ambiente tectónico, involucrando una columna que va del Triásico al Reciente.

Desde el punto de vista tectónico en la Sierra Madre del Sur sobresalen las estructuras del sistema de la falla Chapala-Oaxaca, donde el semigraben de Cotija y la depresión de Tepalcatepec son estructuras heredadas de este sistema. Por otro lado el vulcanismo del Cinturón Volcánico Mexicano genera a través de fallas NE-SW el Corredor Tarasco donde se alojan mas de 1200 conos volcánicos. En este corredor destacan los edificios de Tancitaro, el cual contiene un estructura de herradura que generó depósitos de avalancha en su sector SE. Otro edificio es el Cerro Patámbar el cual tiene un cráter de explosión abierto hacia el oeste, ambos rebasan las cotas de los 3000 metro. Con los volcanes se han formado inmensas depresiones lacustre, ahora ya datadas del Mioceno superior-Pleistoceno.

Desde el punto de vista de las rocas intrusivas, los granitos del Terciario dominan en la Sierra Madre del Sur, no obstante en la región de Tuzántla existe un gran dique de magma primitivo que se ha seguido por mas de 20 km en una dirección NE-SW y que es desplazado por otros pequeños diques de dirección NW-SE.

Toda la cartografía geológica realizada se llevo a cabo a escalas de 1:25 000 y 1:50 000, para después realizar una síntesis con escalas de 1: 250 000 y en formatos de las cartas de la INEGI.

En resumen se han diferenciado cuatro grandes secuencias dentro de las cuales existe 80 diferentes unidades.

Esta cartografía geológica está acompañada de un libro donde se abordan los temas de Tectónica, Geología del Basamento, Vulcanismo, Evolución de lagos, Geomorfología y un ensayo metalogénico.

Toda esta información puede ser adquirida en la UMSNH, Edif. "U" C.U. Morelia, Mich., México; Tel (43)167414; pcorona@zeus.ccu.umich.mx; aisrade@zeus.ccu.umich.mx; vgmonroy@zeus.ccu.umich.mx.

CART-10

CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA APLICADA A LA EVALUACIÓN DE LOS PELIGROS VOLCÁNICOS. EL CASO DEL VOLCÁN CITLALTÉPETL (PICO DE ORIZABA)Carrasco-Núñez G.¹, Hubbard B.², Sheridan M.F.² y Galicia C.¹¹ UNICIT, UNAM, Campus Juriquilla
Juriquilla, Qro., 76230, México² 876 Natural Science Complex, Dept. Geology, SUNY at Buffalo, NY., EUA.

Una adecuada evaluación de los peligros volcánicos debe estar basada primordialmente en la reconstrucción de la historia eruptiva del volcán en estudio, para lo cual es necesario establecer una estratigrafía detallada de las diferentes unidades de roca que lo conforman. La presentación de la información geológica a través de mapas geológicos convencionales normalmente no es suficiente para mostrar la naturaleza y potencial eruptivo de un volcán, ya que muchos de los depósitos representativos de eventos catastróficos, o son fácilmente erosionables o bien su tamaño es tan pequeño que su registro geológico es escaso o nulo, resultando comúnmente despreciable para fines cartográficos. Es por ello que, la información cartográfica geológica debe adecuarse para tales fines de acuerdo con las características propias del volcán, como son: su estructura, estilo eruptivo, dimensiones, diversidad y abundancia de las unidades de roca existentes, escala, etc. Es también importante considerar la incorporación de mapas de depósitos representativos de eventos mayores, así como un número suficiente de columnas estratigráficas representativas ubicadas alrededor del volcán, con lo cual se podrán identificar con mayor precisión la magnitud, frecuencia y posible ciclicidad de los eventos eruptivos que ocurrieron en el pasado. El empleo de las herramientas modernas en las que se conjunta un exhaustivo trabajo de campo con la fotogeología y el procesamiento digital de imágenes de satélite con los modelos digitales de elevación del terreno, ha facilitado enormemente el manejo de información diversa (geología, geoquímica, geomorfología, demografía, etc.) que permite una visualización integral del vulcanismo y su potencial amenaza a las áreas circundantes.

En este trabajo se presentan diversos mapas geológicos a diferente escala y con diferente detalle cartográfico, así como mapas individualizados de depósitos mayores asociados con la actividad eruptiva reciente del volcán Citlaltépetl, y una serie de columnas estratigráficas que, junto con la aplicación de modelos de simulación de diversos procesos volcánicos, han permitido definir una zonificación preliminar de los peligros volcánicos para el volcán Citlaltépetl.

CART-11

MAPA DE LA REGIÓN SEPTENTRIONAL DEL TERRENO MIXTECO. CON ÉNFASIS EN EL REGISTRO CENOZOICO

Gilberto Silva-Romo, Claudia Mendoza-Rosales y Marco A. Carreón Méndez

División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UNAM

E-mail: silvarg@servidor.unam.mx

E-mail: claus@servidor.unam.mx

E-mail: carreon4@yahoo.com

Este mapa cronoestratigráfico, parcialmente compilado, fue realizado a escala 1:250,000 con base en los mapas topográficos a escala 1:50,000 respectivos del INEGI. Fue elaborado a partir de la interpretación de fotografías aéreas y trabajo de campo. El nivel de precisión no es uniforme, ya que tiene como objetivo expresar las características estratigráficas y estructurales cenozoicas de la región. El mapa representa al cuadrángulo definido por las coordenadas 97°30' y 98°30' W y 18°00' y 19°00' N. En la parte central de área se localiza la población Tepexi de Rodríguez, Pue. La agrupación de las unidades cronoestratigráficas pre-Cenozoicas es de rango amplio y están matizadas por su carácter genético. Las unidades cenozoicas representadas en el mapa están definidas con base en la agrupación de unidades litostratigráficas, mismas que se tomaron de tres mapas escala 1:50,000.

En el mapa se representa la secuencia cenozoica de carácter fluvio-lacustre acumulada en las cuencas terciarias de Coatzingo-Tepexi y de Tehuiztzingo y los rasgos estructurales más notables que controlaron la evolución sedimentaria cenozoica regional. Las cuencas se generaron por la reactivación de sistemas de fallas pre-Cenozoicas, en el marco de una cizalla continental. La secuencia estratigráfica de la Cuenca Coatzingo-Tepexi consiste de la base a la cima de dos unidades fluviales clásticas: Tepexi el Viejo y Barranca Risco, una unidad calcárea lacustre: Pie de Vaca, unidades volcánicas: Ahuchuetes, Coatzingo, Axamilpa y Huehuetlán y finalmente una unidad calcárea: Formación Agua de Luna, la dislocación progresiva en la región, restringió el área de acumulación lacustre y propició la integración del Río Atoyac a la Vertiente del Pacífico. El registro estratigráfico de la Cuenca de Tehuiztzingo consiste en la Formación Tehuiztzingo, en la cual se reconocen tres unidades: una basal de carácter conglomerática, después una de rocas volcánicas y finalmente una secuencia volcánoclastica de areniscas, tobas y calizas con pedernal.

Dentro del área se reconocen cuatro sistemas de fallas, los cuales se caracterizan por incluir al menos una falla antigua que experimentó reactivación durante el Cenozoico: Los sistemas tienen rumbos Norte-Sur; Este-Oeste; Sudeste-Noreste y Sudoeste-Noreste; los cuatro sistemas presentan desplazamiento normal y lateral; sin embargo, mientras el desplazamiento normal es evidente en el mapa geológico en todos ellos, el desplazamiento lateral únicamente es evidente, para los sistemas Norte-Sur y Sudoeste-Noreste, ambos con sentido izquierdo. La Cuenca de Tehuiztzingo corresponde con una cuenca "pull apart".

CART-12

CARTOGRAFÍA HIDROGEOLÓGICA EN EL CAÑÓN LA HUASTECA, MONTERREY, NUEVO LEÓN

Masuch Oesterreich D., Hellweg F. y Schamper D.

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Carret. a Cerro Prieto, Km 8, Linares, N.L., 67700, México

E-mail: dmasuch@ccr.dsi.uanl.mx

La Cuenca Hidrológica del río Santa Catarina, cerca del área metropolitana de Monterrey, N.L., representa una de las fuentes de abastecimiento de agua potable más importantes para la ciudad de Monterrey. La descarga total de agua potable que suministra el sistema de pozos Buenos Aires, ubicado en el Cañón La Huasteca, es de ~1.60 m³/s. Los pozos cortan las calizas de las formaciones Zuloaga (Kimmeridgiense), Cupido y Aurora (Cretácico Inferior-medio), las cuales están consideradas como los acuíferos profundos más importantes en el NE de México. Los pozos más productivos del sistema de bombas, suministran un promedio mayor que 150 l/s. Sin embargo, entre la mayoría de los pozos profundos (>1000 m.), se encuentran pozos secos o pozos que producen caudales por debajo de 30 l/s.

En los años 1995 y 1996 se llevaron a cabo cuatro cartografías geológicas a una escala de 1:10000, dentro del sinclinal localizado entre los anticlinales Los Muertos y San Blas. El objetivo de estas cartografías fue definir en detalle las estructuras tectónicas que determinan las posiciones estructurales de las formaciones acuíferas. Como resultado de estos estudios, se presenta una carta geológica, otra hidrogeológica, además de secciones hidrogeológicas a una escala 1:25000. Lo anterior ha permitido definir zonas de mayor permeabilidad y con potencial de almacenamiento.

La carta hidrogeológica fue elaborada según un concepto de visualización en el que se consideran los valores del coeficiente hidráulico más precisos para cada una de las formaciones. Estos datos fueron calculados usando los datos de ensayos de rendimiento que fueron llevados a cabo por los Servicios de Agua y Drenaje de Monterrey. Como resultado se presenta una carta hidrogeológica, la cual muestra la distribución del coeficiente hidráulico en su distribución horizontal y vertical. De esta manera, se puede identificar claramente las formaciones conductoras y almacenadoras del agua. Además, los cortes hidrogeológicos muestran el nivel piezométrico, el espesor de la zona no saturada, así como la profundidad y el espesor de las formaciones acuíferas.

Para calcular los valores del coeficiente hidráulico, se determinaron los diferentes valores de la transmisividad para cada uno de los pozos. Sin embargo, existieron algunas limitantes en la determinación de la transmisividad debido a que, los valores del espesor de los acuíferos no son conocidos con precisión.

Esta información en conjunto con los datos digitales de las áreas cartografiadas, formará parte de una base de datos integral dentro de un sistema de información geográfica, el cual será utilizado como recurso en el manejo de los recursos hidráulicos de esta importante cuenca.

CART-13

LOS MAPAS LITOSTRATIGRÁFICOS, SU IMPORTANCIA EN EXPLORACIÓN Y EN INVESTIGACIÓN. ALGUNOS EJEMPLOS DE MÉXICO

Arellano-Gil Javier, Carreón-Méndez Marco A. y Yussim-Guarneros Sergio
Facultad de Ingeniería, UNAM

Existen muchas formas de expresión cartográfica que se realizan o utilizan para cubrir necesidades en exploración y/o en investigación, es decir, tienen distintos objetivos. La cartografía geológica y en particular los mapas litostratigráficos nos permiten mostrar de manera gráfica y simplificada una gran cantidad de información relacionada con recursos naturales que la sociedad demanda.

La Cartografía litostratigráfica, tiene grandes ventajas sobre otras opciones de cartografía temática, ya que nos permite por medio de simbología convencional registrar, procesar, comunicar e interpretar información geológica de la superficie terrestre relacionada con unidades de roca, donde sobresalen los siguientes aspectos: distribución geográfica, relaciones temporales, relaciones geométricas, relaciones espaciales, ambientes de depósito, cronología de eventos, fases tectónicas de deformación y ambientes de depósito. Los mapas litostratigráficos, expresan la distribución de unidades de roca con rangos de Formación, lo que permite hacer interpretaciones rápidas y de calidad. Estos mapas son un recurso muy valioso que se utiliza en distintos proyectos de Ciencias de la Tierra, ya que permiten la fácil caracterización de una región con base en un atributo fácil de valorar: la litología. Otro aspecto importante de estos mapas, es la escala a la que se elaboran, ya que se elige en función de los objetivos de la investigación. En la mayoría de los casos, la escala que se utiliza varía entre 1:25,000 y 1:50,000, escalas que permiten interpretar la región estudiada, lo que los hace muy útiles en la exploración de agua, petróleo y minerales.

La nomenclatura, que se utiliza para identificar cuerpos de roca en estos mapas se forma de dos palabras, la primera puede ser el carácter litológico dominante en la unidad o su rango, la segunda palabra es el nombre de una localidad o rasgo geográfico permanente; algunas de las unidades litostratigráficas que aparecen cartografiadas en los mapas que se presenta como ejemplos en este trabajo, son las formaciones: Agua Nueva, San Felipe, Méndez, Chicotepec, El Abra, Guacamaya, Huizachal, Huayacocotla, San Andrés, Pimienta, Caliza Aurora, Indidura y Caracol. Cualquier formación representa una unidad litostratigráfica fundamental, consiste en un cuerpo de roca caracterizado por su homogeneidad litológica o por un conjunto de litologías que permiten reconocerla y separarla de las unidades contiguas. La formación tiene una posición estratigráfica determinada que es posible expresarla en mapas a escala 1:25,000. Los mapas litostratigráficos tienen la ventaja que se pueden integrar con otros mapas temáticos afines, por lo que es recomendable que se complementen con información sobre las estructuras geológicas, es decir, que se tengan adicionalmente mapas estructurales. Como ejemplos de cartografía litostratigráfica-estructural, que contribuyen al conocimiento geológico de la República Mexicana, se tienen las áreas delimitadas por las siguientes coordenadas geográficas: 20° 36' 30" a 20° 45' 00" LN y 98° 27' 30" a 98° 35' 00" LW, 25° 53' 00" a 26° 02'

00" LN y 103° 38' 00" a 103° 45' 50" LW, 22° 15' 00" a 22° 30' 00" LN y 99° 00' 00" a 99° 20' 00" LW, 22° 15' 00" a 22° 30' 00" LN y 98° 40' 00" a 99° 00' 00" LW.

CART-14

LA ENSEÑANZA DE LA CARTOGRAFÍA TEMÁTICA EN CIENCIAS DE LA TIERRA EN LA FACULTAD DE INGENIERÍA, UNAM

Claudia Mendoza-Rosales y Gilberto Silva-Romo
División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería, UNAM
E-mail: claus@servidor.unam.mx
E-mail: silvarg@servidor.unam.mx

Mediante la cartografía temática se expresan las más diversas variables geográficas (físicas y sociales) que ocurren en la superficie terrestre. En las distintas disciplinas cultivadas en el vasto campo de las Ciencias de la Tierra, cotidianamente se recurre a la expresión cartográfica acerca de la distribución y de las interrelaciones de unidades, y de sus características geométricas y de densidad de ocurrencia del fenómeno natural estudiado. La cartografía temática constituye una herramienta básica en la interpretación y análisis de la información y la base de numerosos trabajos de desarrollo, planeación y explotación de recursos, su uso y utilidad son indudables, pero la precisión de la información transmitida depende en gran medida de los conocimientos del hacedor del mapa, no solo conceptuales referentes al tema, sino de sus conocimientos de cartografía básica, que incluyen desde la elección del sistema de proyección hasta el diseño gráfico del mismo, de tal modo que la información proporcionada en el mapa sea lo más confiable y completa posible en función de la escala y contenido del mismo, proporcionando información no solo cualitativa, sino también cuantitativa que nos permita realizar análisis estadísticos, determinar superficies, volúmenes, etc.

En esta propuesta revisamos los elementos mínimos de cartografía que se deben considerar en las asignaturas que tienen que ver con la cartografía temática en Ciencias de la Tierra; conocimientos que deben ser comunes a los distintos estudiosos de los recursos del planeta Tierra; ya sea con una aproximación respecto a su origen y distribución, o a su explotación racional.

En los programas de estudio de las carreras que se imparten en la Facultad de Ingeniería, en los mapas curriculares de Ingeniería Petrolera y de Minas y Metalurgia, los únicos conceptos afines a la cartografía que se consideran se refieren a elementos de topografía sin abordar específicamente las características, elaboración y uso de un mapa; estos conceptos son abordados en la asignatura Topografía General y Prácticas, la cual solo contempla la enseñanza del uso de herramientas topográficas (brújula y tránsito), levantamientos topográficos (Planimetría y altimetría) y el cálculo de curvas, bagaje teórico-práctico que tiende a la obsolescencia. En la carrera de Ingeniería Geológica se cursa además la asignatura Fotogeología e Interpretación de Mapas Geológicos, en ella se enseñan conceptos de estereoscopia y criterios fotogeológicos para la interpretación de diferentes tipos de roca, a partir de fotografías aéreas, sensores remotos y mapas geológicos, definición, clasificación, así como la elaboración de secciones y columnas geológicas para su correcta interpretación; cabe resaltar que este último curso, no contempla la elaboración de un mapa geológico, el cual es realizado por los alumnos durante el desarrollo de una práctica intersemestral de Geología de Campo General. En la

carrera de Ingeniería Geofísica, después del curso de Topografía, se imparte Exploración Geológica, que si bien cubre los temas de Cartografía, el balance «contenido-hrs/semestre» resulta insuficiente.

Consideramos que los elementos que deben considerarse en un curso de Cartografía son los siguientes: Objetivo de la Cartografía, Forma de la Tierra y parámetros que la caracterizan, Elipsoides regionales y globales, Sistemas de proyección y sus características, Declinación magnética, Características de los mapas y clasificación, Sistema Global de Posicionamiento, Diseño cartográfico, Mapas Topográficos, Mapas Temáticos, Mapas con isolíneas y Sistemas de Información Geográfica.

Como puede verse, las nociones elementales de la cartografía no son desarrolladas con la profundidad necesaria en ningún curso en la actualidad, lo cual impide el desarrollo posterior de los profesionales en el uso y aplicación de nuevas tecnologías que requieran una base conceptual en la Cartografía como lo son los Sistemas de Información Geográfica.

CART-15

NEW AEROMAGNETIC ANOMALY MAP FOR MEXICO-AN ANALYSIS OF CRUSTAL STRUCTURE, MAGMATISM AND TECTONICS

R. Ornelas-Valdes¹ and J. Urrutia-Fucugauchi²

¹ Instituto Mexicano del Petróleo

Av. de los Cien Metros, D.F., México

² Instituto de Geofísica, UNAM

Delegación Coyoacán, México, D.F., 04510 México

Results of an analysis of crustal structure, magmatism and tectonic structures derived from interpretation of regional aeromagnetic anomalies are reported. As part of the long-term exploration program of the national oil company (PEMEX), aeromagnetic surveys have been completed for most of the country. Recently the Petroleum Research Institute (IMP) has completed the integration of the available aeromagnetic data. In this work we present an aeromagnetic anomaly map at a scale 1:2000 000, based on data reduction at a reference level of 3500 m above sea level. Aeromagnetic data collected for small scale prospect areas at different times in the past decades have been re-processed to take into account the secular variation and global reference field (DGRF), and continued upwards to a uniform level. Different smoothing and contouring techniques were then applied to the data set to generate a country-scale aeromagnetic anomaly map. Zones that were not surveyed include the ignimbritic volcanic province of the Sierra Madre Occidental, the area around Mexico City within the Trans-Mexican volcanic belt (TMVB) and smaller areas in southern Mexico.

CAT-01

LOS PRINCIPALES RESULTADOS CIENTÍFICOS DEL PROGRAMA SALSA

Ghani Chehbouni, Chris Watts, Julio Rodríguez y Dave Goodrich

Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD), Francia e IMADES

El objetivo de la presentación es proporcionar una vista amplia de los resultados del programa SALSA (Semi-Arid Land Surface Atmosphere) para mejorar nuestro entendimiento de la interacción entre procesos hidrológicos, ecológicos y atmosféricos en condiciones semi-áridas. El trabajo experimental fue realizado en la cuenca del río San Pedro, Sonora durante el período 1997-1999. Primero, se considera el funcionamiento de un pastizal incluyéndose la competencia entre las especies nativas y las invasivas. Segundo, se describe los modelos paramétricos de los flujos de agua y energía en regiones áridas y semi-áridas con énfasis especial en los métodos para la extrapolación de escala pequeña o de parcela (50 m a 1 km) a escalas más grandes como la cuadrícula utilizada en un modelo meteorológico (5 km a 100 km). Tercero, se consideran las interacciones entre aguas superficiales y subterráneas a diferentes escalas temporales. Cuarto, se presentan los resultados principal es para la aplicación de sensores remotos, especialmente aquellos dirigidos hacia las capacidades de la nueva generación de satélites ERS2/ATSR2, SPOT/VEGETATION, LANDSAT/ETM, NASA-EOS, etc. Finalmente, se describen los problemas no resueltos y las necesidades de investigaciones futuras.

CAT-02

REMOTELY SENSED ESTIMATES OF EVAPORATION FOR IRRIGATED CROPS IN NORTHERN MEXICO

Jaime Garatuza Payán

Instituto Tecnológico de Sonora

Half-hourly estimates of solar radiation were derived from satellite data for the Yaqui Valley Irrigation scheme near Ciudad Obregon in Sonora, Mexico for the period November 1998 to March 1999. Estimates were made on a 50 km grid mesh using the Global Energy and Water-Cycle Experiment Surface Radiation Budget (GEWEX/SRB) algorithm applied with GOES-East satellite data and, on a 4 km grid mesh, using a high-resolution development of the GEWEX/SRB algorithm with GOES-West satellite data. The resulting values were compared with field measurements made at two field sites located in the irrigated region. On average, using the presently specified calibration of the radiometers on the two satellites, the values derived from GOES-East satellite data are 18% greater than field measurements, while those from GOES-West are 9% less than field measurements. Assuming these systematic differences reflect the current poor calibration of the satellite sensors, the estimates derived from each satellite were separately re-calibrated to give time-average agreement with the surface data. After re-calibration, significant random differences between the hourly satellite estimates and surface observations of solar radiation remained because the satellite provides an instantaneous area-average estimate, while the field observation is a time-average single-point measurement. These discrepancies are markedly reduced when daily-average values of solar radiation are compared. The root mean square error between the satellite and the surface

measurements is lower for the high-resolution satellite estimate than it is for the low-resolution satellite estimates, and there is a noticeable enhancement of the spatial detail with the high-resolution data, making them preferable for hydrological applications. Previous research demonstrated the potential for reliably estimating potential evaporation in the study area from daily-average solar radiation and climatological air temperature using a locally calibrated version of the Makkink equation. Locally relevant crop factors also have been derived for wheat and cotton, the two most commonly planted crops. Application of the high-resolution satellite estimates of solar to calculated daily estimates of crop evaporation for wheat and cotton fields through the fall 1998-spring 1999 growing season is demonstrated.

CAT-03

ESTIMACIÓN DEL FLUJO TURBULENTO DE CALOR USANDO LA SCENTILOMETRÍA

Christopher Watts, Ghani Chehbouni y Julio Rodríguez

Instituto del Medio Ambiente del Estado de Sonora

La scentilometría consiste en la transmisión de radiación electro-magnética y la medición de las variaciones de intensidad en la señal recibida. Estas variaciones están relacionadas al movimiento de calor y humedad en la trayectoria entre el transmisor y el receptor y las contribuciones relativas de calor y humedad dependen de la frecuencia de la radiación. Se han construido scentilómetros para diferentes regiones del espectro electromagnético y se han desarrollado métodos para derivar los flujos turbulentos de calor, humedad y momentum. Recientemente, el scentilómetro de gran apertura (el cual utiliza un rayo incoherente en la región infrarroja cercana) se ha vuelto popular en estudios hidrometeorológicos, siendo un instrumento relativamente barato y de uso sencillo que puede estimar el flujo turbulento de calor sobre distancias de varios kilómetros. Además, es posible obtener promedios estables del flujo en períodos de 10 minutos o menos. Estas características hacen del scentilómetro una herramienta valiosa para la validación de flujos obtenidos de satélite.

El objetivo de la ponencia es describir la instrumentación y la metodología para derivar estimaciones del flujo turbulento de calor, así como presentar los resultados de algunas campañas experimentales en el noroeste de México. Utilizamos el scentilómetro por primera vez sobre una área de mesquite cerca de Hermosillo en 1996, comparándose los resultados con los de un equipo de correlación turbulento HYDRA Mk2. Posteriormente, hemos realizado mediciones sobre pastizales en la cuenca del río San Pedro para validar estimaciones del flujo de calor obtenidos con temperatura de superficie derivadas de satélite (NOAA AVHRR). En abril 1999, realizamos mediciones sobre un transecto de parcelas de diferentes cultivos (algodón, trigo y garbanzo) en el valle del Yaqui, donde cada parcela contaba con equipo de correlación turbulenta CAMPBELL. Los resultados muestran la utilidad del scentilómetro en los estudios hidrometeorológicos.

CAT-04

HIGH-RESOLUTION CLOUD OBSERVATIONS FOR NORTHWESTERN MEXICO FROM GOES-7 SATELLITE OBSERVATIONS

Jaime Garatuza Payán
Instituto Tecnológico de Sonora

The first stage in a program of research to develop a regional model capable of describing the hydrology of semi-arid areas of northwest Mexico and southwest USA using remotely sensed data is described in this paper. Fine-scale information on cloud cover is required to provide the radiation forcing for estimating evaporation in the hydrologic model, and frequent satellite observations have the potential to document cloud variability at high spatial and temporal resolution. In this study, the operational framework for obtaining information on cloud cover was developed and applied using hourly sampled, 1 km resolution GOES-7 data which were received in real time in Obregon, Mexico. These satellite data were collected and analyzed from July 1, 1993 to July 31, 1994 for an approximately 106 km² rectangular area in northwest Mexico. An efficient method was devised to provide clear-sky radiance images for the study area at monthly intervals and 4 x 4 km resolution by applying thresholds indexed to the locally appropriate clear-sky radiance, thereby allowing for spatial and temporal changes in surface conditions. Manual image inspection and comparison with ground-based measurements of cloud cover and of surface solar radiation provided reassurance that the high-resolution cloud-screening algorithm gives satisfactory results. This algorithm was applied to investigate the effects of temporal sampling frequency on estimates of daytime-average cloud cover and to document aspects of the cloud characteristics for the study area. The present data were compared with cloud observations from the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP D1). Cloud estimates from ISCCP were twice those obtained with the high-resolution data used in this study, indicating that, in this complex study area where land and water boundaries are in close proximity, low-resolution satellite observations of clouds may not be able to depict the true cloud cover.

CAT-05

SEGUIMIENTO Y EVALUACION DE SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA

Alvarez Oscar y Contreras Ana Delia
Facultad de Instrumentación Electrónica y Ciencias Atmosféricas,
Universidad Veracruzana

Se presenta un conjunto de metodologías de seguimiento y evaluación de sistemas convectivos de mesoescala sobre el sureste de México, así como de las metodologías utilizadas para estimar la precipitación por medio de imágenes de satélite.

CAT-06

INFLUENCIA DEL NIÑO 1997-98 EN EL REGIMEN TERMICO DEL LAGO DE CHAPALA, MEXICO

Tereshchenko I.E.¹, Filonov A.E.¹, Monzón C.O.¹, Gallegos A.G.² y Rodríguez R.S.²

¹ Depto. de Física, Universidad de Guadalajara
Av. Revolución 1500, Guadalajara, Jal., 44421, México
E-mail: afilonov@ccip.udg.mx

² Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM
Circuito Exterior s/n, Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510, México
E-mail: gallegos@mar.icmyl.unam.mx

En base a una serie de tiempo de tres años de imágenes de satélite se realizó el análisis de la oscilación de la temperatura superficial del lago de Chapala en la época de El Niño 1997-98. Las imágenes NOAA-AVHRR (National Oceanic and Atmospheric Administration-Advanced Very High Resolution Radiometer) se obtuvieron en el Instituto de Geografía de la UNAM. Estas se recibieron desde abril 1996 hasta mayo de 1999 cuatro veces al día: 00:30, 09:30, 11:00 y 20:30 hora local.

La variabilidad espacial y temporal de la temperatura superficial del lago se analizó en un corte diagonal (oeste-este) y en tres perpendiculares a él (norte-sur). Se encontró que durante todo el año la parte este del lago de Chapala en promedio es 2°C más caliente que la parte oeste, y su región norte en 3-4°C más caliente que el sur. El análisis espectral mostró que el 95% de la amplitud media cuadrática de la oscilación de la temperatura superficial del lago se determina por dos armónicos: anual y semianual. Esto permite de manera satisfactoria pronosticar su distribución espacio-temporal en el lago y utilizar estos datos para el cálculo de la evaporación y otros procesos dinámicos en la capa límite de la atmósfera cercana a la superficie.

Las oscilaciones de la temperatura superficial en el lago se compararon con la temperatura del aire en la estación climatológica Chapala y el índice El Niño, el cual se define como el promedio mensual de la anomalía de la temperatura superficial en la parte ecuatorial de la región B del Pacífico (4°N-4°S, 90°W-150°W). El Niño 1997-98 presentó una gran influencia en el régimen térmico del lago. En primavera y verano de 1998 la temperatura del aire y de la superficie del lago fue en promedio 2°C superior a los años previos.

CAT-07

VISTAS: VISUALIZADOR DE SERIES DE TIEMPO ATMOSFÉRICAS

J. Reyes de la Gala, E.G. Pavia y F. Graef
CICESE

Se presenta el sistema computacional VISTAS, auxiliar en el análisis de datos climatológicos. El sistema permite visualizar la información de estaciones climatológicas de una manera eficiente y amigable. Con ello brinda un excelente soporte en el control de calidad de datos cuando se trabaja con grandes volúmenes de información. Además de manejar las series de tiempo de las variables climatológicas, el sistema integra información concerniente a las estaciones, como su ubicación geográfica, organización responsable de su funcionamiento, etc.

A manera de ejemplo, se demuestra el uso del sistema VISTAS aplicado a la base de datos "Climatología Computarizada" (Clicom), del Servicio Meteorológico Nacional. El acceso a la base de datos se realiza mediante el programa "Extractor Rápido de Información Climatológica" (ERIC), desarrollado por el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

El visualizador fue desarrollado en MATLAB, un lenguaje específico para cómputo técnico de gran portabilidad y facilidad de integración. Esto permite que VISTAS pueda ser adaptado fácilmente para manejar otro tipo de datos, así como para incorporar módulos adicionales de análisis estadístico o numérico. Este sistema visualizador sirve de prototipo para un futuro servicio de distribución de información climatológica en la página www de CICESE.

Una aplicación del sistema VISTAS se presenta en el trabajo de Graef y colaboradores, también sometido a esta reunión.

CAT-08

UNA NUEVA CLIMATOLOGÍA DE LA PRECIPITACIÓN PLUVIAL EN MÉXICO

F. Graef, E.G. Pavia y J. Reyes de la Gala
CICESE

A partir de la base de datos "Climatología Computarizada" (Clicom), accesada por medio del "Extractor Rápido de Información Climatológica" (ERIC), se construyó una climatología de la precipitación pluvial para alrededor de 1000 estaciones climatológicas en México. Es decir: sin ningún tipo de interpolación espacial. El objetivo de lo anterior es poder verificar "dato a dato y estación por estación" la información climatológica, a costa de sacrificar un poco la identificación subjetiva de regiones pluviométricas.

Los criterios iniciales para construir la climatología fueron considerar sólo estaciones con más de 20 años de datos y tener por lo menos una estación por estado. El resultado final fue obtenido con 979 estaciones (de un total de 5000) con al menos 23 años de datos completos, y un estado (Tabasco) con un mínimo de 6 estaciones.

Finalmente, nuestra climatología es comparada con la reportada por el Servicio Meteorológico Nacional en su página de internet.

CAT-09

EFFECTO DE EL NIÑO Y LA NIÑA SOBRE LA SEQUÍA INTRAESTIVAL DE LA REGIÓN XALAPA, VERACRUZ, MÉXICO

Domitilo Pereyra Díaz, José Antonio Agustín Pérez Sesma y Miguel Ángel Natividad Baizabal
Facultad de Instrumentación Electrónica, Carrera de Ciencias Atmosféricas, Universidad Veracruzana

En el presente resumen se muestra el efecto de El Niño y La Niña sobre la sequía intraestival o canícula que se presenta en la región de Xalapa, Ver. Para realizar lo anterior se comparó la precipitación promedio decenal de los meses del año, de los años de Niño y Niña con los de los años en que no hubo evento. El periodo

de registro analizado fue de 1966 a 1998. Los resultados muestran que durante los eventos de El Niño (débil, moderado y fuerte) se presenta ligeramente la sequía intraestival desde la primera decena del mes de agosto hasta la tercera decena del mismo mes, tal como se describe en el análisis mensual del trabajo de Pereyra, et al. (1994). Para el caso particular del fenómeno de La Niña (moderada y fuerte) se encontró que la sequía intraestival es más pronunciada tanto en magnitud como en tiempo en comparación con la canícula que genera el fenómeno de El Niño, empezando ésta en la tercera decena de junio y finalizando en la primera decena de septiembre. Por lo que este fenómeno produce un mayor impacto en el desarrollo económico local. Finalmente, se encontró que cuando no hay presencia de evento (Niño o Niña), el periodo canicular en la región Xalapa tiende a desaparecer.

CAT-10

LA FASE FRÍA DEL FENOMENO ENOS Y LA PRECIPITACIÓN EN "EL BAJÍO" GUANAJUATENSE DURANTE 1949-1999

Genaro Montesinos Silva
Cuerpo Académico de Producción y Desarrollo Agropecuario,
Instituto de Ciencias Agrícolas, Universidad de Guanajuato
A.P. 311, Irapuato, Gto., 36500, México
E-mail: genaros@dulcinea.ugto.mx

La tesis de que el fenómeno "El Niño/Oscilación Suriana" (ENOS) es el que ofrece mayores posibilidades explicativas a la aparición de las sequías en México, ha sido recibida con grandes expectativas. La relación entre estos dos fenómenos atmosféricos ha sido resumida por Galindo estableciendo que: la fase fría potencia la sequía intraestival en la mitad este del país, mientras que la caliente tiene un efecto importante en las costas del Pacífico y en el noroeste de México, donde la abate; en el altiplano central ambas fases están indiferenciadas, considerando el caso particular de Celaya, Gto., la que por su posición entre las costas de ambos litorales no presenta con regularidad la sequía intraestival. Sin embargo, el resultado de la revisión de la precipitación anual del periodo 1950-1997 en Guanajuato, Irapuato y Celaya, mostró por medio de un análisis de regresión lineal simple, una relación estadísticamente significativa, con un nivel de confianza del 95%, entre la fase caliente del fenómeno ENOS, expresada a través de un índice de la máxima anomalía de la temperatura del mar en el Océano Pacífico, con el índice de la sequía intraestival.

Entre 1949 y 1999, se han presentado diez eventos "La Niña" de diferentes intensidades, a los cuales correspondieron en las tres localidades de "El Bajío" guanajuatense citadas anteriormente, eventos de sequía intraestival, y desviaciones positivas y negativas de la precipitación promedio. Para establecer una conexión entre la fase fría del ENOS y la precipitación de la región, se relacionaron en un análisis de regresión lineal simple, los índices de la sequía intraestival y las desviaciones anuales de la precipitación media, con un índice de la máxima anomalía de la temperatura registrada en el Océano Pacífico (Región Niño3), durante los eventos "La Niña" registrados en el periodo citado.

Los resultados del análisis mostraron que sólo las desviaciones anuales de la precipitación tuvieron una relación estadísticamente significativa, con un nivel de confianza del 95%, con la presencia e intensidad de la fase fría del ENOS, aunque el coeficiente de correlación obtenido (0.41) indique que la relación es relativamente débil.

CAT-11

MANIFESTACIÓN DE LA SEÑAL DE EL NIÑO EN LAS VARIACIONES DE PRECIPITACIÓN

Irina Tereshchenko y Sandra L. Álvarez Pozos
 Depto. de Física, Universidad de Guadalajara

El objetivo de este trabajo fue evaluar las variaciones de precipitación anual (1874-1999) en la ciudad de Guadalajara y buscar la relación entre el fenómeno del NIÑO y las sequías ocurridas.

Se observó que la precipitación pluvial (Pp) tiene un comportamiento cíclico (senoidal) aproximadamente de 35 a 40 años, en donde la duración de un punto máximo (de humedad) a un punto mínimo (de sequía) es de 15 a 20 años, este comportamiento ocurre también con la temperatura, presión atmosférica, humedad relativa y evaporación. Estos ciclos están comprendidos en los siguientes periodos de 1895-1924, 1925-1955 y 1956 - 1999, siendo este último periodo el de mayor magnitud con una duración de 41 años.

Para determinar la presencia de las sequías se utilizó tres tipos de índices que son: índice de deciles, índice Estandarizado (SPI), índice de Ped que involucran las mismas variables meteorológicas, temperatura, precipitación y humedad relativa.

En base a los mismos datos (Álvarez, P.S. 1998a, 1998b) buscamos la relación entre los episodios del NIÑO y anomalías de precipitación y frecuencias de las sequías.

Se realizó un análisis preliminar de circulación en la troposfera media (H500) durante el último episodio de el NIÑO (1997-1998), se encontró una situación de bloqueo como en el trabajo de Pérez, G.I. (1993).

Referencias:

- Álvarez, P. y Fuentes, G. (1998). Estudio de las descripciones de las variaciones del microclima en la ciudad de Guadalajara. Universidad de Guadalajara. 20 de Octubre de 1998.
 Álvarez, P. y Fuentes, G. (1998). Banco estadístico climático de la ciudad de Guadalajara (1874-1997). Universidad de Guadalajara. 20 de Octubre de 1998.
 Página Web: www.cucei.udg.mx ó www.geocities.com/CapeCanaveral/Cockpit/5961/index.html
 Pérez, G.I. (1993). VI Congreso Nacional de Meteorología y II Congreso Iberoamericano del Medio.
 Ambiente Atmosférico (CIAMAA/93). 27-29 de Octubre de 1993. México, D.F.

CAT-12

PATRONES DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA (1948-1999), ASOCIADOS CON EL TRANSPORTE DE HUMEDAD HACIA LAS CUENCAS FLUVIALES DEL NOROESTE MEXICANO

Luis Brito Castillo¹ y Arthur V. Douglas²

¹ Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, S.C.,
 Unidad Guaymas
 Guaymas, Son., México
² Creighton University
 Omaha, Nebraska, USA

Se describen los patrones de circulación atmosférica, de la troposfera media, a partir de las anomalías de alturas geopotenciales a 700 mb, asociados con el transporte de humedad hacia las cuencas fluviales de la vertiente continental del noroeste mexicano. Los mapas de alturas geopotenciales se elaboraron mediante el programa de NOAA-CIRES en el sitio <http://www.cdc.noaa.gov/Composites>, en relación a los diez años más húmedos y los 10 años más secos, así como su diferencia, de los valores de anomalías de porcentaje de normal de las precipitaciones. Los años húmedos y secos fueron seleccionados a partir de la serie promedio de precipitación, calculada de los registros mensuales, de las estaciones situadas al interior y en los alrededores de las cuencas. El análisis de los patrones de circulación se hizo para verano (julio-septiembre) e invierno (noviembre-febrero) en el periodo comprendido de 1948-1999.

En verano, la humedad es transportada, desde el Océano Pacífico, por vientos del suroeste y su contribución hacia las cuencas del norte, centro y sur depende de la intensificación y expansión de una celda de baja presión localizada al oeste de las costas mexicanas sobre el Océano Pacífico. El aporte de humedad, desde el Golfo de México hacia la zona de estudio, por flujos del noreste, sólo se observa en julio y agosto y desaparece al incluir septiembre en los cálculos, al parecer, debido a la influencia de las perturbaciones tropicales. Los años más secos en las cuencas, se asocian a un centro de alta presión muy persistente sobre la península de Baja California.

En invierno, la humedad desde el Océano Pacífico hacia las cuencas fluviales, es transportada por vientos del oeste y suroeste. Este aporte de humedad se asocia a un patrón de circulación atmosférica compuesto por una celda de baja presión sobre las Aleutianas, una celda de alta presión sobre la costa oeste de Canadá y una celda de baja presión sobre la península de Baja California. Cuando la celda de baja presión sobre las Aleutianas está muy intensificada la humedad penetra hasta las cuencas del sur. Los años más secos de la estación invernal se asocian con un patrón de circulación opuesto al descrito.

CAT-13

PREDICCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN EN ENSENADA, B.C. APLICANDO REDES NEURONALES ARTIFICIALES

Miguel Angel Pérez Chavarría¹, Juan Carlos Campos
Martínez² y Affonso Da Silveira Mascarenhas¹

¹ Instituto de Investigaciones Oceanológicas, UABC

² CICESE, Ensenada, B.C., México

Conocer el comportamiento que presentan la atmósfera y el océano no es una tarea sencilla y mucho menos la predicción de los fenómenos naturales que se llevan a cabo debido a la interacción de estos fluidos geofísicos. Sin embargo, por razones obvias, el ciudadano común desea conocer el estado del tiempo en los próximos días; la temperatura ambiente, la humedad, la precipitación, etc. Afortunadamente cada vez se sabe más de estos fenómenos y en las últimas décadas se ha encontrado que los procesos océano-atmósfera globales y de gran escala, tienen una gran influencia en fenómenos locales, tal es el caso del efecto que tiene el fenómeno de El Niño en la lluvia en Ensenada B.C.

El objetivo de este trabajo es encontrar una relación entre la precipitación en Ensenada y la temperatura superficial del mar en la bahía y de esta manera, determinar un índice que nos permita realizar predicciones de la precipitación local. Dichas predicciones se harán aplicando una técnica de procesamiento en paralelo que recientemente ha tenido mucho éxito; las Redes Neuronales Artificiales.

CAT-14

RELACIÓN DE ENSO Y LA LLUVIA ESTACIONAL EN LAS CALIFORNIAS

E.G. Pavía y J.C. Campos
CICESE

En este trabajo se comprueba la hipótesis de Pavía y Badán (1998) sobre la relación entre ENSO y la lluvia en la región Mediterránea de las Californias. Encontrándose que las mas altas correlaciones del índice de oscilación austral y la lluvia se encuentran en el Valle de Guadalupe, B.C. Otras zonas de alta correlación comprende las ciudades de San Diego, California (EE.UU.), Tijuana, Rosarito y Ensenada, Baja California, México. Al alejarnos de estas zonas las correlaciones bajan y los regímenes de lluvia cambian, indicando una menor influencia de ENSO en la precipitación estacional de estas regiones vecinas.

CAT-15

TRANSPORTE Y DISPERSIÓN DE CONTAMINANTES ATMOSFÉRICOS EN LA SONDA DE CAMPECHE, MÉXICO. PARTE I: ANÁLISIS DE SERIES DE TIEMPO

José Luis Arreola Contreras

Subcoordinación de Hidrometeorología, Instituto Mexicano de
Tecnología del Agua
Paseo Cuauhnáhuac #8532, Col. Progreso, Jutepec, Mor., 62550,
México

E-mail: jarreola@tajin.imta.mx

En este trabajo se presenta el análisis estadístico de series de tiempo de viento como un estudio preliminar para aplicar un modelo numérico de dispersión de contaminantes atmosféricos "The Offshore and Coastal Dispersion Model" (OCD) con la finalidad de simular los efectos de las emisiones puntuales (o fuentes fijas) de dióxido de azufre (SO_2) y óxidos de nitrógeno (NO_x), localizadas afuera de la línea costa (offshore) en la región conocida como la Sonda de Campeche. El análisis que se aplicó a los datos consistió en obtener las estadísticas básicas, así como determinar el índice de persistencia del viento. Los resultados muestran las características estadísticas más significativas de variación estacional durante verano e invierno. Se describe la importancia de realizar este tipo de análisis preliminar a los datos, con la finalidad de seleccionar y aplicar un modelo numérico de dispersión de contaminantes atmosféricos en la zona de estudio.

CAT-16

LA CALIDAD DEL AIRE EN LA REGIÓN FRONTERIZA CALIFORNIA-BAJA CALIFORNIA: CASO DE LOS VALLES DE MEXICALI, B.C., MÉXICO E IMPERIAL, CAL. EUA

Margarito Quintero Núñez
Instituto de Ingeniería, UABC

Los valles de Mexicali e Imperial están localizados en el desierto del Colorado. Ambos comparten el mismo valle dividido por una línea política. Están situados en una zona esencialmente árida, bajo el nivel del mar.

La contaminación del aire es un tema muy socorrido en ambos valles. Todo mundo la ve, la siente y la respira, pero pocos saben de su cuantificación. Para todos es patente a través de las tolvaneras, por el polvo suspendido en el aire, por la circulación de automóviles por calles no pavimentadas, por las IRAS (Infecciones Respiratorias Agudas) por las alergias y otros padecimientos típicos en los habitantes fronterizos.

Los eventos mas importantes de contaminación del aire detectadas por las estaciones de monitoreo ambiental donde se exceden las normas establecidas durante algunos meses del año, son las partículas suspendidas totales, las PM_{10} y las emanaciones de los automóviles destacando entre estas últimas el bióxido de carbono y el ozono, es decir algunos de los componentes de lo que se conoce comúnmente como smog fotoquímico. Los resultados pretenden servir para: a) Ayudar a la prevención y diagnóstico de las IRAS (Infecciones Respiratorias Agudas); b) Establecer políticas de la prevención de la contaminación para evitar contingencias ambientales; c) Aprobar leyes que permitan normativizar las

emisiones gaseosas de todos los sectores, sobretudo del lado mexicano y d) Justificar el mantenimiento en el corto plazo de las 6 estaciones de monitoreo ambiental de la ciudad de Mexicali.

CAT-17

AJUSTE DE MODELOS ARIMA E IMPORTANCIA DE LA INFORMACIÓN HISTÓRICA PARA EL PRONÓSTICO DEL OZONO TROPOSFÉRICO EN LA CIUDAD DE MÉXICO

José Luis Bravo y Ma. Magdalena Nava
Observatorio de Radiación Solar, Instituto de Geofísica, UNAM
Instituto Mexicano del Petróleo

Se ajustan modelos ARIMA a los datos de ozono troposférico de 10 estaciones de la Red Automática de Monitoreo Atmosférico en la Ciudad de México. El objetivo es evaluar la importancia relativa que tienen en el comportamiento de las series la parte estocástica con respecto a la pronosticable. Los datos corresponden a los años de 1995 y 1996. Se aplica también a la series filtros pasa bajo para examinar su variación anual y periódica. Los residuales del modelo ARIMA y de las series filtradas se comparan con los valores de la radiación solar global medida en el Observatorio de Radiación Solar del Instituto de Geofísica.

Del análisis realizado se concluye que las series de los máximos diarios de ozono presentan variación de la media a lo largo del año, esta variación y la parte autoregresiva de la serie representan menos del 50% de la variabilidad de las series siendo la parte estocástica la componente más importante en la variabilidad. La correlación de los residuales con la radiación solar y lo mencionado anteriormente sugieren la importancia de las condiciones meteorológicas el día del pronóstico del ozono cuando se pronostica a corto plazo, es decir pronosticando a un día o dos hacia delante. De los intervalos de confianza de los pronósticos son los modelos ARIMA se evalúa el alcance de dichos modelos.

CAT-18

APLICACIÓN DEL MÉTODO ADJUNTO A UN PROBLEMA INVERSO DE CONTROL DE EMISIONES INDUSTRIALES

David Parra Guevara y Yuri N. Skiba
Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM
Circuito Exterior, Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510, México

Se modela la propagación de un contaminante que ha sido emitido a la atmósfera por varias fuentes industriales, usando la ecuación de transporte bidimensional. Se derivan el correspondiente modelo adjunto y un principio de dualidad en base a la identidad de Lagrange, los cuales permiten formular algunas estrategias de control que se aplican a la tasa de emisión de cada fuente puntual. El objetivo de tales controles es mantener la concentración promedio del contaminante en una zona de importancia ecológica por debajo de un valor máximo admisible (norma sanitaria).

Se sugieren cuatro estrategias de control, las cuales se definen en función de la solución del modelo adjunto. La primera estrategia se basa en la minimización de la norma integral de cada tasa de emisión, sujeta a una ecuación de enlace determinada por el

principio de dualidad. La segunda estrategia se obtiene de acotar el comportamiento temporal de cada tasa de emisión cuando estas se consideran dentro del principio de dualidad. Ambos controles hacen cumplir la norma sanitaria, sin embargo la segunda estrategia es menos restrictiva para la actividad industrial.

Las dos últimas estrategias se formulan en el caso de que cada industria contaminante trabaje con una tasa de emisión constante. Para este caso, se muestra que si el impacto de cada fuente contaminante sobre la región de importancia ecológica es uniforme, y el exceso en la norma sanitaria es pequeño, entonces las tasas de emisión óptimas se obtienen de resolver un problema de mínimos cuadrados con una restricción lineal (tercera estrategia). Sin las hipótesis anteriores aún es posible definir tasas de emisión adecuadas. Para este fin se usa la proporción relativa del tamaño de las empresas y el impacto de cada una de estas en la zona de importancia ecológica (cuarta estrategia).

Por último, se observa que es posible generar nuevas estrategias de control para el cumplimiento de la norma sanitaria, si se consideran combinaciones lineales convexas con las tasas de emisión definidas en las estrategias antes expuestas.

CAT-19

ESTIMACIÓN DE LOS NIVELES DE CONTAMINACIÓN DE CO Y PM₁₀ EN LA ZONA METROPOLITANA DE GUADALAJARA

Valentina Davydova B.¹ y Yuri N. Skiba²

¹ Depto. de Física, Instituto de Astronomía y Meteorología, CUCEI, Universidad de Guadalajara
E-mail: vdavidov@udg.servidor.cencar.udg.mx

² Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM
Circuito Exterior, Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510, México
E-mail: skiba@servidor.unam.mx

Se realizó un modelo matemático y numérico bidimensional de transporte y difusión en una área limitada para estimar los niveles de contaminación atmosférica aplicado para la Zona Metropolitana de Guadalajara (ZMG).

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + U \cdot \nabla \phi + \sigma \phi - \nabla \cdot \mu \nabla \phi = \sum_{i=1}^I Q_i(t) \delta(r - r_i)$$

Aquí ϕ es la concentración del contaminante, μ es el coeficiente de difusión, σ es el coeficiente de decrecimiento de contaminación a causa de procesos químicos en la atmósfera, ∇ es el gradiente bidimensional, Q_i es la concentración de i -ésima fuente de contaminación, $r(x, y)$ es la ubicación de i -ésima fuente de contaminación, $\vec{U}$ es el vector del viento. Este modelo se construyó utilizando métodos de separación (componente por componente), factorización y esquema de Crank - Nicholson. Cuando $m=x=U_z=0$ el modelo cumple dos leyes de conservación, lo que prueba unicidad de solución y su estabilidad.

Los primeros experimentos numéricos se realizaron utilizando los datos del viento registrado en las ocho estaciones de la Red Automática de Monitoreo Ambiental (RAMA) de la Comisión de Ecología Estatal (COESE) en la ZMG. Aquí como principales fuentes de contaminación puntuales para monóxido de carbono

(CO) se consideraron las gloriets y cruces de avenidas en donde se concentran los vehículos según el régimen del trabajo de semáforos. Para estimar los niveles de contaminación por PM_{10} se tomaron en cuenta las fabricas que fueran determinadas como de alto riesgo por la COESE y las cuales están situadas en el territorio de la ZMG. Las primeras estimaciones numéricas permitieron analizar la vulnerabilidad de la Zona Metropolitana de Guadalajara y determinar la ubicación de regiones sobre el territorio de la ciudad poco recomendables para su uso en el desarrollo urbano.

CAT-20

MODELO ESTADÍSTICO PARA ESTIMAR CONCENTRACIONES DE $NaCl$ Y SO_2 CATALIZADORES DEL PROCESO DE CORROSIÓN ATMOSFÉRICA EN LAS COSTAS DEL GOLFO DE MÉXICO

Miguel Ángel Natividad Baizabal¹, Domitilo Pereyra Díaz¹, Ignacio Sosa Uscanga¹, J. José Carpio¹ y Javier Reyes Trujeque²

¹ Facultad de Instrumentación Electrónica, Carrera de Ciencias Atmosféricas, Universidad Veracruzana A.P. #136, Xalapa, Ver., 91000, México
E-mail: navidad@dino.coacade.uv.mx

² Programa de Corrosión del Golfo de México A.P. #204, Campeche, Camp., 24030, México

La corrosión atmosférica es un fenómeno que incide significativamente en la economía de las regiones costeras de nuestro país. En la zona costera del Golfo de México se desarrolla una importante actividad económica e industrial. Las infraestructuras metálicas existentes en la región se ven influenciadas por condiciones climáticas extremas caracterizadas por un clima tropical húmedo, en la mayor parte, con temperaturas que en verano llegan a superar los 40°C y la humedad relativa alcanza valores mayores al 80%. Esto aunado a la presencia en la atmósfera de compuestos catalizadores de los procesos de corrosión, tales como los aerosoles marinos y el bióxido de azufre. Estas condiciones provocan que el azufre atmosférico provoque sobre los materiales estructurales un impacto muy grave. En este trabajo se presentan los resultados de un muestreo de las condiciones climáticas y la calidad del aire entre 1993 y 1998 en 12 unidades de exposición atmosféricas instaladas en las ciudades de Campeche, Camp., Coatzacoalcas y Jalapa estas últimas en el estado de Veracruz, tal muestreo permitió caracterizar la corrosividad atmosférica para los siguientes materiales estructurales: acero al carbón, aluminio, cobre y zinc, empleando la Norma Predictiva ISO 9223:1992. Utilizando la técnica estadística de regresión lineal nos permitió profundizar en el conocimiento de los parámetros del clima que están relacionados con los contaminantes atmosféricos de las zonas costeras del Golfo de México, así como la influencia de los contaminantes en la corrosión de los metales. Los resultados obtenidos demuestran la existencia de variables climáticas, tales como la humedad relativa y la rapidez del viento, altamente correlacionadas con los fenómenos de corrosión atmosférica y no contempladas dentro de los parámetros de clasificación propuestos por la metodología estándar internacional, lo que podría estar influyendo en las predicciones de la velocidad de corrosión de los metales ensayados, de acuerdo a los valores estipulados por dicha norma, y cuya aplicación en las zonas costeras presenta una marcada incertidumbre.

CAT-21

MODELACIÓN ESTADÍSTICA DEL CAMPO DE VIENTO EN LA REGIÓN DE LAGUNA VERDE

Graciela Elizabeth Ramos García, Adalberto Tejeda M. y Juan Francisco González Ríos
Licenciatura en Ciencias Atmosféricas, Facultad de Instrumentación Electrónica
Licenciatura en Sistemas Computacionales Administrativos, Universidad Veracruzana
Proyecto SIGOLFO 9806017V

Debido al interés que tiene la Central Nucleoeléctrica de Laguna Verde (CNLV) en conocer el campo de viento en esta región para evaluar la capacidad de dispersión de contaminantes, se realiza un análisis estadístico de la relación existente entre la dirección del viento en Laguna Verde y tres estaciones anemométricas, situadas en tres lugares circundantes a la planta nuclear (figura 1).

Se calculó la correlación entre dos variables angulares, usando el coeficiente de correlación de Jhonson y Wherry (1978) y el de Crosby (1994), seleccionados por su claridad conceptual y su facilidad computacional. La obtención de coeficientes de correlación muy intensa, mostraron que la dirección y velocidad del viento en Laguna Verde son representativas de la zona que conforman las tres estaciones y Laguna Verde.

Se seleccionaron modelos de regresión lineal que simulan la dirección y velocidad del viento en la región. Los modelos de regresión multivariados comprueban que es posible, mediante el conocimiento de las variables generadas en la estación de Laguna Verde, predecir la velocidad y dirección del viento en las tres estaciones. En conjunto con la facultad de Sistemas Computacionales Administrativos de la Universidad Veracruzana, se creó un programa computacional que grafica el campo de viento obtenido por los modelos.

CAT-22

VARIABILIDAD INTERANUAL DE LOS CICLONES TROPICALES ALREDEDOR DE MÉXICO

Sergio Reyes Coca^{1,2}, Ricardo Troncoso Gaytán¹ y Gilberto Velázquez Angulo²
Laboratorio de Climatología, CRIP-INP-SEMARNAP
Ensenada, B.C., México
E-mail: sreyes@cicese.mx

Se analiza la variabilidad interanual de algunas características (número, lugar y tiempo de origen) de los ciclones tropicales, CT, (tormentas tropicales y huracanes) formados sobre los océanos Pacífico y Atlántico, alrededor de México. Se discute la posible relación de esta variabilidad con fenómenos climáticos de escala planetaria, tales como: El Niño-Oscilación del Sur, ENOS, el Cambio Global del Clima y la Oscilación Quasi-Bianual; con este fin se utilizan diferentes índices y variables físicas como son: la temperatura superficial del mar, el viento y la vorticidad del aire a diferentes niveles de altura y la oscilación del sur, entre otros. Los mecanismos que controlan la generación de ciclones tropicales se relacionan con los distintos fenómenos de interacción mar/aire/ tierra, particularmente con la transferencia de calor y humedad del océano a la atmósfera y con el transporte de energía de los vientos

en los diferentes niveles de altura. Se presentan además distintas características de los CT (trayectorias y tiempo de duración) en ambas cuencas, en relación a condiciones pre-ENOS, post-ENOS y no-ENOS. Los resultados obtenidos sugieren que el comportamiento de ciclogénesis en ambas cuencas es independiente uno de otro; por ejemplo: a) en el Atlántico las fluctuaciones mas importantes están en la escala interanual (~ 5.4 y de 3.5 años), posiblemente asociadas al fenómeno ENOS; b) en el Pacífico son las fluctuaciones de periodos largos (~ 8 años) y cortas (~ 2.4 años) las de mayor importancia, la primera posiblemente asociada a la variación interdecadal del clima y la segunda posiblemente asociada a la Oscilación Cuasi-Bianual, dando por consecuencia que las variaciones interanuales en la génesis de CT no tengan una buena correlación con el fenómeno ENOS; c) la variación interanual de muchas variables físicas sobre el Pacífico tropical oriental (temperatura, viento, vorticidad, posición de la Zona Intertropical de Convergencia, esfuerzo vertical del viento) se puede asociar directamente al fenómeno ENOS; d) las fluctuaciones interanuales en la génesis de CT en el Atlántico está mejor correlacionado con la variabilidad de las variables físicas en el Pacífico que los mismos ciclones del Pacífico; e) las variaciones interanuales de la génesis de CT en el Pacífico solo tienen una buena correlación con la variabilidad del esfuerzo vertical del viento zonal, sugiriéndose que solo cuando las condiciones atmosféricas se caracterizan estacionalmente por una poca ventilación en la columna de 200-850 mb, se tienen condiciones favorables para la formación de CT. La cuenca del Pacífico no solo se caracteriza por tener un mayor número promedio anual de ciclones tropicales (~16 en el Pacífico contra ~9 en el Atlántico), sino también por tener un mayor número promedio de días/año con ciclones (108 en el Pacífico contra 73 en el Atlántico), siendo los meses de agosto (con 29 días en el Pacífico) y de septiembre (con 30 días en el Atlántico) los de mayor influencia en las distintas actividades socioeconómicas de ambas cuencas.

CAT-23

FORZAMIENTOS Y RETROALIMENTADORES EN EL CLIMA DEL MINIMO DE MAUNDER

René Garduño, Julián Adem y Blanca Mendoza
Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM
E-mail: rene@ccaunam-atmosfera.unam.mx
Instituto de Geofísica, UNAM

Durante los años recientes hemos estimado el enfriamiento global de la época conocida como Mínimo de Maunder (1640-1715) por medio del Modelo Termodinámico del Clima de Adem, usando diferentes métodos para calcular la irradiancia solar disminuida, que es el principal forzador externo de esa anomalía climática.

Ahora usamos las anomalías registradas de la velocidad angular y del tamaño del sol; también estimamos las contribuciones individuales a este enfriamiento por parte del forzamiento adicional debido al reducido nivel de la concentración del CO2 atmosférico en la era pre-industrial y por parte de los retroalimentadores climáticos por vapor de agua, nubosidad y criosfera.

Recientemente nos dimos cuenta que la anomalía negativa de la actividad solar produce, por sí misma, una anomalía de nubosidad, principalmente positiva, la cual implica un forzamiento adicional que refuerza el enfriamiento. Presentamos los resultados preliminares de su efecto climático.

CAT-24

A NECESSARY CONDITION FOR THE EXPONENTIAL INSTABILITY OF A STATIONARY ROSSBY-HAURWITZ WAVE

Yuri N. Skiba
Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM
Circuito Exterior, Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510,
México
E-mail: skiba@servidor.unam.mx

The exponential instability of a stationary Rossby-Haurwitz wave in an ideal incompressible fluid on a rotating sphere is considered. This wave is an exact analytical solution of the barotropic vorticity equation, and is the sum of a homogeneous spherical polynomial of degree n and a super-rotation. Using a conservation law and invariant sets for infinitesimal perturbations to the Rossby-Haurwitz wave, a necessary condition for its exponential instability is obtained. This condition states that Fjörtoft's spectral number of the amplitude of each unstable mode must be equal to $n(n+1)$. The geometric structure of the normal mode amplitude is also examined. In the particular case of a Legendre-polynomial flow, the necessary condition for the exponential instability obtained complements the well-known necessary condition by Kuo, since the former is related to the structure of the unstable normal mode, whilst the latter - to the basic flow profile.

Invariant sets of stable infinitesimal perturbations are also given.

CAT-25

ELECTROMAGNETIC OSCILLATION IN CAVITY THE EARTH - IONOSPHERE (MODE OF SCHUMANN RESONATOR)

G.N. Burlak, A.N. Kotsarenko, S.V. Koshevaya y Javier Sanchez-Mondragon
Centro de Investigación en Ingeniería y Ciencias Aplicadas,
Universidad Autónoma de Morelos
Cuernavaca, Mor., Mexico
E-mail: gburlak@uam.mx

The native frequencies of electromagnetic oscillation in cavity the Earth - ionosphere -Schumann resonator are very important for understanding a lot of meteorological phenomena and especially of earthquakes, volcano explosions, etc. In the present work the problem of finding of the spectrum of fundamental frequencies of the cavity Earth-ionosphere with the account the influence of border of transition Earth-ionosphere is considered. It is shown, that the parameters of border render essential influence on values of fundamental frequencies and especially the lowest frequencies. Found both spectrum of oscillations and their quality. The results are coordinated with the data of observations.

Exciting of the Schumann resonator by means of electromagnetic or another method gives electromagnetic response. It is studied very well the volume oscillation. Basic characteristic low frequencies of these oscillations are the longitudinal frequencies. In the time of earthquake, explosion of volcano, etc. the surface of the Earth and ionosphere creates the currents in the lithosphere which excite the electromagnetic oscillations in

Schumann resonator. It is no by chance that maximum of low frequency electromagnetic oscillations according satellites observations take place approximately on the frequency of the first native frequency Schumann resonator.

The electromagnetic oscillations of a cavity the Earth - ionosphere the Schumann resonances were investigated in many works. The simplest model with infinitely conducting ionosphere gives a significant deviation from observable values of frequencies. The correspondence is more better at the account of the finite conductivity of ionosphere. More complex models should contain the data on the parameters of ionosphere. As such parameters significant quantity and not all them are known with sufficient accuracy, there is a question on sensitivity of a Schumann spectrum to a small variations of these parameters. Due to of small depth of penetration of the field in the ionosphere a lot of parameters do not render essential influence on values of frequencies. However more important are the parameters of transitive area of the beginning of ionosphere. Such area is sharply non-uniform. It has the density of particles and others components as depending on radial coordinate what in particular determines the plasmas frequency and the frequencies of collisions.

In this report we want to call attention to the surface modes of Schumann caused by the inhomogeneous density of electrons, ions and other particles, or by other words, by inhomogeneous both plasmas and collision frequencies. We have calculated 1) spectrum and quality of oscillations; 2) space distribution of electric and magnetic fields.

CAT-26

EXCITATION OF THE PLASMA WAVES IN THE IONOSPHERE BY ATMOSPHERIC ACOUSTIC WAVES

A.N. Kotsarenko¹, Roman Pérez E.², Javier Sanchez Mondragon¹ y Edmundo Gutierrez-D.³

¹ CICA, UAEM, 62210, Cuernavaca, Mor., México

² Instituto de Geofísica, UNAM, 04510, México D.F.

³ INAOE, P.O. BOX 51&216, C.P. 72000, Puebla, México
E-mail: akotsarenko@uaem.mx

The study of the plasma waves' excitation in the Earth ionosphere is undertaken. The interaction of the waves and the transformation of acoustic into plasma waves is based on a two very important circumstances: mutual between the neutral particles and ions and increase of the amplitude of the atmospheric acoustic waves with the altitude [1-2].

The cases of the ion sound, the ion cyclotron and the Alfvén waves is considered. Obtained results have an important application for the study of the acoustic channel as one of the lithosphere-ionosphere connections [3-5] and first of all for the explanation and prediction of such phenomena like natural hazards: earthquakes, volcano eruptions, tsunami etc.

Referencias:

- N.Ya. Kotsarenko, *et al.*, *Astrophys. Space Sci.* 246, 211-217, (1997).
S.V. Koshevaya, *et al.*, *Geofis. Internacional*, 36, 55-60, (1997).
Yu.I. Galperin *et al.*, 1985, *News of AS USSR, Physics of Earth*, N11, 88.

V.A. Liperovskii, O.A. Pokhotelov, and S.L. Schalimov: *Electromagnetic precursors of earthquakes*. M., Nauka, 1992, p. 304 (in Russian).

P.F. Weaver, P.C. Yuen and G.W. Prall: 1970, *Nature*, vol. 226, p. 1239.

CAT-27

ON NORMAL MODE INSTABILITY OF STEADY WU-VERKLEY WAVES AND VERKLEY MODONS

Yuri N. Skiba¹ and A.Y. Strelkov²

¹ Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM, México

² The M.V. Keldysh Institute of Applied Mathematics, RAS, Moscow, Russia

The linear stability of stationary Wu-Verkley waves (Wu and Verkley, 1993) and monopole and dipole modons by Verkley (1984, 1987, 1990) is considered. These waves are exact solutions to the vorticity equation governing the dynamics of an ideal incompressible fluid on a rotating sphere. The same equation also describes the large-scale dynamics of the barotropic atmosphere. Therefore, the stability study of exact solutions to this equation is not only interesting hydrodynamic problem, but also important problem of the atmosphere dynamics. Conservation laws for infinitesimal perturbations to a steady Wu-Verkley wave and modon are derived and used to obtain a simple necessary condition for their exponential instability. The condition states that a normal mode for each such a solution can be unstable (or decaying) only if Fjörtoft's average spectral number F of its amplitude is equal to a linear combination $dt(1+1)+(1-d)s(s+1)$ where t and s are the degrees of the spherical harmonics representing the basic solution in its outer and inner regions on the sphere, and d is the fraction of the total perturbation energy concentrated in the outer region of the basic solution. Thus, the necessary condition for the exponential instability of the Wu-Verkley wave and modon depends not only on the basic flow structure (as in the case of the Legendre-polynomial flow and Rossby-Haurwitz wave), but also on the structure of the growing perturbation. In particular, it is shown that the necessary condition for the Verkley (1990) modon with uniform absolute vorticity in the inner region depends on the perturbation structure only in the outer region of the modon. The new conditions are useful for explaining the scale of growing atmospheric perturbations and verifying numerical stability results. Also, we have estimated the bounds of the maximum growth (and decay) rate of the normal modes for such vorticity equation solutions, and showed some orthogonality properties of the normal mode amplitude with respect to the basic solution.

CAT-28

ESTIMACIÓN DEL POTENCIAL EÓLICO EN LA REGIÓN PACÍFICO NORTE DEL ESTADO DE BAJA CALIFORNIA SUR

R. Saldaña, U. Miranda y J. Lagunas

Unidad de Energías No Convencionales, Fuentes Alternas de Energía, IIE

Reforma #113, Col. Palmira, Temixco, Mor., 62490, México

En 1996 se firmó un convenio de colaboración entre el Gobierno del Estado de Baja California Sur (GEBCS) y el Instituto de Investigaciones Eléctricas (IIE) para evaluar el potencial eólico y solar en la Región Pacífico Norte de dicho estado.

Personal del IIE llevó a cabo en octubre de ese mismo año, en compañía de representantes del GEBCS un recorrido por la región seleccionándose 15 sitios ubicados en comunidades pesqueras para instalar estaciones anemométricas, incluyendo en dos de ellas sensores de radiación solar.

Los sitios seleccionados fueron ubicados en Bahía Asunción, Bahía Tortugas, El Cardón, El Dátil, El Delgadito, La Bocana, La Laguna, Luis Echeverría, Puerto Nuevo, Punta Abrejos, Punta Eugenia, Punta Prieta, San Hipólito y San Roque. Las mediciones de radiación solar se realizaron en Bahía Tortugas y El Delgadito.

La instalación de las estaciones se realizó a principios de febrero de 1997 con apoyo del GEBCS, la Comisión Federal de Electricidad y la Compañía Exportadora de Sal.

El período de mediciones comprende del febrero de 1997 a febrero de 1998. La altura de medición fue de 10 metros y el período de promediación de 10 minutos.

El objetivo del proyecto fue caracterizar de manera preliminar el comportamiento y nivel de potencialidad energética del viento y la radiación solar en la región por período de un año determinándose la distribución de frecuencias de velocidades, los patrones diarios de velocidades, la densidad de potencia disponible y porcentaje de tiempo con viento útil y patrones de radiación solar durante el período de análisis.

CAT-29

USO DE LA DISTRIBUCION PARETO GENERALIZADA MODELANDO EXCEDENCIAS SOBRE UN UMBRAL EN LAS CONCENTRACIONES DE OZONO URBANO EN LA ZONA METROPOLITANA DE GUADALAJARA

Rubén Sánchez G.¹ y Humberto Vaquera H.²

¹ Universidad de Guadalajara, Colegio de Postgraduados

² Colegio de Postgraduados

En este trabajo se presentan resultados preliminares del análisis de datos de ozono urbano registrados sobre la Zona Metropolitana de Guadalajara (ZMG), usando las magnitudes de las excedencias de concentraciones de ozono (valores arriba de un umbral).

Basados en el modelo Pareto Generalizado se presentan pruebas de hipótesis para comparar el ajuste del modelo en las distintas casetas de monitoreo instaladas en la ZMG, así como en el estudio de la tendencia en la magnitud de las excedencias en el tiempo.

CAT-30

EL MICROCLIMA DEL BOSQUE DE CHAPULTEPEC

M.O. Casasola

Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM

E-mail: geomex@latinmail.com

Los bosques de la cuenca de México y donde se encuentra la ciudad de México, han sufrido infinidad de transformaciones desde el establecimiento de las primeras culturas hasta nuestros días donde los hemos reducido al mínimo. Hoy en día sabemos que el bosque tiene una vital importancia para el bioclima de la ciudad que va

desde purificador del aire, regulador térmico de la isla de calor, así como áreas de descanso y esparcimiento. Las áreas verdes de la ciudad de México son aproximadamente unas 2,257 Ha., que entre la población que es de cerca de 20 millones de personas, representan 1.0m²/hab. de áreas verdes, lo que es muy inferior si lo comparamos con otras ciudades densamente pobladas como: Nueva York, Moscú, Tokyo, que cuentan cerca de 8.0m² de áreas verdes por habitante. El bosque como lo es Chapultepec contribuye a disminuir los efectos del cambio del clima por efecto de la urbanización, así hace un siglo (en 1896) la diferencia de temperatura entre el centro de la ciudad y el pueblo de Tacubaya era de 1.5 °C al paso de los años y con el crecimiento acelerado de la capital este contraste térmico es del orden de 10°C (Jáuregui, 1986). Esto significa que a mayor tamaño de la ciudad mayor ha sido la temperatura del aire urbano, con respecto al aire rural que circunda la ciudad, este efecto del calentamiento del aire de la capital ha dado por resultado que a partir de los años 50's cuando se observaban hasta 30 días al año con heladas (temperaturas abajo de 0 °C); en décadas recientes (los 90's) este fenómeno ha desaparecido.

Efecto del bosque en la temperatura

Una forma de atenuar el efecto de la isla de calor es mediante la implantación del arbolado urbano, las áreas verdes de la ciudad, actúan como sumideros de calor refrescando el ambiente. Un árbol adulto puede considerarse como enfriador por evaporación que utiliza unos 400 litros de agua por día, la cual es obtenida del subsuelo, el cual se recarga de humedad durante cada estación de lluvias. Este efecto del bosque en el bioclima lo podemos ver comparando la estación de Chapultepec y la ubicada en la escuela de Minería durante los meses de enero y mayo donde queda de manifiesto que la temperatura es mayor en Minería a razón de 3°C que en el Bosque de Chapultepec, a lo largo de todo el día.

La humedad del bosque

Como era de esperarse el vapor de agua que se desprende del follaje de los árboles, de la vegetación herbácea y de los arbustos se refleja en un entorno más húmedo, la humedad relativa es un 25% mayor dentro del Bosque de Chapultepec que el área que lo rodea, haciendo la misma comparación entre un lugar urbano como lo es la escuela de Minería con menor humedad relativa, que un lugar con árboles como Chapultepec donde la humedad relativa es mayor llegando hasta 30% mas, durante el período nocturno que en Minería, mientras que en las horas del mediodía la humedad relativa dentro y fuera del bosque es sensiblemente la misma, debido a los movimientos turbulentos del aire urbano a esas horas.

Filtro natural de polvo y gases

Los lugares boscosos sirven como zonas de dilución de contaminantes y filtros de polvos que provienen de las áreas vecinas. Los árboles captan y almacenan el bióxido de carbono CO₂ al igual que el bióxido de azufre SO₂, el cual es un componente principal de la lluvia ácida, producto de la combustión en fábricas y de vehículos, las partículas de polvo se adhieren a las hojas lo que limpia el aire de estos polvos.

Consideraciones finales

El bosque es de vital importancia para el bioclima de la ciudad de México, como un lugar fresco, regulador térmico, purificador del aire, y áreas de descanso, nos corresponde a nosotros que vivimos en esta ciudad no solo de cuidar lo que nos queda como

Chapultepec y los alrededores de la capital, sino también de plantar y cuidar los árboles en los camellones, en toda zona disponible, para contribuir así al mejoramiento de la calidad del aire que se respira en esta Ciudad de México

Palabras clave: Bioclimatología, Climatología urbana

Referencias:

- Jáuregui, E. 1971. Mesoclima de la ciudad de México. Instituto de Geografía. pp.1-88. México.
- Jáuregui, E. 1973. The urban climate of Mexico City. *Erkunde*. Vol. 27, No. 4, Alemania. pp. 298-307.
- Jáuregui, E. 1975. Microclima del Bosque de Chapultepec. Bol. No. 6 Instituto de Geografía. pp. 63-72.
- Jáuregui, E. 1986. El desarrollo de la isla urbana de calor en grandes ciudades de México. *Revista de Geografía, INEGI*. Vol. I No.1 pp. 45-50.
- Jáuregui, E. 1989. The dust storm of Mexico City. *International Journal Climatology*. Vol. 9 pp. 169-180 Londres.

CAT-31

ESPECTROS DE PRECIPITACIÓN DE TORMENTAS CONVECTIVAS SOBRE EL VALLE DE MÉXICO

Fernando García García y Julio E. González G.
Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM

EDC-01

MEDICIONES GEOFÍSICAS APLICADAS AL ESTUDIO DE LA FALLA TARIMORO-SAN MIGUEL DE ALLENDE (SMA); UNA POSIBLE DISCONTINUIDAD MAYOR EN EL BASAMENTO

Arzate Jorge A.¹, Aguirre Gerardo¹ y Moises Arroyo²¹ Unidad de Ciencias de la Tierra, UNAM
Juriquilla, Qro., México² Posgrado en Ingeniería, Universidad Autónoma de Querétaro
Querétaro, Qro., México

Como parte de un proyecto SIHGO-CONACYT (DUV-1/96) se llevaron a cabo mediciones electromagnéticas de fuente natural (AMT y MT) y gravimétricas a lo largo de un perfil entre las ciudades de Querétaro y Celaya. La realización de los estudios geofísicos cumple dos objetivos básicos; el primero consiste en la detección de posibles discontinuidades laterales a profundidad hacia el oeste de las fallas conocidas, así como observar las funciones respuesta éstas últimas. El segundo es la modelación del subsuelo para la determinación de profundidades de basamento y espesores de sedimentos con potencial beneficio a la evaluación de yacimientos acuíferos profundos y ubicación de zonas de riesgo de asentamientos humanos así como de infraestructura. En este trabajo reportamos los resultados de este estudio, ubicando la traza de la falla Tarimoro-SMA en la zona del Bajío y se proporciona un modelo bidimensional del subsuelo entre Querétaro y Celaya.

La falla de Tarimoro-SMA no había sido identificada previamente debido a que su expresión morfológica no es clara, salvo por una súbita terminación de la parte occidental de la Sierra de los Agustinos (Aguirre, 1998) en el sur y un crudo alineamiento de los volcanes Palo Huérano, San Pedro y El Jocoque. Estos rasgos indican la presencia de una discontinuidad mayor orientada N-S, que se prolonga por debajo del volcán de Palo Huérano hasta la falla normal de San Miguel de Allende. Por su orientación, se asume que esta falla pertenece a otro sistema diferente al denominado Taxco-SMA, el cual tiene una orientación NW a NNW.

Los registros geofísicos confirman la presencia de esta falla en el segmento correspondiente a El Bajío (entre Celaya y Apasco el Grande, Gto.) en donde su expresión superficial no es observable. Los resultados sugieren una discontinuidad cortical y un bloque caído hacia el oeste. Finalmente, se infiere una edad para ésta falla mayor a los 12 Ma en base a que el lineamiento de SMA corta una ignimbrita de 28 Ma (Carranza, 1987), pero no afecta al volcán Palo Huérano de 12 Ma (Pérez-Venzor *et al.*, 1997).

EDC-02

CÁLCULO DEL ESPESOR DE LA CORTEZA EN EL NORTE DE BAJA CALIFORNIA, UTILIZANDO ONDAS REFRACTADAS.

Luis M. Reyes y Cecilio J. Rebollar

Depto. de Sismología, División de Ciencias de la Tierra
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

Con el objeto de determinar el espesor de la corteza terrestre y la atenuación de ondas sísmicas, en la región norte de la península de Baja California, se estudian 201 sismogramas. Estos

sismogramas fueron registrados por el arreglo lineal de once sismómetros Guralp, de banda ancha de tres componentes, colocados en la Sierra San Pedro Mártir en la parte norte del Golfo de California, en dirección Este a Oeste en la latitud 31°N. Esta información se obtuvo del proyecto North Baja Transect (NBT), planeado por científicos Mexicanos y Americanos para determinar la variación lateral de la corteza en la porción norte de Baja California. Los eventos que se analizarán corresponden al periodo de octubre de 1997 a junio de 1998.

El total de sismos locales registrados es de 152, de los cuales se han seleccionado para su análisis 38, cuyo hipocentro está bien ubicado (ARMS<0.20). Se pretende invertir las diferencias de tiempo de arribo teóricas y observadas de P-Pn para determinar el espesor de la corteza en esta región. Se intentó hacer una relocalización de los eventos con el programa HYPO71, utilizando las estaciones de RESNOM y NBT, sin embargo, al no lograr una mejora en la ubicación se optó por utilizar los hipocentros obtenidos con las estaciones de RESNOM únicamente.

Se cuenta además con 22 sismos regionales y con 27 telesismos, con los cuales se pretende determinar la atenuación sísmica en la corteza y manto superior.

EDC-03

UN ESTUDIO DE GRAVIMETRÍA Y MAGNETOMETRÍA CRUZANDO LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA

Juan García Abdeslem¹, Jorge Ramírez Hernández² y Cesar Jacques Ayala¹ Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra, CICESEKm 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22830,
México² Instituto de Ingeniería, UABC
Mexicali, B.C., México

Se realizaron mediciones de la componente vertical del campo de gravedad y de la intensidad del campo magnético en un transecto desde San Francisquito, B.C., hasta Bahía Asunción, B.C.S., que cruza la Península de Baja California atravesando la reserva de la biósfera del Desierto de Sebastián Vizcaino.

La posición de las estaciones se determinó utilizando dos receptores GPS y procesamiento diferencial. Los datos de gravedad colectados en esta campaña se incluyeron a la base de datos gravimétricos del INEGI. Se calculó la corrección por terreno empleando la base digital de elevaciones del INEGI, para una densidad de 2.65 gr/cm³, y se obtuvo un mapa de anomalías de Bouguer completa que abarca la región comprendida entre 26°-27° de latitud Norte y 112°-115° de longitud Oeste. El mapa de anomalías de Bouguer muestra en forma clara la cuenca sedimentaria de Sebastián Vizcaino. También se diferencian claramente las expresiones gravimétricas del terreno Yuma y la porción cristalina del terreno Cochimi, al Oriente y Poniente del área de estudio, respectivamente. Se presentan los resultados preliminares de la interpretación de la anomalía de Bouguer en un transecto que cruza la cuenca de Sebastián Vizcaino.

EDC-04

SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS A LO LARGO DE UN PERFIL PERPENDICULAR A LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA

Carlos Flores Luna, Mario Vega Aguilar y José M. Romo Jones

Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

Se presentan los datos y los modelos interpretados bajo 38 sondeos electromagnéticos transitorios distribuidos a lo largo de un perfil de Bahía Asunción, B.C.S. (en la costa del Pacífico) a San Francisco, B.C. (en la costa del Golfo de California). El objetivo de los sondeos es el de obtener una estimación de la distribución somera de la resistividad eléctrica para efectuar la corrección estática a sondeos magnetotélúricos levantados en los mismos 38 sitios. Los datos fueron adquiridos con el sistema Geonics TEM57 en el arreglo de bobina central con espiras de 150x150 m, con separación entre sondeos de aproximadamente 5 km. Los datos fueron invertidos a modelos estratificados con un programa comercial. En un par de sondeos se alcanzaron profundidades de penetración de hasta 550 m. Las resistividades de los modelos reflejan la geología superficial. Los modelos más conductores fueron obtenidos en la zona más baja de la Cuenca de Vizcaino, cerca de la laguna Ojo de Liebre, evidencia de agua salada en el subsuelo. Los modelos más resistivos fueron los localizados sobre la Formación Alisitos y el Batolito Peninsular, desde El Arco hasta San Francisco, todos ellos mostrando un cambio de signo en los voltajes medidos, evidencia de un efecto de Polarización Inducida (PI). La interpretación de estos últimos sondeos es preliminar pues el programa comercial no incluye el fenómeno de PI. Para resolver esta limitación, actualmente estamos trabajando en la construcción de un programa de inversión que incorpore PI.

EDC-05

UN MODELO DE LA CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA PARA EL PERFIL VIZCAÍNO EN LA PENÍNSULA DE BAJA CALIFORNIA

J.M. Romo, E. Gómez-Treviño, C. Flores y J. García-Abdeslem

Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

Se presenta un modelo de la conductividad eléctrica, obtenido a partir de los datos magnetotélúricos colectados a lo largo de un transecto, que corta a la Península de Baja California en la latitud del desierto de Vizcaino. El modelo proporciona información de las primeras decenas de kilómetros de la corteza. A pesar de que no es un modelo suficientemente refinado, se pueden distinguir algunos rasgos interesantes como la zona conductora entre 10 y 20 km. de profundidad, algunas zonas resistivas confinadas y la expresión conductora de la cuenca del desierto de Vizcaino.

EDC-06

LA ESTRUCTURA ELÉCTRICA DE LA CORTEZA EN EL NORTE DE BAJA CALIFORNIA MEDIANTE SONDEOS MAGNETOTELÚRICOS

Sergio A. Peralta Ortega y José M. Romo Jones

Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

En el curso de practicas de geofísica de campo que regularmente se ofrece en CICESE se llevaron a cabo, cerca de Ensenada, una serie de levantamientos utilizando diversos métodos geofísicos. Se realizaron mediciones de gravedad, magnetismo, gradiente magnético, resistividad por corriente directa y resistividad por inducción electromagnética utilizando tres métodos diferentes, uno de ellos, el magnetotélúrico, con suficiente profundidad de penetración para alcanzar la base de la corteza. Los datos magnetotélúricos fueron corregidos por el efecto de estática utilizando un sondeo somero independiente, el cual se realizó con un arreglo de bobina central midiendo la respuesta transitoria de la tierra. Las curvas de campo del sondeo magnetotélúrico muestran un comportamiento típicamente unidimensional, con un comportamiento muy similar para los dos modos de conducción principales. El sondeo se interpretó utilizando tres métodos diferentes de inversión, obteniéndose modelos muy similares en los tres casos. Los modelos presentan una corteza resistiva, de alrededor de 1000 Ohm-m, limitada a profundidad por una base más conductora de alrededor de 100 Ohm-m. La profundidad de la discontinuidad es de entre 15 y 20 km, lo cual correlaciona razonablemente bien con estimaciones independientes del espesor de la corteza en la misma zona. Se considera la posibilidad de que los sondeos estén afectados por la presencia de mar, el cual se encuentra a una distancia aproximada de 10 km del sitio del sondeo. Para esto se realizaron pruebas mediante modelado bidimensional, lográndose establecer que el conductor a profundidad no es un efecto indirecto del mar. Se discute la posible naturaleza de la discontinuidad.

EDC-07

STRUCTURE OF THE SOUTHERN MEXICO SUBDUCTION ZONE AS INFERRED FROM MAGNETOTELLURIC STUDIES

Alexander Jording¹, Jorge Arzate², and Hartmut Jödicke¹

¹ Institut für Geophysik, Universität Münster, Germany

² Instituto de Geofísica, UNICIT, UNAM
Juriquilla, Qro., México

To image the top and the dip of the subducting Cocos plate in southern Mexico, magnetotelluric measurements have been carried out along two profiles A-A' and B-B' crossing the whole subcontinent from the Pacific coast to the Gulf of Mexico. Profile A-A', comprising 27 MT sites, is running from Puerto Escondido via Oaxaca to Tlacotalpan and is identical with the line of the GEOLIMEX transect. Profile B-B', 200 km apart, with 48 MT sites, is running from Acapulco via Mexico City to Tampico.

In a first step, all MT sites were analysed by means of decomposition methods in order to recognize sites with local 3D behaviour and to estimate correct MT strike directions for both

profiles. The following two-dimensional modeling using Smith and Booker's RRI algorithm and Mackie's 2D inversion gives indications of the existence of a conductive zone on both profiles, descending parallel to the top of the subducting slab as known from seismic refraction, seismological and gravimetric model results.

On profile A-A' the dip is about 13 degrees near the Pacific coast, and seems to flatten to an almost horizontal position at a distance of 120 km. In 200 km distance from the coast the good conductor can't be identified any more. On the southern part of profile B-B', between Acapulco and the Transmexican Volcano Belt, the conductor shows a dip of about 11 degrees. The data quality in the Volcano Belt is poor and prevents reasonable 2D modeling. No slab can be identified in the northern part of profile B-B'.

On the whole, the evidence of a good conductor is more distinct on profile A-A', where the data show less scatter. According to good agreement between MT and seismic models we may conclude that the enhanced conductivity originates from water trapped in sediments subducted on top of the oceanic Cocos plate.

EDC-08 CARTEL

ELECTROMAGNETIC IMAGE OF THE SUBDUCTING COCOS PLATE IN SOUTHERN MEXICO

Alexander Jording¹, Jorge Arzate², and Hartmut Jödicke¹

¹ Institut für Geophysik, Universität Münster, Germany

² Instituto de Geofísica, UNICIT, UNAM
Juriquilla, Qro., México

Magnetotelluric measurements have been carried out along two profiles A-A' and B-B', 200 km apart, in southern Mexico crossing the whole subcontinent from the Pacific coast to the Gulf of Mexico to study the electrical conductivity distribution of the Mexican crust down to the subducting Cocos plate. The objective was to image the top and the dip of the subducting oceanic plate.

Two-dimensional modeling on both profiles using 2D inversion algorithms give clear indications of the existence of a conductive zone descending parallel to the top of the subducting slab as known from seismic refraction, seismological and gravimetric model results.

GEOMAG-01

MEDICIONES COMPARATIVAS DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA

José Antonio Gonzalez-Rangel y Harald Böhnell
Instituto de Geofísica, UNAM

La susceptibilidad magnética es un parámetro fácil de determinar e útil en paleomagnetismo y magnetometría. Existen numerosos equipos comerciales para su determinación, y en este trabajo se evalúan tres de los más comunes que están disponibles en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la UNAM. Los equipos son puentes de susceptibilidad de las marcas Molspin (modelo Minisep), Bartington (MS2) y AGICO (KLY-2). La evaluación por un lado tiene el objetivo de comparar estos equipos para su uso interno en el laboratorio, y por el otro, poner a la disposición de interesados en adquirir un equipo de este tipo la información para facilitar la decisión.

Para la evaluación se seleccionaron aproximadamente 50 muestras de roca de composición diferente y de un amplio rango de la susceptibilidad magnética. Cada muestra se midió 10 veces en cada uno de los equipos. Se presentan datos referentes a la reproducibilidad y linealidad de cada equipo, deriva con el tiempo, y se comparan los resultados. También se presenta información sobre el uso práctico de los instrumentos (calibración, control manual y por PC, etc) y la relación beneficio/costo.

GEOMAG-02

PALEOMAGNETISM IN CONTEXT OF HYDROTHERMALISM: CASE STUDY OF CHILEAN MIOCENE VOLCANIC ROCKS

Avto Gogichaishvili and Juan Julio Morales
Instituto de Geofísica, UNAM
Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510, México
E-mail: avto@tonatihu.igeofcu.unam.mx

We report a detailed paleomagnetic study of the Miocene Farellones volcanic formation in the Chilean Andes near Santiago (2 sections, 37 sites, about 400 oriented cores). Petrological observations show evidence of low grade metamorphism increasing downward through the volcanic sequence. Optical observations of opaque minerals and magnetic experiments suggest in many cases magnetization possibly associated with hydrothermal alteration. However, thermal demagnetization data indicate that the low grade metamorphism did not significantly modify the direction of the primary remanent magnetization recorded at the time of emplacement of the volcanic lava flows. Four interval of polarity with two intermediate paleodirections were observed in the ~650m thick composite section. According to the dispersion of flow average directions, paleosecular variation was slightly larger than the one observed in general during Upper Cenozoic. Geomagnetic

paleointensity data, using the Thellier method, were obtained on 24 samples from 8 distinct lava flows. The flow mean VDM varies from $1.7E+22$ to $4.0E+22$ Am². Altogether, our data seems to suggest the existence of a relatively low geomagnetic field undergoing large fluctuations. Although a linear relationship was observed between the natural remanent magnetization and the thermal remanent magnetization acquired during the Thellier-Thellier experiments, undetected chemical alteration of the magnetic minerals during hydrothermalism may also explain the unusually.

GEOMAG-03

COMPARACIÓN DE PALEOINTENSIDADES EN LAVAS DEL XITLE Y CERÁMICAS CONTEMPORÁNEAS

Harald Böhnell, Silvia Gonzalez, John Shaw y Derek Walton
UNICIT, Instituto de Geofísica, UNAM
Liverpool John Moores University, UK
University Liverpool, UK
McMasters-Hamilton, Canadá

Lavas del volcán Xitle cubrieron gran parte del asentamiento Copilco, aproximadamente hace 1690 años. Estas lavas se han estudiado anteriormente en gran detalle y se encontró que, aunque sus propiedades magnéticas parecen ser promisorias, las paleointensidades (PI) variaron enormemente a través de un perfil que cruza la lava en dirección vertical. Debajo del flujo de lava se observan grandes cantidades de cerámicas antiguas, y frecuentemente estas están en la zona de contacto con la lava. El registro magnético de estas cerámicas ha sido re-iniciado por el recalentamiento. Para obtener PI aplicamos el nuevo método de microondas. Con este método se producen menos alteraciones físico-químicas que con los métodos tradicionales de Thellier y Shaw, por lo que se incrementan las probabilidades de obtener una PI más confiable. En ambos materiales se obtuvieron PI indistinguibles: 64.1 ± 9.5 micro-Tesla en rocas y 67.3 ± 5.6 micro-Tesla en cerámicas. De esta manera se demuestra que el método de microondas ofrece un excelente potencial no solo en cerámicas arqueológicas, sino también en rocas volcánicas.

GEOMAG-04

USO DEL MAGNETÓMETRO DI-FLUX EN EL OBSERVATORIO MAGNÉTICO DE TEOLOYUCAN Y SU COMPARACIÓN CON INSTRUMENTACIÓN COMERCIAL

E. Hernández¹, G. Cifuentes¹ y J.L. Rasson²

¹ Instituto de Geofísica, UNAM

² Institut Royal Météorologique, Centre de Physique du Globe, Belgique

La tendencia de los Observatorios Geomagnéticos en América Latina es realizar sobre su instrumentación clásica, las modificaciones necesarias para actualizar sus equipos con los métodos más modernos de medición. Se presenta el ejemplo utilizando un magnetómetro DI-flux (Rml), describiendo la modificación de un teodolito no magnético, acoplado a éste la electrónica adecuada así como un sensor fluxgate; además de describir sus ventajas y desventajas durante su uso cotidiano en campo o en un observatorio.

De la misma manera, se describe la inter-comparación exhaustiva con otros instrumentos realizada en los observatorios magnéticos de Huancayo (Perú) en Octubre de 1997 y Vassouras (Brasil) en Septiembre de 1998, mostrando los resultados obtenidos, así como el comportamiento dentro de un observatorio magnético convencional (Teoloyucan) usándolo como instrumento patrón. Se concluye que se puede alcanzar un alto nivel de calidad de observaciones utilizando este tipo de instrumentos, con la ventaja de invertir la tercera parte de lo que costaría un instrumento comercial.

GEOMAG-05

SISTEMA PORTATIL PARA EL REGISTRO DEL CAMPO GEOELECTROMAGNETICO DE MUY BAJA FRECUENCIA

Jesús Brassea Ochoa, José M. Romo Jones y Enrique Gómez Treviño

Depto. de Geofísica Aplicada, CICESE
Km 107 Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

El propósito del sistema es registrar las variaciones de período largo de los campos eléctricos y magnéticos inducidos en la Tierra. La variación de las tres componentes del campo geomagnético se obtienen con un magnetómetro fluxgate (SCINTREX FM-100B) con respuesta plana entre 0 y 4 Hz. La variación de las dos componentes horizontales del campo geoelectrónico se obtienen con dipolos formados con electrodos impolarizables. La señal del campo eléctrico se filtra Pasa-Banda entre 10^{-4} y 10^{-2} Hz y se amplifica para su registro. El registro de las cinco señales se realiza con un sistema de adquisición DATATAKER DT50 con convertidor A/D de 16 bits, muestreo programable y tarjeta de memoria PCMCIA de 1 Mb. El sistema se programa y se pone en operación mediante una microcomputadora tipo laptop donde se tienen los programas necesarios para el control del sistema, el monitoreo visual de las señales y la captura de la información registrada en la tarjeta de memoria del sistema de adquisición. El sistema consume menos de 4 Watts y puede permanecer en operación continua durante varias semanas.

GEOMAG-06

PALEOMAGNETISMO EN EL VULCANISMO MIOCENO SUPERIOR A CUATERNARIO DEL SECTOR ORIENTAL DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA. IMPLICACIONES TECTÓNICAS

Ruiz-Martínez V.C., Osede M.L., Vegas R., Caballero C., Urrutia-Fucugauchi J. y Tarling D.

Depto. de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid
Madrid, 28040, España
E-mail: vcarlos@eucmax.sim.ucm.es
Instituto de Geofísica, UNAM

Se ha realizado un estudio paleomagnético sistemático en la parte oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) en 69 afloramientos Miocenos, Pliocenos y Cuaternarios del vulcanismo de la Cuenca de México (Sierra de las Cruces, Sierra Nevada y Sierra de Río Frio), del área del Altiplano y del macizo de Palma Sola. Un total de 701 muestras han sido selectivamente

demagnetizadas, usando fundamentalmente la desimación por campos alternos decrecientes, con desimación térmica suplementaria. La mayor parte de las remanencias características son debidas a titanomagnetitas pobres en titanio, y ocasionalmente a titanohematitas o titanomagnetitas pobres en titanio ligeramente magnetizadas, de similar dirección. Trece afloramientos fueron descartados por presentar direcciones intermedias, alteración hidrotermal, o estar remagnetizados por descargas eléctricas atmosféricas. Las direcciones medias de los 56 afloramientos útiles para el estudio tectónico del área indican que las de rocas mayores de 2 Ma están rotadas unos 10° , en sentido antihorario, con respecto a las de edad Cuaternaria, mientras que no hay evidencia de rotación entre las rocas Miocenas y Pliocenas. El análisis estadístico entre las diferentes agrupaciones de afloramientos confirman que el patrón de rotaciones es debido a la edad y no a la distribución espacial de las rocas. La dirección media Cuaternaria de las tres sierras de la Cuenca de México es consistente con el polo de referencia geográfico. En cambio, la dirección media Pliocena del vulcanismo del área del Altiplano y de la Sierra de Las Cruces está ligeramente rotada unos 10° al oeste con respecto a la dirección de referencia para Norteamérica. Entre el Mioceno Superior y el Plioceno Superior no se observan rotaciones significativas, en la parte oriental de la FVTM (del oeste de la Cuenca de México al borde del Altiplano). Esto sugiere la existencia de una rotación sobre ejes verticales, muy pequeña y en sentido antihorario, entre el Plioceno Superior y el Cuaternario. Comparados con datos paleomagnéticos previamente publicados en el área, estos resultados constriñen la edad de las grandes rotaciones sinestras de rocas de edad Cretácica a Miocena, como previa al Mioceno Superior, y cuestionan la existencia de rotaciones de bloques en rocas Cuaternarias. Los nuevos datos presentados apoyan la idea de que la parte oriental de la FVTM sea, desde el Mioceno Superior, una zona de extensión con una pequeña componente de cizalla sinistral.

GEOMAG-07 CARTEL

NUEVA PRESENTACION DE DATOS DE DEMAGNETIZACION MAGNETICA

Avto Gogichaishvili

Instituto de Geofísica, UNAM

Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510, México

E-mail: avto@tonatiuh.igcofci.unam.mx

La mayoría de los artículos de investigación en paleomagnetismo y magnetismo de rocas publicados desde 1967, usan diagramas de componentes vectoriales (conocidos como diagramas de Zijderveld) para describir e investigar la estabilidad direccional y la intensidad del decaimiento de la magnetización remanente durante la demagnetización en el laboratorio. Por consiguiente, el entendimiento del paleomagnetismo moderno, requiere de la comprensión clara de esta técnica de gráficas. Desafortunadamente, el diagrama de Zijderveld no es fácilmente comprensible para gran parte de la comunidad geocientífica. Además, no es posible leer directamente los ángulos de declinación e inclinación en el diagrama. Se propone aquí una simple presentación de los datos de demagnetización. Este diagrama alternativo expone la información esencial que contienen actualmente los diagramas estereográficos y las curvas de intensidad normalizadas. Es también eficaz para la presentación de datos de paleointensidad con el método de Thellier.

GEOMAG-08 CARTEL

MAGNETOSTRATIGRAPHY OF THE VOLCANIC SEQUENCE OF RIO GRANDE SANTIAGO-SIERRA DE LA PRIMAVERA REGION, JALISCO, WESTERN MEXICO

Urrutia-Fucugauchi Jaime, Alva-Valdivia Luis M.,
Gogichaishvili Avto, Campos-Enriquez Oscar and Rosas-
Elguera Jose
Instituto de Geofísica, UNAM
Mexico, D.F., 04510, México
Universidad de Guadalajara

Results from Huactla and Paso de Guadalupe volcanic units in Rio Grande de Santiago (RGS) canyon and Sierra de la Primavera (SP) are used to document the magneto-stratigraphy of the Trans-Mexican Volcanic belt (TMVB) and Sierra Madre Occidental volcanic successions. A well drilled in the SP allowed recovery of samples down to a depth of 1 300 m. Normal (N), intermediate (I) and reverse (R) polarities are documented in the volcanic sequence of RGS and the SP. The three sections studied in the RGS are around 800 m thick, and include a basal rhyolitic ignimbrite (R), the San Cristobal basalts (mainly R), rhyolites and ash flows of the Guadalajara group (mainly R), the San Gaspar ignimbrite (N), basaltic flows and a rhyolitic dome (N). The SP sequence rests on an andesitic sequence and includes a rhyolite, the San Cristobal basalts (R), rhyolites and an andesitic flow of the Guadalajara group (R), ash flow tuffs, pre-caldera rhyolites, the Tala tuff (R, I), and intra-caldera lacustrine deposits. The San Cristobal basalts represent the oldest TMVB units, with dates between 11 and 9 Ma. This interval corresponds to a normal polarity chron in the Geomagnetic Polarity Time Scale (GPTS) that contrasts with the dominant reverse polarity observed in RGS and SP. The N San Gaspar ignimbrite has been dated at 4.7-4.8 Ma, and provides a marker horizon in the Guadalajara region. This ignimbrite and the units of the Guadalajara group (with dates of 5.2-5.5 Ma) are assigned to the Gilbert R chron, with the San Gaspar ignimbrite possibly corresponding to the Thevera N sub-chron (4.59-4.79 Ma). The silicic sequence of SP represents the young activity in the region and is assigned to the Brunhes chron. The Tala tuff of SP which has been dated at 95-97 ky has an intermediate-reverse polarity, which may correlate with a sub-chron within Brunhes. If it corresponds to the Blake sub-chron, then the Tala tuff is slightly older than the SP central domes, and the K-Ar dates are in inverse stratigraphic order.

GEOMAG-09 CARTEL

COMPARACIÓN EN EL OBSERVATORIO MAGNÉTICO DE TEOLOYUCAN ENTRE EL EQUIPO CLÁSICO Y EL EQUIPO DIGITAL

Arango-Galván C., Cifuentes-Nava G. y Hernández-Quintero E.

Depto. de Geomagnetismo, Instituto de Geofísica, UNAM

A partir del Primer Encuentro Latinoamericano en Instrumentación Geomagnética, llevado a cabo en el Observatorio Magnético de Teoloyucan, se instalan dos variógrafos digitales.

Se presenta la comparación entre el variógrafo clásico de tres componentes (D,H,Z) con los variógrafos digitales LAMA (D,I,F) y DMI (D,H,Z) durante unos meses de operación.

El comportamiento de las líneas bases de los tres equipos es analizado para determinar la estabilidad de estos, basado en dos instrumentos patrón: un magnetómetro de precesión protónica Geometrics G-856 y un magnetómetro de declinación e inclinación DI-flux Ruska RM1.

Los resultados determinan la confiabilidad de los tres equipos así como la de los instrumentos patrones al comparar los valores de las observaciones absolutas, las líneas base y las componentes del vector magnético.

GEOMAR-01

STRESSES IN THE WESTERN ALEUTIAN SEAWARD TRENCH SLOPE

Carlos A. Mortera-Gutierrez
Instituto de Geofísica, UNAM

In the western region of the Aleutian oblique convergent zone, seaward slope faults (STS) faults strike oblique to the trench by 4° to 25° clockwise and fails to align parallel to the bending axis of this subducted oceanic plate. A stress model is here used to explain that oblique-trench strikes of STS normal faults are due to sinistral shear along the western Aleutian plate boundary. To model the stress field, one neglects the isotropic component of stress. The bending stress [B] is a $[3 \times 3]$ matrix with one non-zero component B_{xx} , in the coordinate system where z is vertical, y is parallel to the trench and x is perpendicular to the trench. Assuming plane stresses [S] of pure shear roughly parallel to the trench are due to coupling between Aleutian arc and Pacific Plate, where $z' = z$ is vertical, x' and y' are parallel to the principal stresses S_2 and S_3 respectively, at angles 45° of the plate boundary. [C] is the stress due to convergence, and their non-zero components are $C_{x'y'}$ and $C_{y'x'}$. Such is the case, [C] is a shear stress oriented at angle q of the trench. Then we resolved by transforming [C] components to [B] coordinate. The stresses of [C] and [B] are then superimposed, $[S] = [C] + [B]$. Finally the stress model requires that S_3 is perpendicular to the fault and S_1 is vertical, and also must have $S_x < S_2 < S_z$ to cause normal faulting. Under three ranges of convergence direction, this suggests that observed STS fault pattern is more easily explained if $C_{x'y'}$ is more northerly.

GEOMAR-02

MORPHOLOGY OF THE MOCTEZUMA SPREADING SEGMENT: IMPLICATIONS FOR RIVERA-PACIFIC PLATE MOTION

William L. Bandy¹ and François Michaud²

¹ Instituto de Geofísica, UNAM

² Laboratoire de Géodynamique sous Marine, Université Pierre et Marie Curie

The Motezuma Spreading Segment (MSS) is a short, north-south oriented seafloor spreading center located at 18.4°N , 106.25°W ; West of Manzanillo Mexico. The morphology and magnetic lineations in the area of the MSS, and the EPR to the east, indicate that a westward relocation of seafloor spreading, from the EPR to the MSS, occurred at about 0.8 Ma. This relocation of spreading left behind an abandoned part of the Rivera Transform which has been termed the paleo-RT. The orientation of the paleo-RT relative to the present day Rivera Transform near the MSS indicates that the direction of motion between the Rivera and Pacific plates reoriented 19 to 27 degrees counterclockwise near the MSS at the time of the westward relocation of seafloor spreading.

Presently, two models exist for recent Rivera-Pacific relative motion; that of DeMets and Wilson [1997] and that of Bandy *et al.* [1998]. The model of DeMets and Wilson predicts that the motion at the MSS is directed at an azimuth of 102 degrees, approximately 7 degrees oblique to the ridge-normal direction of the MSS. In contrast, the model of Bandy *et al.* [1998] predicts that the motion direction is coincident with the ridge-normal direction; i.e., this model predicts orthogonal spreading along the MSS. The

difference between these two models arises mainly from the interpretations of the orientation of the Rivera Transform at its junction with the MSS. To resolve this discrepancy, a detailed examination of the morphology of the entire MSS was conducted. The results indicate that the plate motion predicted by the model of DeMets and Wilson does not coincide with the major morphologic features of the MSS, particularly those located east of the MSS. The results also suggest that, to best fit the morphologic features, the motion between the Rivera and Pacific plates must have been changing since 0.78 Ma.

GEOMAR-03

PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE LÍNEAS SÍSMICAS EN LA ZONA DE FRACTURA DE CLARIÓN (OCÉANO PACÍFICO)

Francisco Lizárraga Ruiz
Instituto de Geofísica, UNAM

En este estudio he analizado datos geofísicos (sísmica de reflexión y gravimetría) del Proyecto Seisikuy de investigaciones de la litosfera oceánica en el océano Pacífico. Los datos corresponden a 2 transectos que cruzan la zona de fractura de Clarión. Estos datos se ubican entre las coordenadas 16° a 19° latitud norte y 118.3° a 119° longitud oeste. Los perfiles tienen una orientación NNW-SSE teniendo como inicio la parte sur, y abarcan una extensión de 252 kilómetros aproximadamente.

Aplicando una secuencia de procesamiento similar a la utilizada en exploración petrolera, obtuve imágenes sísmicas para su interpretación. En la secuencia de procesamiento se trabajó con especial cuidado la deconvolución, el análisis de velocidad y la migración que en este caso fue con el método de Stolt (velocidad constante). Alternativamente, utilice un método basado en la Transformada de Radon después de la corrección NMO con la que atenué energía múltiple; particularmente en la zona de montañas marinas.

Esta zona del océano Pacífico es particularmente representativa de una estructura de falla de la corteza oceánica siguiendo los lineamientos 5E y 6C que corresponden a edades miocénicas.

A través del transecto se observa la evidencia de actividad volcánica con varios montes marinos. La imagen sísmica es consistente con el modelo de corteza oceánica. En zona de planicies marinas identifique lavas almohadadas, diques intrusivos, el cuerpo de gabros y su cima de enfriamiento. De manera discontinua alrededor de los 2 segundos después del primer reflector en esta zona interprete la discontinuidad de Mohorovicic.

Las montañas marinas son producto de volcanismo y evidencia de debilidad en la zona de fractura oceánica.

A los datos gravimétricos los procesé con análisis espectral para su interpretación con lo que obtuve un espesor de la corteza de 6.5 km en la zona de planicies marinas al norte de la sección, lo cual se puede correlacionar con los datos sísmicos.

El espesor del tirante de agua en la zona de planicies del norte es de 3787 metros y el espesor del tirante de agua en la zona de planicies de 3938 metros, lo cual indica una menor edad en la parte sur que en el transecto norte, es decir en el transecto norte se presenta el bloque alto de la zona de fractura. La zona de fractura de Clarión queda representada por la expresión morfológica de montes marinos en ambos perfiles.

SÍSMICA DE REFLEXIÓN MULTICANAL EN EL ALTO GOLFO DE CALIFORNIA

González-Fernández A.¹, Stock J.M.², Steckler M.S.², Martín-Barajas A.¹, Persaud P.², Diebold J.B.² y Mountain G.S.²

¹ Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

² Seismological Laboratory, California Institute of Technology Pasadena, CA, USA

³ Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University Palisades, NY, USA

En el presente trabajo se muestran las secciones de sísmica de reflexión vertical multicanal obtenidas a partir del procesamiento de los datos registrados en la Cuenca Delfin y en la prolongación hacia el norte de la zona de fractura del Canal de Ballenas. El objetivo principal es el estudio de la actividad tectónica en esta área para establecer la conexión entre el sistema de fallas transformes y el fallamiento normal y dextral en el norte de la Península de Baja California, a través de la ubicación del fallamiento activo en la estratigrafía de los depósitos plio-cuaternarios.

Del 22 de Mayo al 12 de Junio de 1999 se llevó a cabo un estudio de sísmica de reflexión multicanal de alta resolución en el Alto Golfo de California, utilizando el buque oceanográfico Francisco de Ulloa. En este crucero se registraron un total de 79 líneas a lo largo de 2000 millas náuticas. Dependiendo de los transectos, como fuente de energía se utilizó un cañón de aire comprimido GI con un volumen de aire de 45/45 pulgadas cúbicas (740/740 cm³) o de 45/105 pulgadas cúbicas (740/1720 cm³) a una presión nominal de 2000 psi (136 Atm). El intervalo de disparo empleado, dependiendo de los parámetros de la fuente de energía utilizada, fue de 5 ó 10 s, equivalentes a un disparo cada 12.5 ó 25 metros. Los principales parámetros de adquisición de datos fueron un cable de registro de 600 m de longitud, con 48 canales. Se registraron 3 ó 7 s con un intervalo de muestreo de 1 ms. Para disponer de un mejor control de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas con la profundidad, también se llevó a cabo simultáneamente el registro de la señal de 48 sonoboyas, como sísmica de refracción. Durante el registro de las sonoboyas se empleó la fuente de energía de mayor capacidad, con el intervalo de disparo mayor y la longitud de registro de 7 s.

En las secciones sísmicas procesadas e interpretadas se observan reflectores cortados por fallas, con desplazamiento vertical hasta la superficie, que se interpretan como fallas activas.

ESTRUCTURA SÍSMICA Y GRAVIMÉTRICA DE LA CORTEZA AL SUR DE LA ISLA TIBURÓN, GOLFO DE CALIFORNIA

Paz-López S.¹, González-Fernández A.², Danobeitia J.J.³, Córdoba D.⁴, Delgado-Argote L.A.² y Michaud F.⁵

¹ Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

² Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

³ Depto. de Geofísica, Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaume Almera", CSIC Barcelona, España

⁴ Depto. de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid Madrid, España

⁵ Observatoire Océanologique de Villefranche Villefranche sur Mer, Francia.

Se han interpretado datos de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo de alta resolución y de gravimetría registrados a lo largo de un perfil localizado en el Golfo de California, al sur de la Isla Tiburón, con orientación noroeste-suroeste y con una longitud de 58 km. El objetivo de este estudio es definir un modelo de distribución de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas y de las densidades con la profundidad, para investigar la estructura cortical y poder definir e interpretar el origen y evolución de ésta.

El transecto sísmico y gravimétrico fue llevado a cabo en 1996, como parte del proyecto CORTES-P96. Para la generación de ondas sísmicas se utilizó un arreglo de cañones de aire comprimido, con un volumen de aire de 2850 pulgadas cúbicas (47 l) a una presión nominal de 2000 psi (136 Atm). El intervalo de disparo utilizado fue de 30 s, equivalente a un disparo cada 80 m. Las ondas sísmicas fueron registradas por 6 OBS (sismómetros de fondo oceánico). El procesamiento de los datos consistió en la aplicación de un filtro de frecuencias y un filtro de predicción Wenner, con el objeto de reducir el carácter reverberante de la señal y resaltar la información que llega en los tiempos más largos. Una vez procesados los datos sísmicos, se identificaron y se correlacionaron los primeros tiempos de arribo de las ondas refractadas y algunas ondas reflejadas, para posteriormente utilizar un método de interpretación por trazado de rayos.

Como resultado de la interpretación conjunta de los datos sísmicos y gravimétricos, se obtuvo una estructura cortical en la cual se identifican 3 capas principales. La cubierta sedimentaria se subdivide en dos niveles, presentando el primero de ellos una velocidad de propagación de las ondas sísmicas desde 1.8 hasta 2.8 km/s y estando localizada hasta una profundidad de 2.1 km, como máximo. La segunda capa sedimentaria se caracteriza por velocidades de 3.6 hasta 5 km/s, alcanzándose 7.0 km de profundidad en el extremo sureste del perfil. El basamento presenta velocidades que varían desde los 5.4 hasta los 6.2 km/s. La corteza inferior se sitúa bajo los 12 km, con una velocidad de 6.5 hasta 6.7 Km/s. La discontinuidad corteza-manto se localiza entre los 21 y 26 km. Es importante mencionar que para esta discontinuidad se ha identificado un escalón, que pudiera estar relacionado con un falla transforme.

GEOQ-01

HYDROTHERMAL SYSTEM OF THE EVERMAN VOLCANO ON SOCORRO ISLAND, THE REVILLAGIGEDO ARCHIPELAGO, MEXICO

Yuri Taran¹ and Martha Marin²¹ Instituto de Geofísica, UNAM

Circuito Exterior, Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510, México

² Instituto de Oceanografía, Manzanillo

Socorro Island seems to be unique in the Pacific Basin being one of the few volcanic islands dominated by subaerial eruptions of silicic peralkaline composition. It belongs to the northern terminus of the Mathematician Ridge, which marks the location of a mid-ocean ridge spreading center that was abandoned at 3.5 Ma when activity shifted to the East Pacific Rise (Mammerickx *et al.*, 1988). The Everman volcano on the Socorro island is a complex peralkaline silicic caldera-type volcano with a prolonged Quaternary history of eruptions from 12 to 180 ka (⁴⁰Ar/³⁹Ar age, Bohrmann *et al.*, 1996). Thermal manifestations are located in a narrow canyon cut in highly altered rocks close to the summit of the Cerro Everman edifice.

The thermal field is characterized by a strong fumarole and numerous less powerful steam vents with the temperature close to the water boiling point (96-102°C). There are many boiling and mud pools with a low outflow rate of thermal water within the area. The whole area of the active thermal field is about 30x150 m². The gases are moderately water-rich (92-95 mol%) with the CO₂/H₂S ratio is 20-30, low in N₂ (<1.0 mol% in dry gas), high in CH₄ (up to 4.5 mol% in dry gas) and very high in H₂ (10-13 mol% in dry gas). The N₂/Ar ratio is close to that of dissolved air (40-60) and Ar/He ratio is about 10, which indicates a relatively high contamination of gases by the air dissolved in ground waters. The gas composition is typical for a mature hydrothermal system with deep temperatures higher than 250°C. All waters discharging within the thermal field are typical steam-heated and steam-bearing (condensates) slightly acidic (pH=3 to 5) Cl-free sulfate waters with the SO₄ formed as the result of the surface oxidation of H₂S. There are no any "magmatic" signatures in the chemical composition of the Everman volcano thermal fluids. It can be suggested that the Everman hydrothermal system has a "steam cap" within the upper, low permeable part of the aquifer, and still unknown hot submarine springs of a mineralized water, probably of marine origin.

The following isotopic study will provide more data for the conceptual modelling of the system.

GEOQ-02

INTERACCIÓN AGUA-ROCA EN EL SISTEMA HIDROTHERMAL SUBMARINO LAS CORONAS, PUNTA MITA (NAYARIT)

Rosa Maria Prol-Ledesma¹, Carlos Canet², Joan Carles Melgarejo², and Francisco Núñez-Cornú³¹ Instituto de Geofísica, UNAM

Ciudad Universitaria, Coyoacán, México, D.F., 04510, México

² Departament de Cristal·lografia, Mineralogia i Dipòsits Minerals, Univ. Barcelona
Barcelona, España³ Universidad de Guadalajara
Guadalajara, Jal., México

La fisura de Las Coronas se localiza en la costa Occidental de México. Se encontraron anales submarinos al sureste de Punta de Mita a profundidades de 9 a 11 m. Estas manifestaciones hidrotermales se han estudiado para determinar las condiciones de deposición de metales y las reacciones que tienen lugar entre el fluido hidrotermal y la roca encajonante bajo condiciones típicas de fondo marino a 11m de profundidad. Las manifestaciones hidrotermales están localizadas en rocas basálticas en el fondo marino. La roca encajonante se encuentra reemplazada por minerales hidrotermales, aunque también se observa la deposición directa a partir del fluido de carbonatos (calcita y aragonita), sulfatos (barita), sulfuros (Fe-sulfuro, pirita, galena) y elementos nativos (cobre). La secuencia de alteración es similar a los procesos de alteración que se han descrito en sistemas hidrotermales submarinos activos y fósiles, los cuales tienen lugar bajo condiciones reductoras. Los sulfuros se presentan preferentemente en las secciones internas de las chimeneas o en la zona de descarga en algunos casos, estas zonas son las que mantienen condiciones más reductoras antes de que se lleve a cabo la mezcla con agua de mar, la cual es rica en oxígeno a esta profundidad. Las secciones externas de las chimeneas presentan un predominio de los carbonatos. La ausencia de anhidrita y la abundancia de calcita indican que la saturación de anhidrita no se alcanza en este sistema y aparentemente la calcita es depositada como resultado del calentamiento del agua de mar.

GEOQ-03

METALLOGENIC EVOLUTION OF MINERAL DEPOSITS IN MICHOACAN, WESTERN MEXICO

Ostroumov Mikhail y Corona-Chávez Pedro

Depto. de Geología y Mineralogía, Instituto de Investigaciones Metalúrgicas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo

The geological and metallogenic characteristics of the main and historic deposits of Fe, Cu and sulfides of Ag-Pb-Zn and Pb-Zn distributed in all michoacan territory were analyzed. Also were analyzed and discussed the distribution of some localities deposits of Au, Ag, Sb and Mn which often appear single like mineralogical manifestation and in some cases like small deposits of subordinated economic importance. From the point of view of its presence or relative abundance of the metallic mineral deposits stands out in the first relative "sterility" of the Volcanic Belt Transmexicano and the string coincidence of the metallogenic provinces with the different magmatic y tectonic units that have evolved from middle Triassic to the late Eocene or early Miocene. During this long geologic

interval time we recognized different metallogenic epochs with 3 principal metallogenic processes i) volcanic-sedimentation related to one type of mineralization Pb-Zn-Ag, ii) magmatic-plutonic type of mineralization Cu-Mo-Pb and metasomatism of contact of Fe and iii) vulcanogenic and hidrotermal of Ag-Pb-Zn and more rarely Au-Ag. At the end, on the basis of the metallogenesis of each type of deposits, it explains the importance that tolerates the compression of geological process in relation with the futures guides of exploration of the mineral resources.

GEOQ-04

RESULTADO FINAL DEL PROYECTO CONACYT PT-1667: EVOLUCIÓN TECTÓNICA TERCIARIA DE LA PORCIÓN NORTE DEL BLOQUE JALISCO: DEPRESIONES TECTÓNICAS TALPA DE ALLENDE Y MASCOTA (IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN MINERA)

Zárate-Del Valle P.F.¹ y Rosas-Elguera J.

¹ CUCEI, Universidad de Guadalajara

A.P. 4-021, Guadalajara, Jal., 44410, México

E-mail: pzarate@ccip.udg.mx

E-mail: rosas@quantum.ucting.udg.mx

Se exponen los resultados estratigráficos, geoquímicos y tectónicos y sus implicaciones en la actividad minera de la región estudiada. Los yacimientos de sulfuros masivos característicos de la región están encajonados por una toba arenosa verde (Mina La América: 86.0±7Ma: Conv. MX-JPN, 1985); las rocas intrusivas están representadas por: cuarzomonzonitas, granodios y granodioritas (71.8±6 Ma: Conv. MX-JPN, 1985). Las rocas piroclásticas aflorantes en el área son asignadas a la Sierra Madre Suroccidental (Rosas-Elguera, 1998) diferenciándose de las rocas terciarias que afloran en la Faja Ignimbrítica Mexicana, con las que han sido confundidas por su litología semejante. Es factible el diferenciarlas tanto por su edad cretácica (91-71 Ma; p. ej. San Sebastián del Oeste, Jal. Gastil *et al.*, 1978) como por estar afectadas, por al menos, dos fases de deformación: una de carácter compresivo (o transpresivo) y otra, sobrepuesta de carácter extensional.

Se pone en evidencia la presencia de la facies ocoita en las rocas del Terreno Guerrero del occidente de México. La facies ocoita (Levi, 1969) corresponde a un tipo de lavas y cuerpos intrusivos básicos de carácter shoshonítico caracterizados por presentar megacrístales de labradorita incluidos en una pasta compacta afanítica verde oscuro y afectadas por metamorfismo de grado bajo (facies prehnita-pumpellita). Localmente, la facies ocoita muestra los efectos de un proceso de rubefacción intenso. La composición química (%) de la facies ocoita en Talpa de Allende es la siguiente (Zárate-del Valle y Michaud, 1998):

SiO₂ TiO₂ Al₂O₃ MnO MgO CaO Na₂O K₂O P₂O₅ LOI TOTAL Ba (ppm) Sr (ppm)
55.64 0.773 16.61 0.13 3.59 6.40 3.55 2.85 0.36 1.84 100.10 1093 880

Los eventos tectónicos cretácico (compresivo) y terciario (distensivo) han afectado a los yacimientos de la región. Una de las áreas prospectivas por sulfuros polimetálicos es la localizada entre las minas El Rubí y La América. Regionalmente el sector entre las poblaciones Talpa de Allende, Cuale y El Brumador al NW es de gran interés.

GEOQ-05

CALIBRACIÓN DEL REACTOR NUCLEAR DEL ININ PARA DATAIONES ⁴⁰Ar/³⁹Ar

Solé J.¹, López A.², Balcázar M.², Morales P.¹ y Tavera L.²

¹ Instituto de Geología, UNAM

Ciudad Universitaria, A.P. 70-296, México, D.F., 04510, México

Dentro del marco del convenio entre el Instituto de Geología de la UNAM y el Instituto Nacional de Investigaciones Nucleares (ININ) para el desarrollo de aplicaciones geológicas de la Energía Nuclear, se están realizando pruebas de calibración del reactor TRIGA MARK III para su uso en geocronología ⁴⁰Ar/³⁹Ar.

El método ⁴⁰Ar/³⁹Ar se basa en el mismo mecanismo de desintegración radioactiva natural que el K/Ar. La diferencia radica en irradiar la muestra con neutrones rápidos para generar la reacción ³⁹K (n,p) ³⁹Ar (energía mínima 0.22 MeV). Esta reacción permite convertir una pequeña parte del ³⁹K (abundancia natural 93.26%) en ³⁹Ar. Este último se desintegra nuevamente a ³⁹K por decaimiento beta negativo con una vida media de 269 años.

La relación isotópica ⁴⁰Ar/³⁹Ar se determina con un espectrómetro de masas Micromass MM1200 en el laboratorio de geología isotópica del Instituto de Geología de la UNAM. Este espectrómetro ha sido equipado con enfoque automático de masas por campo magnético y lectura digital de datos.

El estudio en proceso, y del que se mostrarán los primeros resultados, tiene por finalidad conocer los detalles exactos de producción de ³⁹Ar en el reactor nuclear TRIGA MARK III del ININ, así como la producción de otros isótopos de argón (especialmente ³⁷Ar) que son indispensables para corregir varias interferencias nucleares que pueden modificar la edad y otros parámetros de la muestra a estudiar. El reactor del ININ es del mismo tipo que el usado en el Servicio Geológico de los Estados Unidos de América en Denver, Colorado (Dalrymple *et al.* 1981), lo que facilita la calibración y comparación de resultados.

La ventaja más importante de este método respecto al K/Ar es la posibilidad de medir la edad directamente en una única fracción de muestra, pues el contenido en potasio se calcula a partir de la producción de ³⁹Ar en estándares que se irradian juntamente con las muestras a estudiar. Es además bien conocida la posibilidad de calentar las muestras por pasos (step heating) para obtener información geológica adicional (termocronología, alteraciones, etc.).

Referencias:

Dalrymple, G.B., Alexander C.C., Lanphere, M.A., Kraker, G.P. (1981): Irradiation of samples for ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating using the Geological Survey TRIGA reactor.

GEOQ-06

CÁLCULO DE ISOCRONAS DE $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr Y Sm-Nd UTILIZANDO EL PROGRAMA ISOCHRON

De Basabe-Delgado J. y López-Martínez M.

Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

Se presenta el programa isochron para calcular y graficar isocronas de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr y Sm-Nd utilizando el ajuste de York para calcular la mejor isocrona, tomando en cuenta la correlación de las incertidumbres.

El programa permite introducir los datos directamente o a través de un archivo de formato HTML con la información de los puntos de la isocrona, las incertidumbres en abscisas y ordenadas y el factor de correlación de las incertidumbres en cada punto. Estos datos se procesan para calcular la mejor isocrona y se crea una gráfica con las incertidumbres y el factor de correlación representados en forma de elipses, donde la inclinación de la elipse está relacionada con la correlación.

La gráfica se acompaña de la edad calculada y su incertidumbre así como los parámetros de la recta, la gráfica de la isocrona se puede exportar a un programa de diseño gráfico para hacer ediciones estéticas y guardar en el formato que se considere apropiado.

GEOQ-07

LABORATORIO DE MICROSCOPIA ELECTRONICA DE BARRIDO (MEB) DEL DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA DE CICESE

Luis Carlos Gradilla Martínez, José de Jesús Mojarro Bermúdez y Arturo Martín Barajas

Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México
E-mail: gradilla@cicese.mx

El Departamento de Geología cuenta con un microscopio electrónico de barrido JEOL JSM-35c, equipado con varios detectores: un detector de electrones secundarios para obtener imágenes de alta resolución SEI (Secondary Electron Image), un detector de electrones retrodispersados que permite la obtención de imágenes de composición y topografía de la superficie BEI (Backscattered Electron Image), y un detector de energía dispersiva EDS (Energy Dispersive Spectrometer) permite coleccionar los Rayos X generados por la muestra y realizar diversos análisis e imágenes de distribución de elementos en superficies pulidas.

Cuenta, además, con un sistema de adquisición electrónico digital (4pi Analysis System), que permite la obtención de imágenes SEI y BEI con calidad digital desde 128x128 hasta 4096x4096 píxeles, así como los Rayos X generados. Las imágenes son coleccionadas y procesadas con el software NIH Image y los datos de Rayos X son procesados con Desk Top Spectrum Analyser (DTSA). Este sistema es controlado por una computadora Macintosh conectada a Internet, lo que permite la fácil distribución de los resultados obtenidos, ya sea por E-Mail, FTP o visitando la página de Internet <http://meb.cicese.mx>.

Las aplicaciones del Laboratorio son amplias, desde su utilización por la industria privada regional para el control de calidad de partes electrónicas, hasta aplicaciones con fines educativos y de investigación, principalmente en la clasificación morfológica de partículas de roca y minerales, identificación de especies de microfósiles, y composición y distribución elemental en materiales geológicos.

GEOQ-08 CONFERENCIA INVITADA

"MINERÍA, TECNOLOGÍAS E INGENIERÍAS Y SU ENSEÑANZA EN LA NUEVA ESPAÑA, SIGLO XVI-XIX"

José Ramón Pérez Portillo
Colegio de México

GEOQ-09 CARTEL

EL LABORATORIO UNIVERSITARIO DE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA (LUGIS)

Ma. del Sol Hernández Bernal, Juan J. Morales Contreras,
Gabriela Solís Pichardo y Teodoro Hernández Treviño
Instituto de Geología, UNAM
Instituto de Geofísica, UNAM

El Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) es el resultado de un esfuerzo conjunto entre los Institutos de Geofísica y Geología de la UNAM para ofrecer a los investigadores mexicanos las facilidades instrumentales y analíticas necesarias para la determinación cuantitativa de elementos mayores, traza y relaciones isotópicas en materiales geológicos (muestras de roca, agua, sedimentos, suelos, materia orgánica, concentrados minerales, etc.).

El LUGIS cuenta con una infraestructura consistente en talleres de molienda y separación de minerales, laboratorio de química ultrapura y equipos de Espectrometría de Masas de fuente sólida y de gases y Fluorescencia de rayos X. El laboratorio ofrece las técnicas isotópicas de Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Pb común, K-Ar, así como ^{13}C , ^{18}O y D.

La utilidad de los datos obtenidos es amplia: fechamientos de rocas y minerales, estudios de cambio climático y petrogénesis de rocas ígneas y sedimentarias, caracterización de ambientes tectónicos, solución de problemas ambientales, etc.

Recientemente, el LUGIS convocó a estudiantes de Maestría y Doctorado del Posgrado en Ciencias de la Tierra al Primer Concurso Universitario de Geoquímica Isotópica. Participaron 13 alumnos en 3 categorías y los temas comprendieron desde fechamientos de rocas volcánicas, estudios de meteoritos, génesis magmática (lavas, migmatitas, pegmatitas, intrusivos, yacimientos minerales), estudios de procedencia de sedimentos, hasta análisis de carbonatos relacionados al impacto de Chichxulub.

El LUGIS ha procesado muestras de diferentes áreas que incluyen rocas precámbricas del Complejo Oaxaqueño, paleozoicas del Complejo Acatlán, mesozoicas de los cinturones batolíticos del sur de México, Baja California y Sonora y emisiones recientes de los volcanes Popocatepetl y Volcán de Colima. Además, ha recibido muestras de cuerpos plutónicos de Centroamérica y de Alemania.

EL ORIGEN DE LOS FLUIDOS PROFUNDOS DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS AZUFRES, MÉXICO - INDICACIONES ISOTÓPICAS E HIDROLÓGICAS

Peter Birkle

Unidad Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas
A.P. 1-475, Cuernavaca, Mor., 62001, México
E-mail: birkle@iie.org.mx

El cálculo del balance hidrológico resultó en una tasa promedio de 413 mm/m² para la infiltración anual en el área de Los Azufres, que corresponde a una suma total de 75.71 millones de m³ o 30.9 % de la precipitación total. Debido al fracturamiento extremo de las formaciones volcánicas, existe un potencial considerable para la infiltración directa de mayores porciones del agua meteórica a zonas profundas.

Por otro lado, valores isotópicos indican una menor influencia de aguas recientes para la alimentación del reservorio geotérmico: valores negativos de delta C-13 indican la influencia de carbón orgánico de la superficie, pero la falta de C-14 en los líquidos profundos refleja una edad prehistórica para el evento de infiltración. La dilución del agua meteórica por el gas CO₂, libre de C-14, complica la determinación exacta de la edad de este evento, que ocurrió probablemente durante los períodos interglaciales del Holoceno.

Adicionalmente, la tendencia positiva de delta D y delta O-18 de las salmueras hacia una composición de agua andesítica indica la influencia de agua fósil, derivada de la subducción de trozos sedimentarios de la corteza oceánica debajo de la Placa Norteamericana. La modificación por procesos secundarios, tal como la sericitización, causa un camuflaje de la composición primaria de la salmuera.

Un modelo hidrogeológico preliminar del reservorio se postula como el siguiente: El sistema hidrodinámico fósil se caracteriza por la infiltración de agua meteórica y procesos de mezcla con agua andesítica y/o magmática. Fuertes procesos de interacción agua/roca en la zona principal de producción prueban la circulación de sistemas fósiles. Análisis isotópicos de manantiales calientes de la superficie de Los Azufres indican la existencia de caminos de comunicación del reservorio geotérmico hacia la superficie.

La reactivación reciente del sistema hidrostático con la removilización de los fluidos está causada por la producción geotérmica. Esto está corroborado por la detección de trazadoras naturales en los pozos de producción.

ACTUALIZACIÓN DEL MODELO DEL BASAMENTO EN EL CAMPO GEOTÉRMICO DE CERRO PRIETO, B.C., MÉXICO

Macario González López

Residencia General de Cerro Prieto, CFE
Carret. Pascualitos-Pescaderos, Km 26.5, Mexicali, B.C., México

Con el fin de actualizar el modelo del basamento en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto, se realizó una reinterpretación gravimétrica, modelando en 2.5 D 9 perfiles trazados sobre el mapa de anomalía de Bouguer. Utilizando la información litológica obtenida a través de numerosas perforaciones profundas, se hicieron coincidir, dentro de los modelos gravimétricos, las principales variaciones litológicas con cambios en la densidad. Los resultados de este trabajo reafirman que la geometría del basamento del Campo de Cerro Prieto, vista de W a E, corresponde con una secuencia estructural que se inicia con una gran depresión en el W, continúa con un fuerte levantamiento y finalmente se extiende con una tendencia a profundizarse hacia el E de forma escalonada. El modelo de basamento derivado del presente trabajo, define una tendencia muy similar al modelo de basamento establecido (Fonseca y Razo, 1980), pero difiere en cuanto a la profundidad en algunos sectores del campo. En el actual trabajo se interpreta una profundidad entre 200 y 400 m mayor hacia el sur y noroeste de la actual zona de explotación.

Palabras clave: Modelo gravimétrico, Modelo de basamento.

IMAGENES DE RESISTIVIDAD OBTENIDAS A PARTIR DE ARREGLOS COLINEALES POR C.D. Y SU APLICACIÓN AL CAMPO GEOTÉRMICO DE CERRO PRIETO, B.C., MÉXICO

Adolfo Salomé Charré Meza, Marco Antonio Pérez Flores y Enrique Gómez Treviño

Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

Con el fin de conocer mejor la distribución espacial del yacimiento en el Campo Geotérmico de Cerro Prieto y de su entorno, se realizó una intensa campaña de recolección de datos de resistividad de corriente directa.

Entre 1977 y 1979 la Comisión Federal de Electricidad (CFE) realizó más de 400 Sondeos Eléctricos Verticales tipo Schlumberger (con apertura máxima de AB/2 = 5 km) colocados en líneas con orientación SW-NE, con la finalidad de cubrir la mayor parte del Valle de Mexicali. Gracias al alineamiento de los SEV's podemos realizar la inversión en 2-D para cada una de las líneas. Entre 1978 y 1979 el Laboratorio Lawrence de Berkeley (LBL) recolectó tres líneas de Dipolo-Dipolo de gran extensión (a = 1 km y n máxima de 8).

Con todo este cúmulo de información se procedió a realizar inversiones para obtener imágenes de resistividad de cada una de las líneas Schlumberger conjuntamente con las de Dipolo-Dipolo. De esta manera se hizo la inversión conjunta de la línea 1 de

Schlumberger y la D-D' de Dipolo-Dipolo. Esto con el fin de obtener un modelo de resistividad que mejor ajuste con ambas técnicas de prospección.

Ya con todas las secciones de resistividad obtenidas se generaron planos de resistividad para diferentes profundidades de investigación. Estos planos se compararon con la información disponible de los pozos perforados en el campo, así como con las secciones geológicas existentes.

Estas imágenes de resistividad en planta nos dan información del modelo geológico del campo geotérmico, del modelo geohidrológico del Valle de Mexicali, su relación con los abanicos aluviales y depósitos distales de la Sierra Cucapá, muestra los ambientes de planicie deltáica dominados por los procesos fluviales que predominan por la presencia del Río Colorado y las zonas de inundación causadas por la invasión de agua salada del Golfo de California.

GTERM-04

EL TEMBLOR DE CERRO PRIETO MD=5.1 DEL 1 DE JUNIO DE 1999, TECTÓNICO O INDUCIDO ?

Francisco Suárez Vidal

Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

El día 1 de Julio de 1999 a las 15:18:28 GMT (8:15 hora local), La ciudad y el valle de Mexicali fueron sacudidos por un temblor de MD= 5.1 localizado a 6.5 km al SE del volcán de Cerro Prieto en las inmediaciones del campo geotérmico y el Ejido Hidalgo y a una profundidad de 7.7 km.

Tomando en consideración los parámetros del sismo, seis horas después de la ocurrencia de éste, se inició un recorrido por el valle para cuantificar daños y buscar estructuras asociadas al proceso de licuefacción. El reconocimiento se hizo siguiendo el trazo de la Falla Imperial desde el Ejido Tamaulipas hasta el Ejido Nuevo Leon (45 km) y a lo ancho de una franja de aproximadamente 5 km a ambos lados de la falla; posteriormente se visitaron los Ejidos Saltillo, Guerrero y Hidalgo. No se encontraron evidencias superficiales como volcánes de arena o fracturamiento del terreno, únicamente daños materiales menores tal como, caídas de bardas y mamposterías asociadas a fachadas externas. La aceleración del terreno no fué lo suficientemente alta para generar licuefacción; además, el número de replicas fué anormalmente bajas tanto en cantidad como en magnitud.

Con base a las evidencias sísmicas y geológicas del temblor del 1 de Junio de 1999, comparadas con sismos ocurridos en los Geysers y Larderello se postula que el origen del temblor de Cerro Prieto es el de un evento inducido, asociado a la extracción de vapor y inyección de agua fría para recarga del acuífero profundo del campo geotérmico.

GTERM-05

ESTUDIO TÉRMICO COMPARATIVO DE LA PERFORACIÓN DE POZOS GEOTÉRMICOS USANDO LODOS Y AIRE-AGUA COMO FLUIDOS DE PERFORACIÓN

I. Hernández¹, G. Espinosa² y A. García³

¹ Instituto Tecnológico y de Estudios Superiores de Monterrey
Av. E. Garza Sada 2504 Sur, Col. Tecnológico, Monterrey, N.L.,
64810, México

E-mail: ishernand@campus.mty.itesm.mx

² Universidad Autónoma Metropolitana-Iztapalapa
Av. Michoacán y la Purísima s/n, Col. Vicentina, México, D.F.,
09340, México

³ Unidad de Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas
Av. Reforma 113, Col. Palmira, Temixco, Mor., 62490, México

Este trabajo presenta un estudio comparativo acerca del comportamiento térmico de los fluidos de perforación y roca circundante durante la perforación de pozos geotérmicos, cuando la mezcla aire-agua o lodos convencionales son empleados. Las estimaciones fueron realizadas mediante dos simuladores numéricos: TEMLOPI-V.2, el cual es utilizado para calcular el disturbio térmico transitorio, cuando lodos convencionales son usados, y GEOMIST, utilizado cuando la mezcla aire-agua se usa como fluido de perforación. Para este análisis se emplearon los registros de perforación del pozo LV-4 del campo geotérmico de Las Tres Virgenes. En la simulación se consideran velocidades constantes de perforación para ambos fluidos, lodos y mezcla aire-agua. Este estudio permite evaluar la influencia térmica para cada uno de los fluidos de perforación bajo las mismas condiciones de operación. Los resultados de la simulación fueron comparados con los registros de las mediciones de la temperatura obtenidas durante el periodo de perforación y dando una buena aproximación de los resultados del cálculo. Estos resultados muestran también la variación del disturbio térmico en la roca circundante cuando se utilizan cada uno de los dos tipos de fluidos de perforación, observando un mayor disturbio térmico cuando se utilizan lodos convencionales durante la perforación. El efecto térmico en la roca circundante cuando se utiliza la mezcla aire-agua es comparativamente mucho menor al mostrado con la utilización de lodos, por lo que la recuperación térmica al estado inicial también se lleva a cabo en un menor tiempo. Es por esto, que el estudio aquí mostrado proporciona información valiosa en la toma de decisiones durante la perforación de pozos geotérmicos, ya que los fluidos de perforación como los lodos convencionales tienen dificultades en zonas con alta porosidad, por lo que en estos casos es necesario utilizar los fluidos con base aire-agua para mayor eficiencia en la perforación y menores pérdidas de circulación, pero tomando en cuenta el impacto térmico que esto significa.

Palabras clave: Pozos geotérmicos, flujo en dos fases, perforación, circulación, roca circundante, disturbio térmico.

CONDICIONES TERMODINÁMICAS DEL LOS SISTEMAS HIDROTERMALES FOSIL Y ACTUAL DE LA CALDERA DE ACOCULCO, PUEBLA

Vicente Torres Rodríguez¹ y Eduardo González Partida²

¹ Unidad Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas
A.P. 1-475, Cuernavaca, Mor., 62001 México

E-mail: vtorres@iie.org.mx;

² Unidad de Investigación en Ciencias de la Tierra, UNAM
Juriquilla, Qro., México

A partir de datos petrográficos, mineralógicos y de inclusiones fluidas del pozo exploratorio EAC-1 (2000 m) se reconstruyó la historia magmática e hidrotermal de la zona geotérmica de Acoculco, México, localizada en la provincia del Cinturón Volcánico Transmexicano.

En la caldera de Acoculco se reconocieron dos eventos magmáticos, ambos relacionados con fluidos calientes: el primero es la formación de un skarn calcáreo por el emplazamiento de un cuerpo granítico Terciario en un basamento calcáreo Mesozoico, detectado a una profundidad de 1,660 m; posteriormente se formó una caldera resurgente cuya actividad culminó con intrusiones subvolcánicas, y la formación de un sistema hidrotermal activo en el presente.

Los estudios petrográficos y mineralógicos revelaron una intensa alteración hidrotermal en los primeros 790 metros de la columna litológica, formada por una asociación de los minerales de caolinita + cuarzo + calcita + zeolita + pirita + hematita + marcasita. Esta zona argílica fue producida por fluidos ácidos, que en la superficie se manifiesta con zonas de alteración argílica avanzada y descargas de gases. A profundidades de 790 a 1,660 m, la asociación esmectita + illita + clorita + biotita representa los minerales principales de alteración en la zona del skarn.

Los fluidos asociados al skarn fosil resultaron ser de moderada temperatura (205 - 240°C) y alta salinidad (15.96 - 19.29 % Equiv. NaCl en peso). Las condiciones termodinámicas del fluido original de 600°C indican condiciones de presión inicial de 950 bars. En contraste, los fluidos más jóvenes del sistema hidrotermal muestran moderadas a altas temperaturas (103 - 272 °C) y baja salinidad (0.18 - 2.41 % Equiv. NaCl). Estos valores son típicos para los reservorios geotérmicos actuales dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano. Las mejores condiciones termodinámicas para la presencia de fluidos hidrotermales se encontraron entre 1,200 y 1,600 m con temperaturas de 272 a 278°C.

Existen evidencias para la sobreposición posterior de un sistema hidrotermal activo a ambos eventos magmáticos. Un medio ácido del reservorio y características de baja permeabilidad de la roca huésped (skarn y domos ácidos) se reflejan en las concentraciones elevadas de CO₂ y H₂S en las manifestaciones superficiales así como por las características de la alteración hidrotermal presente.

DISTRIBUCION DE TEMPERATURA INICIAL EN EL CAMPO GEOTERMICO DE LOS HUMEROS, PUEBLA

A. García¹, V. Arellano¹, A. Aragón¹, R.M. Barragán¹, G. Izquierdo¹ y A. Pinzano²

¹ Unidad de Geotermia, IIE

Reforma #113, Col. Palmira, Temixco, Mor., 62490, México

² Gerencia de Proyectos Geotermoelectrónicos, Residencia Los Humeros, CFE
Los Humeros, Pue., México

Se presentan las temperaturas iniciales o estabilizadas de la formación circundante a 40 pozos del campo geotérmico Los Humeros, las cuales se estimaron mediante los métodos de Horner y el método de la esfera de Ascencio *et al.*, (1994). Se presenta una breve discusión sobre la aplicabilidad de cada método y se detallan algunas aplicaciones previas del método de la esfera. Posteriormente y con base en las estimaciones de las principales zonas de aporte de cada pozo y sus correspondientes temperaturas, se grafican las temperaturas mas probables de yacimiento para cada pozo contra la elevación y se incluye en la misma gráfica la curva de ebullición del agua contra la elevación. También se presentan los resultados sobre las principales zonas de aporte de cada pozo y 2 secciones geológicas longitudinales y una transversal en las que se ilustra la distribución de temperaturas del campo, las unidades litológicas, su espesor, el sistema de fallas, la topografía de basamento y los pozos que se encuentran en cada sección, y se indica la localización de su principal zona de alimentación. Finalmente, se incluye una simulación del pozo H-26 en la cual se reproducen los perfiles de la última serie de registros de temperatura medidos en ese pozo. La simulación considera las pérdidas de circulación ocurridas en el pozo y la condición inicial de temperatura es un perfil supuesto. Este perfil se modifica hasta reproducir, por prueba y error, los perfiles medidos. El último perfil de temperatura inicial obtenido se considera como la mejor aproximación al perfil de temperatura inicial del yacimiento alrededor del pozo H-26 y se compara con las temperaturas estáticas obtenidas con los métodos de Horner y de la Esfera. La simulación se hizo con el simulador GEOTRANS (García *et al.*, 1996).

Referencias:

- F. Ascencio, A. García, J. Rivera y V. Arellano, (1994). Estimation of undisturbed formation temperatures under spherical-radial heat flow conditions. *Geothermics*, V.23(4), pp.317-326.
- A. García, G. Espinosa, P.R. Mendoza, E. Santoyo y J.M. Morales, (1996). Desarrollo de un simulador para la interpretación de perfiles de temperatura en pozos geotérmicos. Informe IIE/11/10747/1 01/F, Diciembre.

GEOQUÍMICA DE FLUIDOS DE ZONAS DE TEMPERATURA MEDIA EN EL NW DEL PAÍS

Rosa María Barragán R.¹, Enrique Portugal M.¹, Víctor M. Arellano G.¹ y Julio Álvarez R.²

¹ Unidad de Geotermia, Instituto de Investigaciones Eléctricas Reforma #113, Col. Palmira, Temixco, Mor., 62490, México

² Residencia de Estudios, Campo Geotérmico Cerro Prieto, CFE

Con el propósito de investigar la factibilidad de explotación geotérmica en zonas termales localizadas en la Península de Baja California, Riito, (Son.) y Cerritos al NW del campo geotérmico de Cerro Prieto, la CFE con apoyo del IIE realizaron un estudio geoquímico preliminar de fluidos de pozos y manantiales naturales localizados en las zonas de interés. Se efectuaron análisis químicos e isotópicos de las muestras y los resultados se emplearon para clasificar los fluidos, estimar la temperatura de yacimiento así como para investigar posibles relaciones de mezcla o posibles mecanismos de enfriamiento del fluido en su ascenso a la superficie. Considerando la cercanía de algunos manantiales con el océano, se colectó muestra de componente marino para estimar la fracción de éste en las descargas naturales.

La temperatura de yacimiento estimada para la zona de Riito es de hasta 192°C, mientras que para la zona de Cerritos se estimó una temperatura de 130°C. En general los resultados muestran la existencia de yacimientos de temperatura media (hasta 225°C) en las zonas Punta Estrella San Fernando y San Felipe en la Península. En las zonas de Puertecitos y Coloradito la estimación de temperatura de yacimiento es confusa debido a la alta proporción de componente marino encontrada. La temperatura estimada en la zona de Valle Chico es de 135°C. Los resultados isotópicos mostraron que la composición del fluido de las zonas de San Felipe y Punta Estrella resulta de un proceso de evaporación. Los resultados isotópicos para el resto de las muestras (excepto la muestra del manantial azufrado Valle Chico), muestran que estos fluidos resultan de un proceso de mezcla entre aguas superficiales y agua de mar. La muestra del manantial azufrado cae en la línea meteórica mundial. La composición isotópica de los fluidos colectados en Riito muestra enriquecimiento isotópico respecto a la línea meteórica mientras que la del pozo de la zona de Cerritos presenta similitud a la composición isotópica de fluidos del campo geotérmico Cerro Prieto.

Se propone que en las zonas estudiadas la explotación de recursos geotérmicos se lleve a cabo por métodos no convencionales de generación.

DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE CAPAS IMPERMEABLES PARA DEFINIR LA GEOMETRÍA Y SENSIBILIDAD A LA CONTAMINACIÓN DEL ACUÍFERO GRANULAR COSTERO DE GUASAVE, SINALOA, MÉXICO

Norzagaray-Campos¹, Muñoz-Sevilla¹, Flores-Márquez²,
Herrera-Barrientos² y Ladrón de Guevara-Torres¹

¹ CHDIR, SINALOA, IPN

Carret. Las Glorias Km. 1, Guasave Sinaloa, C.P. 81101

E-mail: mmunoz@debtel.com.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

Circuito Institutos s/n. Del. Coyoacán, C.U., México, D.F.

E-mail: leticia@tonatihu.igeofcu.unam.mx

³ CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

E-mail: jherrer@ciase.mx

El acuífero libre granular costero de Guasave tiene una superficie de 3464 km², y se localiza al noreste del estado de Sinaloa. En los últimos años, debido a la presencia de varias sequías que han afectado a los sectores productivos de la región, aunado a la creciente necesidad de abastecer a las comunidades rurales y a la misma ciudad de Guasave con agua de buena calidad, se ha intensificado en la región de este municipio la explotación de los mantos acuíferos, problemática que en la actualidad se presenta cada vez con mayor frecuencia.

La extracción racionalizada de las aguas subterráneas, por supuesto que es una solución a la problemática anterior, solo que esta debe ser moderada en función de la caracterización del acuífero. Para lograr tal función es necesario, entre otros parámetros, el conocimiento de la geometría y la sensibilidad del acuífero a la contaminación de origen diverso.

Considerando lo anterior, el CHDIR-IPN-SINALOA en conjunto con el CICESE y el Instituto de Geofísica de la UNAM inició en 1998 un estudio de tipo hidrogeológico utilizando únicamente un área aproximada de 340 km² al noroeste de la ciudad de Guasave. Aquí se considera la determinación de parámetros de tipo geohidrológico, geométrico y geoquímico del Valle, todo con el fin de realizar a futuro un modelado numérico de transporte del acuífero en cuestión. Los resultados que aquí se presentan corresponden sólo a la parte geométrica del acuífero y son corroborados con columnas litológicas de 11 pozos de la zona.

Esta geometría se determinó a través de métodos geofísicos tales como sondeos eléctricos verticales a través de los cuales se estimó la profundidad de capas impermeables someras constituidas principalmente de arcillas y cuya resistividad en el valle, se atribuye a valores del orden de 10-18 W-m. El conocimiento de la forma irregular y la profundidad del basamento geológico se realizó a través del análisis espectral de datos gravimétricos y magnéticos de la zona. La sensibilidad a la contaminación de este acuífero se calcula determinando los datos que alimentan a la técnica DRASTIC.

Los resultados se presentan en mapas, mismos que servirán para la creación de un banco de información para futuros proyectos en la región de Guasave, Sinaloa.

INDICES DRASTIC DE VULNERABILIDAD ACUÍFERA PARA EL VALLE DE TANGANCICUARO, MICHOACÁN

J.T. Silva García¹, J.A. Ramos Leal², R. Rodríguez Castillo² y
S. Ochoa Estrada¹

¹ CHDIR-MICHOACAN-COFAA

Justo Sierra 28, Jiquilpan, Mich., México

² Instituto de Geofísica, UNAM

Ciudad Universitaria, Coyoacán, 04510, México, D.F.

La determinación del índice DRASTIC de vulnerabilidad para la región de Tangancicuaro, Mich., lugar en donde se localiza el parque nacional "Lago de Camécuaro", ha sido de especial importancia para orientar acciones de protección de los manantiales que dan origen a dicho sitio.

Dado que el plano de vulnerabilidad es el resultado de la suma aritmética de sus siete parámetros involucrados, los valores altos del mismo son provocados por valores también altos de cada uno de esos parámetros. Los índices menores (30) se obtuvieron hacia las zonas de menor pendiente que corresponden a la porción central del valle, en donde predominan suelos areno-arcillosos; de igual modo los valores de mayor rango (60) se localizaron hacia las prominencias mayores, coincidentes con las zonas de recarga y con las proximidades de algunas estructuras permeables como son las fallas regionales.

La zona de manantiales de Camécuaro registró valores del orden de 40 a 50, considerados como de riesgo mayor por algunas actividades antropogénicas que los hace especialmente vulnerables.

DETERMINACIÓN DE LA VULNERABILIDAD DEL ACUÍFERO DEL VALLE DE ETLA, OAXACA

Belmonte-Jiménez S.I., Bautista-Belmonte A., Navarro-
Mendoza S. y Aragón-Sulik M.

Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo
Integral Regional, Unidad Oaxaca, IPN

Debido a la importancia que tiene el acuífero del Valle de Etla, Oax. como fuente de abastecimiento de agua a la Ciudad de Oaxaca, se realizó el estudio de vulnerabilidad a la contaminación, entendiéndose como vulnerabilidad al grado de sensibilidad de las características hidrogeológicas del acuífero contra efectos de contaminación.

Se determinaron las características hidrogeológicas del sitio por medio de estudios de geofísica, geología, topografía, medición de niveles estáticos, análisis de suelos y geoquímica para definir la litología, tipo del suelo, profundidad del nivel freático, topografía, transmisividad, recarga media anual, espesor medio del acuífero y conductividad hidráulica para posteriormente aplicar los modelos de vulnerabilidad en el acuífero.

El acuífero se discretizó en celdas rectangulares de 1 km de lado, se aplicaron los modelos de vulnerabilidad AVI, GOD y DRASTIC. Considerando que las actividades de la zona son principalmente agrícolas, el índice DRASTIC se evaluó para la contaminación por pesticidas.

Se elaboraron los mapas de cada modelo con la subdivisión de las zonas con igual nivel de vulnerabilidad, las cuales variaron de media a alta.

Lo anterior servirá para producir una base de datos en forma de mapas bajo un formato estandarizado de fácil interpretación que permita tomar medidas preventivas en la planeación y el desarrollo del Valle mencionado, en especial en la detección de sitios potencialmente contaminantes al acuífero para protección de las aguas subterráneas.

HIDRO-04

ESPECIACIÓN Y DETERMINACIÓN DE NIVELES TRAZA DE ARSÉNICO PRESENTE EN AGUAS SUBTERRÁNEAS

Nora Cenicerós, M.A. Armienta y Olivia Cruz
Instituto de Geofísica, UNAM
Ciudad Universitaria, México, D.F., 04010, México

El Arsénico es un elemento con características tóxicas que puede existir simultáneamente en el medio ambiente en más de un estado químico. El arsénico presente en el agua subterránea se encuentra comúnmente en sus dos formas químicas predominantes, como arsenito ($As(III)$), y como arsenato ($As(V)$). El $As(III)$ es 10 veces más tóxico que el $As(V)$.

Recientes estudios han demostrado que existe un alto riesgo de cáncer relacionado con la ingestión continua de arsénico aún a bajas concentraciones. Recientemente, debido a su carácter carcinogénico, se ha tendido a bajar internacionalmente el límite permisible de este elemento presente en el agua de consumo humano, hasta un máximo de 0.001 mg/L.

Por estas razones es importante contar con procedimientos analíticos de rutina que resulten rápidos y sensibles para realizar la separación y determinación de niveles traza de las especies inorgánicas del Arsénico.

En este trabajo se describen los resultados obtenidos mediante tres métodos de análisis aplicados en muestras de agua de la zona de Zimapan, Hidalgo y Río Verde, San Luis Potosí: 1) Generación de Hidruros acoplado con Espectrometría de Absorción Atómica (HG-AAS), 2) Horno de Grafito acoplado con Espectrometría de Absorción Atómica (GF-AAS) y 3) Método Colorimétrico.

La técnica de HG-AAS fue capaz de medir hasta 0.0005 mg/L de As . Los límites de detección por GF-AAS y colorimetría fueron de 0.01 mg/L y 0.014 mg/L respectivamente.

HIDRO-05

LA INFLUENCIA DEL FLUJO SUBTERRÁNEO SOBRE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA EN EL VALLE DE ETLA, OAXACA MÉXICO

Navarro-Mendoza S., Bautista-Belmonte A., Belmonte-Jiménez Salvador I. y Aragón-Sulík M.
Centro Interdisciplinario de Investigación para el Desarrollo Integral Regional, Unidad Oaxaca, IPN

En este trabajo se estudio la composición química del agua y la influencia del flujo subterráneo sobre ésta, reflejada en la fracción soluble de fuentes de abastecimiento tipo noria y profundos

en el Valle de Etla, Oaxaca México. Para el sondeo de la fracción soluble se utilizó sonda Hidrolab Surveyor 4. La composición química resultante es congruente con el flujo lo cual confirma la dirección y velocidad de flujo obtenido a través del modelado matemático, sin embargo, la fracción soluble para la zona media al noreste, y sureste del acuífero evidencia la presencia de altas concentraciones de Sulfatos asociada a Sodio y Cloruros, esto es correlacionable con los perfiles geológicos del valle. Los resultados del orden de saturación de iones sugiere, que se trata de flujo regional influenciado por flujos locales.

HIDRO-06

EL FLUJO SUBTERRÁNEO VERTICAL EN LA SUBCUENCA DE TECOCOMULCO, ESTADO DE HIDALGO, MÉXICO

Rafael Huizar¹, Miroslav Kober², Luis M. Mitre¹, Oscar Campos³ y David Alatrastre³
¹ Instituto de Geología, UNAM
² Universidad de Carlos, Praga, República Checa
³ Instituto de Geofísica, UNAM

La zona de Tecocomulco es una subcuenca de la gran cuenca de México, se ubica en su parte noreste y desde el punto de vista hidrológico su drenaje es de naturaleza endorréico.

El modelo hidrogeológico conceptual de esta subcuenca, se obtuvo a partir de la información generada por tres sondeos de perforación 80, 100 y 150 de profundidad respectivamente, complementados con mediciones magnetométrica, gravimétrica y 13 sondeos eléctricos verticales. La interpretación de esa información y su integración indica la existencia de dos grabens comunicados y dispuestos uno en orientación NE-SW y otro de NW-SE. El segundo tiene mayor amplitud que el primero y se estrecha hacia el sureste.

Los resultados de sondeos geoelectrónicos verticales y datos litológicos de pozos para agua, indican un relleno elástico en espesores superiores a 600 m, que consiste de: materiales aluviales, volcánico-lásticos y sedimentos lacustres en la parte superficial. En algunos sectores de la planicie existen derrames de lava intercalados con los sedimentos del relleno.

Los núcleos continuos de dos perforaciones a 60 y 100 m de profundidad realizados en dos extremos de la planicie, muestran; una alternancia de arcillas limo y arenas finas a gruesas. Los horizontes de arcilla varían de 50 cm a 21 m; para las limos de 50 cm a 4 m, y para las arenas de 30 cm a 5 m.

Desde luego, hacia la periferia de la planicie los espesores de la arcilla disminuye en incluso desaparecen mientras que las arenas y gravas se incrementan. Las perforaciones fueron equipadas como piezómetros, en ellos se midió la conductividad y la temperatura del agua a lo largo del pozo, para precisar el flujo relativo del agua subterránea en el mismo.

Como resultado se detectó: movimiento cuasi-horizontal en la parte superior del pozo. (5-10 m) de profundidad; una circulación somera entre 14 y 25 m; con una velocidad máxima de filtración de 2 10^{-6} m s⁻¹; De 28 a 50 m de profundidad se identificó una zona con flujo principalmente ascendentes, 0.9 10^{-6} m s⁻¹, entre los 50 y 80 m; el flujo es más lento y se observa desplazamiento

descendente 0.7×10^{-6} ms⁻¹. Después de esta profundidad se observa el movimiento del agua hacia mayor profundidad, 0.6×10^{-5} m s⁻¹.

Lo anterior permite afirmar, que esta es una herramienta muy valiosa para conocer el movimiento del agua subterránea a lo largo de los pozos.

HIDRO-07

CARTOGRAFIA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA DE POZOS BUENOS AIRES, CAÑÓN LA HUASTECA, SANTA CATARINA, N.L.

Chávez-Cabello G.¹, Masuch-Oesterreich D.¹, Springorum A.², Schomburg S.², Dude CH.² and Wolf A.²

¹ Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL.

A.P. 104, Linares, N.L., 67700, México

² Universidad Técnica de Aachen, Alemania

El sistema de pozos Buenos Aires (SPBA) representa casi el 20% del suministro real de agua potable para la ciudad de Monterrey (~2m³/s). Sin embargo, el porcentaje de efectividad en la localización de agua subterránea en los acuíferos profundos dentro del SPBA es del 20%. De 1968 a 1976 se construyeron 37 pozos profundos (>500 m), de los cuales solamente 8 superan un gasto rentable de explotación de 50 l/s. Sin duda, la ocurrencia de formaciones y estructuras geológicas con capacidad de almacenamiento de agua subterránea dentro de la Curvatura de Monterrey, es muy frecuente. Los tipos de acuíferos presentes son: a) libres (someros) y b) confinados (profundos). Los libres, principalmente, corresponden a acuíferos de gravas localizados en los cauces del río Santa Catarina y sus ramales. Los confinados, corresponden a cuerpos de agua almacenados en fracturas y cavidades en calizas de las formaciones Cupido, Aurora y Zuloaga, los cuales están sellados por una secuencia terrígena y calcárea del Cretácico superior, compuesta por las formaciones Cuesta del Cura, Agua Nueva, San Felipe y Méndez.

Consideramos que gran parte del fracaso en la localización del agua subterránea, se debe a la falta de un estudio que comprenda un análisis detallado de las estructuras plegadas, con el objetivo de definir las zonas de mayor permeabilidad y potencial almacenamiento. Al parecer, la metodología que ha sido utilizada para la ubicación de pozos profundos, obedece a dos factores: 1) localización de calizas y 2) la identificación de estructuras sinclinales. Actualmente, se encuentra en desarrollo un estudio detallado sobre las estructuras que albergan los pozos del SPBA, con el objetivo de definir zonas potencialmente más permeables, direcciones locales y regionales de flujo, así como zonas con alto potencial de almacenamiento. El trabajo ha consistido de cartografía geológica superficial a detalle (Ese: 1:10,000), levantamiento estructural y correlación de información litológica de los pozos profundos existentes en el SPBA y, en un futuro corto, la realización y revisión de registros geofísicos de los pozos y ensayos de trazadores de flujo. Sin duda, la ocurrencia de pozos productivos y pozos secos dentro del SPBA, han servido enormemente como puntos de referencia en la actual exploración de agua subterránea. La explicación de estos fenómenos dentro del área en estudio, ha sido crucial y nos ha permitido la consideración de controles estructurales especiales dentro de los pliegues, como las causas que permiten o inhiben el desarrollo de la permeabilidad y la ocurrencia de zonas potencialmente almacenadoras de agua subterránea; entre los más importantes se encuentran: (a) el

desarrollo y tipo de fracturas presentes, (b) el tipo de pliegue y su evolución espacial, (c) el grado de inmersión del eje y, (d) su comportamiento regional. Lo anterior, por el momento, nos ha permitido inferir límites potenciales entre los diferentes acuíferos y zonas de interacción entre los mismos, dentro y en algunas áreas aledañas al SPBA.

HIDRO-08

IDENTIFICACIÓN DE GEOINDICADORES AMBIENTALES EN LOS SISTEMAS DE ABASTECIMIENTO DE AGUA POTABLE DE MONTERREY, N.L.

Héctor de León Gómez

Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL.

A través de la presente investigación se describen los Geoindicadores de Impacto Ambiental de las fuentes superficiales y subterráneas del Sistema de Abastecimiento Regional de Agua Potable de la ciudad industrial Monterrey y su área metropolitana; ellas son el conjunto hidráulico de las presas El Cuchillo, La Boca y Cerro Prieto y el conjunto subterráneo de los Pozos de Mina, Cañón La Huasteca, Socavones de Cola de Caballo y San Francisco y el Campo Pozos Monterrey respectivamente.

Las fuentes superficiales se encuentran impactadas por contaminaciones industriales (metales pesados), contaminaciones municipales (lagunas de oxidación), contaminaciones domésticas (basureros), filtraciones, inestabilidad de sus laderas, etc. Las fuentes subterráneas (acuíferos de grietas y kársticos) son contaminados por basureros municipales (San Bernabé), confinamientos de residuos peligrosos (Mina), residuos industriales depositados en los lechos de los ríos y cuencas de captación (Cañón La Huasteca), derrames de hidrocarburos en gasolineras (acuífero de Monterrey), así como todo tipo de descarga industrial vertido de manera clandestina a los sistemas de drenaje pluviales.

Resultado de la investigación se identificaron un sinúmero de Geoindicadores de Impacto Ambiental en las fuentes de abastecimiento, las cuales impactan directamente en el suministro de agua potable, reduciéndose la oferta e incrementándose el déficit de agua potable de la gran ciudad industrial, con más de 4 millones de habitantes.

HIDRO-09

FLUJO DEL AGUA SUBTERRÁNEA EN EL ACUÍFERO COLGADO DE RÍO GUANAJUATO DETERMINADO POR POTENCIAL ESPONTÁNEO

J.A. Randall Roberts

Universidad de Guanajuato

A.P. #168, Guanajuato, Gto., 36000, México

En un estudio de la morfología de flujo de agua subterránea en el acuífero somero o colgado del Río Guanajuato, unos 20 kms. aguas abajo de la Cd. de Guanajuato, Gto., se han hecho una serie de perfiles de potencial espontáneo (P.E.) para identificar zonas de mayor flujo, considerando que existe un volumen variable de agua aunque no aflora, que está utilizando la porción de depósitos aluviales, abajo de la planicie de inundación, a pocos metros de profundidad de la superficie del cauce actual. Algunas norias muestran niveles estáticos de 2-3 mts. en tiempo de estiaje; la alta

conductividad y ch del agua ayuda en su reconocimiento por los métodos eléctricos de geofísica. Se ha considerado que habrá de existir un sello o capa impermeable a cierta profundidad debajo de la superficie del río para permitir la existencia permanente de niveles saturados en las norias, porque los niveles estáticos locales en pozos profundos oscilan entre 50-70 mts. Por lo tanto, deberá de haber un sello entre un acuífero somero asociado con el cauce del río y un acuífero más profundo asociado con recarga regional. Habiendo tal relación el acuífero somero sería colgado. Si el sello no fuera efectivo, las norias se secarían en tiempos de estiaje. En base de sondeos eléctricos verticales (con curvas de campo de tipo "H") se delimitó una capa de fondo muy marcada con una resistividad de 200-500 ohm mts, notándose la presencia de derrames de riolita intercalados en las gravas en arroyos a unos kilómetros al norte, considerando que ésta, como el material del sello. Con una base hidráulica establecida, es posible de evaluar los perfiles de P.E. realizados a través de la planicie de inundación del río. Como el flujo subterráneo es somero, de 5-20 mts. de profundidad, y el agua tiene una conductividad de 800-1200 micromhos por cm., la señal P.E. es marcada con gradientes frecuentemente mayores de 1-2 mV por metro en perfil, no dejando espacio para el desarrollo de armónicas. Se notan muy bien picos de mV positivo en áreas de menos profundidad del fondo, descargas y áreas poco permeables. Las zonas favorables con buen grosor de acuífero, permeabilidad y probable recarga local, muestran picos de mV negativos. Rangos totales mayores de 50 mV son comunes aún en perfiles menores de 100 mts. de longitud.

HIDRO-10

UTILIZACIÓN DE INFORMACIÓN CONDICIONANTE EN LA SOLUCIÓN DEL PROBLEMA INVERSO EN GEOHIDROLOGÍA

Rogelio Vázquez González

Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra,
CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

A partir de la relación entre los parámetros del modelo del acuífero y la respuesta piezométrica del mismo, se construye el operador inverso que se describe en este trabajo. Particularmente se discute sobre el problema inverso en el modelado del agua subterránea, cuando se utiliza una discretización espacial y temporal en diferencias finitas de la ecuación de difusión. Los parámetros que se determinan mediante la solución del problema inverso son la transmisividad y el coeficiente de almacenamiento del modelo discreto. Se utilizan simultáneamente datos del potencial hidráulico para diferentes condiciones de flujo en el acuífero.

Para la inversión de la matriz que resulta del operados inverso, se desarrolló un algoritmo basado en transformaciones ortogonales tipo Householder, mediante el cual se obtiene una matriz triangular superior. La solución condicionada se calcula al incorporar información previa sobre el valor de algunos parámetros o sobre su derivada, modificando la matriz original con matrices de peso, antes del proceso de triangularización.

El método permite calcular la condición de la matriz para estudiar la estabilidad de la solución, así como las matrices de covarianza y de resolución de una manera simple y con ahorro computacional.

Se presentan los resultados obtenidos para el caso de un modelo sintético correspondiente a un acuífero confinado en condiciones de flujo no estacionario.

HIDRO-11

PATRONES DE VARIACIÓN COMÚN EN LOS ESCURRIMIENTOS FLUVIALES DE LA VERTIENTE CONTINENTAL DEL NOROESTE MEXICANO (1960- 1994)

Luis Brito-Castillo¹ y César A. Salinas-Zavala²¹ CIBNOR, S.C., Unidad Guaymas² CIBNOR, S.C., La Paz, B.C.S.

Mediante el uso del Análisis de Funciones Empíricas Ortogonales, se obtuvieron los componentes principales para los datos de escurrimientos fluviales de un total de 15 cuencas localizadas en el noroeste mexicano, desde el río Sonora en el norte, hasta el río San Pedro en el sur, para el periodo comprendido de 1960 a 1994. Con valores de correlación $r = 0.7$; $p < 0.05$. Los resultados muestran una zona de transición ubicada sobre la cuenca del río Sinaloa, la cual divide a las cuencas de los ríos Sonora, Yaqui, Mayo y Fuerte, en el norte, de las cuencas de los ríos San Lorenzo, Presidio, Bahuarte, Acaponeta y San Pedro en el sur. Este resultado es congruente con las condiciones de humedad del NW mexicano. El análisis se hizo para verano (julio a septiembre) e invierno (noviembre a febrero) y en ambos casos los primeros dos componentes explican el 75% de la variancia. Para este estudio, se utilizaron únicamente las estaciones hidrométricas localizadas aguas arriba de los embalses lo que garantiza que estén libres de la regulación artificial.

Las relaciones empíricas encontradas entre el tamaño de las cuencas (de 200 a 26,000 km²) y diversos parámetros de escurrimiento (gasto medio histórico, gasto por unidad de superficie y coeficiente de variación) en la mayoría de los casos, son congruentes con los reportados en la literatura para cuencas pequeñas (de 100 a 1,000 km²) y medianas (1001 a 50,000 km²); sin embargo, el grado de humedad inferior en algunas cuencas es causa de desviaciones evidentes a las relaciones encontradas. La variación interanual sugiere que, a partir de la década de los 80's, los escurrimientos de verano tienen una tendencia positiva en las cuencas del norte y negativa en las cuencas del sur. En invierno el incremento en los escurrimientos a partir de los 80's es común a todas las corrientes. Lo anterior se explica por la mayor cobertura de las lluvias invernales en la región, debido a su origen frontal.

Con el propósito de un mejor manejo del recurso agua, este estudio representa el primer intento por identificar las fronteras de las regiones hidrológicas en una de las regiones agrícolas más importantes de México.

HIDRO-12 CARTEL

MONITOREO PIEZOMÉTRICO EN LA ZONA DEL CAMPO GEOTÉRMICO DE CERRO PRIETO

Rufino J. García López y Rogelio Vázquez González
 Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra,
 CICESE
 Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
 México

El Valle de Mexicali es una de las principales zonas agrícolas del país cuya producción se basa en la utilización de los recursos hidráulicos superficiales provenientes del Río Colorado, así como de la explotación del agua subterránea del acuífero somero presente en el área. Con base en estudios anteriores, se establecen en términos generales, las características geohidrológicas del área de interés. Esta zona forma parte del acuífero regional del Valle de Mexicali, la secuencia litológica del área está constituida por sedimentos no consolidados de origen deltáico interdigitados con sedimentos aluviales provenientes de la Sierra Cucapá, que sirve como frontera impermeable. El flujo subterráneo tiene una dirección principal de NE a SO con un gradiente hidráulico promedio de 0.4 m/km, calculado según la superficie piezométrica para 1995. En la parte sur y centro occidental del Valle de Mexicali se encuentra la zona geotérmica de Cerro Prieto de donde la Comisión Federal de Electricidad (CFE) extrae vapor del yacimiento para la generación de energía eléctrica. Para conocer el efecto que la explotación del yacimiento geotérmico pueda tener en los niveles piezométricos del acuífero somero en la zona del campo y en su entorno, se seleccionaron 56 pozos para llevar a cabo un programa de monitoreo de los niveles con mediciones cada 2 meses en promedio. La distribución de los sitios de medición en el área incluye: una zona semidesértica en la parte oeste, la zona del campo geotérmico o central y la zona este o agrícola. Los puntos seleccionados comprenden 12 pozos de monitoreo construidos recientemente por la CFE para la evaluación geoquímica, isotópica y piezométrica del acuífero somero en el área de Cerro Prieto. Se incluyen además pozos de estudios anteriores y pozos de uso agrícola. Se presentan los resultados de cuatro campañas de mediciones correspondientes a Marzo, Mayo, Julio y Septiembre de 1999. Con base en el análisis de la información, y mediante la representación gráfica de los datos, se determinan las zonas de mayor variabilidad, así como zonas que no presentan cambios en los niveles medidos, y su correlación con la ubicación de las obras superficiales como: la Laguna de Evaporación, canales, drenes, pozos geotérmicos, etc. Se analiza particularmente el comportamiento de los niveles piezométricos en las zonas que han sido identificadas como fracturas y que pueden facilitar la interacción del yacimiento y el acuífero somero. Este estudio se enmarca dentro del convenio de colaboración entre La División de Ciencias de la Tierra del CICESE y La Residencia General de Cerro Prieto de la CFE.

HIDRO-13 CARTEL

CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS Y GEOQUÍMICAS DE LA CUENCA ALTA DEL RÍO FOIX, CATALUÑA, ESPAÑA

Enrique Portugal M.¹, Juan Antonio Hernández² y Georgina Izquierdo M.¹
¹ IIE, Cuernavaca, Mor. México
² CIHS, Barcelona, España.

Se presenta una descripción hidrogeológica de la Cuenca alta del río Foix ubicada en la comunidad autónoma de Cataluña, España. La cuenca es una zona que se caracteriza por una precipitación y temperatura media anual de 516 mm y 15 °C respectivamente. Existen dos conjuntos de formaciones mayoritariamente explotadas. Unas formadas por materiales acuitados y acuíclados (margas y arcillas) que engloban tramos arenosos productores, y otras formadas por acuíferos mesozoicos carbonatados, que afloran en el interior de la depresión, formando pequeños Horst, según la evolución tectónica de la zona. En estas últimas estructuras es donde se ubican las principales captaciones, y donde se localiza la explotación, que induce a un incremento de los aportes subterráneos de los relieves próximos. La mayor parte de la extracción está destinada a cubrir las necesidades de abastecimiento urbano de la comarca. La infiltración profunda media calculada para 23 años hidrológicos completos en la formación margas-arenas es 21 mm, obteniéndose unos recursos medios para esta serie de años del orden de 1.6 hm³/año. Mientras que, para la estructura de Pacs presenta escases de recursos del orden de -0.6 hm³/año. La zona presenta aguas con carácter carbonatado cálcico o magnésico y en algunos sitios con alto contenido en sulfatos. El agua de la formación arenas-margas presenta un comportamiento químico heterogéneo, en función de la localización de los niveles evaporíticos dentro de la misma, así como por razón de conexión hidráulica de los niveles de arenas explotados.

ISIS-01

SCALING OF NEAR-SOURCE STRONG GROUND MOTIONS ABOVE THE MEXICAN SUBDUCTION ZONE

S.K. Singh, J.F. Pacheco, M. Ordaz y M. Ayala
Instituto de Geofísica, UNAM
Instituto de Ingeniería, UNAM

Estimation of near-source, strong-motion parameters (such as Amax, Vmax, and Umax) at sites along the Pacific coast of Mexico is of vital importance for adequate designing of earthquake-resistant engineering structures. The strongly-coupled segment of the plate interface of the Mexican subduction zone lies below the coast at depth of about 15 to 20 km. There are abundant strong-motion recordings of events occurring just below the stations. These recordings cover a magnitude range of 3.0 to 8.0. Based on an analysis of the data available in 1989, Singh *et al.* (BSSA, v. 79, 1697-1717, 1989) reported that near-source Amax on coastal hard sites reaches a saturation at about 1/2 g for events with $M > 5.5$. The response of high-rise, flexible-frame buildings, however, may be related to longer-period strong-motion parameters, such as Vmax, and Umax. For this reason, we study the dependence of near-source Vmax, and Umax on moment magnitude, Mw. We have selected the data with (S-P) < 3.0 sec (i.e., hypocentral distance < 24 km) or recordings obtained above the rupture area of large earthquakes. The integration of the accelerograms is carried out by using a technique designed to preserve true velocity and displacement. We also consider high-pass filtered displacement Umax. We present observed near-source wave forms of large earthquakes and discuss the implications of the scaling relations.

ISIS-02

EL SISMO DE OXAPAMPA, PERÚ, DEL 06-05-97 Y EL PELIGRO GEOLÓGICO

Juan Carlos Gómez Avalos y Leonidas Ocola
Area de Prevención de Desastres Naturales, Instituto Geofísico del Perú
Calatrava #216, La Molina, Lima, C.P., Lima 12, Perú

El 06 de mayo de 1997 a las 21:15 (hora local) ocurrió un sismo a 20 km al SW de la ciudad de Oxapampa (300 km al NE de la ciudad de Lima), Departamento de Pasco, Perú. El hipocentro fue localizado en 10.58°S de latitud y 75.41°W de longitud, 33 km de profundidad, con una magnitud de 5 Ms (NEIC, 1997). El sismo causó daños moderados en las construcciones de adobe de los poblados de Yaupi, Yungul y San Francisco, localizados al SW de la ciudad de Oxapampa.

Las intensidades macrosísmicas se distribuyeron en un radio de 50 km desde la ciudad de Oxapampa, en el rango de 5+ y 2- en la escala de intensidades macrosísmicas MSK, siendo la zona SW de Oxapampa en donde se registró la mayor intensidad y la menor intensidad se registró en el extremo norte.

La sismicidad histórica en el área reporta 3 sismos severos que ocurrieron en: 1937, de magnitud 5.7 Mb y en 1839 y 1962 en los cuales no se conoce sus magnitudes, con intensidades de VIII, VII y VII respectivamente en la escala de Mercalli modificada.

El área de Oxapampa se localiza en la parte central de la Cordillera de los Andes, al oeste de la Cordillera Oriental y la Faja Subandina, donde la sismicidad intraplaca es la predominante.

La actividad sísmica local registrada en tres estaciones sísmicas, revela que es del tipo tectónica local, ocasionada por sistemas de fallas geológicas emplazadas en las inmediaciones del distrito de Yaupi, 30 km al SW de Oxapampa.

Los procedimientos para la evaluación de los peligros geológicos aún no han sido desarrollados para cuantificar su potencial. Estos fenómenos geológicos se agrupan bajo la denominación de "movimientos de masas terrígenas" los cuales comprenden: deslizamientos, caídas de rocas y/o guijarros, derrumbes, etc.

El "movimiento de masas terrígenas" describe desplazamientos de material rocoso bajo la influencia de la gravedad terrestre u otros agentes que no tengan como medio de transporte el agua, hielo o aire. Usualmente la desestabilización es disparada por sismos, lluvias fuertes, fusión de nieve-hielo, erupciones volcánicas y/o factores antrópicos, o la combinación de cualquiera de esos factores. Una manera usual de presentar la peligrosidad potencial del movimiento de masas terrígenas es mediante la evaluación de la susceptibilidad a su desestabilización debido a los principales factores geológicos y/o antrópicos, sin considerar las variables de recurrencia ni tamaño. Este procedimiento identifica las áreas potencialmente peligrosas únicamente.

En este trabajo se introduce una escala de 0 a 10 grados que cuantifica el grado de peligro geológico en términos de susceptibilidad de masas terrígenas.

El grado de susceptibilidad de masas terrígenas en el área estudiada varía entre 3 a 7, siendo la zona SW altamente vulnerable a fenómenos geológicos relacionados a eventos sísmicos, como son: deslizamientos, derrumbes, caídas de roca, etc.

ISIS-03

PROYECTO RADIUS CASO TIJUANA

Luis Humberto Mendoza Garcilazo, Ernesto Rocha Guerrero,
Rogelio Reyes Serrano
Depto. de Sismología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

La población mundial se está urbanizando a un ritmo acelerado; actualmente casi la mitad de la población vive en ciudades. Estas concentraciones de gente y de toda clase de actividades, se están haciendo cada día más vulnerables a desastres, particularmente a los producidos por terremotos.

Ha existido una tendencia a mirar estos fenómenos naturales, desde un punto de vista humano, el cual ha consistido en darle prioridad a acciones de respuesta a estos desastres. Por otro lado, también se ha creado la idea de que invertir recursos en reforzar las estructuras e infraestructura existente anterior al desastre, puede costar aún más que los costos de respuesta y recuperación. Está claro que desde el punto de vista económico, la preparación anterior al desastre se refleja en ganancias tanto de vidas humanas como económicas, en el largo plazo (del orden de generaciones). Las acciones inmediatas de respuesta al desastre no evitan pérdidas

humanas, las actividades planificadas de prevención y preparación si lo hace, por lo que es esencial y demandante concentrar esfuerzos bajo esta estrategia.

La Asamblea General de la Organización de Naciones Unidas (ONU) designó a los años 90's como "La Década Internacional para la Reducción de Desastres Naturales (IDNDR)", con la intención de disminuir pérdidas humanas, daños a bienes y así minimizar el impacto en la sociedad y economía de países potencialmente amenazados por terremotos.

La ONU a través del Secretariado de la IDNDR, lanzó en 1997 una convocatoria mundial para el proyecto RADIUS (Risk Assessment Tools for Diagnosis of Urban Areas against Seismic Disaster- Herramientas de Evaluación de Riesgo para Diagnóstico de Áreas Urbanas contra Desastres Sísmicos), con la asistencia del gobierno japonés. Entre los objetivos generales del proyecto están:

- Seleccionar en el mundo, 9 ciudades caso-estudio (3 por Continente) para crear en ellas, escenarios de daños sísmicos y planes de manejo de riesgo.
- Documentar manuales prácticos y su aplicación gráfica para evaluar daños sísmicos en áreas urbanas.
- Guiar lineamientos para evaluaciones sencillas de seguridad sísmica en edificaciones y para su reforzamiento.

La ciudad de Tijuana, en Baja California, fué seleccionada como caso-estudio; entre 20 ciudades candidatas que habían sido preseleccionadas de 58 ciudades aplicantes en todo el Mundo.

Los objetivos del caso-estudio Tijuana son:

- Desarrollar un Escenario de Daños por Terremoto, el cual describa sus consecuencias y
- Preparar un Plan de Manejo del Riesgo y proponer un Plan de Acción para reducir daños.
- Elevar el nivel de conciencia sísmica en la comunidad y autoridades.
- Institucionalizar los esfuerzos para futuros Planes de Acción y Mitigación.

ISIS-04

MACROSISMO DEL 15 DE JUNIO DE 1999 Y EL EFECTO DE SITIO QUE PRESENTÓ EL SUELO DE LA CIUDAD DE OAXACA, ANTE LA PRESENCIA DE ESTA EXCITACIÓN SÍSMICA

D. Santamaría, M. Pérez, A. Uribe y S. Fernández
 Depto. de Sismotectónica, Gerencia de Ingeniería Civil, CFE
 Augusto Rodón #265, Col. Nochebuena, México, D.F.

La aplicación de una serie de encuestas elaborada de acuerdo a la Intensidad de Mercalli, en las poblaciones entorno a la zona epicentral, sirvieron para elaborar el mapa de isosistas correspondientes a este macrosismo. Está integrado por cinco curvas, cada una de ellas agrupa a las poblaciones que lo sintieron con la misma intensidad y va del IV-VIII. En las poblaciones situadas sobre las isosistas de grado IV solo fue reportado como perceptible, con daños menores en algunas viviendas, como fisuras en las paredes. Las poblaciones ubicadas a lo largo de la curva de grado V los daños fueron mayores, como caídas de bardas, derrumbes de laderas, pánico general en la población. En las curvas

de intensidades VI, VII y VIII se ubican los pueblos más afectados, abarcando poblaciones del NW de Oaxaca y de SE de Puebla. Estas últimas curvas cubren un área aproximada de 14 040 km² muestran una orientación preferencial NW-SE, la cual coincide con el alineamiento estructural de la región.

Esta excitación sísmica también fue empleada para observar que efecto presentó el terreno donde está situada la ciudad de Oaxaca ante la presencia de estas ondas sísmicas, ya que ésta es vulnerable en mayor o menor grado a cualquier sismo importante que tenga lugar en la región, su crecimiento demográfico hacia los cuatro puntos cardinales implica proponer cuáles son las zonas más riesgosas ante la presencia de un sismo. Para definir de que forma se comportó el suelo se cuestionó a detalle todas las zonas de la ciudad con la misma intensidad de Mercalli, de esto se observó que las partes altas situadas al N y SW son menos vulnerables que la región del valle delimitada por el Río Atoyac y el Río Salado.

ISIS-05

EFFECTS OF THE 7.0 MW EARTHQUAKE OF JUNE 15, 1999, PUEBLA, MEXICO

María Teresa Ramírez and José Lugo Hubp
 Instituto de Geografía, UNAM

An earthquake with a magnitude of 7.0 Mw took place 20 km south of Tehuacán and approximately 230 km southeast of Mexico City on June 15, 1999 at 15:42 hr local time. Its depth was about 80 km. The earthquake was centered near one of the largest cities of Mexico - 80 km southeast of Puebla.

The earthquake hit a large area in radius of about 230 km, including Mexico City and Puebla. The largest damage extended in an area of approximately 120 km where hundreds of people living lost their houses and 17 died. Field observations indicate that most of the damage caused by the earthquake was related to two main factors: 1) towns that suffered most damage were located on valleys, fluvial terraces and surfaces filled with alluvial sediments ("soft" sediments) and tuffs, and 2) weak adobe houses and old historical monuments (churches, convents, palaces), which are abundant in the area hit by the earthquake, were the most prone and vulnerable to damage by the earthquake. The 15 June 1999 earthquake was a deep event, no surface faulting was associated to damage on population centers.

ISIS-06

MÉTODOS ALTERNOS PARA LA ESTIMACIÓN DE EFECTOS DE SITIO A PARTIR DE UN ARREGLO DE MICROTREMORES. PARTE I

Hortencia Flores y Jorge Aguirre
 Instituto de Ingeniería, UNAM

En 1998, se llevó a cabo una campaña para la obtención de datos de Microtremores a 1 Km al NE del Centro de Tulyehualco, Estado de México, con el objetivo de obtener la estructura de velocidades del sitio, a partir del análisis de las señales obtenidas en un arreglo triangular, con cuatro distintas aberturas.

El primer análisis realizado a estos datos se lleva a cabo aplicando el Método de Nakamura (1989), que consiste en tomar el cociente de las componentes horizontales entre la componente

vertical, de las señales de Microtremores seleccionadas. Se calculó el cociente espectral de la suma vectorial de las componentes horizontales sobre la componente vertical. El proceso anterior se realizó para ventanas de veinte segundos, con ruido o con señales bien definidas en una misma estación y, mediante pruebas estadísticas, se compararon los resultados para distintas combinaciones del arreglo instrumental. Con la finalidad de determinar el tipo de ondas existentes en las ventanas con señales bien definidas y en las ventanas con ruido, se muestran los polarigramas para cada una y, las conclusiones obtenidas del análisis de los mismos.

Además de discutir los resultados obtenidos con el método descrito anteriormente, se explora la aplicación del método Spatial Autocorrelation Method, (Aki, 1957), para obtener la estructura de velocidades del sitio de interés, y se describen las expectativas a corto y mediano plazo de este método.

Referencias:

- Aki, K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 35, 415-456.
- Nakamura, Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremors on the ground surface, *QR of RTRI*, 30, 1.

ISIS-07

MICROZONIFICACION SISMICA PRELIMINAR DE LA CIUDAD DE MORELIA

Garduño-Monroy V.H.¹ y Lermo J.²

¹ Departamento de Geología y Mineralogía, UMSNH-III Edif. "U" Ciudad Universitaria, Morelia, Mich., México

E-mail: vgmonroy@zeus.ccu.umich.mx

² Instituto de Ingeniería, UNAM

Ciudad Universitaria, A.P. 70-472, Coyoacán, México, D.F., 04510, México

E-mail: lermo@inti.iingen.unam.mx

La ciudad de Morelia se encuentra localizada sobre tres tipos de litologías principalmente, por un lado se tiene la ciudad vieja de Morelia o centro histórico que fue edificado sobre una loma de cantera que se encuentra basculada hacia el sur, otra parte de la ciudad se localiza en este tipo de litología pero en mesetas horizontales (Santa María). Una gran parte de la ciudad que creció de los años 70 a finales de los 80 se desarrolló en antiguas zonas fluvio-lacustres con espesores de sedimentos que van desde unos metros hasta 70 m., estos sedimentos se encuentran coronados por espesores de suelos de uno a dos metros de espesor (zona de La Chapultepec, Policía y Transito, Zoológico, Prados Verdes, etc). Por último tenemos las zonas que se han edificado sobre las lavas andesíticas-basálticas de los volcanes del Quinceo y las Tetillas (Manantiales, Las Aguilas, La Colina).

En estos tres tipos de litología se ha evaluado la respuesta sísmica usando registros de mediciones de microtremores. La técnica de análisis que usamos son adaptadas para evaluar efectos de resonancia unidimensional caracterizada por dos valores: periodos dominantes y amplificación máxima relativa. Los resultados muestran la presencia de este efecto, en la zona de Policía y Transito y de menor grado en las zonas del Zoológico y la intersección entre la Ventura Puente y el Bv. García de León.

Dentro de la zona urbana de Morelia destacan también otras dos zonas que presentan peligro en las construcciones: La primera, es la zona de La paloma Ocolusen, donde se han edificado construcciones sobre el material de detrito o cantera inestable de la falda norte de la Mesa de Santa María; y la segunda, son las zonas de agrietamientos, las cuales ya han sido cartografiadas y evaluadas en detalle por Garduño *et al.* (1998).

Finalmente, se propone un mapa de microzonificación sísmica preliminar que toma en cuenta los efectos de sitio, zonas inestables y de agrietamientos.

ISIS-08

APLICACION DE GEOINDICADORES PARA LA EVALUACION DEL RIESGO GEOLOGICO

Luis Miguel Mitre Salazar y Juvenino Martínez Reyes
UNICIT, UNAM

El estudio de los riesgos geológicos potenciales en áreas urbanas puede ser abordado mediante el uso del análisis de geoindicadores, los cuales de acuerdo con su definición corresponden con mediciones y tendencias de fenómenos geológicos que ocurren en la superficie terrestre y que producen cambios significativos en el medio ambiente y que pueden conjuntamente con las actividades antrópicas convertirse en factor de riesgo para la población.

Para la determinación de los geoindicadores es necesario realizar una descripción detallada de todos los procesos geológicos que ocurren sin la intervención humana, para poder evaluar el impacto de cada uno, y con ello determinar las medidas de prevención y mitigación.

La aplicación de esta metodología en el área urbana de la Ciudad de Querétaro permite aportar algunos resultados interesantes en el estudio de los riesgos geológicos y puede ser de gran utilidad en el diseño de los Programas de Desarrollo Urbano, tomando en cuenta que las tendencias actuales, indican un crecimiento considerable de la zona urbana, implicando con ello, cambios importantes en el medio ambiente. El entorno natural de la Ciudad de Querétaro presenta altos índices de alteración, los cuales en algunos casos son una manifestación incontestable que el desarrollo sustentable esperado difícilmente se podrá alcanzar, sino se toman medidas urgentes que con bases sólidas permitan un reordenamiento territorial dadas las condiciones actuales y la elaboración de programas similares para aquellas áreas que en un futuro próximo serán incorporadas a la zona urbana. La utilización de los resultados de este tipo de estudios, puede ser fundamental para que en el futuro se cuente con un crecimiento ordenado de nuestras ciudades, logrando con ello una relación armónica con el medio natural y disminuyendo al mismo tiempo y de manera considerable los índices de vulnerabilidad y como consecuencia directa, el riesgo. Los resultados de la evaluación de los geoindicadores deben ser incorporados con los resultados de otros estudios similares, con el fin de que se pueda tener una evaluación integral del medio natural y de todos los procesos antrópicos que necesariamente impactarán en él, de lo contrario, la importancia que reviste su conocimiento quedará sin efecto alguno.

**LA EXPERIENCIA EN EL ESTUDIO DE PELIGROS
NATURALES EN LA UNIVERSIDAD DE COLIMA**

Vyacheslav Zobin y Gabriela Martínez

Universidad de Colima

Av. Universidad #333, Colima, Col., 28000, México

El estado de Colima se ubica en la región de alta sismicidad, alto vulcanismo y alta probabilidad de maremotos (tsunami). Los temblores y las erupciones del Volcán de Colima son eventos comunes de nuestra vida. La mayoría de las acciones y decisiones del gobierno del estado, de los municipios, de los diferentes negocios, el problema de desarrollo urbano y el problema de desarrollo de la zona hotelera de la costa tiene una relación real con problemas de peligros naturales. Por eso, el Diplomado en Peligros Naturales fue organizado en la Universidad de Colima este año. La duración del Diplomado es 10 meses, con las materias de los peligros meteorológicos, volcánicos, sísmicos, de ríos y mares, y sobre la actividad de Protección Civil. Tenemos más que 40 alumnos de las especialidades diferentes. En futuro, planeamos usarlos como profesores para introducir la materia de Peligros Naturales como una materia curricular en todas las facultades de la Universidad.

MEI-01

INVERSIÓN DE SONDEOS DE POLARIZACIÓN INDUCIDA MEDIANTE REDES NEURONALES HOPFIELD

Joel E. Rodríguez, Francisco J. Esparza y Enrique Gómez
Treviño
Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra,
CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

Las redes neuronales del tipo perceptrón han mostrado ser una alternativa eficiente en la asimilación de funcionales geofísicos como el asociado a los sondeos eléctricos verticales. Generalmente se entrena a la red neuronal por medio de un conjunto amplio y representativo de modelos del subsuelo y sus correspondientes respuestas de resistividad aparente. Una vez entrenada la red se puede estimar un modelo del subsuelo mediante los datos de resistividad aparente. Sin embargo, los valores del desajuste (χ^2) no son necesariamente los mínimos, por tal motivo los modelos estimados mediante la red entrenada son solo modelos aproximados. Una alternativa a este problema es el de utilizar redes neuronales tipo Hopfield, las que alcanzan el mínimo en el desajuste (χ^2) en un número finito de iteraciones. Esto se puede hacer gracias a la equivalencia entre el Hamiltoniano en la red de Hopfield y la función objetivo del correspondiente problema inverso. En este trabajo se presentan los resultados de aplicar el método en la inversión de sondeos de polarización inducida, para el caso de contraste pequeño en la resistividad eléctrica considerando una regularización que utiliza un promedio entre valores adyacentes en la distribución de cargabilidad de los modelos propuestos.

MEI-02

INVERSION FORMAL DE MEDICIONES ELECTROMAGNÉTICAS A BAJA FRECUENCIA

E. Gómez-Treviño y F.J. Esparza
División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Ensenada, B.C., México

Las mediciones electromagnéticas a baja frecuencia se pueden caracterizar por una componente nula de la parte real del campo eléctrico, una componente imaginaria del campo magnético proporcional a la frecuencia y la parte real del campo magnético independiente de la conductividad del subsuelo. Imponiendo estas características de los campos a las ecuaciones de Maxwell se encuentra cual es la relación general entre la componente imaginaria del campo magnético y un perfil de conductividades caracterizado por $\sigma(x)$. Para el caso de un dipolo magnético horizontal como fuente, se parte de la ecuación integral para la conductividad eléctrica del subsuelo para encontrar una fórmula de inversión formal.

MEI-03

MODELADO E INVERSION DE LA SEÑAL DE GEORRADAR PARA LAS TRES PROPIEDADES ELECTROMAGNETICAS DE SUELOS Y ROCAS

Octavio Lázaro-Mancilla y Enrique Gómez Treviño
Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra,
CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

Se valora la importancia de las variaciones de la conductividad eléctrica (σ) y permeabilidad magnética (μ) en la producción de señales de georradar, las cuales generalmente se asocian a variaciones en permitividad eléctrica (ϵ).

En la solución del problema directo, se usan matrices de propagación para obtener el campo eléctrico superficial de un modelo de capas horizontales. El problema se plantea en el dominio de las frecuencias suponiendo como fuente una onda plana. Se utiliza la transformada inversa de Fourier para acomodar los pulsos del georradar. Los resultados indican que la permeabilidad magnética no es importante, pero las reflexiones debidas a variaciones de conductividad eléctrica pueden ser del mismo orden de aquellas asociadas con fronteras de permitividad eléctrica como se muestra en los experimentos realizados.

Para la solución del problema inverso, se usa una linealización de la ecuación de onda amortiguada del campo eléctrico, que se basa en una ecuación integral que involucra las derivadas del campo eléctrico con respecto a las tres propiedades electromagnéticas. Esta ecuación, resulta de analizar las implicaciones de las propiedades de escalamiento del campo electromagnético. Las derivadas analíticas con respecto a las propiedades físicas se obtienen mediante la función autoadjunta de Green. En cada iteración el algoritmo busca una solución al minimizar la norma cuadrática de los residuales mediante programación cuadrática. Para acelerar la convergencia se usa el método de Levenberg-Marquardt. Se muestra cómo los radargramas sintéticos debidos a contrastes de permitividad eléctrica pueden ser ajustados usando variaciones de conductividad eléctrica o permeabilidad magnética.

Para recuperar unívocamente un perfil de una propiedad dada en un modelo, es necesario suponer conocidas las otras dos propiedades en el mismo intervalo de profundidad.

MEI-04

MORFOLOGIA DEL BASAMENTO MAGNETICO DE LAS CUENCAS DEL SURESTE

Alejandro Cerón, Leopoldo Hernández y José Gutiérrez
Gerencia de Prospección Geofísica, IMP
E-mail: ceron@orion.expl.imp.mx

Es de gran importancia definir la morfología y configuración del basamento magnético como una solución requerida en la integraciones regionales, locales y detalle tanto en Geología, Geoquímica y Geofísica.

Con la configuración de la cima del basamento magnético es posible delimitar las diferentes cuencas petroleras además que es una base para explicar los diferentes mecanismos geológicos que intervienen en cada cuenca.

En este trabajo se presenta el comportamiento del basamento magnético para las cuencas terciarias del sureste en donde se tienen las siguientes provincias: Cuenca Salina, Cuenca de Comalcalco, Pilar Reforma-Akal y Fosa Macuspana.

El área de estudio se encuentra en el sureste de la República Mexicana entre los paralelos 94.5 y 97.5 grados y los Meridianos 17 y 19.5 grados de latitud norte.

Para definición del basamento se trabajó con los datos de Intensidad Magnética Total los cuales fueron unificados a una altura de vuelo de 610 m.s.n.m. los cuales se encontraban a diferentes alturas de vuelo siendo necesario aplicar el proceso de continuación analítica para unificar la información a una misma altura de vuelo.

Se calcularon 40 modelos magnéticos bidimensionales que sirvieron de base para la configuración del basamento en el que se definen las principales estructuras que dan como resultado los rasgos de las cuencas antes mencionadas; de los modelos calculados se presentan tres que se consideran los mas representativos ya que se definen.

El alto de Reforma-Akal se ubica en un alto de basamento cuyo eje N-S se inicia al sur del pozo Zañil-ha y pasando por el pozo Pich-I y Boquiapa.

La Cuenca de Macuspana se presenta con un basamento profundo que alcanza los 12 km. Bajo la estructura Chac, su porción mas somera se localiza en la estructura del pozo Cobo 301 con rumbo N-S, alcanzando una profundidad mínima de 5.5 km.

Considerando la morfología del basamento magnético no se manifiesta ningún cambio en el basamento que nos ayude a delimitar los límites de Cuenca-Plataforma.

El basamento en la Plataforma de Yucatán se presenta en su porción SW con menos gradiente que en su porción W.

MEI-05

INVERSIÓN DEL ESPECTRO DE POTENCIA RADIAL DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS: UN ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

Juan Manuel Espinosa Cardena

Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

E-mail: jespinos@cicese.mx

Se analizan los resultados de un esquema de inversión no lineal en el dominio de las frecuencias que utiliza como modelo interpretativo un conjunto de prismas verticales, cada uno magnetizado uniformemente. Los parámetros promedio del conjunto de prismas que se optimizan son: profundidad a la cima (h), espesor (t), ancho (a), largo (b) y una constante que depende de las propiedades magnéticas (c_1). La suma $t+h$ corresponde con la base de la fuente magnética, que en estudios corticales se relaciona con la profundidad a la isoterma de Curie. En el proceso de inversión aparecen problemas de inestabilidad que son controlados utilizando el método de Levenberg-Marquardt con una selección adecuada del factor de Marquardt, la que puede hacerse ya sea por

ensayo y error o aproximación heurística. El proceso de estabilización produce pérdida en la resolución pero reduce la varianza de los parámetros estimados. Para estudiar la relación entre datos y parámetros se factoriza la matriz jacobiana mediante la descomposición en valores singulares, y para calcular límites de confianza de los parámetros estimados se aplica la prueba de la razón de varianzas a la función objetivo (error medio cuadrático). La ambigüedad en la solución debida al desajuste entre datos calculados y observados se estudia a través de secciones constituidas por parejas del espacio de parámetros. Resultados de experimentos numéricos para los casos de un prisma aislado y un conjunto de prismas, suponiendo para este último una distribución normal para la profundidad y espesor promedio, indican lo siguiente: correlación negativa entre h y t , a , b ; correlación positiva alta entre c_1 y h , y negativa entre c_1 y t ; el parámetro peor estimado y de mayor ambigüedad es t y por consiguiente $t+h$. Resultados del esquema de inversión aplicado a datos aeromagnéticos de la región de Cerro Prieto se analizan y discuten.

MEI-06

PERFORMANCE ANALYSIS OF SEVERAL COMPUTERIZED METHODS TO CALCULATE THE GRAVIMETRIC TOPOGRAPHIC CORRECTION. ASSESSMENT OF THEIR USE IN ENVIRONMENTAL GEOPHYSICS

Alatorre Zamora M.A.^{1,4}, J.O. Campos Enriquez², J. Herrera Barrientos³ and W. Bandy².

¹ Depto. de Física, Universidad de Guadalajara

² Instituto de Geofísica, UNAM

³ CICESE

⁴ Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM

We carried out a comparative analysis of three computerized techniques to calculate the gravimetric topographic correction. Two of the methods are based on the gravity effect of a finite rectangular prism (or its approximations). The third method approaches the topographic relief by means of gaussian bells. The first method uses rectangular prisms of the same size (i.e., 1-km x 1-km), except in the 1-km x 1-km innermost zone, where 100-m x 100-m prisms are used. The second method approaches the relief in three concentric zones, the prisms having larger horizontal dimensions for the outer zones. A comparison was done for theoretical and real situations. According to our numerical analysis, the two first methods perform with the same precision for ideal theoretical cases (flat plateau in an even topography). The comparative analysis with real data was based on a gravity survey carried out in the context of a geophysical environmental study at a dumping site in the neighborhood of Guadalajara City (western Mexico). In areas of moderate relief the three methods provide similar results. In real cases, where the topography includes steep slopes, etc., the method using prisms of only one size performs better in relation to the two other techniques. The observed differences are due to the fact that a better representation of the topography is obtained by using smaller prisms. The difference between the three methods in high relief situations can be of up to 1 mGal. However, the difference between these methods and the traditional Hammer's method can be up to 3 mGal. The corresponding residual anomaly maps are very similar (i.e., no artifacts or spurious anomalies have been introduced) to any of these techniques. Since the time and work needed to prepare the database (digital elevation models) are the same for the three schemes, the selection of one of these methods depends on the accuracy needed.

MEI-07

UN MÉTODO PARA CALCULAR LA CORRECCIÓN POR TERRENO A ESTACIONES GRAVIMÉTRICAS UTILIZANDO UN MODELO DIGITAL DE ELEVACIONES

Juan García-Abdeslem y Beatriz Martín-Atienza
Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra,
CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22830,
México

Se describe un método para calcular la corrección por terreno a datos gravimétricos, empleando un modelo digital de elevaciones. Este método está basado en una nueva solución al problema directo para calcular la atracción gravitacional debida a un prisma rectangular cuya base es horizontal, su techo es irregular y corresponde al relieve topográfico, y su densidad de masa es constante. La atracción gravitacional de dicho cuerpo se calcula empleando métodos de integración analíticos y numéricos. Se muestran dos ejemplos en donde se utilizan geometrías simples para mostrar la precisión del método. Adicionalmente se muestra una aplicación de este método, en donde se utiliza el modelo digital de elevaciones del INEGI: GEMA.

MEI-08

MODELADO GRAVIMETRICO DE ESTRUCTURAS TRIDIMENSIONALES

Beatriz Martín-Atienza y Juan García-Abdeslem
Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra,
CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

En este trabajo presentamos un método de modelado que combina los métodos de integración analítica usuales con el método de integración numérica de la Cuadratura de Gauss-Legendre, para el cálculo de las anomalías gravimétricas producidas por un cuerpo tridimensional que puede presentar diferentes distribuciones de densidad. Con este método es posible modelar estructuras geológicas cuya forma geométrica no permite la utilización de las técnicas de modelado bidimensional. El techo de la estructura del cuerpo geométrico coincide con la superficie donde se encuentra el observador, su base es una superficie continua arbitraria y sus cuatro fronteras laterales son planos verticales. Se presentan tres modelos sintéticos en los cuales la distribución de densidad presenta cambios suaves laterales, en profundidad y en todas las direcciones del espacio, respectivamente.

MEI-09

SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS: CÁLCULO DE LA RESPUESTA DE UN MEDIO ESTRATIFICADO

Carlos Flores Luna
Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra,
CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

Con el fin de contar con un programa basado en criterios numéricos más rigurosos que los empleados por un programa comercial disponible en el mercado, se desarrollaron varios códigos de cálculo de la respuesta transitoria producida por una espira de alambre sobre un subsuelo estratificado. Estos programas están basados en la técnica de filtrado digital para evaluar las Transformadas inversas de Fourier y Hankel e incorporan aspectos numéricos como son la corrección por la periodicidad y forma trapezoidal de la corriente empleada por el sistema Geonics y la integración numérica a lo largo del alambre transmisor cuando el receptor no se encuentra en el centro de la espira. Para validar la exactitud de nuestro programa (mejor al 0.1%), se presentan casos comparativos con resultados del programa comercial y con la técnica de la Serie de Fourier.

Uno de los objetivos del proyecto es el de implementar un algoritmo de inversión linealizada, el cual requiere resolver el problema directo un gran número de veces. Para acelerar la ejecución del problema directo, tratando de no deteriorar significativamente la exactitud, se han incorporado las siguientes aproximaciones al programa: interpolación del kernel de la Transformada de Fourier con splines cúbicos, interpolación de los voltajes en las 60 ventanas del sistema Geonics y el uso de varios dipolos equivalentes para representar el efecto de los lados de la espira, sustituyendo así el empleo de la integración numérica.

MEI-10

NUEVOS DISPOSITIVOS PARA CARACTERIZAR ANISOTROPIA DE RESISTIVIDAD

A. Mousatov¹, E. Pervago¹ y V. Shevchin²
¹ Instituto Mexicano del Petróleo
México
² Universidad Estatal de Moscú
Rusia

En el trabajo se consideran diferentes dispositivos eléctricos para mediciones de tensor de resistividad en medios anisótropos. Se analizan respuestas de los dispositivos convencionales de potencial y del campo eléctrico, así como nuevos arreglos de segunda derivada de potencial y de tipo de "flecha". La simulación matemática fue realizada para los siguientes modelos: el semiespacio homogéneo anisótropo, el semiespacio anisótropo cubierto por la capa isotropa, el contacto vertical del medio isotopo con el medio anisótropo.

Los resultados del modelado permiten proponer el nuevo dispositivo de segunda derivada de potencial para determinar el tensor de resistividad en medios anisótropos. Este arreglo tiene varias características específicas, en particular, una mayor sensibilidad al coeficiente de anisotropía A en comparación con

dispositivos convencionales de potencial y del gradiente de potencial. En el medio homogéneo anisótropo la razón de las segundas derivadas tangenciales en los ejes principales del diagrama de mediciones azimutales, es decir, el coeficiente de anisotropía aparente, logra valores de A^2 , mientras que para los dispositivos convencionales la razón de las amplitudes de los ejes principales del mismo diagrama azimutal corresponde solamente al coeficiente A .

Se muestra con base en el modelado para semiespacio anisótropo cubierto por una capa isotrópica que con el dispositivo propuesto se pueden realizar los sondeos eléctricos verticales. En este caso, las curvas de resistividad aparente determinadas por la segunda derivada del potencial presentan asíntotas, las cuales para separaciones mayores al espesor de la capa isotrópica corresponden a los parámetros del medio inferior anisótropo.

Las mediciones de segunda derivada caracterizan el tensor de anisotropía en el punto de medición. Por ejemplo, en el perfil perpendicular al contacto vertical entre el medio isotrópico y el anisótropo la razón de segundas derivadas obtenidas en el mismo punto de medición y orientadas a lo largo de los ejes de anisotropía, alcanza el valor de A^2 . Esta razón se determina inclusive por el coeficiente de anisotropía y es independiente del valor de resistividad, por lo que no aparecen efectos de pseudoanisotropía producidos por el cambio de resistividad en la zona de contacto.

La aplicación del arreglo de segundas derivadas incrementa la información obtenida por métodos geoelectrónicos y además, puede significativamente simplificar la tecnología de trabajo en el campo, pero requiere aumentar sensibilidad y precisión de mediciones.

MEI-11

PROSPECCION GEOELECTRICA SOBRE ZONAS DE HUNDIMIENTO Y FRACTURAMIENTO EN AV. WILFRIDO MASSIEU, DE LA UNIDAD PROFESIONAL ADOLFO LOPEZ MATEOS DEL IPN, MEXICO, D.F.

R. Mondragón Guzmán¹, J.T. Silva García², A. Guzmán Alcantar¹, E. Pérez Flores¹ y G. Reyes Soto¹

¹ ESIA-Ticomán, México, D.F.

² CHIDR, IPN, Mich., México

Actualmente uno de los graves problemas que se dan al norte del D.F. son las subsidencias en las áreas de transición entre la Sierra de Guadalupe y los depósitos fluvio-lacustres; estos han sufrido asentamiento de consideración que en los últimos 12 años han sido del orden de 5 cm/año, los cuales han desnivelado avenidas, cerrado vialidades, ocasionado rupturas en tuberías de agua potable y drenaje y más aún agrietamientos en edificios y viviendas que por su gravedad en ocasiones han sido desalojados.

El trabajo de prospección geofísica somera ha permitido definir el panorama electroestratigráfico para la zona de interés, delimitando los cuerpos de relleno con las arcillas lacustres antiguas, más profundas, a un límite promedio de 37 metros. Los planos de isoresistividad aparente para distintas profundidades han podido diferenciar bajos resistivos correlacionables con las zonas de fracturamiento, así como zonas de valores máximos que se coinciden con zonas de hundimiento; lo anterior es evidente para profundidades no mayores a 50 metros; la situación anterior no se prevalece a mayor profundidad como se puede apreciar en el nivel

de los 100 metros, donde la continuidad eléctrica indicativa de áreas sin perturbación es clara.

MEI-12

TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA DE SITIOS PARA RELLENOS SANITARIOS CONSIDERANDO EL EFECTO TOPOGRÁFICO

Espinosa Luna Juan¹ y Gómez Treviño Enrique²

¹ Centro de Ciencias de Sinaloa
Culiacán, Sin., México

² Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

Los métodos eléctricos son sin lugar a duda los más afectados por el efecto topográfico. La forma del terreno tiene gran influencia sobre el flujo de la corriente eléctrica en el subsuelo, lo cual si no se toma en cuenta puede introducir gradientes locales que simulan o distorsionan anomalías reales. Actualmente las técnicas más utilizadas para corregir este efecto son los factores de escala y mediante diferencias finitas. Nosotros hemos desarrollado un algoritmo que resuelve este problema por medio de un esquema de inversión que utiliza la transformación de Schwarz-Christoffel junto con métodos de optimización mediante programación cuadrática. Presentamos resultados de la aplicación de nuestro algoritmo a un modelo sintético, comparándolos con los otros dos tipos de correcciones. Además se presenta la aplicación en campo sobre dos sitios proyectados para rellenos sanitarios en Culiacán y Guamúchil, Sinaloa, así como los análisis correspondientes a nuestra técnica de corrección. Es notable el alto porcentaje de error que se incurre cuando no se realiza la corrección por topografía. Los resultados han sido corroborados por 12 perforaciones realizadas en los sitios.

MEI-13

ESTIMACION REGIONAL DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL GOLFO DE MEXICO A TRAVES DE DATOS GRAVIMETRICOS

Marines R.C.¹, Flores J.H.¹, Gutierrez J.A.¹, Ceron F.A.¹, Angeles R.M.¹ y Urrutia F.J.²

¹ Instituto Mexicano del Petróleo

² Instituto de Geofísica, UNAM

Con base en el análisis espectral de perfiles gravimétricos cortos de 200 kilómetros de longitud perpendiculares a la línea de costa y con razón de muestreo de 5 kilómetros se generó un modelo de la estructura interna pseudoestratigráfica de cuatro capas. Obteniendo profundidades promedio de 8.4, 10.6, 15.3 y 19.6 km. de la primera, segunda, tercera y cuarta interfase respectivamente.

Para los perfiles largos mayores de 1500 km. de longitud con razón de muestreo de 10 km., en las direcciones: N-S, E-W, NE-SW y NW-SE tomando como centro común el cruce de estos perfiles el centro del Golfo de México, se obtuvo un modelo también de cuatro capas con profundidades promedio de 12, 15, 18 y 22 km.

En general nuestro modelo nos muestra una corteza inferior de aproximadamente de 20 km. y una corteza superior de 12 km.. La tendencia en general de la corteza es de adelgazarse hacia el centro del Golfo de México y de engrosarse hacia la línea de costa.

MEI-14 CARTEL

MÉTODO HÍBRIDO DE OPTIMACIÓN GLOBAL, INSPIRADO EN LA EVOLUCIÓN NATURAL DE LAS ESPECIES Y EN LA CRISTALIZACIÓN DE SUSTANCIAS INORGÁNICAS: MODELADO INVERSO TRIDIMENSIONAL DE FUENTES MAGNÉTICAS

Arturo Iglesias-Mendoza^{1,2}, Víctor Manuel Cruz-Atienza^{1,2} y
Carlos Ortiz-Alemán¹

¹ Centro de Investigación Sísmica, A.C.

Carret. al Ajusco #203, Col. Heroes de Padierna, Tlalpan,
México, D.F., 14200, México

² Instituto de Geofísica, UNAM

Ciudad Universitaria, Coyoacán, México, D.F., 04510, México

La búsqueda de algoritmos que permitan modelar fenómenos físicos de una manera eficaz y confiable, ha sido una preocupación generalizada en los últimos años. Por ello, gran cantidad de investigaciones se han abocado al desarrollo y mejoramiento de técnicas de optimización prometedoras que, durante las últimas tres décadas, han logrado resolver problemas cuya complejidad va siendo cada vez mayor. Se trata de técnicas numéricas capaces de llevar a cabo la inversión de datos empleando modelos multiparamétricos altamente no lineales.

Hoy en día, el uso de algoritmos de optimización global como lo son "Genetic Algorithms", GA, y "Simulated Annealing", SA, se ha extendido en el ámbito de la modelación geofísica. Algunas de las razones por lo que esto ha sucedido son, por un lado, la eficiencia con que dichos algoritmos encuentran los puntos extremos de la función objetivo, y por el otro, la simplicidad con que pueden implementarse sin importar la complejidad del problema directo que se trate. Durante tres años, nuestro grupo ha trabajado en estos dos esquemas con el afán de mejorar la búsqueda de soluciones en el espacio de modelos. Sin embargo, el deseo y necesidad de contar con un algoritmo que reúna las cualidades de ambos, y que nos permita explorar el dominio de soluciones en un tiempo de cómputo reducido, nos llevo al diseño de uno nuevo.

Las ideas fundamentales que dieron origen a dicho algoritmo híbrido se desprendieron del estudio por separado de cada uno de los dos métodos de los cuales proviene, GA y SA. En primer lugar, se rescató la fuerza que posee GA para mejorar el ajuste entre las observaciones y la respuesta del modelo óptimo durante las primeras iteraciones, ejerciendo la cruza y mutación de información genética junto con la selección de individuos en una población relativamente pequeña. En segundo, con el fin de no restringir los valores que toman los parámetros de los modelos a un conjunto previamente establecido, se contempla un proceso intermedio de SA a partir del mejor modelo arrojado por GA una vez terminada cierta cantidad de iteraciones del mismo. SA, cuya búsqueda está regida por la temperatura actual del proceso, se ocupa de diversificar la población última, alcanzada previamente por GA. Una vez hecho esto, el ciclo se cierra cuando el mando regresa al proceso evolutivo de GA, partiendo de la generación ya enriquecida. Otra cualidad del algoritmo es que la función de distribución de probabilidades que se emplea, tanto en GA durante la selección de modelos, como en SA en la aceptación de los mismos, es la Función Probabilística de Boltzman, también conocida como Criterio de Metrópolis. Dicha función está directamente controlada por la temperatura del proceso.

Para probar el desempeño del método híbrido se considera la inversión de anomalías magnéticas en 3D. El problema directo se calcula con un algoritmo similar al propuesto por Bhattacharyya y otros en 1980, que considera un ensamble de prismas de sección rectangular. La inversión incluye las posiciones de las fuentes magnéticas y los parámetros de la magnetización inducida y remanente. Los resultados obtenidos con el nuevo esquema son comparados con aquellos arrojados, para el mismo problema, por los métodos de optimización global, AG y SA.

MEI-15 CARTEL

MAGNETOMETRÍA Y GRAVIMETRÍA EN LAS COSTAS DE LA BAHÍA DE TODOS LOS SANTOS: PENÍNSULA DE PUNTA BANDA

González-Fernández A.¹, Gallardo-Deigado L.A.², García-Abdeslém J.², Martín-Atienza B.² y Paz-López S.²

¹ Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

² Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la
Tierra, CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

En el presente trabajo se reportan las actividades preliminares desarrolladas dentro del proyecto de estudio de la estructura geológica de la bahía de Todos los Santos, B.C., tanto de la parte marina como de la parte de tierra. El objetivo principal consiste en localizar estructuras geológicas no aflorantes en esta zona, así como contribuir al conocimiento de la continuación de estructuras que se observan en tierra hacia la parte marina.

Hasta la fecha se han llevado a cabo dos levantamientos, uno magnetométrico y otro gravimétrico en la península de Punta Banda, que corresponde a la parte sur de la bahía de Todos los Santos. Se han registrado 230 observaciones magnéticas distribuidas en la península de Punta Banda y 30 estaciones gravimétricas situadas en dos perfiles que cruzan perpendicularmente esta península. Los datos obtenidos permiten la localización de varias fallas que conectan las dos ramas de la falla de Agua Blanca, una que transcurre paralela a la costa de la península por el noreste y otra paralela a su costa suroeste.

MEI-16 CARTEL

IMPLEMENTACIÓN DE ALGORITMOS NUMÉRICOS PARA EL MODELADO DE RESISTIVIDAD APARENTE DE ESTRUCTURAS 3-D

Sóstenes Méndez-Delgado y Daniel Garza-Rocha
Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

El presente trabajo forma parte de un proyecto de investigación titulado Caminos Preferenciales de Flujo. Una metodología en la detección de dichos caminos de flujo es el uso del método geoelectrico. Para analizar la factibilidad de dicha técnica, es conveniente diseñar un campo de pruebas para realizar experimentos de infiltración, siendo una de las primeras tareas a resolver la realización del modelado directo de datos de resistividad aparente para estructuras 3-D. En esta plática se presentan resultados obtenidos al aplicar un algoritmo de diferencias finitas usando métodos de gradiente conjugado. Se toman en cuenta varios modelos, entre ellos, se consideró un medio discretizado en

celdillas, el cual es básicamente homogéneo, con un dique conductor embebido en ese medio.

MEI-17 CARTEL

INTERPRETACIÓN DE DATOS AEROMAGNÉTICOS DE LA REGIÓN DEL YACIMIENTO PEÑA COLORADA EMPLEANDO EL MÉTODO DE LA SEÑAL ANALÍTICA

Rogelio Rufino Jiménez y Juan García Abdeslem

División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

La señal analítica para anomalías magnéticas fue inicialmente definida como un campo potencial de derivadas complejas (Nabighian, 1972), las cuales pueden ser calculadas fácilmente en el dominio del número de onda: su parte real resulta de los gradientes horizontales del campo y su parte imaginaria resulta del gradiente vertical. El procesamiento necesario para obtener la amplitud de la señal analítica es sencillo, y para su interpretación se supone que el cuerpo anómalo está uniformemente magnetizado. Este método es particularmente útil para una interpretación preliminar rápida. La amplitud de la señal analítica se define como la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de los gradientes vertical y horizontales del campo magnético, el máximo de esta función permite localizar zonas de contacto, y su amplitud es utilizada para estimar la profundidad a los cuerpos magnetizados. En este trabajo presentaremos resultados de la aplicación de este método en la interpretación de datos sintéticos, y datos de campo correspondientes a la anomalía aeromagnética asociada con el yacimiento de Peña Colorada.

OCE-01

HIDRODINAMICA DE UNA LAGUNA SOMERA

Isabel Ramirez y Jorg Imberger

División de Oceanología, CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

Un intensivo estudio de campo fue llevado a cabo en una laguna somera en el Adriático Norte con el objetivo de documentar la circulación y procesos de mezcla. Los resultados de esta campaña son presentados con énfasis en la circulación general de la laguna inducida por la marea y el viento. Una compuerta situada en el Surfiste de la laguna permite una entrada controlada de agua fresca. Se examina la influencia de la pluma de agua fresca sobre la laguna y su relación con la variabilidad de la descarga del Río Po.

La pluma se mezcla verticalmente en alrededor de dos días, siendo energizada por la introducción de Energía Cinética Turbulenta (TKE), corte de velocidad interno y stress del fondo, llevando a un cálculo del coeficiente vertical eddy que está de acuerdo con las mediciones directas de este coeficiente con medidas de flujo.

Utilizando los resultados de la campaña de mediciones se simula la circulación utilizando un modelo tridimensional con 22 capas (TRIM). Los resultados de la simulación se comparan bien con las mediciones de campo de salinidad y con los cálculos de evacuado de la laguna.

OCE-02

CIRCULACION DE VERANO EN LA BAHIA DE GUAYMAS

Delgado-Contreras J.A.¹, Gomez-Valdes J.², Valle-Levinson A.³, Atkinson L.³, Mascareñas A.⁴, Cruz-Colin M.E.¹, Dworak J.¹ y Larios-Castillo S.¹¹ ITMAR, Guaymas² CICESE³ Old Dominion University⁴ UABC

En el verano de 1999 se midieron en el interior de la Bahía de Guaymas corrientes y mareas con ADCP móvil y con ólografos S4 anclados, salinidad y temperatura con CTD. Además se contó con una estación meteorológica en el ITMAR. El análisis armónico de las corrientes observadas con ADCP móvil en la boca de la bahía, revela dos capas bien definidas. En la superficial, en promedio, ingresa agua del mar adyacente hacia el interior, preferentemente por la parte este. En cambio en la de fondo sale agua cálida y salina, preferentemente por la parte oeste. La corriente baroclínica muestra un comportamiento antiestuarino regido por la razón de evaporación de verano.

OCE-03

CIRCULACIÓN EN LA BAHÍA DE ALTATA/ENSENADA DEL PABELLÓN, SINALOA

Ismael Núñez Riboni y Noel Carbajal Perez

Estación Mazatlán, Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM

Mediante la aplicación de un modelo hidrodinámico-numérico tridimensional de diferencias finitas, no lineal, de niveles y apropiado para aguas someras, se estudió la circulación en el complejo lagunar Bahía de Altata-Ensenada del Pabellón, Sinaloa. La geometría del sistema está caracterizada por la laguna de Altata en la parte norte, la laguna de Ensenada del Pabellón en la parte sur, las dos unidas por un canal estrecho y la zona de descarga del río Culiacán. Se calcularon individualmente y combinados los patrones de corriente debido a las mareas y el viento. Los resultados de cálculos barotrópicos indican que la geografía del sistema juega un papel muy importante. La señal de la onda de marea se propaga inicialmente hacia la laguna de Altata, una vez llenado este cuerpo de agua se propaga hacia la parte sur, hacia la laguna Ensenada del Pabellón. Esto explica el retardo de la señal entre la boca que comunica hacia el mar abierto y el poblado de El Castillo, ubicado en el río Culiacán, cerca de la desembocadura hacia la laguna de Ensenada del Pabellón. Otros aspectos de la circulación se discuten en detalle en este trabajo. En términos generales, las intensidades de corriente concuerdan bien con valores observados.

OCE-04

PATRONES DE FLUJO EN LA ENTRADA DE UNA LAGUNA COSTERA SEMIARIDA

Dworak-Robinson J.A.^{1,4}, J. Gomez-Valdes² y A. Valle-Levinson³¹ ITMAR, Guaymas, Son., México² CICESE, Ensenada, B.C., México³ Old Dominion University⁴ CIBNOR

Con el objeto de documentar la variabilidad espacial de la marea y las corrientes en una laguna costera semi-árida, Bahía de Yavaros, Sonora, se llevó a cabo una campaña de mediciones de perfiles de densidad y velocidad de la corriente, al igual que series de tiempo de temperatura, salinidad, corriente y presión. Esta campaña se efectuó durante el periodo del 23 de Mayo al 25 de Junio de 1998. La Bahía de Yavaros presenta una evaporación media anual de un orden de magnitud mayor que la precipitación media anual y los aportes de agua dulce a través de los drenes agrícolas es insignificante respecto al prisma de mareas. Mediante análisis armónico se estudio la distribución espacial de los flujos de marea diurnos y semi-diurnos, así como la de los flujos submareales.

Se apreció una marcada influencia topográfica en la distribución de la amplitud y la fase de las corrientes de marea. Así mismo se identificó una partición batimétrica de los flujos residuales. Estas influencias topográficas se debieron principalmente a efectos de fricción en el fondo.

OCE-05

CIRCULACIÓN EN LA LAGUNA SAN IGNACIO, B.C.S.

Guillermo Gutiérrez de Velasco^{1,2} y Clinton D. Winant²¹ CICESE² Scripps Institution of Oceanography

La Laguna San Ignacio se localiza en la costa Pacífico de la península de Baja California, aproximadamente 100 km al sudeste de Punta Eugenia, en el estado de Baja California Sur y se encuentra en comunicación permanente con Bahía Ballenas. Bahía Ballenas es un ambiente costero expuesto, donde las condiciones oceanográficas presentes son típicas de las regiones de Corrientes de Frontera Este de latitudes medias. La atmósfera juega un papel preponderante en forzar la circulación costera, donde los vientos provienen persistentemente desde el noroeste con magnitudes significantes, particularmente durante la primavera y el verano. Este régimen de viento prevalece a lo largo de toda la costa del noroeste de América y se reconoce como responsable de generar una circulación de surgencias en las aguas costeras.

Debido a las altas razones de evaporación que caracterizan a la región, Laguna San Ignacio se encuentra en la categoría de las lagunas hipersalinas, o lagunas donde la salinidad (y la densidad) es generalmente mayor que en el océano adyacente. En una laguna hipersalina clásica esta diferencia de densidad es un factor primordial en el proceso de intercambio del agua de la laguna: el agua más salada y densa es transportada a lo largo del fondo hacia el océano, mientras que agua relativamente más fresca y ligera es transportada hacia el interior de la laguna en la superficie.

Las observaciones efectuadas en la Laguna San Ignacio de Diciembre de 1997 a Diciembre de 1998 demuestran que dos mecanismos distintos a la diferencia de densidad entre la laguna y el océano son principalmente responsables de la circulación y el intercambio con el océano: el bombeo de marea y el efecto del viento. Cerca del extremo abierto las corrientes de marea son vigorosas y actúan como un agente de mezcla que es responsable del intercambio. Cerca del extremo cerrado el viento sopla persistentemente hacia el sur y genera patrones de circulación que son responsables de la mezcla.

OCE-06

PROFUNDIDAD DE LA ZONA EUFÓTICA, ATENUACIÓN DE LA IRRADIANCIA Y K₄₉₀ DERIVADOS DE SENSORES REMOTOS EN PROVINCIAS BIO-ÓPTICAS DEL GOLFO DE CALIFORNIA

Rafael Cervantes-Duarte¹, James L. Mueller², Charles C. Trees², Helmut Maske¹, Saúl Alvarez-Borrego¹ y José Rubén Lara-Lara³¹ Depto. de Oceanología, CICIMAR-IPN La Paz, B.C.S., México² Center for Hydro-Optics and Remote Sensing, San Diego State University, San Diego, CA., USA³ CICESE, Ensenada, B.C., México

Se presentan algoritmos empíricos que utilizan la profundidad óptica de los sensores remotos, I/K₄₉₀, para estimar la profundidad de la zona eufótica y las profundidades donde la irradiancia

espectral a 490 nm se encuentra al 10%, 3%, 1%, y 0.3% del valor incidente justo por debajo de la superficie del mar. Los modelos empíricos lineales se derivaron de datos de perfiles radiométricos medidos en diferentes localidades del Golfo de California en cruceros realizados en 1995, 1997 y 1998. Se desarrollaron modelos diferentes para tres provincias bio-ópticas del Golfo: la cuenca norte, la zona de las grandes Islas y las cuencas de la parte sur. La incertidumbre relativa de los modelos de regresión para estimar la profundidad del 1% de luz tanto para la irradiancia espectral (490 nm) como para la total de la banda visible es de aproximadamente 5% en la cuenca norte y de 10% en las cuencas del sur.

OCE-07

CARACTERIZACIÓN DINÁMICA Y ENERGÉTICA DE LA MAREA EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

García-Silva G. y Marinone S.G.

Depto. de Oceanografía Física, CICESE

Se estudió el comportamiento dinámico y energético de la marea en el Golfo de California a partir de tres diferentes casos. El primero incluyó únicamente la componente M₂; el segundo, las principales componentes semidiurnas y el tercero, las principales componentes diurnas y semidiurnas de la marea en el golfo. Se utilizó un modelo numérico bidimensional, integrado en la vertical, para obtener los campos de velocidad y de elevación de la marea en todo el golfo. Para cada caso se obtuvo un coeficiente de fricción con el cual las diferencias entre los resultados del modelo y las observaciones fueron mínimas. El modelado de la marea fue satisfactorio para todos los casos. A partir de los campos de velocidad y de elevación de la marea, se evaluaron cada uno de los términos de las ecuaciones de momentum y energía con los cuales se realizó un balance dinámico y uno energético.

OCE-08

OBSERVACIONES RECIENTES EN LA ENTRADA AL GOLFO DE CALIFORNIA: EFECTOS DEL FENÓMENO DEL NIÑO

Armando Trasviña Castro, Miguel Ángel Cosío López y Ruth Cerezo Mota

CICESE en B.C.S.

Miraflores 334 e/Mulege y La Paz, Fracc. Bella Vista, La Paz B.C.S., 23050, México

E-mail: trasvi@cicese.mx

En este trabajo se analiza la estructura del océano superior con datos obtenidos entre la boca del golfo de California y el archipiélago de las Revillagigedo, de 1992 a 1998. Las observaciones hidrográficas se complementan con imágenes de satélite (Advanced Very High Resolution Radiometer), datos de altimetría de TOPEX/POSEIDON y flotadores lagrangeanos tipo WOCE/ARGOS, seguidos por satélite. En este periodo ocurrieron dos eventos del Niño: el evento 1991-1993 (el de mayor duración en los registros recientes) y el de 1997-1998 (el más intenso que se haya registrado). Durante los años Niño las secciones verticales presentan anomalías positivas de temperatura en toda la entrada al golfo y hasta los 150 m de profundidad. Las anomalías más intensas ocurren bajo la superficie, alcanzando más de 5 grados por encima de lo normal. El Niño 91-93 se destaca por un gran incremento en el grosor de la capa mezclada y anomalías positivas

subsuperficiales de hasta 6°C. El Niño 97-98 presenta una rara ausencia de variabilidad de mesoescala, acompañada de la inversión del patrón típico de corrientes. Las secciones verticales de mediados de 1993 se toman como representativas de las condiciones normales. En éstas se presentan regiones tanto de anomalías positivas como negativas. Esta es la situación típica: el choque entre las aguas tropicales y las que provienen del norte con la Corriente de California produce una región de confluencia que se caracteriza por su elevada actividad de mesoescala. Se piensa que la intensidad del Niño 97-98 logró desplazar la región de confluencia hacia el norte. De allí la falta de actividad de mesoescala.

OCE-09

PROCESOS DE MEZCLA VERTICAL Y CONVERGENCIA HORIZONTAL SOBRE UNA MONTAÑA SUBMARINA EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

Alberto Amador Buenrostro

Depto. de Oceanografía Física, CICESE

Km 107, Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

E-mail: aamador@cicese.mx

Se realiza un muestreo de corrientes con ADCP en la zona del bajo "Espíritu Santo" en la parte sur del Golfo de California, con el fin de analizar el efecto que la montaña submarina ejerce sobre la circulación en la zona. En el estudio de la influencia que los montes submarinos ejercen sobre la circulación se han encontrado algunos fenómenos que son comunes y que se pueden evidenciar con trabajos observacionales, experimentos de laboratorio, o de modelación numérica. Entre estos fenómenos tenemos: Columnas de Taylor, circulación anticiclónica sobre la montaña submarina, generación de turbulencia a los flancos del monte submarino, flujo convergente en la corriente incidente, aceleración de la corriente del lado izquierdo, generación de ondas internas. En este estudio se analizan los resultados para tratar de evidenciar algunos de esos fenómenos. Los rasgos más sobresalientes, fueron: Generación de turbulencia en la zona adyacente al "Bajo" en la capa entre 50 y 200 metros, presencia de una estructura convergente del flujo superficial incidente (primeros 70 metros). Estos dos fenómenos son de gran importancia ecológica, ya que por un lado el "Bajo" actúa como un agitador que al realizar mezcla vertical, fertiliza la zona fótica. Por otro lado, la presencia de zonas de convergencia en la parte del flujo incidente ayuda a la concentración de huevos, larvas y otros organismos planctónicos sobre la zona del "Bajo".

OCE-10

MEDICIONES RECIENTES DE TEMPERATURA Y CORRIENTES EN LA PARTE NORTE DEL GOLFO DE CALIFORNIA: LA PRESENCIA DE UNA CORRIENTE INTENSA CERCA DEL FONDO

Manuel López y Joaquín García

Depto. de Oceanografía Física, CICESE

Mediciones recientes durante 1997-98 en la parte norte del Golfo de California, cerca de la Isla Ángel de la Guarda (IAG), muestran la presencia de una corriente persistente cerca del fondo en 340 m de profundidad. La corriente se registró a 317 m de profundidad fluyendo hacia el NW y pasando por un umbral que

conecta a cuenca Tiburón al SE con cuenca Delfín al NW. La corriente tiene una rapidez promedio de 30 cm/s y parece estar asociada a una capa mezclada de fondo que tiene unos 30 m de espesor cerca del umbral pero cuyo espesor es considerablemente mas grande (~60 m) unos 6 km corriente arriba del umbral. Las corrientes por arriba de los 260 m son mucho mas variables y débiles. En promedio las corrientes fluyen hacia el NE cerca de la superficie y giran de manera gradual hacia el SE con la profundidad, para finalmente girar de manera abrupta hacia el NW por abajo de los 240 m. Mediciones con otro anclaje en 100 m de profundidad cerca de las costas de Sonora muestra que las corrientes promedio son hacia el NW en toda la columna de agua. Las fluctuaciones de baja frecuencia (sin mareas ni periodos menores) de las corrientes muestran que hay una correlación significativa entre las observaciones cerca de la superficie del lado de Sonora y las cercanas a la IAG (separación de 46 km entre ambos anclajes) cerca de la superficie y el fondo. El desfase temporal de las correlaciones es tal que cerca de la superficie las fluctuaciones del lado de Sonora anteceden a las del lado de la IAG de julio a noviembre, pero cerca del fondo las fluctuaciones son simultáneas o bien las de la IAG anteceden a las de Sonora durante todo el periodo de observación de julio/97 hasta marzo/98.

El campo de temperatura muestra un enfriamiento estacional cerca de la superficie pero alrededor de los 200 m de profundidad, la temperatura aumenta de noviembre a enero para después bajar abruptamente durante febrero y marzo. El aumento de temperatura esta asociado a un aumento de salinidad y a un flujo promedio dirigido hacia la boca del golfo, entre 150 y 260 m de profundidad. Estas características son consistentes con agua proveniente de la parte norte del golfo. La corriente cerca del fondo se intensifica hacia finales de diciembre y esta intensificación esta bien correlacionada con un aumento de la estratificación entre 260 y 317 m de profundidad.

OCE-11

TRANSPORTE DE SEDIMENTO EN SUSPENSION EN EL ALTO GOLFO DE CALIFORNIA

Luis G. Alvarez

Depto. de Oceanografía Física, CICESE

Km 107, Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

E-mail: lalvarez@cicese.mx

El fondo del Alto Golfo de California contiene sobre todo limos, arcillas y arena fina. Estos sedimentos, puestos en suspensión periódicamente por las corrientes de marea, dan a esta región su característica alta turbidez. En este trabajo se reportan concentración de partículas, velocidad de la corriente y flujo horizontal de material en suspensión frente a Baja California, a 25 km al NE de San Felipe. En este sitio la profundidad es de 25 m y la corriente de marea es principalmente a lo largo del eje del Golfo, con máximo de $\sim 0.8 \text{ ms}^{-1}$ en mareas vivas. El flujo instantáneo de sedimento en suspensión alcanza $\sim 30 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ durante mareas vivas, mientras que el flujo neto promedio de 15 días es dos órdenes de magnitud menor, hacia el exterior del Alto Golfo. El flujo promedio diario es $\sim 0.3 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ en mareas vivas y cinco a diez veces mayor en mareas muertas. Este flujo extraordinario se atribuye a una corriente de gravedad, reportada recientemente (Lavín, et al. 1998). Los resultados del presente estudio muestran que existe un flujo residual de sedimento en suspensión hacia el exterior del Alto Golfo y que este flujo se debe principalmente a la corriente de gravedad

y no al transporte residual producido por la rectificación de la corriente de marea. Se propone, además, el posible efecto del flujo neto de sedimentos sobre la evolución de la morfología del fondo, a largo plazo.

Este trabajo es parte del proyecto "Dinámica de los sedimentos en suspensión del Alto Golfo de California", financiado por el CONACYT.

OCE-12

FABRICACIÓN DE SUPERFICIES ALEATORIAS DE UNA Y VARIAS ESCALAS EN UNA Y DOS DIMENSIONES: SU APLICACIÓN AL ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA SUPERFICIE DEL MAR

Josue Alvarez Borrego, Cesar García Gutiérrez y Mark Marín Hernández

Depto. de Optica, División Física Aplicada, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada
Facultad de Ciencias Marinas, UABC
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada

Se considera el problema de extracción de información espacial de alturas de la superficie del mar en base a imágenes aéreas, en esta técnica se utilizan tres procesos; el perfil, pendiente y la imagen de la superficie.

Se fabricaron superficies rugosas con estadísticas específicas, en una y dos dimensiones, simulando oleaje de una y varias escalas. La técnica consiste en producir las superficies en placas de vidrio cubiertas con fotorresina, sobre las cuales, utilizando dos sistemas ópticos y un haz de luz laser, se graban imágenes de superficies cuya estadística fue previamente determinada.

El objetivo del trabajo es corroborar las propiedades estadísticas de las superficies creadas, a partir de sus patrones de brillo. Posteriormente el modelo no lineal utilizado es aplicado a la obtención de propiedades estadísticas de superficies reales del mar.

OCE-13

CALIBRACIÓN DE INFORMACIÓN DE OLEAJE MEDIDA EN SAN DIEGO CA PARA SU USO EN ROSARITO, B.C., MÉXICO

Lizarraga-Arciniega R.¹, A. Martínez-Díaz de León¹, D.A. Castro-Osuna¹, F.J. Ocampo-Torres², M. Marmolejo-Lara³, E. Gil-Silva¹ y C.R. Torres-Navarrete¹

¹ Grupo de Procesos Litorales, Instituto de Investigaciones Oceanológicas, UABC
Ensenada, B.C., México

² Depto. de Oceanografía Física, CICESE
Ensenada, B.C., México

³ Depto. de Oceanografía, Comisión Federal de Electricidad
Rosarito, B.C., México

La costa Pacífico de Baja California Norte, y en particular las playas del municipio de Rosarito B.C., han recibido un gran apoyo para su desarrollo turístico e industrial. En el ámbito turístico se han planeado y construido una serie de estructuras costeras con el propósito de generar zonas de aguas tranquilas para su uso como marinas así como para asegurar la permanencia y posición de las playas y línea de costa. Sin embargo debido a la falta de

información de oleaje medida directamente en las costas de Rosarito el diseño de la mayoría de estas estructuras se ha llevado a cabo utilizando información de oleaje medida en zonas distantes, particularmente se utiliza la información de oleaje generada por el Coastal Data Information Program en California. En este trabajo se hace una comparación de las características del oleaje medido frente a las costas de Rosarito con la medida frente a San Diego California con el propósito de encontrar un factor de calibración que permita usar rutinariamente en Rosarito la información medida en San Diego. Nuestros resultados muestran una buena correlación entre el oleaje medido en ambos puntos, en donde se observa que la altura significativa del oleaje medida en Rosarito es en general un 30% menor que en San Diego. De manera práctica se propone que mediante una ecuación lineal el oleaje medido en San Diego pudiera ser extrapolado a Rosarito B.C.

OCE-14

EVOLUCION DE UN REMOLINO ANTICICLONICO EN LA CUENCA ARGELINA (MAR MEDITERRANEO OCCIDENTAL)

Jose Salas^{1,2}, Jordi Font³ y Claude Millot³

¹ CICESE en BCS

Miraflores 334 o/Mulege y La Paz, Fracc. Bella Vista, La Paz, B.C.S., 23050, México

E-mail: jsalas@cicese.mx

² Institut de Ciències del Mar, CSIC

Passeig Joan de Borbo s/n, 08039, Barcelona Espana

³ Laboratoire d'Océanographie et Biogéochimie, COM-CNRS
La Seyne, Francia

Por primera vez, trayectorias de boyas superficiales tipo argos, combinadas con imágenes de temperatura superficial, muestran por varios meses la propagación hacia el oeste de un remolino anticiclónico profundo (2500 m) de mar abierto, inicialmente localizado al sur de la isla de Ibiza (1.3E-38N). Durante los días 19 y 21 de Mayo de 1999, 15 boyas lagrangeanas fueron lanzadas a lo largo de una radial que cruza al remolino cuyo diametro inicial fue de 120 km. La separación entre boyas vario de 5 a 10 km. Posteriormente las boyas completaron una vuelta alrededor del remolino en 6 días. El campo horizontal de velocidades del remolino muestra velocidades de traslación de 2-3 km/día y velocidades de giro superiores a los 50 cm/s. Las propiedades cinemáticas del remolino, calculadas con un modelo paramétrico, demuestran la deformación geométrica que experimento el remolino durante su desplazamiento por interacción con la topografía. Las imágenes de temperatura superficial de los primeros días de febrero muestran que el remolino de mar abierto fue formado por una inestabilidad frontal tipo dipolo, al confluir el agua Modificada del Atlántico de reciente formación con el Agua Modificada del Atlántico residente dentro de la cuenca. El decaimiento y desaparición de este remolino comenzó durante los últimos días de Noviembre, a consecuencia de la interacción de este con un meandro de la corriente Argelina. El tiempo de vida de este remolino fue aproximadamente de 10 meses.

OCE-15

EL NIÑO '97-98 NEAR THE WESTERN MEXICAN COAST

Filonov Anatoly, Tereshchenko Irina and Monzón C.O.

Depto. de Física, Universidad de Guadalajara
Av. Revolución 1500, Guadalajara, Jal., 44421, México

During the winter-fall period of 1997-98 unusually high water temperature and extreme thermocline plunging were instrumentally registered in the Pacific Ocean near the western Mexican Coast. Beginning November 1995, with a help of CTD instrument, the oceanographic surveys are being made almost every month on the Polygon of ecological water monitoring, which is located in the waters of two Mexican states-Jalisco and Colima. Each one represents somewhat near 100 vertical measurements of temperature and water salinity on the surface of approximately 80x30 km. For June 1998 there was done 26 surveys (more than 2100 oceanographic stations), that allowed to register instrumentally a signal of El Niño '97-98 in the upper 150th oceanic layer. In July 1997 there was noticed a continuous change process of hydrological characteristics on the Polygon, caused by the supply of subsurface equatorial waters of higher temperature and lower salinity. For September 1997, the water temperature of the 60th layer was 30.5°C with salinity around 34 psu. Its highest stage of development El Niño reached in January 1998, when equatorial waters with temperature 28°C and salinity less than 34 psu had filled all the upper 90th layer of the Polygon. For comparison, in January 1997 a surface temperature was 25.5°C and already on depth of 90m the temperature was just 15°C with level of salinity almost 35 psu. In April 1998 El Niño's development suddenly slowed down, and vertical distribution of water temperature and salinity came close to normal.

OCE-16

FSU CURRENT METER OBSERVATIONS IN THE PASSAGES OF THE CARIBBEAN-MEXICAN BASIN

Bulgakov S.N. and Bulgakov N.P.

Instituto de Astronomía y Meteorología, Universidad de
Guadalajara
Av. Vallarta 2602, Sector Juárez, Guadalajara, Jal., 44130,
México

E-mail: sbulgako@udg.serv.cenar.udg.mx

Marine Hydrophysical Institute

2 Kapitanskaya St., 335000, Sevastopol, Crimea, Ukraine

E-mail: bulgakov@ukrcom.sevastopol.ua

The complex oceanographic studies of the Caribbean-Mexican basin were carried out by the Former Soviet Union (FSU) in 1964-1983 under the CICAR and IOCARIBE International Programmes. The present abstract is a summary of the results of the current meter measurements conducted by the FSU and, namely by the Marine Hydrophysical Institute (Sevastopol, Crimea).

An investigation of the water exchange of the Caribbean Sea and the Gulf of Mexico with the Atlantic ocean through their straits was the main objective of these field observations. 13 cruises onboard the R/V "Mikhail Lomonosov" and "Academic Vernadsky" were fulfilled by the Marine Hydrophysical Institute. More than 60 mooring stations with current meters of the BPV and DISK (MHI-1301) types were installed from 1 till 9 days period in the Antillas

passages, Yucatan and Florida straits. The current meters of the BPV type were used before 1978, and the DISK (MHI-1301) were utilized starting 1979. According to the laboratory tests the standard deviations of the velocity errors were about $(1.85 + 4.50 \cdot V)/100$ m/s for BPV current meter and $(0.65 + 2.85 \cdot V)/100$ m/s for DISK (MHI-1301) probe. Measuring precisions of the current directions were 7.5 and 3.0 degrees respectively.

The FSU data of the current meter observations were used to construct the schemes of the sea water circulation and to evaluate the transport through the passages of the Caribbean-Mexican basin.

OCE-17

RELACIÓN ENTRE LA ORIENTACIÓN GEOGRÁFICA DE UNA BAHÍA Y EL SENTIDO DE ROTACIÓN DE CORRIENTES DE MAREA

Noel Carbajal y David Serrano

Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM

Experimentos barotrópicos llevados a cabo con un modelo numérico bidimensional, indican que la orientación geográfica de una bahía es importante en la determinación del sentido de rotación de corrientes de marea en ellas. Este resultado adquiere relevancia puesto que en trabajos recientes se ha encontrado que el sentido de rotación de las corrientes de marea puede modular significativamente el transporte de sedimentos. Zonas de rotación ciclónica son favorables a la erosión. Por el contrario, zonas de rotación anticiclónica, son favorables a la deposición. Consecuentemente, únicamente en virtud de su orientación, una bahía puede ser intrínsecamente favorable a la erosión, o bien, a la deposición de sedimentos.

OCE-18

ESTADÍSTICA LAGRANGEANA DEL EXPERIMENTO ALGERS'96 (MAR MEDITERRANEO OCCIDENTAL)

Jose Salas^{1,2}, Emilio Garcia-Ladona² y Jordi Font²¹ CICESE en B.C.S.

Miraflores 334 e/Mulege y La Paz, Frasco, Bella Vista, La Paz,
B.C.S., 23050, México

E-mail: jsalas@cicese.mx

² Institut de Ciències del Mar, CSIC

Passeig Joan de Borja s/n, 08039, Barcelona, Espana.

La corriente Argelina es una de los flujos mas energeticos de la cuenca Mediterranea.

Esta corriente es formada por una serie de inestabilidades que fluctuan a varias escalas de tiempo y espacio. En este trabajo se presenta el analisis estadistico de 15 trayectorias de boyas de superficiales tipo argos, seguidas durante 1996-97. Las boyas fueron inicialmente ubicadas aguas arriba y atraves de un meandro costero, localizado entre 1-2E. Estas derivaron predominantemente hacia el este con una velocidad media de 14 cm/s y fluctuaciones superiores de 50 cm/s asociadas con varios remolinos de mesoescala.

Valores altos de energia cinetica fluctuante comparados con los valores de energia cinetica media, muestran que la corriente Argelina es dominada por procesos turbulentos.

La estadística Lagrangeana aplicada al conjunto de observaciones, muestra escalas de tiempo de 4 y 2 días y espaciales de 66 km y 26 km, para las componentes zonal y meridional respectivamente. Los valores de difusión representativos de esta corriente para ambas componentes son del orden de $10^{-7} \text{ cm}^2/\text{s}$. Se obtuvo el campo Euleriano de la corriente Argelina y posteriormente se aplicó un análisis local de dispersión, en el cual la difusión fue predominantemente zonal en la mayoría del dominio.

OCE-19

HIDROGRAFÍA Y CORRIENTES DEL SISTEMA DE LA CORRIENTE DE CALIFORNIA FRENTE A BAJA CALIFORNIA: 1997-1999

J. García¹, R. Durazo² y T. Baumgartner¹

¹ CICESE, A.P. 2732, Ensenada, B.C., 22860, México

E-mail: joaquin@cicese.mx

² UABC, A.P. 453, Ensenada, B.C. 22860, México

Se utilizan observaciones de cinco campañas oceanográficas realizadas frente a las costas de Baja California, México durante 1997-1999 para estudiar la variabilidad temporal de los parámetros hidrográficos. Los cruceros fueron efectuados dentro del programa IMECOCAL, en julio de 1997, enero, julio y septiembre de 1998 y en enero de 1999. Se comparan las salinidades y temperaturas observadas en cada crucero para la línea 120 (línea hidrográfica frente a Punta Eugenia, B. C.) con las medias climatológicas. Se observan anomalías máximas positivas de -8°C a 50 m de profundidad durante 9709. Para 9801 las anomalías máximas positivas decrecen hasta -5.5°C y a una profundidad de 100 m. Julio de 1998 mostró anomalías positivas de $1-2^\circ\text{C}$ para los primeros 50 m de profundidad, las salinidades correspondientes fueron de hasta 0.8 ups más salinas que lo normal durante julio de 1988 y enero de 1999, presentándose el núcleo a mayor profundidad en enero de 1999. Las mediciones durante septiembre de 1998 y enero de 1999 indicaron anomalías negativas máximas de -2°C . Las salinidades para estos cruceros presentan desviaciones de ± 0.2 y de ± 0.1 ups que lo normal respectivamente. Se presentan mapas enlazados de alturas dinámicas CalCOFI-IMECOCAL. Y las diferencias de Circulación entre los años Niño y no Niño son enfatizadas. Se comparan la distribución espacial de las alturas dinámicas con mapas de corrientes obtenidos con ADCP.

OCE-20

BALANCES DE ENERGÍA Y MOMENTO ANGULAR DE UN MODELO GLOBAL DE LA MAREA OCEÁNICA CON ASIMILACIÓN DE DATOS

Juan H. Gavinho R.¹, Wilfried Zahel² y Ulrike Seiler²

¹ CeUnivO, Universidad de Colima

A.P. 275, Manzanillo, Col., 28200 México

² Institut fuer Meereskunde, Uni-Hamburg

Tropelwitzstr 7, D-22529 Hamburg, Deutschland, Germany

La asimilación de datos en modelos globales de marea tiene efectos considerables en los balances globales de energía y momento angular, ciertas cantidades observables (como tiempo universal y movimiento polar) pueden servir: a) de comparación para demostrar mejoras en el modelo o, b) para asimilarlas y mejorar la dinámica del modelo. Para investigar la influencia de los datos en los balances globales de parámetros característicos, se calcularon, usando un modelo de asimilación de datos para el

océano mundial, las mareas semidiurnas (M2, S2, N2, K2) y diurnas (K1, O1, P1, Q1) mas importantes. Se obtuvieron campos de elevaciones de nivel y de velocidad de la corriente asimilando elevaciones mareográficas en las intersecciones de ascenso y descenso del Topex-Poseidon de 1425 posiciones distribuidas uniformemente sobre los océanos. Se presentan los campos de residuos dinámicos ocasionados por la asimilación y se discute su relación con los campos de marea. Se hace un análisis de los balances de energía y momento angular de las constituyentes de marea en relación a otros cálculos sin asimilación y a otros con un número reducido de datos asimilados.

Junto con la derivación de parámetros de tiempo universal y movimiento polar, el efecto de la inclusión de datos demuestra un mejoramiento escalonado en los resultados del modelo y además sugiere que propiedades características de los residuos dinámicos que se presentan en los balances de momento, momento angular y energía, reflejan mecanismos físicos que son peculiares del tipo de datos utilizados para mejorar la dinámica del modelo.

OCE-21

ALGUNOS ASPECTOS DE LA CIRCULACIÓN BAROTRÓPICA TRIDIMENSIONAL DE LA BAHÍA DE BANDERAS

Marco A. Galicia Pérez y Juan H. Gavinho Rodríguez

Centro Universitario de Investigaciones Oceanológicas,

Universidad de Colima

A.P. No. 275, Manzanillo, Col., 28200, México

E-mail: galicia@cgic.ucoi.mx

E-mail: gavinho@volcan.ucoi.mx

Se aplicó un modelo hidrodinámico numérico barotrópico tridimensional para estudiar la circulación por marea y por arrastre de viento en la Bahía de Banderas, Jalisco.

Se utilizó una malla de 12×12 min de longitud en la horizontal y capas verticales a 0, 10, 20, 30, 100, 250, 500 y 750 m de profundidad. Se estudiaron los siguientes casos:

- 1) La acción del viento soplando con magnitud uniforme de 10 m/s en toda la bahía, considerando cuatro direcciones diferentes del viento
- 2) La propagación de una marea M2 hipotética con amplitud de la pleamar media superior del lugar (0.48m).

PETRO-01

¿PUEDEN LAS PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LA ROCA APORTAR EVIDENCIA DE CRECIMIENTO ENDÓGENO DE FLUJOS DE LAVA? CASO DE ESTUDIO EN LA MESETA BASÁLTICA CONTINENTAL GIGANTE DEL RÍO COLUMBIA, EUA

Edgardo Cañón Tapia¹ y Robert Coe²¹ Depto. de Geología, CICESE² Earth Sciences Department, University of California Santa Cruz, CA., USA

Se reportan resultados de un perfil detallado de la variación de la anisotropía de susceptibilidad magnética de la parte superior de uno de los flujos que conforman la meseta basáltica continental gigante del río Columbia, EUA. La orientación de los ejes de susceptibilidad principal definen una imbricación opuesta que sugiere una dirección de movimiento de la lava en la localidad hacia el noroeste. Esta dirección es consistente con la dirección deducida a partir de otras fuentes de información. Por otro lado, el grado de anisotropía muestra un comportamiento semicíclico que puede ser asociado con cambios en el estado de deformación de la lava en la parte interna del flujo.

A pesar de que el grado de anisotropía de la mayoría de los especímenes es tan pequeño que impide la identificación de mayores detalles en el mecanismo de emplazamiento del flujo de lava en cuestión, la ocurrencia de zonas internas en las que ocurriera una deformación muy intensa pueden ser detectadas fácilmente con la ayuda de este método. Esto es importante ya que de esta manera se puede intentar evaluar la ocurrencia de crecimiento endógeno aún en la ausencia de otros indicadores macroscópicos.

PETRO-02

VARIACIONES LATERALES EN LA MINERALOGÍA Y QUÍMICA EN EL DIQUE LAS FLORES, BAHÍA DE LOS ÁNGELES, BAJA CALIFORNIA

Delgado Argote Luis A.

Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km. 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

E-mail: ldelgado@cicese.mx

A partir del estudio petrográfico y geoquímico de muestras representativas de las sierras La Libertad y Las Flores, se muestran variaciones entre lavas y diques de composición básica e intermedia asociados al Dique Las Flores y posibles tendencias de evolución de magmas en cámaras magmáticas someras. En un perfil de gravedad que atraviesa la cuenca de Bahía de los Angeles se interpreta que el dique tiene una anchura de 2.5 km y su cima se localiza a 500 m de profundidad. La actividad volcánica asociada con este dique se manifiesta a lo largo de 20 km, desde el Cerro Archelon hasta la Sierra Las Flores, en la que se observa una variación lateral en la composición química y mineralógica de las lavas. Se considera que el transporte lateral de magma ocurre entre los 300 m y 1700 m, en la zona de flotación neutral. El emplazamiento de los intrusivos basálticos es contemporáneo a la extensión regional orientada ENE-WSW del Mioceno medio, desarrollando zonas de rift con actividad basáltica fisural.

Los diagramas Harker de las rocas del interior de la región de Bahía de los Angeles sugieren que las rocas volcánicas están genéticamente relacionadas y, a partir de la remoción de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, se infiere que el conjunto posiblemente ha derivado por cristalización fraccionada de un magma padre de composición basáltica. Del análisis de diagramas del sistema CMAS en el plano Ol-Plg-Cpx se definieron cuatro grupos de tendencias de cristalización que son congruentes con los arreglos texturales debidos a la cristalización secuencial observada en el análisis petrográfico, de donde se concluye que las rocas analizadas sufrieron una acentuada cristalización fraccionada. Lo anterior también está apoyado por la variación sistemática de los elementos traza en los arcanogramas, donde se observan picos notables de K, Sr y Th, así como una acentuada anomalía negativa del Nb, típica de ambientes de márgenes continentales activos. Los valores altos de Ni y Cr indican la presencia de magmas andesíticos ricos en olivino y clinopiroxeno, mientras que las anomalías de Nb sugieren la asimilación de material de la corteza rica en Ti, que correspondería a las rocas graníticas tipo S (ricas en ilmenita) de la porción oriental del batolito peninsular.

De la correlación entre el contenido modal y la composición química de las rocas intermedias y básicas del Dique Las Flores se interpreta la evolución de magmas en reservorios someros debidos a transporte lateral en la zona de flotación neutral del magma, lo que explica la distribución alineada de la actividad volcánica. Se infiere que el traslape de las envolventes del contenido modal y químico entre la porción septentrional de la Sierra Las Flores y los cerros Los Triates, pueden deberse a la existencia de más de un conducto alimentador del dique y puede explicar las variaciones observadas a lo largo del rift volcánico.

PETRO-03

VOLCANOLOGÍA FÍSICA DEL BASALTO ESPERANZA, B.C.S.

Rojas-Beltrán M.A. y Cañón-Tapia E.

División Ciencias de la Tierra, CICESE

En el tercio norte de Baja California Sur existen amplias zonas cubiertas por rocas volcánicas cenozoicas. Estas rocas incluyen series calcálcas, alcalinas y toleíticas. La serie toleítica se conoce como Basalto Esperanza y se ha sugerido que su fuente se localiza en el Golfo de California aunque esta proposición no ha sido comprobada hasta el momento. En este trabajo se presentan los rasgos más sobresalientes del llamado Basalto Esperanza en base a los cuales se propone un origen intrapeninsular para dichas lavas.

El tipo de lava que constituye a los flujos en la zona es de tipo pahoehoe, lo que indica que la tasa de efusión fue baja. Los rasgos internos de los flujos de lava, tales como la existencia de vesículas cilíndricas, zonas de vesicularidad en la parte superior de las unidades de flujo y cilindros con vesículas son compatibles con el emplazamiento de los flujos en pendientes cuasi-horizontales, favoreciendo el crecimiento endógeno de algunas unidades. Mediciones de direcciones de flujo geológicas obtenidas mediante planos de foliación, rasgos acordeados, tubos de lava, lóbulos de pahoehoe, lavas almohadilladas y vesículas cilíndricas indican en general una asociación con centros de emisión localizados dentro de la zona de cobertura de lavas. En total, con base en la cartografía, se documentaron 134 centros eruptivos que incluyen conos de escoria, volcanes escudo bajos, erupciones de fisura y otros centros

de emisión como diques, cuellos volcánicos o acumulaciones puntuales de escoria. Estos centros eruptivos son el resultado de actividad volcánica de tipo hawaiana, estromboliana y fisural en un ambiente relativamente cercano a la costa, posiblemente muy similar al actual, ya que existen lavas almohadilladas y hialoclastitas exclusivamente en la parte sur de la zona de estudio. Geoquímica y petrográficamente se identifican las series principales alcalina y toleítica aunque también se detectan rocas de la serie calcialcalina. El carácter toleítico de algunos centros de emisión dentro de la zona de estudio, junto con la evidencia proveniente de los rasgos físicos de las lavas y de la cartografía de la zona, apoyan la conclusión de que el origen del llamado Basalto Esperanza se encuentra dentro de la península de Baja California.

PETRO-04

ALGUNAS EVIDENCIAS DEL ORIGEN CORTICAL DEL CAMPO DE DOMOS RIOLÍTICOS DE LA MESA CENTRAL

Orozco-Esquivel M.T., Nieto-Samaniego A.F. y Alaniz-Alvarez S.A.

Unidad de Investigación en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM

Las rocas Oligocénicas del Campo de Dómos Riolíticos de la Mesa Central (CDRMC) afloran en la parte Norte del Estado de Guanajuato y Sur del Estado de San Luis Potosí. Aunque forma parte de la Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental, este campo se distingue por representar una fase de intensa actividad volcánica, predominantemente efusiva, y con emisiones de material piroclástico subordinadas en volumen. Los magmas riolíticos se emplazaron principalmente en forma de domos, algunos de los cuales se alinean a lo largo de fracturas. Los fechamientos reportados para las rocas riolíticas dan un rango de edad restringido, entre 29 y 32 Ma.

Como una primera aproximación, se estimó que el volumen total de magma riolítico emplazado en superficie en el CDRMC, fue de $\sim 3000 \text{ km}^3$, lo cual representaría una tasa de emisión de magma para ese periodo de $\sim 1000 \text{ m}^3/\text{año}$. La extrusión de estos grandes volúmenes de magma fue contemporánea a procesos de extensión cortical tridimensional, caracterizados por una tasa de deformación alta.

Para algunas localidades del CDRMC se ha reportado la presencia de rocas riolíticas ricas en Flúor y de domos riolíticos que contienen topacio y granate, caracterizando estas rocas como riolitas topacíferas. Existen dos modelos extremos para explicar el origen de este tipo de riolitas: por fusión parcial de corteza granulítica asociada con eventos extensionales y por alto grado de cristalización fraccionada de magmas basálticos generados en el manto. Dado que el gran volumen de rocas riolíticas emplazadas en el CDRMC se generó en un corto periodo y bajo un mismo régimen tectónico, lo más probable es que todas las rocas de este campo tengan un origen común, similar al de las riolitas topacíferas reportadas.

Existen pocos reportes de datos geoquímicos para las rocas del CDRMC, y estos se restringen a la porción norte del mismo. Con la finalidad de caracterizar geoquímicamente las rocas riolíticas de la Mesa Central y establecer la distribución de las riolitas ricas en Flúor, se realizaron análisis químicos de elementos mayores y traza por el método de Fluorescencia de Rayos X en 12 muestras distribuidas en la porción Sur del CDRMC.

Según los datos obtenidos, por lo menos nueve de las muestras analizadas presentan características geoquímicas similares a las reportadas para riolitas ricas en Flúor de otras localidades. Dichas muestras se clasifican como riolitas ricas en sílice ($\text{SiO}_2 > 72\% \text{Peso}$), con alto contenido de K_2O y presentan relaciones de $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1.5$, además de presentar bajo contenido de TiO_2 ($< 0.2\% \text{Peso}$), CaO ($0.2\text{--}0.9\% \text{Peso}$) y en siete de ellas una alta relación de Rb/Zr .

Los resultados obtenidos presentan gran similitud con gran parte de los análisis reportados para muestras de la porción norte del CDRMC, las cuales también presentan las características geoquímicas de riolitas ricas en Flúor. Aunque aún se requieren análisis geoquímicos más detallados, los siguientes argumentos sugieren un origen del CDRMC por fusión parcial de la corteza: las características geoquímicas mencionadas; la presencia de rocas granulíticas en la base de la corteza de la Mesa Central, evidenciada por xenolitos; los grandes volúmenes de magma emplazados con alta tasa de emisión y un régimen tectónico extensional con una velocidad alta de deformación.

PETRO-05

GENERACIÓN Y EVOLUCIÓN DE LA ÚLTIMA ERUPCIÓN PLINIANA DEL NEVADO DE TOLUCA QUE DIO ORIGEN A LA PÓMEZ TOLUCA SUPERIOR

Arce J.L. y Macías J.L.

Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica, UNAM

La última erupción pliniana del Volcán Nevado de Toluca produjo una pómez dacítica conocida como la Pómez Toluca Superior (Bloomfield y Valastro 1974) la cual cubrió con una capa de pómez a las cuencas del Alto Lerma y México. Nuevos datos de campo y de laboratorio indican que el depósito descrito por estos autores es mucho más complejo. De acuerdo con los datos petrográficos y geoquímicos la erupción fue provocada por la inyección de un magma básico en una cámara zonada de composición dacítica. Este fenómeno ocasionó el desequilibrio del sistema magmático originando explosiones freatomagmáticas que abrieron el tapón que obstruía el conducto volcánico. Estos eventos emplazaron un flujo piroclástico (F0) en la pendiente oriental del volcán. La ruptura del tapón central ocasionó la descompresión del sistema magmático dando lugar a la formación sucesiva de cuatro columnas plinianas las cuales alcanzaron alturas de 25, 35, 42 y 28 km. respectivamente. Estas columnas depositaron cuatro capas de pómez (PC0, PC1, PC2 y PC3) en dirección E-NE del volcán, de las cuales PC1 y PC2 tuvieron alcances de más de 90 km. (Cuenca de México). La inestabilidad de las columnas plinianas correspondientes a las capas PC1, PC2 y PC3 provocó el colapso de las mismas y la generación de flujos y oleadas piroclásticas ricos en pómez (F1-S1, F2-S2 y F3), los cuales se emplazaron en tres direcciones principales, E, NE y N del cráter rellenando las depresiones existentes y en ocasiones superando barreras topográficas. El evento finalizó con la extrusión de un domo dacítico conocido como El Ombigo. El volumen total de material emitido durante este evento fue de 3 km^3 (roca densa). Nuevos fechamientos de material carbonizado dentro del depósito y un análisis de los datos existentes sugiere que la erupción pliniana que dio origen a la Pómez Toluca Superior ocurrió hace aproximadamente 10,500 años.

LA INTRUSIÓN NORÍTICA DE EL NOVILLO, BLOQUE DE LOS CABOS, B.C.S.: HISTORIA MAGMÁTICA Y DATOS GEOQUÍMICOS E ISOTÓPICOS

Peter Schaaf¹, Andreas Schürzinger² y José Antonio Pérez-Venzor³

¹ Instituto de Geofísica, UNAM
México, D.F., 04510, México

² Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie, Universität München, Theresienstr.

41, 80333 München, Alemania

³ Depto. Geología, UABCS, La Paz, B.C.S., México

Las rocas noríticas de la Sierra El Novillo forman un lente con un tamaño de ca. 75 km² de área, 30 km al Sur de La Paz, ubicado en el complejo cristalino del Bloque de Los Cabos (BLC), Baja California Sur, el cual está compuesto principalmente por metasedimentos metamorfoseados progresivamente, granitoides y gabros deformados, y un batolito granítico no deformado.

Las noritas de El Novillo constituyen una unidad muy homogénea de grano medio, sin rasgos de deformación y con una zona borde formada por cuarzo-dioritas con biotita. Dicha orilla está en contacto con tonalitas, hornblenditas y gabros del BLC, desde ligeramente deformada hasta muy deformada. La ocurrencia de las noritas no deformadas dentro de granitoides deformados tiene dos interpretaciones: Las noritas son más antiguas a los granitoides y no participaron - debido a su dureza física - en el evento de la deformación, o forman una unidad más joven, intrusionando los granitoides. Los pocos contactos magmáticos entre las dos unidades no ofrecen una interpretación clara. El objetivo de este trabajo está enfocado a la resolución de este problema por medio de análisis geoquímicos-geocronológicos.

El enriquecimiento de elementos incompatibles, anomalías negativas de Nb y Ti, valores de epsilon-Nd entre +6 y +7 y relaciones 87Sr/86Sr de 0.7035 caracterizan a los magmas noríticos como parte primitiva de un ambiente relacionado a procesos de subducción. La escasez de minerales como zircones, hornblendas y biotitas no permite un fechamiento isotópico del núcleo norítico de la Sierra El Novillo. Por otro lado, la zona borde del intrusivo, cogenética y con composición cuarzo-diorítica, tiene suficientes biotitas para fechamientos por Rb-Sr. De tres muestras se obtuvieron edades de enfriamiento (biotita-roca entera; temperatura de cierre: 300 grados C) de 78, 81 y 88 Ma. Estas edades son significativamente más jóvenes en comparación a los fechamientos obtenidos en las rocas encajonantes del intrusivo de El Novillo: 129 Ma para la intrusión (edades de una isócrona de Rb-Sr) y 118 Ma para el enfriamiento (edades de biotitas, Rb-Sr).

De ésta manera, la intrusión de las noritas de la Sierra de El Novillo se caracteriza como un evento magmático de composición muy primitiva y más reciente en la historia genética del BLC. Obviamente la intrusión tuvo lugar después de los procesos de deformación que afectaron las secuencias graníticas alrededor de esta unidad.

EVIDENCIAS DE FUSIÓN, CONTAMINACIÓN, Y ASIMILACIÓN EN EL BLOQUE DE LOS CABOS, B.C.S., MEXICO

José A. Pérez Venzor¹, Peter Schaaf², J.J. Aranda Gómez³ y Harald Bohnel¹

¹ Depto. Geología Marina, UABCS

² Instituto de Geofísica, LUGIS, UNAM

³ UNICIT, UNAM

Juriquilla, Qro., México

Las rocas del Bloque de Los Cabos (BLC), son agrupadas en tres conjuntos litoestratigráficos denominados informalmente Complejo Metamórfico, Ensemble Plutónico y Rocas Sedimentarias. Las relaciones entre las rocas del Complejo Metamórfico con las del Ensemble Plutónico, muestran evidencias de procesos de fusión, contaminación y asimilación; sin embargo la participación de cada uno de estos procesos es incierta. Las evidencias documentadas en el BLC indican presencia de dos fases de generación de migmatitas, una relacionada con metamorfismo regional y una segunda asociada con intrusión de magma granítico que provocó fusión y asimilación a escala local. En este trabajo son descritas mediante varias secciones litológicas dos áreas del BLC, con la finalidad de documentar y caracterizar evidencias de fusión, asimilación y contaminación, y que además permitieron establecer relaciones de edades, rasgos estructurales, reacciones entre material granítico con diversos protolitos, presencia de migmatitas con estructuras típicas de procesos que se desarrollaron a escala local y regional. Los contactos en términos generales en las secciones realizadas indican que las rocas del Complejo Metamórfico están en contacto con los granitoides mediante una zona con presencia de brechas magmáticas, restitas y material de neosoma leucocrático. También es marcado un cambio transicional desde gneis pasando a migmatita y terminar con granitoides. Los protolitos involucrados varían desde gneis cuarzo-feldespático, gneis anfibolítico, rocas calcosilicatadas, que generaron diversos productos, asociaciones mineralógicas y desarrollo de estructuras. Los primeros resultados geoquímicos indican que las rocas del BLC, están dentro del campo calcoalcalino, con un contenido medio a alto en potasio para los granitoides deformados. Los diagramas de discriminación de Rb vs Y+Nb, para las rocas analizadas, están dentro del campo de granitos de arco volcánico. Basándose en los resultados geoquímicos podemos considerar que los granitoides del BLC, muestran evidencias de contaminación cortical, en diferentes grados y están relacionados con procesos de un margen continental activo destructivo, con varias generaciones de granitoides.

PORO-01

REFLEXION Y TRANSMISION DE ONDAS SISMICAS EN LAS FRONTERAS PLANAS DE MEDIOS POROSOS

P.N. Sahay y O. Lázaro Mancilla

Depto. de Sismología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

Se obtienen los coeficientes de reflexión y transmisión poroelástica, utilizando una formulación similar a la del método de reflectividad de elasticidad lineal. Se analiza el efecto sobre los coeficientes R/T debido a la ocurrencia de un fluido en la interfase. Estos resultados son parte de nuestro trabajo actual sobre el desarrollo de un método matricial para el cálculo de campos de ondas sísmicas en un medio poroso estratificado verticalmente.

PORO-02

DIFRACCIÓN DE ONDAS POR GRIETAS. ALGUNOS RESULTADOS PRELIMINARES

Rossana Vai¹ y Francisco J. Sánchez-Sesma²

¹ Instituto Mexicano del Petróleo
México

² Instituto de Ingeniería, UNAM
México

La presencia de grietas, fisuras o fracturas constituye un rasgo relevante de los yacimientos naturalmente fracturados (YNF), por lo cual tanto su identificación como su caracterización son de gran importancia para lograr una eficiente explotación de los recursos petroleros. Con el propósito de calcular el movimiento en los bordes de una grieta de forma y espesor arbitrarios ante incidencia de ondas elásticas utilizamos el método indirecto de elementos de frontera (IBEM, por su siglas en inglés). Además, calculamos el campo de desplazamientos difractado lejos de la grieta combinando los métodos de frontera directo e indirecto, para ampliar el dominio de solución sin aumentar el costo computacional. Analizamos la respuesta de una sola grieta excitada por ondas planas SH. Validamos nuestro código al comparar con la solución analítica para una grieta plana de espesor nulo. Presentamos algunos resultados preliminares con los que buscamos identificar los efectos que la forma, la apertura y la inclinación de la grieta tienen sobre el campo difractado.

PORO-03

CÁLCULO ANALÍTICO DE LA CONSTANTE DE RIGIDEZ LONGITUDINAL EFECTIVA DE UN MEDIO POROSO A PARTIR DE SU MICROESTRUCTURA

Oscar Valdiviezo Mijangos y Federico J. Sabina

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geofísica,
UNAM

México, D.F., 04510, México

² IIMAS, UNAM

A.P. 20-726, Admon. No. 20, México, D.F., 01000, México

Existe gran interés en la industria petrolera y en sismología de conocer las propiedades macroscópicas de los medios porosos.

La técnica de homogeneización asintótica es una herramienta matemática que permite hallar un medio equivalente a partir del conocimiento de su microestructura. Para hallar sus propiedades, llamada efectivas, es necesario encontrar el desplazamiento en una celda base, al que se le conoce como problema local. La solución del problema local consiste en hallar el campo de desplazamiento y éste, en la gran mayoría de los casos, sólo es posible conocerlo numéricamente.

Aquí se presenta un método para hallar en forma analítica la constante efectiva de rigidez longitudinal de un medio poroso cuya fase sólida es transversalmente isótropa y de sección transversal circular.

Para encontrar esta constante elástica hay que resolver un problema local antiplano en una celda, lo cual implica encontrar una función doblemente periódica que satisfaga la ecuación de Laplace en la fase sólida y que satisfaga las condiciones de frontera libre en el contorno interior del poro.

Estos resultados analíticos son de gran utilidad para validar la instrumentación de algoritmos numéricos para resolver problemas más complejos.

PORO-04

DETERMINACIÓN DE LA GEOMETRÍA INTERNA DE MEDIOS POROSOS FRACTURADOS Y VUGULADOS POR TOMOGRAFÍA COMPUTARIZADA DE RAYOS X Y FOTOGRAFÍA DIGITAL

Martínez-Angeles Raymundo y Hernández-Escobedo Luis
Gerencia de Ingeniería de Yacimientos, IMP

La Tomografía Computarizada de rayos X (CT) y la Fotografía Digital (DP) representan una nueva técnica de escaneo aplicada a la ingeniería de yacimientos naturalmente fracturados, ya que la primera es capaz de medir la distribución de densidades dentro de medios porosos fracturados y vugulados mediante la adquisición de imágenes digitales.

En este trabajo se presenta un método de procesamiento numérico de imágenes digitales (PNID), para determinar algunas propiedades de la geometría interna de medios porosos homogéneos, fracturados y vugulados tales como: porosidad, superficie específica, diámetro promedio de poro, espesor promedio de grano, ancho promedio de la fractura, diámetro promedio de vugulo, permeabilidad absoluta y saturación de fluidos. El método propuesto se caracteriza por su simplicidad y por la aplicación de nuevas tecnologías. El procedimiento experimental consiste en adaptar las diferentes muestras a las capacidades de funcionamiento del tomógrafo de rayos X y en presentar convenientemente una cara de la celda a la cámara fotográfica digital, es decir, se obtienen dos imágenes digitales de cada caso estudiado, una del interior de la muestra y otra de la cara lateral exterior.

Por último, se presenta una colección de imágenes digitales y el cálculo de propiedades de la geometría interna del medio poroso estudiado. Como casos de estudio se citan los siguientes: medio poroso homogéneo (granos de mismo tamaño y mezcla de varios diámetros), medio poroso fracturado (varios anchos e inclinaciones de fractura), medio poroso vugulado (varias formas y diámetros de vugulo) y la combinación matriz-fractura-vugulo.

PORO-05

FOTOGRAFÍA DIGITAL APLICADA AL MODELADO FÍSICO DEL PROCESO DE IMBIBICIÓN EN MEDIOS POROSOS FRACTURADOS Y VUGULADOS

Martínez-Angeles Raymundo, Hernández-Escobedo Luis,
Serrano-Saldana Enrique y Chimal-Rizo Jorge
Gerencia de Ingeniería de Yacimientos, Instituto Mexicano del
Petróleo

La Fotografía Digital (DP) representa una nueva técnica de escaneo aplicada a la ingeniería de yacimientos naturalmente fracturados, ya que es capaz de medir la distribución de reflectancias sobre la superficie de medios porosos fracturados y vugulados, mediante la adquisición de imágenes digitales y durante la corrida de experimentos de imbibición, es decir, la DP separa muy bien las partes de la roca que están saturadas con agua de aquellas regiones que se encuentran secas.

Esta comunicación se divide en dos partes principales.

En la primera se presenta un diseño experimental para realizar corridas de desplazamiento en donde predominó el fenómeno de imbibición y la capilaridad del medio. Se construyeron muestras cúbicas de Arenisca Berea de 5 cm por lado, con las cuales se formaron los sistemas de uno, dos y cuatro bloques. Luego, se diseñó un método de inundación del sistema de bloques a través de las fracturas. Finalmente, se realizó la caracterización dinámica del sistema roca-fluidos mediante la toma de fotos digitales. En el estudio de los mecanismos de desplazamiento del agua dentro de sistema de bloques y fracturas se prestó especial atención a la imbibición, pero también a la segregación gravitacional, a los controles de movilidad de fluidos y a la transferencia de masa entre matriz y fractura.

En la literatura se han observado pocos avances en las bases teóricas y experimentales para el estudio del flujo de fluidos en medios porosos fracturados y vugulados, en particular sobre las propiedades de la transferencia de masa entre la matriz y una fractura. El método supone que durante una corrida de desplazamiento, el flujo de fluidos se refleja en la superficie del sistema roca-fluidos mediante dos tonos de color, uno para la roca saturada y otro para la roca seca. De esta manera, el método captura la competencia de mecanismos de desplazamiento entre las fuerzas capilares y las viscosas dentro del sistema de bloques y dentro de cada bloque en particular.

En la segunda parte de este trabajo se presenta un método de procesamiento numérico de imágenes digitales (PNID), para determinar algunas propiedades de la geometría que presenta la evolución de la saturación de agua con el tiempo, es decir, se calcula la saturación parcial de agua dentro de un sólo bloque y dentro de un sistema de bloques. También es posible calcular el área que ocupa la superficie del contacto agua-aire.

Por último, se presenta una colección de imágenes digitales y el cálculo de propiedades de la geometría de saturaciones de agua para cada corrida de desplazamiento estudiada. Como casos de estudio se citan los siguientes: una fractura entre dos bloques de igual permeabilidad, una fractura entre dos bloques de diferente permeabilidad, sistema de cuatro bloques y seis fracturas, sistema inclinado 45° de cuatro bloques y seis fracturas y; un vugulo en medio de un bloque.

PORO-06

PROPIEDADES EFECTIVAS DE ROCAS ANISOTROPAS CON MICROESTRUCTURA FIBROSA

Raul Guinovart Díaz¹, Reinaldo Rodríguez Ramos¹, Julián
Bravo Castellero² y Federico J. Sabina²

¹ Facultad de Matemática y Computación, Universidad de la
Habana

San Lázaro y L. Vedado, Habana 4, 10400, Cuba

² Instituto de Investigaciones en Matemáticas Aplicadas y en
Sistemas

A.P. 20-726, Admon. No. 20, Deleg. A. Obregón, México, D.F.,
01000, México

Al observar de cerca la estructura de una roca, ésta presenta características heterogéneas en general. Para tratar fenómenos asociados a ella es necesario tomar en cuenta su microestructura. Por lo tanto, es de gran interés estudiar el siguiente problema de dos fases elásticas y transversalmente isotrópicas con una geometría de fibras cilíndricas paralelas en una matriz. Se considera el caso de periodicidad de tipo hexagonal. Cuando el tamaño de la roca es mucho mayor que el radio del cilindro, se hace posible la aplicación del método de homogeneización asintótica. El cálculo de los coeficientes efectivos se puede obtener analíticamente. Esta solución puede ayudar a validar la aplicación de la homogeneización asintótica usando métodos numéricos a otras geometrías más complicadas.

Una vez conocidas las propiedades efectivas de las rocas, se pueden calcular otros parámetros importantes y de interés en sismología como sería la obtención de las velocidades de las ondas sísmicas.

PORO-07

MODELOS DE RESISTIVIDAD PARA FORMACIONES FRACTURADAS

A. Mousatov

Instituto Mexicano del Petróleo, México

El problema del desarrollo de modelos petrofísicos es uno de los más importantes para la caracterización de yacimientos naturalmente fracturados. La interpretación de datos de registros eléctricos y electromagnéticos requiere modelos adecuados de resistividad para formaciones con la porosidad secundaria relacionada a sistemas de fracturas y vugulos.

Con base en trabajos teóricos y datos experimentales fue propuesto el modelo generalizado de formaciones fracturadas con vugulos. El sistema de fracturas en este modelo se presenta como láminas delgadas saturadas por fluidos conectadas paralelamente y en serie con bloques de rocas que tienen porosidad primaria. El factor de formación para formaciones fracturadas se expresa a través del factor de formación de bloques con la porosidad primaria y la porosidad secundaria de fracturas.

El modelo indica que en formaciones fracturadas aparece la anisotropía de propiedades eléctricas, es decir, la resistividad depende de las direcciones de medición y se determina por la orientación, densidad y la saturación de sistemas de fracturas. Los componentes del tensor de resistividad son directamente proporcionales a la densidad y apertura de fracturas e inversamente

proporcionales a la porosidad primaria. Los valores más altos del coeficiente de anisotropía aparecen en las formaciones en las cuales existe el sistema de fracturas orientadas solamente en una dirección. En el caso de dos sistemas de fracturas verticales y mutuamente ortogonales el coeficiente de anisotropía es menor que 1.

En el modelado de resistividad de formaciones con vóculos fue utilizada la ecuación de Maxwell-Garnett para medios compuestos por bloques de rocas con una porosidad primaria y vóculos saturados por fluidos.

El análisis de los datos experimentales obtenidos para núcleos de formaciones carbonatadas muestra que para determinar el factor de formación de bloque con la porosidad primaria es conveniente usar la ley de Archie con factor de cementación igual a 2. Esta conclusión está de acuerdo con los resultados de la estimación de porosidad primaria intergranular para rocas carbonatadas que se presentan en la literatura.

El modelo generalizado permite explicar el carácter no lineal de las variaciones del coeficiente de cementación y las anomalías en sus valores que fueron destacados en la literatura para formaciones carbonatadas fracturadas.

SDF-01

RESOLVING THE DISCREPANCY BETWEEN LOCAL AND TELESEISMIC ESTIMATES OF RADIATED SEISMIC ENERGY

Xyoli Pérez-Campos¹, S. Krishna Singh² y Gregory C. Beroza¹¹ Geophysics Department, Stanford University
Stanford, CA., 94305-2215, USA² Instituto de Geofísica, UNAM
Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510, México

As noted by Singh and Ordaz (1994), estimates of the radiated seismic energy, E_s , based on locally recorded data are systematically about an order of magnitude larger than the estimates of E_s based on teleseismic data. In this study we analyze large earthquakes occurring along the Middle America Trench in Mexico that are well recorded both locally and teleseismically. For these events we find the same order of magnitude difference reported in earlier studies and examine the combined data set to constrain the possible causes of the discrepancy.

An inaccurate attenuation correction for teleseismic data is one possible source of the discrepancy. We explore this possibility by comparing broadband spectra of local and teleseismic recordings of the same event. We find that the spectral shapes and levels are similar, suggesting that differences in attenuation are unlikely to account for most of the discrepancy.

The 2-D Lattice model suggests that trapping of energy in the hanging wall of a reverse fault creates an asymmetric pattern of the energy radiation (Shi et al., 1998). However, these effects are unlikely to account for the discrepancy since they only occur for reverse faults and the discrepancy is also seen for strike-slip events in California (Kanamori, et al., 1993; Mayeda and Walters, 1996) as well as normal faulting events in Mexico.

Other possibilities for the discrepancy are the geometric spreading correction for local versus teleseismic data, possible 3-D structure local effects, or finite source effects, all of which we will explore in our analysis.

SDF-02

ESTIMACIÓN DEL FACTOR DE CALIDAD Q PARA LA CUENCA DE MÉXICO Y LA PARTE CENTRAL Y ORIENTAL DEL EJE NEOVOLCANICO TRANSMEXICANO (EVTM)

Javier Lermo, Jorge Arboledas y Jorge Soto

Instituto de Ingeniería, UNAM
Ciudad Universitaria, A.P. 70-472, Coyoacán, México, D.F.,
04510, México

E-mail: lermo@inti.iingen.unam.mx

Dado el poco conocimiento del factor de calidad Q para los diferentes paquetes sedimentarios bajo la cuenca de México y parte central y oriental del EVTm, este trabajo tiene como objetivo principal estimar valores de Q para estas dos zonas y ver sus diferencias.

Para cumplir este objetivo se requiere contar con temblores localizados dentro de la cuenca y fuera de ésta, así como estaciones sísmológicas en zonas de terreno firme. Gracias a la digitización de

las señales sísmicas de la red sismotelemétrica de la cuenca de México desde 1991 (SISMEX), se han localizado un total de 90 sismos locales hasta 1997. Para este análisis inicial solo se han tomado tres eventos: el temblor del 03 de mayo de 1994 ($M=2.6$) de la Sierra de las Cruces; del 21 de enero de 1995 ($M=2.8$) de Juchitepec-Milpa Alta; y el temblor del 18 de marzo de 1998 ($M=4.2$) del graben de Tlaxcoapan, Hgo. En total son 13 estaciones sísmicas las que registraron a estos tres eventos mencionados, de las cuales 10 pertenecen a la red de SISMEX (II, IIC, IIO, IIM, IIZ, IIA, IIT, IIB, IIS y III) y tres son del Servicio Sismológico Nacional (SSN): CUIG, YAIG y PLIG. Estos tres últimos presentan sismómetros triaxiales de banda ancha, mientras que los otros 10 presentan sensores verticales de periodo corto.

El método que se utilizó para evaluar la atenuación sísmica fue el de regresión (V_{max} por bandas), utilizando para esto la relación propuesta por Ordaz y Singh (1992) para un modelo teórico de la fuente y propagación de las ondas sísmicas.

Los resultados para la cuenca de México es $Q=28R^{0.36}$. Probablemente este valor sea pequeño, sin embargo presenta similitud con los obtenidos en otros trabajos pero para capas más someras que componen la cuenca (Romo et al., 1988, Ordaz et al., 1991 y Rodríguez, 1993). Con respecto al valor observado para la parte central del EVTm, éste se muestra sensible al término de la atenuación geométrica ($G(R)$), pues éste valor cambia de $Q=344R^{0.79}$ a $Q=199R^{0.33}$, cuando $G(R)=1/(100R)^{1/2}$ para $R>100$ km. Algunos valores sugeridos para esta zona (Singh y Ordaz, 1980) o estimado (Yamamoto et al., 1997) son: $Q=200R^{0.8}$ y $Q=313-335R^{0.8}$, respectivamente.

SDF-03

MEASUREMENTS OF SURFACE WAVE PROPERTIES IN THE LAKE BED ZONE OF MEXICO CITY. EVIDENCE OF THE DOMINATION OF HIGHER MODES

Shapiro N.M., S.K. Singh, C. Lomnitz, J. Alvarez Moctezuma,
P. Almora and M. Ayala

Instituto de Geofísica, UNAM

Instituto de Ingeniería, UNAM

Circuito Exterior, Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510,
México

We have compared accelerograms recorded at earth surface and in bore-holes in different locations of the lake bed zone in Mexico City with theoretical dispersion curves and eigenfunctions calculated for first two modes of the Rayleigh and the Love waves. Our results can be summarized in three points. (1) A maximum of a horizontal-to-vertical displacement ratio coincident with a dominant frequency of a considered site corresponds to the first higher mode rather than to the fundamental mode of the Rayleigh waves. (2) Bore-hole records show that the displacement does not decrease rapidly below the clay layer, as it should be in a case of a fundamental mode. (3) Measured phase velocity (2.0 ± 0.5 km/s) is too fast for a fundamental mode. All our observations lead us to conclusion that the wave-field in the lake bed zone in Mexico City is dominated by higher modes of surface waves. Higher modes do not propagate inside the superficial clay layer but in the underlying structure. It means that the wave-field observed in the lake-bed zone is not locally generated but is controlled by a low-velocity structure at a regional scale.

SISTEMA DE INFORMACION SISMOTELMETRICA DE MEXICO (SISMEX). SISMICIDAD EN LA CUENCA DE MEXICO Y ZONAS ALEDAÑAS, 1900-1999

J. Lermo¹, J. Soto², H. Mijares², C. Meza², J. Flores², H. Cruz², E. Briones² y J. Hurtado

¹ Instituto de Ingeniería, UNAM

Ciudad Universitaria, A.P. 70-472, Coyoacán, México, D.F., 04510, México

E-mail: lermo@inti.ingen.unam.mx

² Grupo sismológico de SISMEX

SISMEX se encuentra operando desde hace más de 25 años en la obtención de registros de temblores locales, regionales y tectónicos. Esta base de datos ha servido para el estudio de un número importante de investigaciones de terremotos a lo largo de la zona de subducción, así como el reconocimiento de zonas sísmicas dentro y fuera de la cuenca de México. Estas zonas sísmicas dentro del *Eje volcánico Transmexicano* (EVTM) y cerca del Distrito Federal han generado sismos de magnitud entre 2.0 a 6.9 durante este siglo. Desde 1993 se cuenta con datos digitales, esto ha permitido la localización de más de 100 sismos locales con magnitud entre 2 y 4 y errores hypocentrales menores a los 2 km. La distribución espacial de la actividad sísmica dentro de la cuenca de México se localiza en la subcuenca de Apan, llanos de Zumpango, Sierra de las Cruces, volcán del Ajusco y Peñón de los Baños y la región de Juchitepec-Milpa Alta, así como en la zona de Texcoco; en este último lugar la sismicidad se confunde con explosiones en minas, ubicadas en las estribaciones de la Sierra de Tlalpón.

La localización de la actividad sísmica, fuera de la cuenca de México está restringida por la cobertura de las redes sísmicas permanentes (SISMEX, red sísmica del Servicio Sismológico Nacional, SSN; y la red sísmica alrededor del volcán Popocatepetl del Centro Nacional de Prevención de Desastres, CENAPRED); sin embargo, la detección oportuna de alguna de sus estaciones que se distribuyen alrededor de la cuenca, permite la movilización de estaciones temporales en la zona activa, lo que mejora la ubicación de los sismos principales debido a la localización más precisa de sus réplicas. Gracias a las redes temporales y al análisis de reportes históricos de temblores importantes para este siglo, se han reconocido hasta el momento doce zonas activas: 1) región de Sanfandila, Qro.; 2) región de Jacala-Landa de Matamoros; 3) Semigraben de Aljibes; 4) región de los Humeros; 5) región de Ixmiquilpan-Cardonal; 6) región de Actopan-Tepetepoc; 7) región de Tula-Tlaxcoapan-Ajacuba; 8) graben de Acambay; 9) subcuenca de Toluca; 10) región de Tlaxcala; 11) región de Zempoala; y 12) Volcán Popocatepetl-Atlixco.

Las primeras cuatro zonas mencionadas probablemente estén asociadas a la deformación de la provincia de valles y montañas, caracterizada por una extensión ortogonal a lo largo de fallas normales con dirección aproximadamente norte-sur. Esta afirmación está basada por la orientación de las réplicas y sus mecanismos focales de dos secuencias sísmicas analizadas en las regiones 1 y 3 (temblores de Sanfandila, Qro. del 18 y 23 enero de 1998 (Ml=4.1 y 3.7) y los temblores de Bellavista, Qro. del 3 y 5 junio de 1997 (Ml=4.2 y 4.3), respectivamente). Mientras que la actividad sísmica de las demás regiones, probablemente están

asociadas a la deformación del EVTVM, caracterizada, por una extensión ortogonal a lo largo de fallas normales con orientación aproximada este-oeste. Así, en las regiones 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 y 12 se ha podido confirmar esta orientación con base en las localizaciones de secuencias sísmicas registradas en cada una de estas zonas.

SDF-05

LA TOPOGRAFÍA Y CONSTITUCIÓN DEL MOHO BAJO LA CIUDAD DE MÉXICO: UN PROBLEMA AL ALCANCE DE LAS FUNCIONES DE RECEPTOR

V.M. Cruz-Atienza^{1,2}, J.F. Pacheco¹, N.M. Shapiro¹ y A. Iglesias-Mendoza^{1,2}

¹ Centro de Investigación Sísmica, A.C.

Carret. al Ajusco #203, Col. Heroes de Padierna, Tlalpan, México, D.F., 14200, México

² Instituto de Geofísica, UNAM

Ciudad Universitaria, Coyoacán, México, D.F., 04510, México

Los trabajos sismológicos dedicados al esclarecimiento de la estructura cortical en la parte central de México, no han podido establecer escenarios geológicos de alta resolución que describan la naturaleza del contacto entre la corteza profunda y el manto superior. Sin embargo, el contenido de información que poseen las funciones de receptor calculadas para diferentes acimuts en la estación de banda ancha CUIG perteneciente al SSN, localizada en Ciudad Universitaria (UNAM), permite formular hipótesis acerca de la morfología del Moho, y la constitución elástica tanto de la corteza como del manto superior.

Los apilados que se realizaron de las funciones observadas según su procedencia, permitieron mejorar la relación señal a ruido, además de establecer márgenes de error en las observaciones. Dichos márgenes se usaron para garantizar que los resultados finales respondan a la incertidumbre en los datos. Por otro lado, las inversiones se llevaron a cabo con dos algoritmos de optimización global cuya eficacia, en este tipo de problemas, ya ha sido mostrada en trabajos anteriores: Genetic Algorithms (GA) y Simulated Annealing (SA). Ambos métodos se emplearon de forma paralela e independiente para verificar la consistencia de los resultados.

La relación de Poisson para la corteza se determinó a partir de la diferencia en los tiempos de arribo de las fases P, Ps y PpPms dando un valor de 0.275. Los modelos finales arrojados para cada apilado muestran una gran semejanza en las velocidades y espesores de las cuatro capas que componen la corteza. Por el contrario, dichos modelos presentaron grandes variaciones en la profundidad del Moho, la velocidad del manto superior, y la relación de Poisson del mismo, parámetro que también fue invertido para esa región. Sólo estas diferencias pudieron reproducir la dependencia acimutal observada en las funciones de receptor.

Considerando el cono sólido iluminado por los eventos procedentes de distintos puntos geográficos, se asociaron las profundidades del Moho a sitios que caen dentro de un radio no mayor a 60 km entorno a la estación. Estas profundidades fluctúan entre 35 y 43 km. La relación de Poisson más alta (0.295) y la velocidad beta más baja (4.23 km/s) para el manto superior, aparecen por debajo del Volcán Popocatepetl, hechos que pueden relacionarse con la existencia de material parcialmente fundido por la actividad del mismo. La resolución unidimensional con que

cuentan las funciones de receptor permitieron confirmar la presencia de una capa superficial de muy baja velocidad ($\beta=1.55$ km/s) con 1.97 km de espesor correspondiente a las formaciones del eje neovolcánico.

SED-01

EL CALENTAMIENTO DE LA CORRIENTE DE CALIFORNIA Y LA RESPUESTA DE LA PRODUCTIVIDAD BIOLÓGICA DURANTE EL SIGLO XX: REGISTROS DE LOS SEDIMENTOS LAMINADOS DE LOS MÁRGENES DE BAJA CALIFORNIA

J.C. Herguera¹, B. Olivier-Salomé¹, M.A. Esparza-Alvarez², G. Bernal¹, C.B. Lange², A. Molina-Cruz³ y M.L. Machain del Castillo¹

¹ CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

E-mail: herguera@cicese.mx

² Scripps Institution of Oceanography, UCSD
La Jolla, California, USA

³ Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM

En estos momentos existe una gran discusión sobre el origen e implicaciones del calentamiento de las aguas superficiales y su respuesta en la producción biológica observadas para las últimas cuatro décadas (Lange et al., 1990; Roemmich and McGowan, 1995; Lavaniegos et al., 1998; McGowan et al., 1998). El mayor problema consiste en determinar si este calentamiento y la disminución observada en la biomasa de zooplankton son parte de la variabilidad oceanográfica característica del Pacífico Norte, de la que tenemos pocas realizaciones por la cortadad del registro instrumental, o si ambos fenómenos son la expresión de un cambio a un nuevo equilibrio climático. Nuestra contribución a este debate consiste en recuperar los registros de la variabilidad física y biogeoquímica preservada en los sedimentos de alta resolución en selectos lugares del Pacífico para periodos anteriores a este siglo y la Revolución Industrial que nos permitan reconocer y evaluar cual es la variabilidad (de baja frecuencia y/o largo periodo) característica de este periodo. Para ello y en una primera fase necesitamos calibrar nuestros registros reconstruidos con los instrumentales. Los registros que vamos a presentar proceden de los trabajos realizados sobre varios núcleos/testigos recogidos en la Cuenca de San Lázaro, situada en el margen occidental de Baja California Sur (25°N). Un margen transpesivo actual, en el que la fractura de Tosco-Abreojos favoreció la elevación relativa de un bloque con orientación NW SE, que delimita el borde occidental de la Cuenca, solo roto por un estrecho umbral en su parte mas meridional por el que se comunica con las aguas subsuperficiales subtropicales del Pacífico. Aguas caracterizadas por su bajo contenido en oxígeno lo que unido a los pulsos de materia orgánica que llegan al fondo de la cuenca después de las épocas de surgencia y florecimiento (bloom) del fitoplancton durante la primavera puede llegar a agotar todo el oxígeno disuelto propiciando la anoxia en el fondo de esta cuenca. Estas condiciones subóxicas a anóxicas inhiben la colonización del macrobentos lo que favorece la preservación de las láminas con información anual. La advección de las aguas frías de la Corriente de California junto con los procesos locales de surgencias costeras son los responsables de la alta producción y transferencia al fondo de la materia orgánica, así como de los caparzones opalinos y calcíticos que se acumulan en los sedimentos. Su acumulación en los sedimentos nos van a permitir reconstruir la variabilidad física y biológica que los generaron. Mostraremos la fidelidad de nuestros registros reconstruidos comparándolos con los instrumentales, para las últimas cuatro décadas, y lo que aprendamos de esta comparación

lo extenderemos hasta principios de este siglo para comprender como la variabilidad física de la Corriente de California controla la producción de fitoplancton y sus consecuencias para el zooplankton de esta región meridional de la Corriente.

SED-02

VARIABILIDAD DE LA COMUNIDAD DE DIATOMEAS EN LOS SEDIMENTOS DE LA CUENCA DE SAN LÁZARO, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO

Ma. Auxilio Esparza¹, Juan Carlos Herguera², Carina B. Lange¹ y Javier Helenes¹

¹ Depto. de Geología, CICESE

E-mail: mesparza@cicese.mx

² Depto. de Ecología, CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

³ Scripps Institution of Oceanography GRD and MLRG
0244, 9500 Gilman Drive, La Jolla, CA. 92093-0244.

El análisis de la componente biosilíceas de los sedimentos laminados (1910-1995) de un núcleo de la cuenca de San Lázaro, en la margen continental de Baja California Sur (25°10'N y 112°45'W) mostró que las diatomeas y los radiolarios son los grupos de microfósiles más abundantes.

Se analizaron las comunidades de diatomeas de manera cualitativa y cuantitativa. La señal que transfieren las diatomeas planctónicas en términos de abundancia absoluta y relativa, diversidad y dominancia de especies cálidas y de las que probablemente representen la Corriente de California se encuentran moduladas por la variabilidad característica del Océano Pacífico Nororiental en escalas de tiempo interanual a interdecadal, la cual esta asociada a patrones de circulación oceánica (eventos El Niño y la circulación del giro del Pacífico Norte).

Los grupos de especies cálidas y de las que probablemente representen la Corriente de California, se compararon con el registro instrumental de temperatura obtenido de la base de datos COADS desde 1946 a 1990 y con el Índice Oscilación Austral (IOA) desde 1910 a 1994. Los resultados muestran periodos de tiempo donde la temperatura media superficial del mar a 10 m de profundidad e IOA se corresponden con las abundancias y disminuciones del porcentaje de cada grupo. Esto debido a que la temperatura no es el único factor que controla la abundancia y diversidad de especies; también entran en juego la variabilidad en cuanto a disponibilidad de nutrientes, oxígeno y luz.

Al comparar la variabilidad de las acumulaciones de diatomeas y radiolarios de la cuenca de San Lázaro y de Santa Barbara se observó que: La variabilidad en la acumulación de diatomeas en los sedimentos laminados de la cuenca de San Lázaro a partir de 1950 es muy similar al de la cuenca de Santa Barbara. Las áreas de ambas cuencas son menos productivas a partir de los años setenta. Lo cual se asocia con el cambio en el régimen del Pacífico NE. En cuanto a la acumulación de radiolarios, ésta se comporta de manera general de forma inversa, en Santa Barbara (1910-1992) tiende a aumentar y en San Lázaro (1910-1995) tiende a disminuir hacia 1995.

Palabras claves: Diatomeas planctónicas, radiolarios, sedimentos laminados variabilidad interanual e interdecadal, patrones de circulación oceánicas.

SED-03

DISTRIBUCIÓN Y ESTRUCTURA DE LAS COMUNIDADES DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS RECIENTES DE BAHÍA CONCEPCIÓN, B.C.S.

Avila Serrano Guillermo E., Espinosa Villegas Claudia y
González Yajimovich Oscar
Facultad de Ciencias Marinas, UABC

Se identificaron 85 especies de foraminíferos bentónicos recientes, 34 géneros, y 2 especies de foraminíferos planctónicos de Bahía Concepción, B.C.S. Se determinó la estructura de las comunidades de foraminíferos bentónicos recientes mediante el uso de indicadores de diversidad: índice de Shanon-Wiener (H'), índice de Simpson (ds), índice de equitabilidad (J'), índice de dominancia (I) y diversidad máxima esperada (H'_{max}), encontrándose que la diversidad y equitabilidad mayores se presentan en las estaciones ubicadas cerca de la boca de la bahía. Las estaciones ubicadas en la parte oeste y central presentan los valores mayores de dominancia. La zona de la cabeza presentó valores de diversidad intermedia, equitabilidad alta y baja dominancia.

Para identificar las biofacies se realizó un análisis de agrupamiento (Cluster), utilizando el método de agrupamiento Unweighted Pair Group Average (UPGMA) y la medida de unión de Distancias Citadinas (Manhattan City Block), formadas por:

Biofacies I: Substrato lodoso, profundidad de 10 a 25 metros, especies de testa delgada, modo de vida infaunal y dominancia de unas pocas especies.

Biofacies II: Substrato lodoso y arenoso, profundidades de 15 a 35 metros, especies de testa delgada, modo de vida infaunal y epifaunal. Es una zona de transición, encontrándose especies de substrato lodoso (Biofacies I) y substrato arenoso (Biofacies III).

Biofacies III: Substrato arenoso, profundidades someras, especies de testa gruesa, modo de vida predominantemente epifaunales. Presencia de especies de testa aglutinada.

Biofacies IV: Presenta características únicas para toda la bahía. La forma una mezcla de substratos (lodo, arena volcánica), influencia de las aguas del Golfo de California, y el traslape de ambientes lagunares y marinos.

Los biotopos encontrados corresponden a un ambiente lagunar y de plataforma interna, con substrato lodoso (especies infaunales) y substrato arenoso (especies epifaunales), consistentes con el ambiente actual del área de estudio.

SED-04

MODELO DE SEDIMENTACIÓN RECIENTE EN BAHÍA CONCEPCIÓN, B.C.S.

González Yajimovich Oscar, Pérez Soto José Luis y Ledesma Vázquez Jorge
Facultad de Ciencias Marinas, UABC

Se determinó el patrón de dispersión de sedimentos modernos en Bahía Concepción mediante dos métodos y los resultados se contrastaron con su batimetría. La primera parte se llevó a cabo mediante el uso de minerales pesados como trazadores naturales.

La segunda mediante el análisis de tendencias de parámetros texturales. Para lo anterior se obtuvieron 80 muestras de fondo con draga y buceo autónomo y 52 en los cauces de los arroyos. Las muestras fueron procesadas por métodos convencionales y se encontraron las especies de minerales pesados, su comportamiento y fuentes. Se delimitaron las provincias mineralógicas de la bahía con el uso de análisis factorial de componentes principales y análisis discriminante. Con la finalidad de determinar las asociaciones mineralógicas se aplicó análisis de agrupación en modo R (variable a variable). Se identificaron 7 especies de minerales pesados, en su mayoría clinopiroxenos y con estas se delimitaron 4 provincias.

Se obtuvieron también 18 perfiles con ecosonda y estos fueron digitalizados para obtener un plano batimétrico detallado. Se encontró una profundidad máxima de 38 m en la margen Oeste cerca de la cabeza y se pudo apreciar en los perfiles que la profundidad es más abrupta hacia la costa Oeste en la mitad sur de la bahía y esta tendencia se invierte en la mitad norte, sugiriendo el acomodo de dos patrones de fallamiento diferentes. La bahía ocupa una estructura de medio graben dividido que se abre al golfo hacia el noroeste. Bahía Concepción es uno de los mejores ejemplos de cuenca extensional en el área, y de zona de acomodo relacionada con la extensión de la región del Golfo de California en el Mioceno Tardío. Proceso que afectó a toda su región costera. Paralelo al eje mayor de la bahía, la zona de falla maestra en Bahía Concepción no supera el Mioceno en edad. La presencia de abanicos activos en la parte este de la bahía nos indica la actividad presente sobre la falla Concepción.

El patrón de dispersión de los sedimentos, nos indicó dos fuentes principales, la primera localizada entre las playas Santispac y El Coyote sobre la margen occidental que se comporta como una cuenca hambrienta propiciando la generación de carbonatos; y la segunda adyacente a la desembocadura de la cuenca Cadeje constituida por sedimentos terrígenos. Asimismo se puede apreciar que en la boca, los sedimentos se exportan cercanos a las márgenes e ingresan por el centro.

SED-05

ZONIFICACIÓN DE PLAYA EN MAJAHUAS; UN ESTUDIO GEOLÓGICO Y FÍSICO

David Ayala Estevez
Maestría en Educación Ambiental, Centro Universitario de Ciencias Biológicas y Agropecuarias, División de Ciencias Biológicas y Ambientales

La playa de Majahuas, Hábitat de anidación de tortugas golfinas *Lepidochelys olivacea* en el estado de Jalisco, es parte importante del Playón de Mismaloya, ya que alberga un número considerable de individuos de esta población. La zonificación en esta playa permitirá el corroborar o refutar la teoría de la impronta pneumotécnica para esta población, en base a los registros de las apariciones, reanidaciones y reemigraciones de las hembras reproductoras, así como conocer la zona de influencia y de no influencia, relacionando esto con los rasgos geológicos de el lugar. Un conocimiento de las características geológicas y físicas de la playa en cuestión nos permitirá aportar "un grano de arena" al no vasto cúmulo de conocimientos que existe en lo que a parámetros geológicos y físicos respecta, en playas de anidación. El sistema de barra en la zona costera, enmarcado por sistemas ripiarios o estuarinos, es analizado en relación a su posible influencia positiva

al microclima específico del que depende el nido de tortuga marina para su exitosa incubación. Este trabajo contempla el análisis de parámetros como: granulometría, inclinación, composición mineralógica y magnetismo entre otros. Un levantamiento topográfico en campo nos permite hacer una descripción detallada de los perfiles de playa. El microscopio electrónico demuestra ser una eficaz herramienta para la descripción de la angulosidad y redondez de la arena, así como de su composición mineralógica. En base a estas imágenes inferimos en la humedad y evaporación que caracteriza a esta unidad geológica, relacionándolo directamente con el intercambio osmótico que lleva a cabo el cascarón del futuro neonato.

SED-06

GEOQUÍMICA DE PARTICIÓN Y ASPECTOS FOSFOGENICOS DE LOS SEDIMENTOS SOBRE LA PLATAFORMA CONTINENTAL OCCIDENTAL DE LA BAJA CALIFORNIA

L.W. Daesslé, J.D. Carriquiry, S.E. Ramos y R. Navarro
Instituto de Investigaciones Oceanológicas, UABC

Se estudió la geoquímica de partición de una serie de sedimentos superficiales dragados en Bahía Vizcaino, B.C. y la margen continental de B.C.S. (Punta Abreojos a Cabo San Lázaro). Los metales estudiados ocurren principalmente en la fracción litogénica del sedimento, con proporciones variables en la fracción reactiva (i.e., fases adsorbidas y asociadas a los carbonatos de calcio, oxihidróxidos de Fe y Mn y materia orgánica). La distribución espacial de Cu, Ni, Cd, Cr y, en menor medida de Zn, esta controlada principalmente por la distribución de la materia orgánica. En Bahía Vizcaino, se localizan altas concentraciones de estos metales en una zona situada bajo la influencia de intensas surgencias, siendo el Cd y el Cu los mejores indicadores geoquímicos de la ruta de transporte intermitente de las aguas de surgencia hacia el interior de la bahía. La distribución espacial de Al y Mn y su asociación con la fracción residual, indican un aporte primordialmente terrígeno, estando el Mn preferentemente enriquecido en los sedimentos cercanos a la costa NE de la bahía, y el Al en zonas aledañas a la Isla de Cedros. Las elevadas concentraciones de fósforo (22% de P₂O₅) en aguas someras (<100 m) al oriente de Bahía Vizcaino y de 12% P₂O₅ frente a San Juanico, se asocian a la presencia de partículas autígenicas de carbonato fluorapatita (francolita). La señal geoquímica del componente fosfórico en los sedimentos es de gran valor en el entendimiento de las condiciones paleoceanográficas bajo las cuales se dió la fosfogénesis, tales como flujos geoquímicos marinos y circulación de masas de agua. La geoquímica de la fracción fosfórica de los sedimentos submarinos en el área de estudio es comparada con aquella de los diversos yacimientos de fosforitas y arenas fosfáticas en la península de Baja California, discutiéndose las posibles condiciones paleoceanográficas que intervinieron durante los principales periodos de fosfogénesis a lo largo de la península.

SED-07

COMPARACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE CD ENTRE EL TEJIDO BLANDO Y LA CONCHA DE MYTILUS CALIFORNIANUS EN UNA ZONA DE SURGENCIAS

Luis Enrique Rivero y Ma. Lucila Lares
División de Oceanología, CICESE

Se comparó la variabilidad a corto plazo (diaria) de la concentración de cadmio (Cd) en el tejido blando con la de la capa aragonítica de la concha de *Mytilus californianus* en un periodo de 26 días en una zona de surgencias. El tejido blando presentó incrementos y decrementos significativos en la concentración de Cd de un día a otro. Se desarrolló un método para separar una sección de la capa aragonítica que representara al material recientemente depositado (CaCO₃ y metales). Esta zona aislada presentó una menor variabilidad entre días, en 25 de los 26 días no se encontraron diferencias significativas. La concentración de Cd se mantuvo constante excepto un día (31 julio), en el cual existió un incremento significativo en la concentración de Cd en comparación con el resto de los días. Los organismos de este día se caracterizaron por tener un índice de condición alto (buen estado fisiológico), la proporción ancho:alto más baja (razón de crecimiento más rápida), las conchas menos erosionadas además de ser los organismos más jóvenes de acuerdo al método del grosor de la concha (Griffin *et al.*, 1980). En base a los análisis estadísticos realizados (Correlaciones de Pearson y Análisis de Componentes Principales) se cree que las conchas de los mejillones del 31 de julio presentaron concentraciones elevadas de Cd debido a un efecto de edad (metabolismo) aunado a que se encontraban en condiciones ambientales más favorables. El tejido blando fue más sensible que la capa aragonítica a los cambios en la concentración de Cd en el agua de mar lo cual lo hace una buena alternativa como indicador a corto plazo (días), la capa aragonítica posiblemente sea un mejor indicador ambiental a un plazo de tiempo más largo (meses). En este estudio se encontró que la longitud de la concha no es el mejor indicador de la edad relativa del organismo. Las medidas de la concha como el ancho, peso, erosión y las proporciones alométricas peso:longitud y ancho:alto se asociaron en mayor grado con la edad del organismo. Se recomienda utilizar mejillones cultivados de una misma cohorte y transplantarlos a la zona que se quiera monitorear, disminuyendo de esta manera la variabilidad en las concentraciones de Cd debido a diferencias de edad y condiciones ambientales distintas.

Palabras clave: Cd en mejillones; Concha; *M. californianus*.

**AVANCE (1998-1999) DE LOS PROYECTOS ECOS
M95-U01 (EN CONCLUSIÓN) Y SIMORELOS
970306003 (EN DESARROLLO): CONTROL
TECTÓNICO Y CLIMÁTICO DEL MEDIO:
EJEMPLO DEL LAGO DE CHAPALA, MÉXICO
OCCIDENTAL**

Ramírez-Sánchez H.U., Zárate-Del Valle P.F.¹, Parron C.,
Solana-Espinosa G., Israde I., De Anda J., Fernex F. y
Michaud F.

¹ CUCEI, Universidad de Guadalajara
A.P. 4-021, Guadalajara, Jal., 44410, México
E-mail: pzarate@ccip.udg.mx

En 27 núcleos (prom. 1.5m), tipo *benthos*, obtenidos de los sedimentos someros del Lago Chapala (80kmx27km) se han determinado los siguientes parámetros magnéticos: susceptibilidad magnética e imantaciones remanentes inducida (ARI) y antihistéresis (ARA), lo que nos permite deducir que en los últimos 600 años han ocurrido irregularidades en la sedimentación y que la fracción magnética del sedimento tiene tres orígenes: volcánico, detrítico y por actividad bacteriana.

En el sedimento de cuatro núcleos se determinó por Difracción de Rayos X, la mineralogía siguiente: feldespatos (25.87%: andesina y ortoclasa), arcillas (38.5%: halloysita y hectorita), cuarzo (20.9%), carbonatos (2.99%: calcita y dolomita), óxido de hierro (6.5%), óxido de titanio (1.05%) y escasa fluorapatita. Por química analítica se han determinado los contenidos de: humedad (85-77.75%), materia orgánica (20-17%: base seca), COT (3.27%) y de fósforo (857.7 mg·kg⁻¹, base seca). En dos núcleos se aplicaron las técnicas siguientes:

1) Granulometría laser obteniéndose la siguiente distribución preliminar: <4µm: 50%; 4-63µm: 45% y >63µm: 5%;

2) ICP con el resultado siguiente:

OXIDOS MAYORES (%)												
SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	H ₂ O	TOTAL	
50.50	6.77	19.04	0.09	1.80	2.29	0.80	0.91	0.20	11.60	5.38	99.93%	
ELEMENTOS-TRAZA (ppm)												
Rb	Sr	Ba	Co	Cu	Cr	Ni	V	Zn	Zr	Y	Nb	
66	194	403	17	16	58	32	103	96	229	37	15	

3) Via Microscopía Electrónica de Barrido (BSE y SE) y Espectroscopia Dispersiva de Rayos X se ha identificado la presencia de diatomeas (>1.5m), polen, así como evidencias de la argilización de feldespatos.

Por microscopía óptica se evidenció la presencia de fitolitos en los sedimentos, estando en desarrollo su separación, extracción, clasificación y conteo.

SGEOD-01

INTERSEISMIC UPLIFT IN THE GUERRERO SEISMIC GAP, MEXICO, FROM LEVELING OBSERVATIONS

V. Kostoglodov, R. Valenzuela W., A. Gorbato, J. Mimiaga,
S.I. Franco, J.A. Alvarado and R. Peláez
Instituto de Geofísica, UNAM
México, D.F., 04510, México

A study of the vertical surface deformation (uplift) along profiles perpendicular to the coast provides important data for understanding the long-term interseismic process of elastic strain accumulation. Four leveling lines were installed in the states of Guerrero and Michoacán to measure interseismic uplift at the "Guerrero seismic gap". These profiles are 10-15 km long and have the following locations: (i) south of Acapulco, (ii) in the middle of the seismic gap (Atoyac), (iii) in the northern part of the gap (Barra de Potosí), and (iv) near Playa Azul (the central part of the rupture zone of the 1981 and 1985 Michoacán earthquakes). Up to date, several, subsequent, one-year period, high-accuracy leveling surveys have been carried out on these profiles. The vertical uplift rate across the Guerrero coastal region was determined through the changes in repeated leveling surveys. The relative rate of coastal uplift is 7-10 mm/yr measured on baselines ~15 km-long at the!

Barra de Potosí, Atoyac and Acapulco profiles. An important finding shows that the tilt on the Atoyac line is opposite (tilting off land) to the one observed on the other lines (inland tilt). These results are compared with the uplift rate distribution calculated from elastic dislocation models for different subduction, thrust fault angles and various widths and locations of the locked zone. A model with a thrust fault angle of 12° and a completely locked zone of ~40-45 km width starting at ~55 km from the trench axis gives a good fit to the data in the Acapulco and Barra de Potosí lines. Nevertheless, the observed uplift rate on the Atoyac profile is in contradiction with a reasonable location of the "interseismically coupled" zone. The latter observation could be explained by the occurrence of mostly aseismic slip in the gap or even by an unusual, extremely slow rupture. The GPS data collected in 1996 and 1998 in Guerrero should provide a more definitive conclusion to these hypotheses.

SGEOD-02

POSTSEISMIC MOTION FOLLOWING THE 9 OCTOBER 1995 GREAT JALISCO EARTHQUAKE: WHAT MODELING FOUR YEARS OF GPS OBSERVATIONS CAN TELL US ABOUT FAULT SLIP ALONG A SUBDUCTION INTERFACE

Hutton Wallis¹, DeMets Chuck¹, Sánchez Osvaldo², Stock
Joann³ and Suárez Gerardo³
¹ Universidad de Wisconsin
² UNAM
³ CalTech

On 9 October 1995, a magnitude 8 earthquake ruptured the Rivera-North American subduction interface just offshore of the state of Jalisco. This earthquake, combined with a pre-existing GPS network, and four years of observations, have provided a unique

and unparalleled opportunity to analyze the behavior of a subduction interface during the individual phases (coseismic, postseismic, and early interseismic) of a seismic cycle.

We have inverted four years of observed surface displacements in order to map both the distribution and magnitude of slip occurring on the subduction interface. Each epoch represents a snapshot of fault slip evolution. Our model results show coseismic fault slip of up to five meters occurring in two main rupture patches which we interpret as a smeared view of the main rupture and its northward migration. Models of subsequent postseismic epochs suggest that the slip decreases in both areal extent and magnitude while the locus of slip shifts slightly downdip in relation to the coseismic rupture. The downdip extent of slip is limited by the maximum depth of the seismogenic zone. We do not observe modeled slip deeper than perhaps 40 km and interpret this depth as the downdip limit of interplate coupling. Models of the first two postseismic epochs show a decrease in magnitude of fault slip, while those of the third year also show a reduction in areal extent of the slip. Our inversion results are well supported by an analysis of the decay rate for the horizontal components of displacement. These data are well fit by a logarithmic trend suggesting that the mechanism is continued slip along the subduction interface and not viscoelastic relaxation of the asthenosphere.

In 1998 we began to observe a subtle shift in the horizontal displacement direction, thus signalling a return to interseismic conditions. That is, the southwesterly directed coseismic motion of the coastal sites began shifting to the northeasterly interseismic direction. Sites further inboard and thus reflecting fault motion further downdip continued to move in the coseismic direction until 1999. This gradual change in direction, beginning with coastal sites and progressing inboard suggests that the subduction zone is now in the process of locking and that the plate boundary is returning to a state of strain accumulation. We suggest that the locking has begun in the upper portions of the fault interface and is gradually migrating downdip.

SGEOD-03

A POSSIBLE STRESS INTERACTION BETWEEN LARGE THRUST AND NORMAL FAULTING EARTHQUAKES IN THE MEXICAN SUBDUCTION ZONE

Takeshi Mikumo, Shri Krishna Singh and Miguel A. Santoyo
Instituto de Geofísica, UNAM

A large, nearly-vertical, normal faulting earthquake (Mw=7.1) took place in 1997 in the subducting Cocos plate just beneath the ruptured fault zone of the 1985 Michoacán, Mexico, earthquake (Mw=8.1). We investigate if there is any possible stress interaction between the two large events, through a 3D analysis of coseismic stress change due to the first event, together with some qualitative considerations on its postseismic change, and from the dynamic rupture process of the second event. The calculated maximum coseismic increase in the vertical shear stress and in the Coulomb failure stress in the subducting plate at depths below 30 km beneath the high stress-drop zones of the 1985 earthquake was found to be of the order of 0.4-0.8 MPa. The 1997 earthquake took place in this zone of maximum stress increase. The dynamic rupture pattern of the 1997 event appears consistent with the pattern of stress increase due to the 1985 event. Possible postseismic stress changes due to

the subduction process or to the loading of the overriding continental lithosphere, and from aseismic slip if it actually existed, would all enhance the coseismic stress change and hence the chance of occurrence of a normal faulting earthquake in the subducting plate. All the above evidence suggests that the 1997 nearly-vertical, normal faulting earthquake occurred under stress transfer from the 1985 large thrust event to the interior of the subducting Cocos plate.

SGEOD-04

MINI-RED DE MEDIDORES DE DEFORMACIÓN SUPERFICIALES EN LA ZONA SUR DE LA FALLA IMPERIAL (BAJA CALIFORNIA, MEXICO) PARTE II

Guillermo Díaz De Cossío Batani¹, Ewa Glowacka¹, Víctor Wong¹, Francisco Farfan¹ y Macario González².

¹ Depto. de Sismología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

² Depto. de Geología y Geofísica, Residencia de Cerro Prieto, CFE

Con el objetivo de establecer cualitativamente algunos de los procesos de deformación en la zona del Valle de Mexicali, se han continuado con las mediciones con la mini-red de medidores de deformación en el área. Además, durante el año de 1999 se instalaron dos hidrófonos dentro del Campo Geotérmico de Cerro Prieto en los pozos fríos PZ2 y PZ12, con la meta de mejorar la precisión de la localización de los eventos sísmicos locales.

En este trabajo se muestran dos años de mediciones de extensión vertical y horizontal en la Falla Imperial y cambios de inclinación. En este periodo se observó un sismo de magnitud $M_d = 5.1$ con mecanismo focal normal el 12 de junio 1999 el cual se registró en los aparatos de la red.

Las deformaciones inducidas por este evento tienen amplitud pequeña comparado con algunos eventos de creep registrados anteriormente. La dirección de deformación es similar a la tendencia observada desde 1998.

SGEOD-05

PRELIMINARY RESULTS OF THE INTERSEISMIC SURFACE DEFORMATION IN THE GUERRERO GAP, USING GPS

O. Sanchez¹, K. Larson², V. Kostoglodov³, R. Bilham³ and G. Suarez¹

¹ Instituto de Geofísica, UNAM

² Department of Aerospace Engineering Sciences, University of Colorado

³ Department of Geological Sciences, University of Colorado.

In 1992 we established a network of 21 GPS sites in the Guerrero Gap region. We subsequently remeasured some of the sites in 1996. In 1998 eleven sites were added along the coast and also perpendicular to the coast from Acapulco to Chilpancingo. We are in the process of analyzing all of the Guerrero GPS data in a consistent reference frame. We processed these data with the JPL software, GIPSY/OASIS.

At this time we have preliminary results from six stations along the coast, Acapulco, four to the northwest and one to the southeast of Acapulco. The northwest sites all show significant motion with respect to Acapulco, in the direction of relative plate motion between the North American and Cocos plates. The magnitude of the motion increases with distance from Acapulco. To the south, we see motion in the opposite direction, suggesting that there is a change in how the crust is responding to strain accumulation.

With these few sites, it would be much too speculative to say something more without doing some modeling, however these results are consistent with other results obtained from a study done in the region using leveling data and which will be presented in this same session by Kostoglodov.

SISL-01

INFERENCIAS ACERCA DE LA ESTRUCTURA SISMICA DE LA CORDILLERA PENINSULAR EN LA REGION FRONTERIZA DE AMBAS CALIFORNIAS BASADO EN DETERMINACIONES LOCALES DE HIPOCENTROS

J. Frez C.¹, J. González G.¹, J. Acosta Ch.¹, A. Nava P.¹ y M. Álvarez²

¹ Depto. de Sismología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

Km 107, Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

² Centro de Instrumentación IRIS/PASSCAL, Socorro, Nuevo México, EUA

La base de datos locales reunida en 1997 y 1998 ha servido para producir determinaciones hipocentrales muy precisas en el Sistema San Miguel y en un foco sísmico ubicado en la frontera entre ambas Californias. A los sismogramas locales, hemos agregado los regionales de la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM) y de la Seismological Network of Southern California (SNSC). Los sismogramas de sismos de relativa alta magnitud (hipocentros y mecanismos focales determinados) se despliegan en transectos alrededor de la Falla Elsinore, de la Falla San Miguel y otros cercanos para su comparación; el estudio se refiere a arribos de la onda P.

Los perfiles hacia el NE muestran que el modelo Nava-Brune (1982) de velocidad de onda P es adecuado a lo largo de falla Elsinore y del alto topográfico de la Sierra Peninsular que se le asocia, pero indica la necesidad de ajustes locales a la estructura más superficial. El ajuste de dicha estructura para la Sierra Peninsular da un nuevo modelo SIERRA97 que ha sido utilizado para la determinación de hipocentros y mecanismos focales de sismos locales. Los primeros 15-20 km de profundidad del modelo SIERRA97 son compatibles con la información sísmica. Pequeñas desviaciones del transecto NE resultan en fuertes cambios en los tiempos de arribo que indican grosores de corteza menores y más de acuerdo con estructuras comúnmente asociadas a la Sierra Peninsular en el Sur de California.

Los sismogramas a lo largo de la Falla San Miguel contienen codas de alta frecuencia y de amplitud grande con respecto a aquellos que, por ejemplo, cruzan el valle Ojos Negros.

Finalmente, se ha estudiado la ocurrencia de fases secundarias de la onda P en algunos transectos dentro del Valle Ojos Negros y se presentan los resultados de correlacionar la presencia de estas fases en pares hipocentro-estación con el entorno geológico.

SISL-02

SISMOTECTÓNICA DE ACAPULCO, GUERRERO

J.F. Pacheco, S.K. Singh y C. Gutiérrez
Instituto de Geofísica, UNAM
CENAPRED

Para evaluar correctamente el potencial sísmico en la zona de Acapulco, Guerrero, se requiere de una estimación del ancho de la zona de acoplamiento sísmico. En este trabajo se realiza una estimación de este ancho, por medio de una relocalización de los

sismos ocurridos en un entorno de Acapulco. Estos sismos han sido registrados por modernos instrumentos de banda ancha, tanto registros de velocidad de la red de estaciones de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional como por la red acelerográfica de Guerrero con instrumentos de 19 bits. Estos registros de alta calidad permiten una lectura correcta de la llegada de las ondas SH y una estimación del acimut de arribo de las ondas P. Lecturas de P, SH y acimut permiten obtener una precisa localización los eventos. Los mismos registros son utilizados para determinar el mecanismo focal de estos eventos con algoritmos de inversión del tensor de momento sísmico para datos locales y regionales.

Se determinaron 3 zonas claramente definidas en el corte transversal. La primera zona corresponde a la zona de mecanismos inversos de bajo ángulo que ocurren a lo largo de la zona de acoplamiento. Estos sismos son superficiales y no sobrepasan 25 km de profundidad. Esta zona es seguida por una región de sismos localizados en la placa subducida que presentan mecanismos inversos de alto ángulo, cuyos hipocentros se encuentran entre 30 y 40 km de profundidad. La tercera zona se encuentra tierra adentro, con sismos localizados entre 35 y 45 km de profundidad, los cuales presentan mecanismos normales. Aquí se toma la transición entre los eventos inversos de bajo ángulo y aquellos de alto ángulo como el límite de la zona acoplada, ya que los mecanismos de alto ángulo son el producto de los esfuerzos provocados por el desdoblamiento de la placa subducida. El ancho obtenido de esta manera concuerda con recientes estimaciones de Ortiz *et al.* (1999) obtenidas de la inversión de ondas de tsunami para los sismos de 1962 ocurridos en Acapulco.

SISL-03

UNA MEDIDA DE LA INFORMACIÓN EN LA SISMICIDAD

F. Alejandro Nava

Depto. de Sismología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

El concepto de autoinformación, basado en la probabilidad de un evento, se utiliza para definir una medida cuantitativa de la información relativa de la sismicidad. Dos aplicaciones de esta medida son:

- Para regiones que no presentan una clara distribución geográfica de la sismicidad, identificar áreas o rasgos donde la sismicidad observada difiere significativamente de una distribución aleatoria uniforme (donde la hipótesis nula de distribución uniforme puede ser rechazada), dando así información sísmológica y cuantificándola.
- Para regiones que tienen una distribución de sismicidad claramente no uniforme, identificar áreas donde la aparición de nueva sismicidad pueda indicar un cambio significativo en el patrón actual (rechazando así la hipótesis nula de continuación de la distribución actual), áreas que requieren una particular atención durante el monitoreo sísmológico.

La información relativa ayuda a encontrar límites para el tamaño mínimo de celda que permite un análisis razonable de la sismicidad para un número dado de sismos observados en una región.

Para una región dada, el análisis de la sismicidad mediante la información relativa puede enfocarse a manera de explorar ventanas (o extensiones) particulares de profundidad, magnitud, u otros parámetros relevantes, así como el desarrollo de éstos en el tiempo. Los conceptos y aplicaciones son ilustrados mediante el análisis de catálogos observados y sintéticos.

SISL-04

CÁLCULO RÁPIDO DE MAGNITUDES LOCALES PARA ESTUDIOS DE MICROSISMICIDAD

F.A. Nava, R. García-Arthur, J. Frez, J. Acosta, J. Carlos y J. González

Depto. de Sismología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

Richter (1958) define la magnitud local M como:

$$M = \log A^* - \log A_0$$

donde A^* es la máxima amplitud del sismograma registrado por un sismógrafo Wood-Anderson estándar (WA) y $-\log A_0$ es una corrección que depende solamente de la distancia epicentral y está tabulada. Para estudios de microsismicidad local, que a menudo no incluyen instrumentos WA, aplicar esta definición requiere determinar A a partir de los registros de instrumentos de otros tipos. Para registros digitales, esta determinación es posible pero muy laboriosa (requiere deconvolucionar la respuesta del instrumento utilizado y convolucionar con la respuesta del WA); para registros analógicos la determinación se complica (se requiere digitalizar la señal) o es imposible. Sin embargo, es posible determinar la magnitud local mediante un ataque simplista, considerando que se puede calcular la magnitud de un sismo con amplitud A^* y corrección $-\log A_0^*$, utilizando como referencia un sismo con magnitud M_R , amplitud A_R^* y corrección $-\log A_0^R$, $\pm \infty$ como:

$$M = M_R - \log A_0^R + \log A_0 + \log \frac{A^*}{A_R^*}$$

Si consideramos que, para algún otro instrumento de período corto y respuesta lineal, si la amplitud leída para el sismo de referencia es A_R y A es la amplitud para el sismo cuya magnitud se desea evaluar, y ambas han sido medidas más o menos sobre el

mismo intervalo de frecuencias, entonces: $\frac{A^*}{A_R^*} \approx \frac{A}{A_R}$ y la magnitud M se evalúa a partir de esta última razón de amplitudes.

Para el caso (muy común) en que el instrumento responda en forma aproximadamente proporcional a la velocidad y no al desplazamiento, es necesario llevar a cabo una integración numérica previa (proceso muy sencillo) de la parte apropiada de los sismogramas.

Se muestra la aplicación del método a un estudio de microsismicidad local en las Sierras Peninsulares de Baja California y se comparan los resultados con los obtenidos a partir de sismogramas WA equivalentes.

SISL-05

ESTUDIOS DE SISMICIDAD LOCAL EN LA SIERRA PENINSULAR Y LA COSTA DEL NORTE DE BAJA CALIFORNIA

J. Frez C.¹, J. González G.¹, J. Acosta Ch.¹, A. Nava P.¹, M. Álvarez², G. Arellano¹, J. Carlos V.¹ y R. García A.¹

¹ Depto. de Sismología, CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

² Centro de Instrumentación IRIS/PASSCAL
Socorro, Nuevo México, EUA

Durante 1997, 1998 y 1999, se ha estudiado la microsismicidad del norte de Baja California (Valle Ojos Negros, Falla San Miguel, parte de la Falla Sierra Juárez y parte de la costa cerca de Ensenada) con redes locales compuestas por sismógrafos portátiles Refleks (con distancias entre estaciones del orden de 10 km). Esta presentación pone al día el trabajo de análisis de datos y de interpretación con respecto al ya informado en previas Reuniones Anuales de la UGM.

Computacionalmente, la base de datos resultante (del orden de 25 Gb) se ha colocado en discos de acceso directo, lo que facilita su utilización para un análisis preliminar y el detallado. Los sismogramas de aquellos sismos cuyo mecanismo focal han sido estudiados (del orden de 200) fueron impresos para un análisis ya iniciado.

Se tiene en total más de 600 hipocentros y 100 mecanismos focales bien determinados en la Sierra Peninsular y para sismos con magnitudes locales entre 0.3 y 3.5. La campaña que monitorea la sismicidad del NE del Sistema San Miguel (falla Vallecitos) y la costa se realizó en septiembre/octubre de 1999 y sólo se presenta aquí una evaluación del tamaño de la base de datos correspondiente.

En la parte central del Sistema San Miguel, la sismicidad se localiza principalmente alrededor de la Falla San Miguel y dentro del valle Ojos Negros, con profundidades predominantes entre los 12 y 18 km; sismos a profundidades de 3 a 7 km aparecen entre los segmentos mapeados de las fallas y hacia los límites del valle Ojos Negros. No encontramos eventos que se puedan asociar a la falla Tres Hermanas y la falla Ojos Negros tiene una sismicidad muy reducida. Gran parte de la actividad sísmica se aglomera en cúmulos hipocentrales. Los mecanismos focales más frecuentes son de rumbo con una componente normal menor y, en segundo lugar, predominantemente normales. En la falla Sierra Juárez aparecen, además, mecanismos focales con un plano nodal casi vertical y el otro casi horizontal.

SISL-06

ESTUDIO DE SISMICIDAD EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

Cecilio J. Rebollar, Arturo Pérez-Vertti, Antonio Mendoza y Luis M. Reyes

Depto. de Sismología, División de Ciencias de la Tierra
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

Hemos instalado estaciones de banda ancha, permanentes y portátiles en los márgenes del Golfo de Californianos, lo cual nos

ha permitido estudiar con detalle un sismo de magnitud 5.5 que ocurrió en la cuenca Delfin. Este sismo ocurrió el 26 de noviembre de 1997, y fue localizado en la falla transformada de la cuenca Delfin. Su localización es 29.754° latitud norte y 113.708° longitud oeste. Se calcularon parámetros de fuente usando ondas superficiales Lg. Los parámetros son: Momento sísmico de 1.28×10^{17} Nm una caída de esfuerzos de 0.22 Mpa, un área de ruptura 6.3 km y una duración de ruptura de tres segundos. Este sismo inició su ruptura como una falla inversa vertical y terminó liberando toda su energía como una falla de rumbo lateral derecha. El rumbo elegido del plano de ruptura concuerda con el rumbo de la falla transformada que conecta las cuencas Delfin y Delfin de arriba. El inicio de la ruptura se interpretó como una intrusión de magma, la cual inició la ruptura, liberando la mayor cantidad de energía en el deslizamiento en la falla transformada.

Asimismo, también registramos un enjambre de la cuenca Delfin. Veinte microsismos fueron detectados en las estaciones de Puerto Libertad, Puerto Peñasco y Bahía de Los Angeles. Esta actividad también fue registrada por la estación por la estación del observatorio de San Pedro Mártir.

SISL-07

ALGUNAS CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD EN EL NORTE DEL BLOQUE DE JALISCO

Núñez-Cornú F.¹, Rutz, M.¹, Espíndola V.H.¹, Suárez-Plascencia C.¹, Nava F.A.² y Reyes-Dávila G.³

¹ SisVoc, Universidad de Guadalajara

² Depto. de Sismología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

³ RESCO, Universidad de Colima

El proyecto BLOJAL se llevó a cabo por la Universidad de Guadalajara y el CICESE con el objeto de estudiar las características de la sismicidad en la parte norte del Bloque de Jalisco. Se operó durante diferentes periodos de tiempo entre 1996 y 1998 un arreglo de estaciones sismológicas portátiles digitales de tres componentes tipo MARS88 con sensor de 1 Hz en la región. En este trabajo se hace una revisión de las principales características observadas en las diferentes zonas sismogénicas identificadas para esta región en particular la zona de Bahía de Banderas las que sugieren la existencia de varias estructuras activas que cruzan en diferentes direcciones la Bahía. A partir del registro de sismos de tipo volcánico en la estación ubicada en Punta de Mita fue que se localizó la actividad hidrotermal submarina de la Fisura de las Coronas. Diferentes tipos de sismos volcánicos se han registrado en el complejo volcánico Ceboruco-San Pedro-Tetepiltic-San Pedro, cabe destacar algunos enjambres de alta frecuencia registrados en el Ceboruco. Si bien no está claramente definido cuál es el Borde Norte del Bloque, datos de sismica pasiva sugieren una fuerte variación en la estructura de la corteza continental al norte de los 20.5° de Latitud Norte.

SISL-08

SISMICIDAD EN LA REGIÓN DEL ESTADO DE COLIMA: PERIODO 01/11/98 AL 30/10/99

Carlos A. Ramírez Vázquez, Gabriel A. Reyes Dávila, Justo Orozco Rojas y Armando Téllez Alatorre
RESCO, CICBAS, Universidad de Colima

La actividad sísmica en la región del Estado de Colima, porción sur-este del Bloque de Jalisco, es monitoreada por la Red Sismológica Telemétrica del Estado de Colima. Durante el último año la sismicidad de carácter tectónico de la región, como en años previos, se ha localizado principalmente en la porción oeste del estado y a lo largo de la costa. En la región comprendida entre los ríos Armería y Coahuayana se ha registrado un ligero incremento de la sismicidad mientras que en la parte más sur-oriental de la región se han registrado secuencias sísmicas interesantes.

La actividad sísmica de carácter volcánico ha sido intensa y variada en el periodo que se reporta, destacándose la actividad previa a la efusión de lava en bloques y la de carácter explosivo a partir de febrero del año en curso.

Se presenta en este trabajo una descripción detallada de la actividad arriba mencionada.

SISL-09

CATÁLOGO SISMOLÓGICO DEL LABORATORIO DE GEOFÍSICA DE LA UNIVERSIDAD DE LOS ANDES EN LÍNEA

Maria T. Morandi S. y José G. Silva T.
Laboratorio de Geofísica, Facultad de Ciencias, Universidad de Los Andes, Mérida, Venezuela

Actualmente cada vez mas observatorios sismológicos están colocando sus bases de datos sismológicos en Internet ofreciendo un servicio de gran utilidad para científicos relacionados al área, equipos de trabajo multidisciplinarios, estudiantes y público interesado. Siguiendo esta tendencia y haciendo uso de la tecnología disponible, el Laboratorio de Geofísica de la Universidad de Los Andes (LGULA) diseñó e implementó un catálogo con los sismos registrados por las redes sismológicas en el occidente venezolano que puede ser consultado en línea como un servicio de generación de páginas activas a través del WEB. El manejo del catálogo sismológico del occidente venezolano se realiza mediante un sistema que permite la consulta del catálogo sismológico aplicando diversos filtros sobre ventanas de tiempo, coordenadas epicentrales, profundidad y magnitud. La información ofrecida incluye los sismogramas del evento, la representación cartográfica de uno o varios eventos, localización hipocentral, magnitud y parámetros útiles de las fases P y S.

Para este fin se utiliza la herramienta Alejandra, sistema teleinformático desarrollado por la empresa teleinformática de la Universidad de Los Andes, HACER. Paralelamente, en el LGULA se están desarrollando otros proyectos que aportarán insumos y complementarán el proyecto del Catálogo Sismológico en línea.

El Catálogo Sismológico del occidente venezolano se puede consultar a través del sitio web del LGULA (<http://lgula.ciens.ula.ve>) y permite, además, el acceso y consulta a la

biblioteca digital del laboratorio, consulta y recuperación de documentos de investigación desarrollados por el propio personal del LGULA; consulta a documentos a texto completo sobre "la sismicidad en Venezuela y geofísica en general"; consulta y visualización a una colección de fotografías panorámicas y fotografías históricas relacionadas con la actividad sísmológica en Venezuela, reseña sobre el LGULA, reseña sobre la Fundación para la Asesoría y Prevención del Riesgo Sísmico del estado Mérida (FUNDAPRIS), mapa cartográfico con la red sísmológica de los Andes venezolanos (REDSAV), ¿Qué hacer en caso de un terremoto?, hoja con el personal del LGULA y descripción de la exposición sobre Terremotos dentro del Museo de Ciencias de la ciudad de Mérida, Venezuela.

SISL-10. CARTEL.

CORRECCION DE ESTACIONES DE LAS REDES LOCALES Y REGIONALES (RESNOM Y SCSN) PARA HIPOCENTROS DETERMINADOS LOCALMENTE EN EL SISTEMA SAN MIGUEL

F. Farfán¹, I. Méndez¹, J. Frez², V.M. Frias², G. Arellano¹, J. Carlos¹, J. González¹, L. Orozco² y O. Galvez²

¹ Depto. de Sismología, CICESE

² Depto. de Geología, CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

Esta presentación pone al día una investigación que fue reportada en la reunión anterior de la UGM. En esta actualización, se utilizan todos los datos que provienen de las redes locales instaladas en 1997 y 1998 en la Sierra Peninsular, en particular monitoreando la microsismicidad en el valle Ojos Negros, y en las fallas San Miguel y sierra Juárez. En conjunto, se trata de alrededor de 600 epicentros de los cuales unos 200 tienen calidad suficiente para determinar mecanismos focales. Cerca de 100 de ellos tienen magnitud suficiente para ser detectados por las redes regionales. Las determinaciones hipocentrales locales cuenta con muy buenas estimaciones de la profundidad de los sismos lo que hace factible el presente estudio.

El modelo de estructura que se utiliza es SIERRA97 que resulta de una modificación de la Nava-Brune (1982) y que incorpora la información local (Camacho, 1989). Con los hipocentros determinados localmente y seleccionados para asegurar un buen cubrimiento en distancia y acimut, se calcularon los residuales a las estaciones locales y regionales, siendo las correcciones el resultado de un cálculo iterativo; los valores promedios obtenidos en la iteración final son las estimaciones buscadas suponiendo que son valores estables.

Las desviaciones estándares permiten evaluar la estabilidad y significación de cada corrección. Las estaciones regionales consideradas están a menos de 150 km de distancia por limitaciones en la magnitud de los sismos considerados.

Los resultados se presentan en forma de tablas y figuras. Se examina la distribución de la magnitud y signo de las correcciones en términos de la variación lateral de las estructuras sísmicas con respecto a la patrón.

SISM-01

ESTIMACIÓN DE MODELOS DE VELOCIDAD PARA MIGRACIÓN SÍSMICA

José M. Castillo Covarrubias, Jorge A. Mendoza Amuchástegui y Sergio Chávez Pérez

Gerencia de Prospección Geofísica, Subdirección de Exploración y Producción, Instituto Mexicano del Petróleo México, D.F.

Con el fin de comparar varios métodos de construcción y ajuste de modelos de velocidad para migración sísmica, diseñamos dos modelos estructurales complejos del subsuelo. Con base en sismogramas sintéticos—acústicos y elásticos—obtenidos con estos modelos, probamos cuatro métodos de estimación de velocidad. El primero utiliza la Ecuación de Dix, supone sobretiempo hiperbólico, trabaja en el dominio no migrado, no actualiza velocidades, y sólo se basa en la interpolación y conversión de velocidades de aplantamiento para su integración en un modelo de velocidades de intervalo. El segundo, conocido como Inversión de Coherencia, no supone sobretiempo hiperbólico, trabaja en el dominio no migrado, y se basa en el análisis de coherencia de velocidades de intervalo, por estratos, en un esquema iterativo e interpretativo. El tercero, conocido como Ciclo de Deregowski, trabaja en el dominio migrado, y se basa en el análisis de curvatura residual de registros de profundidad mediante el cálculo de velocidad residual. El cuarto, conocido como Tomografía Global, supone un modelo inicial, suave de velocidades, trabaja en el dominio migrado, y se basa en el análisis de curvatura residual de paneles de punto de reflejo común con tomografía de reflexión. Con el primer método se obtuvieron modelos de velocidad simples que no permitieron obtener imágenes en profundidad representativas del subsuelo. Con los otros logramos reproducir aproximadamente los valores de velocidad de intervalo de los modelos iniciales, y la estructura general, excepto en su porción más profunda, donde el alto contraste de velocidades, la geometría y la irregularidad y echado de los estratos, dificultan la estimación de velocidades para el análisis de coherencia. El segundo método es el mejor, pues permitió estimar valores de velocidad cercanos a los originales desde la primera iteración. Además, permite una mayor interacción del intérprete con la geología estudiada, y una aproximación progresiva a los valores de velocidad de interés. Estos valores casi no se modifican con los métodos restantes, sólo se afinan dentro de los intervalos establecidos por el análisis de coherencia.

SISM-02

MIGRACIÓN DE DATOS SÍSMICOS CON TEORÍA POROELÁSTICA

Adriana Arroyo A.¹ y Pratap Sahay²

¹ Depto. de Geofísica Aplicada, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

² Depto. de Sismología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE

Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, B.C., 22860, México

Un medio poroso, visto como una matriz elástica, el cual está relleno con un fluido viscoso es un modelo más realista para los materiales de la tierra que se encuentran en la exploración de gas, petróleo y agua. La teoría de poroelasticidad muestra como se

comporta el flujo del fluido como parte del movimiento sísmico, el cual es el mecanismo dominante en la atenuación. Obviamente la teoría de poroelasticidad es una mejor base para el estudio de la propagación de las ondas sísmicas. En este trabajo presentaremos ideas preliminares de como aplicar la teoría poroelástica en la migración de datos sísmicos.

SISM-03

INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA EN EL PROSPECTO MARINO MARBELLA SUBSAL

Leopoldo Hernández A., Ricardo Díaz N. y Efrén Murillo C.
Instituto Mexicano del Petróleo

Se implementó una metodología para definir con mejor precisión las estructuras subsalinas que existen debajo de cuerpos de sal, mediante la integración de varias disciplinas geofísicas, ya que en cuencas subsalinas debido a la absorción y dispersión de la energía sísmica, la interpretación con este método solamente resulta difícil este tipo de estructuras.

Se estableció la secuencia de procesamiento e interpretación para la información sísmica, gravimétrica, magnetométrica y de pozos a fin de establecer un modelo tridimensional de la variación de la densidad en el subsuelo. La cima y en algunos casos la base de los cuerpos salinos junto con horizontes suprayacentes, se determinan a partir de la información sísmica y sus variaciones de densidad por medio de información de pozos o derivados de las velocidades sísmicas.

Aplicando el atributo de frecuencia instantánea a las secciones sísmicas migradas en profundidad después de apilar, se logra definir con precisión la base de los cuerpos salinos obteniendo una imagen completa de los cuerpos salinos. Este resultado se debe a que la energía sísmica sufre una gran atenuación y dispersión de las altas frecuencias al atravesar los cuerpos de sal que contrastan con altas frecuencias en los sedimentos por arriba y debajo de las estructuras salinas.

Utilizando la técnica de "stripping", por medio de modelado gravimétrico tridimensional, se calcula la atracción debida a los cuerpos someros (sal y sedimentos suprayacentes) y cuerpos profundos (basamento); eliminando este efecto de la anomalía de Bouguer, se obtiene una anomalía residual debida únicamente a estructuras entre el basamento y los cuerpos de sal. En consecuencia aplicando técnicas de inversión gravimétrica tridimensional, se puede inferir a las estructuras responsables de este campo residual.

Se aplicó la metodología en un área piloto de aproximadamente 250 Km² correspondiente al área marina de Marbella Subsal, localizada enfrente de Coahuila de Coahuila, donde se pudieron identificar plays subsalinos en estructuras carbonatadas correspondiente a la interfase Cretácico-Terciario. También se identificaron varios plays en estructuras arcillo arenosa del terciario en los flancos de los cuerpos salinos.

SISM-04

APILAMIENTO DE ONDAS REFLEJADAS DE CONVERSIÓN DEL TIPO P-SV

Daniel Garza-Rocha
Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

En el presente trabajo se analiza la metodología de cómo se lleva a cabo el apilamiento de datos sísmicos de reflexión del tipo P-SV. A continuación se realiza el cálculo numérico para obtener tiempos de recorrido de ondas reflejadas de conversión del tipo P-SV usando una nueva aproximación en función de las velocidades V_p y V_s cerca de la línea sísmica, el radio de curvatura de los frentes de onda, el ángulo de incidencia de un rayo central con la línea sísmica y la normal a esta, y un último parámetro es el coeficiente de asimetría de la distribución fuente-receptor con respecto a un punto "central", entre ellos, ubicado en superficie. Para seleccionar los pares fuente-receptor que corresponden a un Common Converting Point (CCP) Gather, se propone una distribución binomial en función del coeficiente de asimetría y de las velocidades V_p y V_s cerca de la línea sísmica. Una vez obtenido el panel de CCP's, se procede a realizar la corrección dinámica para cada uno de los CCP's, para posteriormente realizar el apilamiento. Los parámetros óptimos del apilamiento son obtenidos mediante un análisis de coherencia.

SISM-05

INTERPRETACIÓN DE ATRIBUTOS SÍSMICOS USANDO REDES NEURONALES

Alfonso González Ibarra
Instituto Mexicano del Petróleo
Centro de Investigación en Computación, IPN

Se aplica una red neuronal no supervisada tipo Kohonen a la interpretación de la información sísmica obtenida a partir de un modelo teórico. El objetivo principal es evaluar la utilidad de este tipo de redes en el campo de la interpretación sísmica aplicada a la exploración petrolera. En este trabajo, dado que se trata de una primera prueba, se usan datos teóricos, así se tendrá un conjunto de datos que será relativamente fácil de controlar y entender.

Los datos sísmicos se generaron haciendo uso del paquete comercial para manejo de datos sísmicos llamado GeoDepth. El cálculo de los atributos sísmicos y acondicionamiento de datos para utilizarlos con el algoritmo de la red se realizó usando un paquete de dominio público llamado Seismic Unix (SU) desarrollado en la Escuela de Minas de Colorado.

Los resultados obtenidos fueron satisfactorios. A futuro se propone aplicar este tipo de redes usando el mismo modelo pero agregando ruido aleatorio, finalmente se sugiere aplicarlas a un ejemplo real conocido, antes de aplicarlas a un problema real en el cual se busque aprovechar integralmente las bondades de estas herramientas.

SISM-06

DIFERENCIAS FINITAS EXACTAS

Selene Solorza y Pratap Sahay
Depto. de Sismología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

Al usar diferencias finitas uno busca la solución discreta de la ecuación diferencial en cuestión mediante un algoritmo de recurrencia suponiendo la equivalencia de las derivadas continuas y sus correspondientes representaciones discretas (operadores de diferencias). Esta equivalencia puede o no ser verdadera dependiendo de la naturaleza de la solución continua de la ecuación diferencial y del intervalo de espaciamiento escogido. Tomando como base esta idea de equivalencia uno puede manipular el intervalo de espaciamiento y la geometría de la malla (y aun más, manipular el algoritmo de recurrencia si así se requiere) para obtener la solución discreta dentro de un rango de exactitud aceptable. Obviamente, al escoger el intervalo de espaciamiento infinitesimalmente pequeño la solución discreta podría acercarse a la solución verdadera, sin embargo esta metodología no es la más económica. Por lo que es natural preguntarse, ¿es posible construir dado algún intervalo de espaciamiento un esquema de diferencias finitas en el cual la solución sobre los puntos de la malla sea igual a los de la solución continua? Tales esquemas serían muy económicos desde el punto de vista computacional y los llamaremos esquemas «exactos» debido a que tendrán inherentemente una correspondencia uno a uno entre la solución del dominio discreto y la solución del dominio continuo. Únicamente presentaremos los esquemas de diferencias finitas exactas para las ecuaciones diferenciales ordinarias con coeficientes constantes. Actualmente estamos trabajando en el caso de las ecuaciones diferenciales parciales, con el fin de obtener un esquema de diferencias finitas exactas para la ecuación de onda escalar. Tales esquemas nos permitirán tener una base más sólida en la construcción del esquema de diferencias finitas para la ecuación de la onda elástica.

SISM-07

SOBRE LA OBTENCIÓN Y SUMA DE SISMOGRAMAS DE VELOCIDAD Y DE PRESIÓN

Sergio Chávez Pérez
Gerencia de Prospección Geofísica, Subdirección de Exploración y Producción, Instituto Mexicano del Petróleo
México, D.F.

En la adquisición convencional de datos de reflexión sísmica marina sólo se registra el campo de onda de la presión. Existen, sin embargo, varios algoritmos de procesamiento de datos que necesitan información sobre la derivada normal de la presión, o sobre el componente normal de la velocidad de partícula, para extraer información óptima del subsuelo a partir de los datos. La presión y su derivada normal pueden, por ejemplo, utilizarse para separar ondas hacia arriba y ondas hacia abajo, y para estimar la forma de onda de la fuente sísmica para ciertas geometrías de adquisición. Los dos campos de ondas son también las condiciones de frontera necesarias para la mayoría de los esquemas de extrapolación de campos de onda acústicos. Actualmente, el obtener y sumar señales de velocidad y de presión es indispensable para atacar problemas de cable de fondo marino y sismología de exploración multicomponente, necesarios para estudios actuales y

futuros de exploración de hidrocarburos. Esto ha motivado la presente revisión sobre estos temas. Discutiré ideas básicas y ejemplos canónicos, para fines tutoriales y de ilustración, sobre cómo obtener velocidad a partir de presión, cómo combinar y escalar datos de geófonos con datos de hidrófonos, cómo compensar fase y amplitud en sensores duales (que registran velocidad y presión) de cable de fondo marino, y cómo remover, conceptualmente, eventos múltiples y reverberaciones.

SISM-08

DETERMINACIÓN DE TRAYECTORIA DEL POZO Y PARÁMETROS DE MEDIO GEOLÓGICO MEDIANTE LA INVERSIÓN DE DATOS DE VSP INVERSO

Nikolai Kouzoub¹, Gregory Shekhtman² y Cosme Pola-Simuta¹

¹ Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL

Linares, N.L., México

² VNIIGeoFizika, Moscú, Rusia

La precisión en la determinación de parámetros sísmicos del medio (tales como velocidades sísmicas y geometría de interfaces) disminuye considerablemente, si la información acerca de la trayectoria del pozo en el espacio tridimensional está ausente o es inexacta. La determinación de la trayectoria del pozo no es una operación fácil, sobre todo, cuando se trata de pozos desviados. Por lo tanto, actualmente se intenta aplicar el método sísmico para localizar la barrena en función sin extraer la tubería de perforación. El método VSP inverso con la aplicación de la barrena como fuente de ondas sísmicas teóricamente permite estimar simultáneamente tanto parámetros del medio, como trayectoria del pozo con menor costo adicional. Una de las ventajas de este método consiste en la posibilidad de registrar la información simultánea proveniente de un arreglo multicanal de geófonos colocados sobre la superficie.

En este trabajo, se propone un esquema algorítmico para la solución del problema inverso de VSP en 3D para un medio estratificado con interfaces definidas mediante interpolación por b-splines cúbicos y una trayectoria del pozo desconocida. El problema inverso no lineal se resuelve mediante el método iterativo de inversión de mínimos cuadrados en suposición que la función objetivo converge hacia un mínimo global. Un enfoque desarrollado anteriormente para la determinación de los parámetros sísmicos del medio con interfaces no planas se generaliza para el caso, cuando la posición de las fuentes se conoce únicamente hasta su longitud de tubería a lo largo del pozo, la trayectoria del cual en el subsuelo está indeterminado. Se supone, también, que el espacio de interés alrededor del pozo consiste de un paquete de varias capas homogéneas e isotrópicas con interfaces continuas que no presentan acuíferos. Se espera que para esta sencilla geometría de los contactos la trayectoria del rayo con un código determinado sea única y el tiempo de viaje correspondiente sea una función continua y suave de los parámetros cinemáticos del medio.

Como datos de entrada al algoritmo se le proporcionan los tiempos de viaje de ondas directas, coordenadas de los receptores en la superficie, longitudes de tubería para las fuentes y, además, una aproximación inicial de los parámetros desconocidos (modelo inicial). Los parámetros desconocidos son velocidades en capas, coordenadas X y Y de cada fuente (posiciones consecutivas de la barrena) y profundidades correspondientes de las interfaces en los nodos de una malla previamente definida. Al minimizar la norma de la diferencia entre los tiempos de viaje observados y calculados

(función objetivo) mediante técnicas de optimización de Levenberg-Marquart o descomposición en valores singulares se obtienen parámetros sísmicos precisados del medio y trayectoria del pozo en 3D.

Con la finalidad de examinar la eficiencia del algoritmo, han sido realizadas pruebas con datos de VSP simulados. El modelo contaba con un arreglo rectangular de 40 geófonos sobre la superficie, 35 posiciones de la barrena en un pozo desviado y 3 capas homogéneas separadas por 2 interfaces de forma arbitraria. Los resultados de las pruebas muestran buena convergencia de velocidades sísmicas y trayectoria del pozo hacia sus valores verdaderos. La resolución de la forma de interfaces es adecuada para las interfaces someras y va disminuyendo conforme sus profundidades aumentan, debido a reducción de la cobertura por rayos que las atraviesan.

SISM-09

ANÁLISIS MULTIESCALA APLICADA A SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE INCIDENCIA NORMAL

M. Manuel Lozada Zumaeta y Gerardo Ronquillo Jarrillo
Subdirección de Exploración y Explotación, FIES y Programa de Yacimientos Naturalmente Fracturados, IMP
México, D.F., 07730, México

La integración y correlación de las diferentes escalas involucradas en Geociencias, según sea el caso, constituye uno de los problemas actuales en el campo de la Geofísica Aplicada. Correlación, que en principio, es de gran dificultad y complicación, dado que los datos observados provienen de diversas fuentes y escalas. Datos que conforman conjuntos con contenidos espectrales en bandas limitadas del espectro y cuya integración sistemática se plantea adecuada. En la inferencia de información petrofísica y litológica dentro de las tendencias actuales relacionadas a la tecnología sísmica aplicada a la prospección de hidrocarburos.

Los procesos físicos, de una manera general, operan de forma simultánea a diferentes escalas, por lo que originan complejas distribuciones espaciales de efectos observables. Heterogeneidades en el medio existirán a diferentes escalas, que se manifestarán por variaciones significativas a distancias relativamente cortas. El estudio sistemático de cada nivel de organización o características espaciales, se presenta, como un método viable de análisis en la estimación de la interdependencia de los datos observados a escalas diferentes por diversas disciplinas.

Aplicaremos en las fases de caracterización de yacimientos (pre-procesamiento, análisis e integración) el análisis de multiresolución implícitamente contenido en la transformada de ondícula. En esta transformación la noción de escala es introducida como una alternativa de la frecuencia. Alternativa que permite la representación tiempo-escala o distancia-escala. La energía de una señal en particular se distribuye a resoluciones diferentes y el concepto de escala se plantea como fundamental en la inversión de datos geofísicos, en la que se incorporen magnitudes petrofísicas, información geológica complementaria y atributos sísmicos como Amplitud vs. offset (AVO), Frecuencia vs. offset (FVO) y factor de calidad vs. offset (QVO).

Para este efecto, utilizando los resultados obtenidos en la experimentación numérica y aplicación de la transformada de ondícula uni y bidimensional en el pre-procesamiento y estimación

de atributos sísmicos convencionales de datos sísmicos de reflexión, se presenta los resultados, específicamente relacionados al análisis de multiescala, evaluación y análisis de las variaciones de la magnitud de los coeficientes de reflexión y transmisión en incidencia normal. Resultados obtenidos por correlación de las escalas relacionadas entre datos de registros de pozos, registro sísmico, de densidad respectivamente, y sísmico de reflexión.

SISM-10

DELIMITACIÓN DE ESTRUCTURAS SALINAS PARA ALMACENAMIENTO DE GAS LP

Alfonso González Ibarra, Rubén Rocha de la Vega y Héctor Palafox Rayón
Instituto Mexicano del Petróleo

Se presentan los trabajos de interpretación realizados en la región de Tuzandepetl, Ver. para definir las estructuras salinas que serán utilizadas para almacenamiento de gas LP. La interpretación se hizo mediante la integración de datos sísmicos tridimensionales, información gravimétrica y datos adquiridos en pozos.

El modelo geológico del área postula que la sal, durante su formación, ha sido empujada y distribuida muy cerca y a lo largo del fondo marino y posteriormente sepultada por sedimentos, dando origen a depósitos en forma de Canopie.

La información sísmica contenía una gran cantidad de interferencias, fue necesario revisarla y analizarla con mucho detalle. Del análisis se encontró que la mayor cantidad de componentes de frecuencia que definían la cima y la posible base de la sal maciza, estaba entre los 4 y los 24 Hertz, y que la mayor cantidad de interferencia estaba arriba de los 48 Hertz. Por tal motivo se aplicaron dos filtros uno con Paso de Banda de 4-24 Hertz y otro con un filtro de 4-48 Hertz, con un balanceo de amplitudes. Como resultado se logró no tan solo enfatizar el reflejo de la Cima de la Sal, sino también el de la Base de la Sal, identificando mejor el cuerpo de Sal Maciza.

Usando la información de pozos y la sísmica se definieron con precisión las estructuras sedimentarias existentes por encima de los cuerpos de sal. También fue posible establecer con claridad el techo del cuerpo de sal y delinear la posible base del mismo cuerpo. Con estos datos se construyó un modelo inicial para ser utilizado en gravimetría. Con el modelado gravimétrico, dado que se tenían bien determinadas las estructuras superficiales, se buscó ubicar con mayor precisión la base del cuerpo de sal.

Del análisis conjunto de la información sísmica, gravimétrica y de pozos fue posible distinguir dos cuerpos salinos dispuestos uno encima del otro y separados por un bloque de material compuesto por una mezcla de sal con sedimentos. A esta última unidad se le denominó "sal sucia".

Desde el punto de vista de la construcción de cavernas de almacenamiento, la delimitación del cuerpo de "sal sucia" es muy importante dado que estas no presentan las condiciones de aislamiento adecuadas para el almacenamiento de hidrocarburos en el subsuelo.

Para futuros trabajos con el mismo objetivo se recomienda hacer un análisis cuidadoso de la información sísmica, pues la experiencia del presente trabajo muestra que la aplicación de filtros

pasa banda pueden hacer resaltar los eventos sísmicos relacionados con los cuerpos de sal.

Tener disponible para la interpretación una mayor cantidad de información de pozos es también recomendable, pues si bien es cierto que los resultados del presente trabajo fueron muy satisfactorios, pudieran haber sido mejores si se hubiera contado con mayor información de las estructuras ubicadas por encima de la sal.

Los datos gravimétricos empleados en el presente trabajo fueron tomados de los levantamientos regionales realizados por PEMEX para la delimitación de cuencas sedimentarias. Es recomendable hacer un levantamiento gravimétrico de detalle que se ajuste a los requerimientos del trabajo de interpretación que se realiza. De esa manera la interpretación gravimétrica puede aportar mayores elementos de juicio a la construcción del modelo final.

SISM-11

CARACTERIZACIÓN ESTÁTICA EN YACIMIENTOS DE ARENAS Y CARBONATOS

Gerardo Ronquillo Jarrillo y M. Manuel Lozada Zumaeta
Subdirección de Investigación y Tecnología, FIES y Programa de Yacimientos Naturalmente Fracturados, IMP
México, D.F., 07730, México

Actualmente en la exploración y explotación de hidrocarburos en México de Yacimientos Naturalmente Fracturados en Rocas Carbonatadas y Arenas, relacionados con la evaluación, incorporación de reservas y recuperación secundaria, se desarrollan diversos proyectos de investigación aplicada y servicios especializados. En los estudios correspondientes a la exploración petrolera de las cuencas petroleras más importantes, se generan considerables cantidades de información geológica, de registros de pozos, información petrofísica, sísmica bidimensional (2-D) y sísmica tridimensional (3-D) entre otras. Esta información, se analiza, se valida, y con la seleccionada se estructura, multidisciplinarias Bases de Datos. Estas son fundamentales y útiles en el estudio sistemático y solución de los diferentes problemas propios de la Caracterización Estática de Yacimientos, tanto en la fase de pre-desarrollo (delimitación de yacimiento); desarrollo inicial (plan de localización de los pozos de producción); operación (reconocimiento del yacimiento) y enlace en la recuperación. Los datos geofísicos en cada fase contribuyen de una manera importante y definitiva, integrados optima y racionalmente con información geológica, petrofísica, ingeniería de yacimientos, por citar algunas.

En este trabajo, se analiza los resultados obtenidos en la Caracterización Estática de algunos yacimientos de arenas con gas y de carbonatos con aceite, presentando la metodología más adecuada para cada yacimiento en particular. Deduciendo, que para cada yacimiento de hidrocarburos, es conveniente y necesario seleccionar cuidadosamente los métodos geológicos y geofísicos. Así como sísmica 2-D y sísmica 3-D, sísmica Multicomponentes 3-D, 3C, sísmica multicomponente 4-D, 4C entre otros. También se tiene que considerar las técnicas más recientes de procesamiento, modelado e inversión. Dado que los yacimientos localizados en las diferentes cuencas de interés, en su gran mayoría, corresponden estructuras geológicas complejas, como en el caso de la Sonda de Campeche. Que se caracteriza de rocas carbonatadas naturalmente

fracturas, con vórgulos y brechas, que evidencian procesos kársticos, porosidades relativamente altas y sistema de dos fases en un medios heterogéneos.

SISM-12

DETERMINACION DE UN PLAY EN LA PORCION NORESTE DE LA CUENCA DE TAMPICO-MISANTLA

Trujillo-Alcantara A., Diego-Orozco A., Tellez-Flores R.A. y Ramírez-Cruz L.C.

Depto. de Sismología, División de Geofísica, IMP
Lazaro Cardenas #152, México, D.F., 07730 México

A partir de dos líneas sísmicas bidimensionales de la porción noreste de la cuenca de Tampico-Misantla, constituida principalmente de arenas arcillosas, lutitas y conglomerados de edad oligoceno, formadas por un sistema de depósitos de abanicos aluviales, se realizó un procesamiento por ondícula con fines estratigráficos para definir una área de oportunidad (play). Esto dio como resultado una mejor relación señal/ruido (una buena imagen del subsuelo), lo cual a su vez dio la pauta para definir un modelo geológico en donde se establecen las características de la geometría de los cuerpos de arena en la estructura de interés económico. Posteriormente al aplicar los atributos sísmicos instantáneos (Frecuencia instantánea, Potencia de reflexión y fase instantánea), al modelo geológico definido, se identificó una zona de erosión que limita la roca sello y por lo consiguiente la distribución de la trampa a lo largo de la estructura; además se identificaron dos zonas de fracturamiento separadas por el límite de la zona de erosión, asociadas con la presencia de gas. En este estudio se resalta que el mejoramiento de la imagen con el proceso de atributos sísmicos asociados con el buen manejo de la información geológica nos permite correlacionar e identificar de una manera más confiable rocas terrígenas del terciario para establecer de una manera más precisa las áreas con potencial petrolero.

SISM-13

LA INTEGRACION DEL EQUIPO DE TRABAJO Y LA APLICACION DE LAS MODERNAS: TECNOLOGIAS EN LA VISUALIZACION DE NUEVOS CAMPOS

Jorge Ramón Vera Sánchez y Luis Bojalil Soto
Exploración y Producción, PEMEX

Cada vez es más difícil encontrar, campos o yacimientos de hidrocarburos supergigantes, en Estados Unidos en las Costas del Golfo de México se han perforado más de 7640 pozos en los últimos 46 años, descubriendo 591 campos y con una reserva cuantificada de 12,788 millones de barriles de aceite y 151,923 millones de pies cúbicos de gas, lo que indica que la exploración sigue siendo un negocio rentable.

Los costos de exploración se han reducido con la inversión en nuevas tecnologías, que utilizan sistemas sofisticados en computación, levantamientos marinos con diferentes tecnologías tales como gravimétricos, magnéticos sísmicos 2D, 3D y 4C, y mejoramiento de la tecnología de perforación para tirantes de agua mayores de 500 m.

Con el desarrollo tecnológico de las estaciones de trabajo, han aparecido en el mercado mundial un sin número de compañías dedicadas a desarrollar paquetes y/o software aplicables a la interpretación sísmica geológica, tanto para modelos de velocidades como para modelado geológico y sísmico.

El trabajo que se presenta es un caso histórico y el trabajo continuo de la aplicación de las herramientas que utilizamos en la coordinación de incorporación de reservas de la administración de proyectos de exploración en la Región Marina Noreste de PEMEX Exploración y Producción, con datos reales donde dada especialista se integra en grupos de trabajo para visualizar, clarificar ideas y conceptos bajo un esquema de una buena interpretación con la aplicación de modernas tecnologías para la obtención del modelo geológico. Estos trabajos son actuales y se efectúan para mostrar las estructuras geológicas que están a miles de metros bajo el subsuelo y que se presentan como localizaciones para posteriormente perforarlas, e incorporar reservas.

SISM-14

ALGUNOS ASPECTOS DE LA ENSEÑANZA DE POSGRADO Y CAPACITACIÓN EN SISMOLOGÍA DE EXPLORACIÓN

Sergio Chávez Pérez y Jorge A. Mendoza Amuchástegui
Gerencia de Prospección Geofísica, Subdirección de Exploración y Producción, Instituto Mexicano del Petróleo
México, D.F.

Actualmente, la investigación en sismología de exploración en México es casi inexistente, tanto en la academia como en la industria, y está completamente rezagada con respecto a otras áreas geofísicas —como la sismología de terremotos— y de ciencias de la tierra. Uno de los retos principales para realizar investigación básica y aplicada consiste en obtener imágenes del subsuelo. Disponer de ellas es vital para resolver problemas de interés económico —búsqueda de hidrocarburos y recursos minerales— y tectónico —definición de estructuras geológicas para fines de investigación, y de estudios geológicos y de ingeniería. En particular, la detección, definición e incremento de reservas de hidrocarburos de Petróleos Mexicanos (PEMEX) y, en consecuencia, el incremento en la producción de crudo y gas natural en México dependen de la interpretación de imágenes sísmicas. Es en este proceso de obtención de imágenes donde yace nuestra motivación y experiencia. Pensamos que es urgente e indispensable mejorar la preparación y especialización, en la industria y en estudios de posgrado, de los ingenieros dedicados a sismología de exploración, y atacar así necesidades de esta actividad. Por ello, proponemos la creación de un curso nuevo sobre "Representación Sísmica," y mostramos el contenido general de tres cursos que se ofrecen ya en posgrado y que pueden adaptarse para fines de capacitación en la industria petrolera nacional: "Sismología de Exploración," "Procesamiento de Datos Sísmicos," y Migración de Datos Sísmicos." Con base en estos cursos, los estudiantes adquirirán experiencia y conocimientos de frontera en procesamiento y obtención de imágenes, desde la etapa de datos de campo hasta el resultado final: una imagen fiel del subsuelo, expresada en términos de distancia y profundidad. Finalmente, discutimos las ventajas potenciales que los estudiantes tendrán para mejorar la investigación y práctica cotidianas de sismología de exploración en nuestro país.

EL NUEVO POTENCIAL PETROLERO EN LAS REGIONES DEL ASIA CENTRAL Y SUDESTE ASIÁTICO

Miguel García Reyes

Centro de Estudios de Asia y Africa de El Colegio de México

En años recientes el panorama en el ámbito de las reservas totales mundiales de hidrocarburos se ha transformado de manera relevante. Esto se debe en parte a la desaparición de la Unión Soviética y al desmantelamiento de su poderoso complejo petrolero. También a la gran actividad que en la última década han desarrollado las poderosas transnacionales petroleras, que se encuentran en proceso de fusión.

Ahora bien, es preciso señalar que estos dos sucesos tienen como origen la tercera revolución industrial que tuvo lugar en los años 70's y la cual expuso las debilidades del sistema socialista así como también de la industria petrolera mundial. Así, el colapso del Socialismo con la consecuente desintegración de la URSS, facilitó la labor de las transnacionales petroleras - sobre todo las estadounidenses - en su tarea de controlar el mercado mundial de hidrocarburos.

Es a partir de los años noventa, cuando algunas regiones petroleras del planeta, como el Asia Central ex soviética, la provincia china de Xing Jian, y el mar Amarillo, y de las cuales poco se sabía en el pasado, fueron ofrecidas al capital internacional para que este apoyara su desarrollo. En el pasado, los gobiernos de los países involucrados habían ocultado este nuevo potencial petrolero por razones estratégicas.

Sin embargo, los cambios que se presentaron en el sistema político internacional, sobre todo con la desaparición de la URSS, los obligó a integrar este potencial petrolero al total mundial, con lo cual no solamente fortalecieron el papel de los hidrocarburos en el ámbito energético sino que también, crearon un nuevo orden petrolero mundial.

Así las cosas, hoy según estudios recientes, existen en el Mar Caspio y el territorio del Asia Central ex soviética cerca de 200 mil millones de barriles en reservas potenciales; en Xing Jian otros 50 mil millones de barriles y finalmente en el Mar Amarillo cerca de 20 mil millones de barriles de petróleo. Si sumamos este volumen al ya existente - probado -, entonces tenemos que el monto total de las reservas probadas, probables y potenciales mundiales alcanzara la cifra de un millón de millones 500 mil millones de barriles de petróleo.

Esto como es de esperarse jugará un papel relevante en las relaciones internacionales del próximo milenio. En especial en los países productores, como es el caso de México, que aún dependen de sus ingresos petroleros para impulsar su desarrollo económico.

Por esta razón, es conveniente monitorear todos los cambios que se presentan a nivel mundial en el área de las reservas ya que esto repercutirá directamente en el desarrollo de PEMEX y en las finanzas públicas de nuestro país. Sin embargo, es más relevante ahora que nos encontramos en el tiempo de preparación del proyecto de política energética del próximo sexenio.

SISMF-01

NUEVOS APORTES PARA EL ESTUDIO DE LA FUENTE DEL SISMO DE JALISCO DEL 9 DE OCTUBRE DE 1995 (Mw 8.0)

Rosa Bernal, Shri Krishna Singh, Nikolai Shapiro y Vladimir Kostoglodov
Instituto de Geofísica, UNAM
Circuito Exterior, Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510, México

El sismo de Jalisco de 1995 (Mw 8.0, Ms 7.4) y sismo de Michoacán de 1985 (Mw 8.0, Ms 8.1), presentan una diferencia importante en la magnitud Ms que les ha sido calculada, a pesar de tener un momento sísmico similar. Esta es una situación muy particular, pues en general, para sismos mexicanos la magnitud Ms coincide con la magnitud Mw. Un análisis comparativo de las fuentes sísmicas, utilizando el método de cociente espectral de registros telesísmicos, muestra que el sismo de Jalisco es sistemáticamente deficiente en las frecuencias alrededor de 0.05 Hz (que es donde se mide la magnitud Ms) y para frecuencias mayores que 0.2 Hz.

Esta diferencia observada en el contenido espectral y el hecho de que el sismo de Jalisco generó un importante tsunami, podría hacernos pensar que este sismo produjo una ruptura hasta la trinchera.

Existen dos trabajos anteriores que intentan mostrar, la distribución de deslizamientos en la falla para el sismo de Jalisco. De un lado, Melbourne *et al.* (1996), utilizando datos GPS de una red instalada 7 meses antes del evento principal y que fue reocupada 6 días después del mismo, realizaron una inversión que muestra que las dislocaciones más grandes en la falla no estuvieron cerca de la trinchera.

Por su parte, Mendoza *et al.* (1998), analizando registros telesísmicos de ondas P, reconstruyen la historia de la ruptura para el sismo de Jalisco, y muestran más bien, que las dislocaciones más importantes están más cerca de la trinchera.

Con el propósito de explicar estas diferencias se realizó el cálculo directo de desplazamientos en superficie, utilizando un modelo simplificado de falla inversa en un semiespacio homogéneo (Okada, 1995).

El modelo propuesto por Melbourne *et al.* ajusta mejor que el de Mendoza *et al.*, los deslizamientos observados en superficie. Sin embargo, se podrían plantear 3 posibles explicaciones de este hecho:

1. El modelo propuesto por Melbourne *et al.* es correcto y no lo es el de Mendoza *et al.*
2. El modelo propuesto por Mendoza *et al.*, por la naturaleza de los datos utilizados, explica el deslizamiento cosísmico, mientras que el de Melbourne *et al.* muestra el deslizamiento cosísmico y post-sísmico.
3. Los datos que se disponen son insuficientes para acotar el problema, de manera que las inversiones posibles no tienen solución única.

Con el fin de dilucidar esta situación, se está realizando una inversión de datos GPS por el método de Monte Carlo.

SISMF-02

PROCESO DE LA FUENTE DEL SISMO DE ZIHUATANEJO DEL 10 DE DICIEMBRE DE 1994 (MW=6.5)

Jorge Aguirre González
Instituto de Ingeniería, UNAM

En el presente trabajo se muestran los avances del proyecto que busca realizar la inversión de los procesos de fuente de sismos de subducción de mediana magnitud (entre 6.0 y 7.2). Se ha seleccionado el sismo de Zihuatanejo del 10 de diciembre de 1994 (Mw=6.5) para ser analizado en primer lugar.

El método de inversión usado es una combinación de el método de la función de Green empírica (Irikura, 1986) y de algoritmos genéticos. El método de la función empírica de Green requiere del uso del registro de un sismo de menor magnitud para simular el sismo principal mediante la superposición de estos siguiendo leyes de escalamiento conocidas. Por tal fin los registros de la réplica del 27 de abril de 1995 son usados. Esta fue la réplica que más registros produjo. Los registros fueron tomados de la Base Mexicana de Datos de Sismos Fuertes, Volumen I. Se realizaron los cálculos necesarios para elaborar el modelo y basado en el análisis espectral se observó que la caída de esfuerzos del sismo principal (10/dic/99) era mayor que la de la réplica (27/abr/99).

Como primer acercamiento, se realiza el modelado directo usando las estaciones ubicadas sobre roca, para minimizar la influencia de efectos no-lineales. En este primer acercamiento se ajustan valores como la velocidad de ruptura, punto de inicio de la ruptura, tamaño de las celdas, etc.

Posteriormente se realiza la inversión de las dislocaciones y las perturbaciones de tiempo para cada celda, usando algoritmos genéticos. Este método tiene la peculiaridad de ser una inversión no-lineal por lo que el resultado final no se encuentra afectado por el modelo inicial y el espacio de búsqueda de la posible solución es más amplio.

Referencias:

- Irikura, K. (1986), Prediction of strong acceleration motions using empirical Green's function, Proc. 7th Japan Earthq. Eng. Symp., 151-156.

SISMF-03

LOS SISMOS DEL 3 Y 5 DE JUNIO DE 1996 EN BELLAVISTA, QUERÉTARO, MÉXICO Y ANÁLISIS DE LAS RÉPLICAS

Cruz Hugo, Lermo Javier, Carrillo Miguel y Nieto Jorge
Depto. Ingeniería Sismológica, Instituto de Ingeniería, UNAM
A.P. 70-472, México, D.F., 04510, México
E-mail: hcj@gea.iingen.unam.mx

En la Ciudad de Cadereyta, Qro. se sintieron dos eventos sísmicos con magnitudes Mw 4.1 y 4.2, con una intensidad de grado V en la escala modificada de Mercalli, mientras que en las poblaciones de Bellavista y Carricillo la intensidad fue de grado

VII. Estos eventos fueron localizados al oeste de la central hidroeléctrica de Zimapán. Con el objeto de monitorear las réplicas de los dos sismos principales se instalaron diez estaciones sísmicas autónomas durante 15 días.

Se registraron más de 100 réplicas, la mayoría de ellas con magnitudes $M_w < 3$. Su distribución epicentral tiene un alineamiento casi NS, perpendicular a las fallas del semi-graben de Aljibes (Suter *et al.*, 1995). La actividad sísmica se concentra en dos zonas y se puede observar en la distribución espacio-temporal que la zona norte fue activada primero. La actividad sísmica en esta zona se presentó hasta el día 12 de Junio de 1996 con el evento de las 02:43 hrs (GMT) ya que después de éste, hubo un lapso de aproximadamente 8 horas prácticamente sin actividad sísmica hasta las 11:22 hrs (GMT) cuando se registró un evento en la mayoría de las estaciones localizado en la zona sur cuya magnitud $M_w = 3.2$. A partir de este evento, la actividad sísmica se concentró en la zona sur. La distribución hipocentral de ambas zonas es casi vertical con profundidades menores a los 5 km. Al modelar el evento del 3 de Junio de 1996 obtenemos un mecanismo focal que nos sugiere un fallamiento normal con un acimut de 180° y buzamiento de 79° , cuya orientación es similar a la distribución epicentral de los eventos.

La actividad sísmica concentrada en esta región pudo haber sido inducida por las variaciones en el nivel del agua en la central hidroeléctrica de Zimapán.

SISMF-04

EL SISMO DE TEHUACÁN DEL 15 DE JUNIO DE 1999, SEMEJANZAS Y DIFERENCIAS CON EL OCURRIDO EL 24 DE OCTUBRE DE 1980

L. Quintanar¹, J. Yamamoto¹, C.J. Rebollar² and Z. Jimenez¹

¹ Instituto de Geofísica, UNAM

² Depto. de Sismología, CICESE

Se estudia el sismo de Tehuacán del 15 de junio de 1999 ($M_w = 7.0$ CMT) usando las señales de banda ancha en el campo lejano así como la distribución de daños en la región epicentral.

A partir del análisis espectral se calcula una longitud de ruptura de ~ 28 km y una caída de esfuerzos de ~ 30 bar. La inversión de forma de onda permite inferir 2 fuentes estando la segunda de ellas al sureste de la primera; este resultado puede compararse con la distribución de réplicas del sismo de Huajuapán de León (24 de octubre de 1980, $M_w = 7.1$ CMT) las cuales se sitúan en un área de forma elíptica también al sureste del evento principal.

El rumbo del plano de falla para ambos eventos es prácticamente el mismo (310 grados) lo cual sugiere la existencia de fallas orientadas NW-SE en la región, a lo largo de las cuales ocurren periódicamente rupturas. Trayectorias de baja atenuación en esa dirección explicarían asimismo la distribución de daños para los eventos de esta zona.

SISMF-05

LOCALIZACIÓN DEL SISMO (990615) DE TEHUACÁN, PUEBLA, MEDIANTE LA RED SISMOLOGICA DE LA CFE

E. Lomas, A. Uribe y S. Fernández

Depto. de Sismotectónica, Gerencia de Ingeniería Civil, CFE
Augusto Rodin #265, Col. Nochebuena, México, D.F.

El centro de la República Mexicana fue violentamente sacudido por un sismo que ocurrió el 15 de junio de 1999 a las 15:42 h y 5.7 segundos, tiempo local. Este sismo produjo 14 muertes y una gran cantidad de daños en construcciones, principalmente de adobe y tierra apisonada.

En la Ciudad de México y Puebla el sismo provocó pánico entre los habitantes, sobre todo en el estado de Puebla, lugar donde fue localizado el epicentro. En el estado de Puebla, los pobladores confirmaron que este temblor fue sentido con mayor intensidad en comparación con los que ocurrieron el 730828 ($\text{mag} = 6.8$), 850919 ($\text{mag} = 8.1$), por lo que hace suponer que el presente sismo es uno de los más importantes que han ocurrido en la zona en el presente siglo.

Mediante la red sismológica de la Comisión Federal de Electricidad el sismo fue localizado en las coordenadas geográficas 18.211 latitud norte y 97.578 longitud oeste, a una profundidad de 63 km y magnitud coda de 6.6 . El epicentro fue evaluado con 36 fases, el cual presentó un GAP de 55° , rms de 0.61 segundos y errores tanto epicentral y de profundidad de 1.5 y 3.9 km respectivamente.

Debido a la distribución de la red sismológica de la C.F.E., se registraron pocos temblores tanto de premonitores como de réplicas, ya que solamente fue captado un evento premonitor que ocurrió el 7 de junio ($\text{mag} = 3.8$) y 15 réplicas localizadas en un lapso de 14 días, cuyos epicentros aproximadamente se alinean en dirección $N40^\circ W$ que forman una franja con un ancho de 20 km. Los hipocentros definen el plano de ruptura de aproximadamente 48 km de longitud y 25 km de profundidad.

El sismo es de profundidad intermedia, su mecanismo indica esfuerzos tensionales derivados de la interacción de las placas de Cocos y Norteamérica, los parámetros focales son: plano de falla principal 286° , 52° y -116.4° , plano de falla auxiliar 145° , 45° y -60.2° para el azimut, buzamiento y deslizamiento respectivamente. Donde el eje de tensión es casi horizontal con 3.6° de buzamiento y presenta un rumbo $N42^\circ E$ cercano a la dirección de subducción.

VII. Estos eventos fueron localizados al oeste de la central hidroeléctrica de Zimapán. Con el objeto de monitorear las réplicas de los dos sismos principales se instalaron diez estaciones sísmicas autónomas durante 15 días.

Se registraron más de 100 réplicas, la mayoría de ellas con magnitudes $M_w < 3$. Su distribución epicentral tiene un alineamiento casi NS, perpendicular a las fallas del semi-graben de Aljibes (Suter *et al.*, 1995). La actividad sísmica se concentra en dos zonas y se puede observar en la distribución espacio-temporal que la zona norte fue activada primero. La actividad sísmica en esta zona se presentó hasta el día 12 de junio de 1996 con el evento de las 02:43 hrs (GMT) ya que después de éste, hubo un lapso de aproximadamente 8 horas prácticamente sin actividad sísmica hasta las 11:22 hrs (GMT) cuando se registró un evento en la mayoría de las estaciones localizado en la zona sur cuya magnitud $M_w = 3.2$. A partir de este evento, la actividad sísmica se concentró en la zona sur. La distribución hipocentral de ambas zonas es casi vertical con profundidades menores a los 5 km. Al modelar el evento del 3 de junio de 1996 obtenemos un mecanismo focal que nos sugiere un fallamiento normal con un acimut de 180° y buzamiento de 79° , cuya orientación es similar a la distribución epicentral de los eventos.

La actividad sísmica concentrada en esta región pudo haber sido inducida por las variaciones en el nivel del agua en la central hidroeléctrica de Zimapán.

SISMF-04

EL SISMO DE TEHUACÁN DEL 15 DE JUNIO DE 1999, SEMEJANZAS Y DIFERENCIAS CON EL OCURRIDO EL 24 DE OCTUBRE DE 1980

L. Quintanar¹, J. Yamamoto¹, C.J. Rebollar² and Z. Jiménez¹

¹ Instituto de Geofísica, UNAM

² Depto. de Sismología, CICESE

Se estudia el sismo de Tehuacán del 15 de junio de 1999 ($M_w = 7.0$ CMT) usando las señales de banda ancha en el campo lejano así como la distribución de daños en la región epicentral.

A partir del análisis espectral se calcula una longitud de ruptura de ~ 28 km y una caída de esfuerzos de ~ 30 bar. La inversión de forma de onda permite inferir 2 fuentes estando la segunda de ellas al sureste de la primera; este resultado puede compararse con la distribución de réplicas del sismo de Huajuapán de León (24 de octubre de 1980, $M_w = 7.1$ CMT) las cuales se sitúan en un área de forma elíptica también al sureste del evento principal.

El rumbo del plano de falla para ambos eventos es prácticamente el mismo (310 grados) lo cual sugiere la existencia de fallas orientadas NW-SE en la región, a lo largo de las cuales ocurren periódicamente rupturas. Trayectorias de baja atenuación en esa dirección explicarían asimismo la distribución de daños para los eventos de esta zona.

SISMF-05

LOCALIZACIÓN DEL SISMO (990615) DE TEHUACÁN, PUEBLA, MEDIANTE LA RED SISMOLOGICA DE LA CFE

E. Lomas, A. Uribe y S. Fernández

Depto. de Sismotectónica, Gerencia de Ingeniería Civil, CFE
Augusto Rodón #265, Col. Nochebuena, México, D.F.

El centro de la República Mexicana fue violentamente sacudido por un sismo que ocurrió el 15 de junio de 1999 a las 15:42 h y 5.7 segundos, tiempo local. Este sismo produjo 14 muertes y una gran cantidad de daños en construcciones, principalmente de adobe y tierra apisonada.

En la Ciudad de México y Puebla el sismo provocó pánico entre los habitantes, sobre todo en el estado de Puebla, lugar donde fue localizado el epicentro. En el estado de Puebla, los pobladores confirmaron que este temblor fue sentido con mayor intensidad en comparación con los que ocurrieron el 730828 ($\text{mag} = 6.8$), 850919 ($\text{mag} = 8.1$), por lo que hace suponer que el presente sismo es uno de los más importantes que han ocurrido en la zona en el presente siglo.

Mediante la red sismológica de la Comisión Federal de Electricidad el sismo fue localizado en las coordenadas geográficas 18.211 latitud norte y 97.578 longitud oeste, a una profundidad de 63 km y magnitud coda de 6.6. El epicentro fue evaluado con 36 fases, el cual presentó un GAP de 55° , rms de 0.61 segundos y errores tanto epicentral y de profundidad de 1.5 y 3.9 km respectivamente.

Debido a la distribución de la red sismológica de la C.F.E., se registraron pocos temblores tanto de premonitores como de réplicas, ya que solamente fue captado un evento premonitor que ocurrió el 7 de junio ($\text{mag} = 3.8$) y 15 réplicas localizadas en un lapso de 14 días, cuyos epicentros aproximadamente se alinean en dirección $N40^\circ W$ que forman una franja con un ancho de 20 km. Los hipocentros definen el plano de ruptura de aproximadamente 48 km de longitud y 25 km de profundidad.

El sismo es de profundidad intermedia, su mecanismo indica esfuerzos tensionales derivados de la interacción de las placas de Cocos y Norteamérica, los parámetros focales son: plano de falla principal 286° , 52° y -116.4° , plano de falla auxiliar 145° , 45° y -60.2° para el acimut, buzamiento y deslizamiento respectivamente. Donde el eje de tensión es casi horizontal con 3.6° de buzamiento y presenta un rumbo $N42^\circ E$ cercano a la dirección de subducción.

**CONSTRAINT ON RUPTURE AREAS OF THE
ACAPULCO-SAN MARCOS EARTHQUAKES OF
1962 (M 7.1; 7.0) AND 1957 (M 7.7), BASED ON THE
ANALYSIS OF TIDE RECORDS AT ACAPULCO,
MEXICO**

M. Ortiz¹, S.K. Singh², V. Kostoglodov² and J. Pacheco²

¹Ingeniería de Procesos e Hidráulica, UAM
México, D.F.

²Instituto de Geofísica, UNAM
Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510, México

A reliable estimation of the rupture areas of the doublet of 1962 (11 May, M 7.1; 19 May, M 7.0) and the earthquake of 1957 (M 7.7), which occurred in the Acapulco-San Marcos region, is critical in the estimation of the width of the strongly-coupled plate interface and in the evaluation of possible rupture scenarios during future earthquakes in this part of the Guerrero seismic gap. With the goal of delineating the rupture areas of these events, which are poorly constrained from the seismic data, we have reanalyzed the tide record of Acapulco. A careful analysis of the record shows a permanent uplift of 15 ± 3 cm and 7 ± 3 cm during 11 May and 19 May, 1962 earthquakes, respectively. No detectable permanent uplift was found for the 28 July, 1957 event. To model the tsunami record, we assumed appropriate focal mechanism, rupture dimension (L and W), and average dislocation on the fault. By trial and error, we searched for the location of the rupture area which fitted the residual tsunami waveform and, in the case of the 1962 events, also agreed with the observed uplift. The surface projection of the rupture areas of the 1962 events mostly lie onshore, with Acapulco located near the NW and SE edges of the rupture areas of 11 and 19 May earthquakes, respectively. The estimated uncertainty in the location of these areas is ± 5 km. For the 1957 earthquake, we modeled the tsunami at Acapulco as well as at Salina Cruz. The NW and SE extremes of the fault length, L, were changed so that the initial observed and synthetic tsunami signals agreed with each other. The rupture area was shifted with respect to the coastline to reproduce the resonance pattern of the observed tsunami. The results suggest that NW limit of the 1957 rupture area was $30(\pm 5)$ km SE of Acapulco and L was $80(\pm 25)$ km. The offshore extension of the rupture was less than 10 km. We conclude that the earthquakes of 1962 extended the 1957 rupture area further towards NW. These events suggest that the strongly coupled plate interface in this region may not extend offshore by more than 10 km. However, several recent large earthquakes in Mexico have ruptured the plate interface which lies entirely offshore [e.g., the earthquakes of 21 September, 1985 (M 7.6; offshore Petatlan), 9 October, 1995 (M 8.0; Colima-Jalisco), and 25 February, 1995 (M 7.2; offshore Pinotepa Nacional), suggesting that the width of the coupled zone, at least in some segments, may extend almost to the trench. Based on the available data, we can not ruled out this possibility for this segment also.

SIST-01

RESULTADOS DE LA APLICACIÓN DE LA TRANSFORMADA DE ONDÍCULA EN SISMOLOGÍA

Romero Oscar M.¹, Acosta-Chang José² y Ronquillo-Jarrillo Gerardo²

¹ Depto. de Sismología, División Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

E-mail: oromero@cicese.mx

² Instituto Mexicano del Petróleo

Eje Central Lázaro Cárdenas No. 152, A.P. 14-80507730,
México, D.F., México

E-mail: gerardo@orion.explimp.mx

La Transformada de Ondícula presenta características muy ventajosas en su tratamiento de la información en el plano tiempo-frecuencia (tiempo-escala). Entre las principales ventajas se encuentran: Posibilidad de aplicación de filtros variables con el tiempo, compresión de señales, mejoramiento de la relación señal/ruido, identificación de fases sísmicas e identificación de trenes dispersivos en sismología de terremotos.

Hemos aplicado, la Transformada de Ondícula en tres problemas sismológicos:

- Compresión de datos provenientes de la técnica Drill-bit IVSP
- Identificación de trenes dispersivos de ondas superficiales en registros de terremotos
- Identificación de arribos de fases sísmicas

En la técnica de Drill-bit (barrenación) se utiliza el ruido de la barrena de perforación como fuente móvil de señal sísmica, la cual es registrada por geófonos colocados en superficie; estas señales constituyen la base de datos del IVSP (Inverse Vertical Seismic Profiling) para la obtención del modelo estratigráfico. La calidad de la información derivada de esta técnica está en relación directa a la longitud de registro, por lo que resulta necesario un método de compresión de datos; esto lo conseguimos llevando la información al dominio ondícula a través de la Transformada de Ondícula, eliminando los «coeficientes de ondícula» por abajo de un cierto umbral, y regresando al dominio del tiempo, con la Transformada Inversa de Ondícula. Presentamos ejemplos de aplicación de este método con el empleo de diferentes tipos de ondículas base y umbrales de truncamiento.

El despliegue de los coeficientes de ondícula en un plano tiempo-escala permite identificar visualmente la presencia de ondas dispersivas en registros de terremotos, y acotar los trenes dispersivos tanto en su duración en tiempo, como en su banda de frecuencias. Presentamos resultados obtenidos con la Transformada de Ondícula y los comparamos con los obtenidos con otras técnicas.

En el plano tiempo-escala es posible identificar disturbios muy localizados en tiempo, con una distribución amplia en frecuencia, los cuales son indicativos de la presencia de arribos de fases sísmicas. Presentamos aplicaciones de este método.

SIST-02

INVERSIÓN DE CURVAS DE DISPERSIÓN DE VELOCIDAD DE GRUPO, OBSERVADAS EN DOS TRAYECTORIAS PARA EL SUR DE MÉXICO

Arturo Iglesias-Mendoza^{1,2}, N.M. Shapiro² y V.M. Cruz-Atienza^{1,2}

¹ Centro de Investigación Sísmica, A.C.

Carret. al Ajusco #203, Col. Heroes de Padierna, Tlalpan,
México, D.F., 14200, México

² Instituto de Geofísica, UNAM

Ciudad Universitaria, Coyoacán, México, D.F., 04510, México

Se utilizaron dos técnicas de optimización global (Simulated Annealing y Algoritmos genéticos) para invertir curvas de dispersión de velocidad de grupo obtenidas a partir de catorce sismos ocurridos en la costa sur de México.

Los registros se agruparon en dos trayectorias. La primera se diseñó con diez sismos ocurridos en la costa de Guerrero y registrados en la estación de banda ancha CUIG (Ciudad Universitaria) del Servicio Sismológico Nacional (S.S.N.). La segunda comprende cuatro registros de sismos con epicentro cercano a la población de Huatulco, Oax., y registrados en la estación (PLIG) de banda ancha del S.S.N., ubicada en la Ciudad de Iguala Gro.

Las curvas de dispersión son apiladas por trayectorias, utilizando la técnica de apilado logarítmico presentada en 1996 por M. Cumpillo y otros. Este procedimiento permite conocer, en buena medida, la confiabilidad de los resultados obtenidos a partir del proceso de inversión.

Como resultado de este trabajo se presentan modelos de la corteza terrestre que contemplan un promedio entre la estación de registro y la zona epicentral. Estos resultados son comparados con algunos modelos de la zona sur de México determinados previamente.

SIST-03

WAVE-GUIDE EFFECTS IN SUBDUCTION ZONES: EVIDENCE FROM THREE-DIMENSIONAL MODELING

N.M. Shapiro, K.B. Olsen, and S.K. Singh
Instituto de Geofísica, UNAM

Circuito Exterior, Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510,
México

Institute for Crustal Studies, University of California, USA

We have simulated seismic wave propagation in models of the subduction zone off the Pacific coast of Mexico using a three-dimensional finite difference method. The results show that a significant part of the energy generated by earthquakes in the subduction zone can be trapped inside a wave-guide generated by the low-velocity material of the accretionary prism. The trapped waves in the simulations appear as long-duration wave-trains that follow the onset of the surface waves, similar to the signature of broadband seismograms recorded by stations along the Pacific coast of Mexico for subduction earthquakes.

DETERMINACIÓN DE LA ESTRUCTURA DEL MANTO SUPERIOR DEBAJO DE MÉXICO USANDO MEDICIONES DE ANISOTROPÍA CON ONDAS SKS Y SKKS

Raúl Valenzuela Wong
Instituto de Geofísica, UNAM

Se obtuvieron valores de anisotropía utilizando las dos componentes horizontales de los registros de ondas SKS y SKKS. En caso de que exista anisotropía por debajo de la estación, la onda llegará primero en una de las dos componentes. La diferencia en los tiempos de llegada de la onda entre una componente y la otra se conoce como tiempo de retardo (dt). A la dirección en que viaja la onda con una velocidad mayor se le denomina dirección de polarización de máxima velocidad (fi), mientras que la dirección de polarización de mínima velocidad es perpendicular a ésta. En estudios anteriores se ha demostrado que el episodio tectónico más reciente en una región produce anisotropía en el manto superior y consecuentemente determina la orientación de fi. En ausencia de eventos tectónicos, la anisotropía viene determinada por la dirección del movimiento absoluto de las placas.

Para realizar el análisis se seleccionan las dos componentes horizontales con el segmento de registro que contiene a la onda de interés. A continuación se explora el espacio de posibles soluciones por medio de incrementos de 1 grado en la dirección de polarización de máxima velocidad, dejando variar el valor de fi entre 0 y 180 grados. Más explícitamente, para cada incremento se hace la rotación de ejes coordenados y se calculan la autocorrelación y la correlación cruzada de los dos registros. Por cada valor de fi que se prueba, se explora también el espacio de tiempos de retardo (para valores plausibles) en incrementos de 0.05 seg. Se calculan los valores característicos que corresponden a cada incremento de dt y fi. Los valores de dt y fi que arrojan el menor valor característico cuantifican la anisotropía. Para verificar el resultado obtenido se aplica una corrección con valor de dt y fi a los registros originales sin rotar. En caso de que la interpretación sea correcta, la desaparición de la anisotropía es evidente al calcular la polarización de los registros.

Presentamos los resultados obtenidos al analizar el sismo del 16 de mayo de 1998 al sur de Fiji. Los registros provienen de la red de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional. La distribución actual de las estaciones de la red nos permite estudiar diversas regiones tectónicas, principalmente la Sierra Madre del Sur, el Eje Volcánico Transversal, la Mesa Central y el bloque Jalisco.

DETERMINACIÓN DEL TENSOR DE MOMENTOS SÍSMICOS DE ORDEN 2 A PARTIR DEL ESPECTRO DE AMPLITUDES DE ONDAS SUPERFICIALES

J.M. Gómez, B. Bukchin y R. Madariaga
Unidad de Investigación en Ciencias de la Tierra, Campus Juriquilla, UNAM
A.P. 1-742, Querétaro, Qro., 76001, México
E-mail: gomez@conin.unicit.unam.mx

Describimos un método de inversión del tensor de momentos sísmicos basado en el análisis de los periodos largos e intermedio de las ondas superficiales.

Los periodos intermedios asociados a los momentos superiores de orden 2 permiten estimar el tamaño, la geometría y la duración de la fuente.

La función de Green esta determinada por la velocidad de la estructura alrededor de la fuente y la estación, así como por la atenuación geométrica y la velocidad de fase media de la onda. Dado que dicha velocidad es mal conocida en las ondas superficiales, determinamos la distribución espacio-temporal de la fuente usando únicamente el espectro de amplitudes. Aplicamos este método en dos sismos ocurridos en Asia Central (Georgia 23/10/92, $M_s=6.5$ y Kyrgyzstan 19/08/92, $M_s=7.4$). Al mismo tiempo, realizamos una inversión clásica con ondas de cuerpo para comparar la calidad y sensibilidad de los resultados obtenidos.

Éstos son muy similares y corresponden bien con las características sismotectónicas locales. Esta consistencia de resultados muestra que se pueden aprovechar eficazmente los periodos intermedios y tener una resolución similar a la de las ondas de cuerpo. Este método permite resolver algunas de las ambigüedades obtenidas por las ondas de cuerpo durante el estudio de eventos superficiales. También, es factible estimar los parámetros de eventos cuyos espectros de amplitud de ondas de cuerpo están apenas arriba del ruido micro-sísmico. Esto tiene particular importancia en el estudio de eventos de magnitud intermedia si consideramos que en general, las ondas superficiales son mejor registradas que las ondas de cuerpo.

CÁLCULO DE LA RESPUESTA SÍSMICA DE VALLES ALUVIALES TRIDIMENSIONALES EMPLEANDO UNA FORMULACIÓN OPTIMADA DEL MÉTODO INDIRECTO DE ELEMENTOS DE FRONTERA (IBEM)

Carlos Ortiz Alemán¹, Alejandro Gil Zepeda² y Francisco José Sánchez Sesma²

¹ Centro de Investigación Sísmica, A.C.

² Instituto de Ingeniería, UNAM

Se introducen las bases del método indirecto de elementos de frontera (IBEM) y se aplica al cálculo de la respuesta sísmica de valles aluviales de forma irregular en tres dimensiones, para ondas incidentes P, S y de Rayleigh. En el método IBEM, el planteamiento de las condiciones de frontera conduce a un sistema de ecuaciones integrales para las fuentes en las fronteras. La discretización se basa en la rectificación aproximada de las fronteras

empleando elementos circulares. Esto facilita la integración analítica de las funciones de Green para un espacio no acotado, homogéneo, isotrópico y elástico. La efectividad de esta técnica ha sido probada en trabajos anteriores. En este trabajo, se discuten los avances recientemente obtenidos con el empleo de criterios de truncamiento para construir soluciones aproximadas de la matriz de coeficientes empleando esquemas de inversión para matrices raras o porosas. Los resultados representan una extensión en el rango de aplicaciones del método IBEM.

SIST-07

SIMULACION ESTOCÁSTICA DE LOS REGISTROS DE ACELERACION DEL SISMO DE UMBRIA- MARQUE (ITALIA CENTRAL) DEL 26 DE SEPTIEMBRE DE 1997 (MW 6)

Raúl R. Castro¹, Antonio Rovelli², Massimo Cocco², Francesca
Pacor³ y Massimo Di Bona³

¹ Division Ciencias de la Tierra, CICESE

² Istituto Nazionale di Geofisica, Roma

³ ENEL, Italia

Simulamos registros de movimiento fuerte del evento principal (Mw 6) de la secuencia sísmica de Umbria-Marque (Italia Central) de septiembre-octubre de 1997. Los movimientos del terreno generados por la ruptura de la falla fueron calculados usando una técnica de modelado estocástico propuesta por Beresnev y Atkinson (1997,1998) para fallas finitas. En este modelo el movimiento del terreno se simula, para frecuencias altas, sumando fuentes puntuales estocásticas y además se incorpora la atenuación regional y factores de amplificación de sitio que son dependientes de la frecuencia. Dividimos el plano de falla en 60 elementos de 1.2 km de longitud y 1.5 km de ancho. La frecuencia de esquina y el rise time resultante de las subfallas son de 0.91 Hz y 0.5 seg, respectivamente.

Encontramos que las funciones de amplificación juegan un papel importante en el proceso de simulación, mejorando las formas de onda y los ajustes del nivel espectral. Los acelerogramas de la estación Nocera (NOC), localizada en el extremo norte de la ruptura, muestran efectos importantes de directividad. Por tal motivo, ajustamos los movimientos del terreno observados usando una distribución heterogénea de deslizamiento. Probamos dos modelos, uno que simula la ruptura de la falla con dos parches principales, donde el deslizamiento se concentra, y un segundo modelo que rompe hacia el norte con una distribución de deslizamiento concentrada en el extremo sur del plano de falla. A bajas frecuencias, las amplitudes simuladas para NOC requieren, sin embargo, una corrección de directividad adicional que debe ser dependiente de la frecuencia.

SIST-08

NONLINEAR EXCITING OF SUPERLOW FREQUENCY ACOUSTIC WAVE CAUSED EARTHQUAKES

S.V. Koshevaya, G.N. Burlak, E. Gutierrez-D., R. Perez
Enriquez and A.N. Kotsarenko

¹ National Institute of Astrophysics, Optics and Electronics
(INAOE)

P.O. BOX 51&216, C.P. 72000, Puebla, México

E-mail: svetlana@inaoep.mx

² Universidad Autónoma de Morelos, CIICAP
Cuernavaca, Mor., 62210, México

In this report a nonlinear mechanism of the transformation of seismic waves into atmospheric superlow acoustic waves is discussed. The spectrum of the seismic waves caused earthquake is wide but only extremely low frequencies reach the ionosphere. This process can be amplified due to the nonlinear interaction of low frequencies waves and its transformation into superlow frequency acoustic wave.

The nonlinear interaction of seismic wave with atmosphere bases on hydrodynamic equations. We take into account the following circumstances. The atmospheric waves have one extremely remarkable property: their amplitude with height accres

on the exponential law as $|V_a(z)| \approx e^{2Hz}$. So, wave with amplitude on a surface of the Earth about shares of millimeter per one second on ionosphere heights (150 km) are transformed to an acoustic wave with amplitude of speed about speed of a sound 104-105 cm/sec. Second, the dispersion law for vertically extending atmospheric acoustic waves looks like $\Omega^2 = \Omega_0^2 + k^2 s^2$, where

$\Omega_0 = s/2H$ is cut off frequency, $s = \sqrt{\gamma P_0 / \rho_0}$ is the speed of a sound. The attenuation of waves caused by viscosity, strongly grows with increase of frequency (as $\propto \Omega^2$) it is possible to expect, that the effect of increase of atmospheric acoustic waves essential only on frequencies Ω , close to frequency $\Omega_0 \propto 10^{-2}$ 1/sec will be real.

It is shown that amplitude of superlow frequency caused the difference of frequencies $\Omega = \Omega_1 - \Omega_2$ is equal

$$V^{(2)} \approx -i \frac{(\Omega_1 - \Omega_2)^2}{2\gamma g(\Omega_1 + \Omega_2)} (1 + \gamma + i \frac{2g}{Ks^2}) A_1 A_2^* e^{i(\Omega_1 - Kz)}, \text{ where}$$

$\Omega = \Omega_1 - \Omega_2, K = \sqrt{\Omega^2 - \Omega_0^2}/s$, A_1, A_2 are the amplitudes of interacting waves, g is the gravity acceleration, and γ is adiabatic constant. The calculations of this amplitude at

$\Omega_{1,2} = 2\pi \cdot 400 \text{ sec}^{-1}, \Omega = 2\pi \cdot 4 \text{ sec}^{-1}$ and velocity

$s = 3 \cdot 10^4 \text{ cm/sec}$ gives the following result for

$$|V^{(2)}| \approx 3 \cdot 10^{-4} |A_1| |A_2|. \text{ If } |A_1| |A_2| \approx s = 3 \cdot 10^4 \text{ cm/sec we}$$

obtain for the superlow frequency acoustic wave $|v^{(2)}|/S \approx 1$, that means effective nonlinear interaction of two acoustic waves and effective transformation of these waves into a superlow frequency sound wave. For this example it is clear the powerful nonlinear mechanism of the energy flow from the lithosphere into the ionosphere.

SIST-09 CARTEL

UN MODELO DE RESORTE BLOQUE PARA DESCRIBIR CUALITATIVAMENTE LA DINÁMICA DE UNA FALLA CON ASPEREZAS

A. Muñoz-Diosdado y F. Angulo-Brown

Biofísica, UPIBI, IPN

Av. Acueducto S/N, Col. Barrio la Laguna Ticomán, Gustavo A. Madero, México, D.F., 07340, México

E-mail: amunoz@acci.upibi.ipn.mx

La dinámica de una falla sísmica puede ser modelada en forma cualitativa usando el modelo propuesto por Olami, Feder y Christensen (OFC) en 1992, este es un modelo de resorte-bloque bi-dimensional el cual es una variación no conservativa del modelo de Burridge y Knopoff (1967) y se resuelve mapeándolo en un autómata celular. En este trabajo se muestra como se puede modificar el modelo OFC para incluir dentro del mismo el concepto de aspereza según la propuesta de Kanamori (1981). Esto se consigue dividiendo la malla que representa a la falla sísmica en diferentes regiones, cada una de las cuales se caracteriza tanto por su tamaño como por los valores de las constantes elásticas. El tamaño de malla usado fue de 100×100 , osea un total de 10,000 bloques, los valores de las constantes elásticas pueden variar desde cero hasta 0.25 (caso conservativo) pero se ha mostrado que los mejores resultados se obtienen cuando el promedio de las constantes elásticas se encuentra alrededor de 0.2. El caso homogéneo es aquel en el cual las propiedades elásticas son las mismas en toda la malla, si se ubica una zona de la malla con propiedades elásticas diferentes al resto, entonces esta región puede identificarse como una aspereza. Los resultados muestran que es posible obtener cualitativamente un comportamiento que se ha observado en aquellas fallas en donde se han identificado asperezas: los sismos sintéticos de mayor magnitud se producen en regiones donde los valores de las constantes elásticas tienen los valores más grandes, lo cual correspondería a las asperezas de mayor tamaño. Sin embargo, los sismos sintéticos de mayor magnitud son poco frecuentes, mientras que los de menor magnitud son mayoría, es decir, se obtiene la ley de Gutenberg-Richter para la sismicidad sintética, los valores de la constante b se aproximan a los valores reales para ciertos valores de los parámetros elásticos, también se obtienen las gráficas en forma de escalera para la sismicidad acumulada. Se hicieron simulaciones para diferentes geometrías, algunas de las cuales pueden ser identificadas con fallas reales.

SISV-01

ACTIVIDAD SISMICA EN LA REGION DE ATLIXCO, PUE. Y SU RELACION CON EL VOLCAN POPOCATÉPETL

Soto Jorge¹, Lermo J.¹, Valdés Carlos² y Martínez Alicia²¹ Instituto de Ingeniería, UNAM

Ciudad Universitaria, A.P. 70-472, Coyoacán, México, D.F., 04510, México

E-mail: lermo@intii.ingen.unam.mx

² CENAPRED

Siguiendo la clasificación de Minakami (1974) los sismos tipo-A, o de alta frecuencia (Mc Nutt, 1994) o volcano-tectónicos (Chouet, 1996), se caracterizan por presentar fases de ondas P y S bien definidas, de manera similar a los eventos de tipo tectónico, diferenciándose de éstos por su localización hipocentral bajo el edificio volcánico. Para el caso específico del volcán Popocatepetl estos eventos se encuentran aproximadamente entre 7 y 15 Km a partir de la cima del volcán (Lermo *et al.*, 1995). Estos eventos fueron registrados a partir de 1988 por la estación sismológica de Altzomoni (IIA) de la red telemétrica del valle de México (SISMEX). En este trabajo se excluyen dentro de esta clasificación a los temblores tipo explosión denominados tipo-E por Lermo *et al.*, 1996 que están asociados a las explosiones del Popocatepetl (diciembre 1994, abril, julio y diciembre de 1997 y diciembre 1998).

Para la región de Atlixco en el estado de Puebla, la estación telemétrica PPC instalada en noviembre de 1994 registró eventos tectónico-volcánicos previos a la erupción del 21 de diciembre de ese mismo año. Del mismo modo, se detectaron eventos provenientes de la misma región durante los meses de febrero-marzo de 1996, antes de la segunda crisis del volcán, cuando nuevamente se observó un domo de lava ubicado al interior del cráter el 31 de abril de 1996. Posteriormente se registraron eventos aislados durante octubre-noviembre-diciembre de 1996. En 1997 se observó un enjambre sísmico en esta misma región de Atlixco durante los meses de marzo y abril, los cuales precedieron a la explosión del 29 de abril, misma que destruyó el domo de lava mencionado. En octubre de 1997, nuevamente se tuvo un pequeño enjambre en esta misma zona. La gran mayoría de estos eventos mencionados tienen una distribución espacial alrededor de la estación PPC y una profundidad promedio de 6 km a partir de la cima del volcán. Para los meses de marzo-abril, julio-agosto y noviembre de 1998, estos eventos de la zona de Atlixco presentan un cambio importante en cuanto a su distribución epicentral, ahora se localizan, la gran mayoría, entre las estaciones de PPC y PPT, a una menor profundidad (en promedio a 4 Km de la cima del volcán).

Gracias a la instalación de tres estaciones digitales autónomas durante dos periodos (marzo-abril de 1997 y octubre-noviembre de 1998) en Atlixco, se pudo localizar varios eventos de esta zona con más de 15 estaciones, así como construir mecanismos focales individuales. Estos mecanismos focales (rumbo 127°, buzamiento 32°, corrimiento -71°) corresponden a un fallamiento normal con una pequeña componente lateral izquierda. Recientemente se han observado pequeños enjambres y mecanismos focales similares en las zonas de Juchitepec-Milpa Alta y Zempoala que refuerzan la existencia del sistema de fallas La Pera (Delgado *et al.*, 1996; Lermo *et al.*, 1996). Por lo tanto, podemos sugerir que el proceso

volcánico del Popocatepetl haya reactivado a esta falla, provocando la actividad sísmica observada.

SISV-02

DETERMINACION DE ETAPAS DE COMPORTAMIENTO DEL VOLCAN POPOCATEPETL, EN BASE A SU SISMICIDAD

Carlos Valdes Gonzalez y Guillermo Gonzalez Pomposo

Instituto de Geofísica, UNAM

Benemérita Universidad Autónoma de Puebla

A partir de diciembre de 1994, el Volcán Popocatepetl, entro en un estado de reactivación. Usando las variaciones del comportamiento sísmico, tanto de los eventos volcano-tectónicos (VT) como de los de periodo largo (LP), se identificaron 9 etapas, que son: a) de preparación, b) premonitoria, c) eruptiva, d) fumarólica, e) formación de domo, f) de pulsos cuasi-cíclicos, g) de acumulación de energía, h) explosiva e i) post-explosiva o de relajación. Algunos de los parámetros usados para diferenciar las etapas antes mencionadas, son: en el caso de los LP, el número de eventos por día. Para los VT, se uso su localización epicentral y profundidad, así como su momento sísmico para cuantificar la energía liberada por etapas.

El comportamiento de las etapas no sigue un patrón regular, por ejemplo, no hay un incremento continuo en la sismicidad, que anticipe la etapa explosiva, sino por el contrario, la etapa previa a la explosiva, muestra niveles de sismicidad LP y VT muy bajos. El mayor número de VT ocurre en la etapa post-explosiva que es también la que libera mayor energía sísmica (29%). La etapa de mayor actividad LP es la de formación del domo, con un 35% de las 62,800 exhalaciones detectadas del 21 de diciembre de 1994 a agosto de 1999. La etapa en la que ocurre un mayor número de VT profundos (11 Km bajo el cráter), es la de los pulsos cuasi-cíclicos y la de mayor número de eventos someros es la post-explosiva. Cada una de las etapas muestra una distribución característica de los eventos VT.

Los mecanismos focales obtenidos para algunos VT, localizados bajo el volcán y al SE de él, sugieren fallas inversas con ejes compresionales horizontales orientados NE-SW.

En base al comportamiento de la actividad sísmica del Volcán Popocatepetl, pretendemos establecer patrones que nos permitan prever subsecuentes episodios eruptivos. La fase actual post-explosiva y de relajación (hasta agosto de 1999), no indica que el volcán haya terminado su periodo de reactivación.

SISV-03

EL DESARROLLO DE LA SISMICIDAD PREVIA A LAS EXPLOSIONES DEL VOLCÁN DE FUEGO EN 1999

Gabriel A. Reyes Dávila¹, Francisco Nuñez Cornú², Carlos A. Ramírez Vázquez¹, Justo Orozco Rojas¹ y Carlos Suárez-Plascencia²¹ RESCO, CICBAS, Universidad de Colima² SisVOc, Universidad de Guadalajara

A partir del 1 de febrero de 1999 se observa claramente un cambio en el tipo de actividad sísmica asociada al Volcán de Fuego

durante su actual periodo eruptivo. Empieza a registrarse a partir de ese día sismicidad típicamente asociada a eventos del tipo de explosión, a degasificaciones intensas y por primera vez los mas variados tipos de tremor tanto en contenido espectral como en amplitud y duración. Los cuatro eventos explosivos más grandes se registran los días 10 de febrero, 10 de mayo, 17 de julio y, sorpresivamente, el 29 de julio del presente año. Si bien los eventos tuvieron magnitudes muy similares, los premonitores a los mismos fueron muy diferentes tanto en el tipo y tamaño de la sismicidad en las horas previas como en el desarrollo final.

Se presenta en este trabajo una descripción detallada de la actividad arriba mencionada.

SISV-04

UNA DESCRIPCION GENERAL DE LA SISMICIDAD ASOCIADA AL ACTUAL PROCESO ERUPTIVO DEL VOLCÁN DE FUEGO: PERIODO DEL 01/11/98 AL 30/10/99

Gabriel A. Reyes Dávila¹, Francisco Nuñez Cornú², Carlos A. Ramírez Vázquez¹, Justo Orozco Rojas¹ y Carlos Suárez-Plascencia²

¹ RESCO, CICBAS, Universidad de Colima

² SisVOc, Universidad de Guadalajara

El 31 de octubre de 1999 inicia la más larga secuencia sísmica asociada al Volcán de Fuego desde el inicio, a finales de noviembre de 1997, del actual proceso eruptivo. La sismicidad, de alta frecuencia principalmente, aumenta día con día tanto en número como en amplitud hasta alcanzar su máximo a finales del 17 de noviembre de 1998 cuando desaparece completamente por unas horas. Después de este corto tiempo de calma sísmica la actividad se reanuda por los siguientes dos días para, de nueva cuenta, desaparecer. Estando en niveles muy bajos de sismicidad, el 21 de noviembre empiezan a observarse las típicas señales sísmicas asociadas a derrumbes de material por los costados del volcán a los que se asocia la extrusión de lava en bloques y su caída de la parte alta del volcán. Estas señales sísmicas no permiten observar a detalle la sismicidad de fondo durante los dos siguientes meses. Sin embargo, durante la última semana de enero de 1999 es posible observar el inicio de una secuencia sísmica con eventos de baja amplitud y alta frecuencia. A partir del 1 de febrero de 1999 el carácter de la sismicidad cambia nuevamente. Empiezan a registrarse señales sísmicas asociadas a eventos del tipo de explosión y, a partir del día 5 del mismo mes, por primera se registra tremor armónico monocromático. Durante los siguientes meses y hasta el momento este tipo de comportamiento continúa, registrándose cuatro grandes explosiones los días 10 de febrero, 10 de mayo y el 17 y 19 de julio. Estas últimas dos explosiones fueron escuchadas hasta Tomatlán y Puerto Vallarta, Jalisco. Así mismo, han ocurrido diversos periodos de tremor armónico monocromático intenso de hasta 12 horas de duración. Lo anterior sugiere, en principio, la evolución de un proceso eruptivo efusivo a uno de tipo eruptivo explosivo con las consecuentes implicaciones en un futuro cercano para propósitos de protección civil.

Se presenta en este trabajo una descripción detallada de la actividad arriba mencionada.

SISV-05

DIEZ AÑOS DE OPERACIÓN DE RESCO: AVANCES Y PERSPECTIVAS DE UN SISTEMA DE MONITOREO SÍSMICO Y VOLCÁNICO.

Z. Jiménez J.¹, G.A. Reyes D.², J.M. Espíndola C.¹ y C.A. Ramírez V.²

¹ Instituto de Geofísica, UNAM

Circuito Exterior, C.U. Coyoacán, México, D.F., 04510, México

² Centro Universitario de Investigación en Ciencias Básicas,

Universidad de Colima

Colima, Col., 28000, México

Hace diez años comenzó a funcionar la Red Sismológica Telemetrizada de Colima (RESCO). Esto es, a fines de junio de 1989 se instalaron las primeras tres estaciones y para fines de ese año se tenían cuatro. Debido a la crisis volcánica de principios de 1991 pronto se expandió la red a 6 estaciones y para mediados de 1994 se disponía de la red de monitoreo del volcán y el estado de Colima con 11 estaciones sismológicas de una componente vertical de periodo corto. El personal de RESCO ha colaborado con el Servicio Sismológico Nacional (SSN) en la operación y mantenimiento de la estación COL (equipada con sismógrafos de banda ancha), ubicada en las cercanías de la Ciudad de Colima. Inicialmente los registros de RESCO fueron de tinta sobre papel; en 1991 cuando se obtuvieron los primeros registros digitales, se generaron con un sistema de disparo, y a partir de marzo de 1998 se dispone de un sistema de adquisición continua. Para vigilancia volcánica, desde mediados de 1992 se cuenta con el sistema RSAM. La infraestructura de RESCO ha hecho posible monitorear con un alto grado de continuidad la sismicidad asociada a la actividad del Volcán de Colima, que por cierto, en últimas fechas ha aumentado notablemente. Además también ha permitido observar el desarrollo de la actividad sísmica local relacionada a procesos tectónicos de la región.

La actividad sísmica anómala que se presentó en el volcán de Colima desde el 14 de febrero hasta mediados de octubre de 1991, fue el primer evento volcánico que registró la RESCO, mostrando la gran utilidad que tiene contar con un sistema de monitoreo sismovolcánico que proporcione criterios para la toma de decisiones con fines de protección civil. La ocurrencia del temblor Manzanillo de octubre de 1995, también mostró la utilidad que tiene la red con mayor cobertura para monitoreo sísmico.

Utilizando los datos generados por la RESCO se está trabajando en la elaboración de un catálogo de 10 años de sismicidad, seleccionando eventos ocurridos en/o cerca de la red ($S-P < 5\text{seg}$) para asegurar mejor control en las localizaciones. Los resultados preliminares muestran que la sismicidad local observada se puede relacionar con los procesos tectónicos que están ocurriendo en la región de Colima, entre los cuales cabe destacar: 1) la actividad sísmica asociada al proceso de reactivación del volcán de Colima, 2) la asociada a fracturamientos superficiales en la región central del estado de Colima y suroeste de Jalisco que se interrumpe en el margen occidental del graben de Colima, 3) la sismicidad asociada al graben de Colima, donde se observa poca sismicidad somera en una franja de dirección noreste-suroeste de 75 km de ancho, delimitando probablemente el graben de Colima. 4) la asociada al proceso de subducción de las placas de Cocos y Rivera debajo de la de Norte América.

SISV-06

**EL PELIGRO SISMICO DE ACTIVIDAD
VOLCÁNICA**

Vyacheslav Zobin

Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima
Colima, Col., México

El catálogo de los 28 sismos volcánicos más grandes (con magnitud M_w más o igual a 4.5), relacionados con erupciones volcánicas del mundo de siglo XX, está preparado. La magnitud máxima está determinada para los sismos asociados con las erupciones de tipo diferente y para los sismos ocurridos a las etapas diferentes de erupciones. Se calculan las intensidades sísmicas máximas para cada tipo de actividad volcánica. Las condiciones de ocurrencia de los sismos volcánicos grandes están discutidas.

SRG-01

CVT-GIS GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEM OF TRANSMEXICAN VOLCANIC BELT 2ND STAGE: GEOMORPHOMETRIC MAPPING

Gabriel Origel-Gutiérrez

Programa de Maestría en Ciencias de la Tierra, Instituto de
Geofísica, UNAM

The CVT-SIG project in the Institute of Geophysics, UNAM, has implemented a geographic information system of the Transmexican Volcanic Belt region. One of its objective is the administration of the digital geomorphological charts that will be available through a web page. The processing of the entire region (1:1 000 000 scale) will be viewed using GTOPO30 Digital Elevation Models (DEM). The purpose of this is to compose its relief database, as well as to show its advantages in the geomorphometric mapping. I will present individual maps including one of these variables: altimetry, slope and aspect (slope orientation). Other maps will be shown in which the relationship between two or more of these variables enhance significant structures.

SRG-02

BASE DE DATOS PICTÓRICA GEORREFERENCIADA EN EL ESTADO DE BAJA CALIFORNIA, MÉXICO

Alejandro Hinojosa Corona¹, José Delgadillo Rodríguez²,
Jennifer Mancera Flores², Rafael Bermúdez Zavala¹ y Lourdes
Mexicano Vargas¹¹ Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE² Facultad de Ciencias, UABC³ Facultad de Ciencias Marinas, UABC

La toma de fotografías del paisaje así como la descripción de los sitios de interés, son algunas de las actividades rutinarias realizadas durante las verificaciones de campo en dos proyectos de investigación enfocados al análisis de la cobertura terrestre en el estado de Baja California, a través de sensores remotos. Por la naturaleza de los proyectos, los rasgos de interés tienen un amplio espectro, incluyendo ubicación de afloramientos geológicos, localidades, tipos de vegetación, pozos de agua, cruces de brechas, ranchos, arroyos, oasis, etc. Para todos estos sitios incluyendo aquellos donde se tomaron fotografías, se registró de manera sistemática la descripción del rasgo y su posición geográfica, apoyados con un sistema de posicionamiento global (GPS). Para las fotografías, se procuró registrar también la orientación de ésta con respecto al norte.

Dado el número de campañas de campo realizadas, fotografías tomadas, extensión de la zona de estudio y la necesidad de organizar la información, se diseñó y construyó una base de datos con el modelo relacional el cual está basado en tablas y relaciones entre ellas. El objetivo fue integrar la información y hacerla más útil en la interpretación de las imágenes de satélite en el laboratorio. Se definió un esquema jerárquico de tablas que nos permite organizar la información, por campañas de salidas de campo, incorporando la ubicación geográfica, descripción del rasgo y con la posibilidad de asociar una, ninguna o muchas fotografías a un rasgo. Se requirió digitalizar las fotografías de las salidas y utilizamos una cámara digital en las últimas campañas. Dentro de

la base de datos, existe un vínculo entre el rasgo de interés, su ubicación geográfica y el archivo gráfico que contiene la fotografía digital. Esta relación permite, desplegar la posición de las fotografías sobre las imágenes de satélite o mapas temáticos derivados y solicitar el despliegue de la fotografía asociada al punto, lo cual ha sido de suma utilidad para el análisis e interpretación de imágenes de satélite.

En la mayoría de las salidas de campo, además de registrar ubicación geográfica puntual de los rasgos de interés, se grabó a lo largo de las trayectorias de carreteras y brechas recorridas, la posición proporcionada por el GPS a intervalos fijos que varían entre 2 y 5 segundos, permitiendo así generar una base de datos vectorial con los caminos y brechas del estado de Baja California. Para el registro de las trayectorias, nos apoyamos de una computadora portátil.

SRG-03

PROCESAMIENTO DE UNA IMAGEN LANDSAT TM PARA EL ESTUDIO LITOLÓGICO DE LA FRANJA COSTERA ENTRE PUERTECITOS Y BAHÍA DE SAN LUIS GONZAGA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO

Noyola-Medrano M.C. e Hinojosa-Corona A.

Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km. 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, 22860, B.C.,
México

La franja costera entre Puertecitos y la Bahía de San Luis Gonzaga tiene una longitud de 100 km y cubre un área de ~3000 km² y es la continuación hacia el sur del corredor turístico San Felipe-Puertecitos en la parte norte del Golfo de California. La litología de la zona está dominada por rocas volcánicas principalmente tobas soldadas, flujos de lava andesítica-dacítica y domos dacíticos del Mioceno-Plioceno, sedimentos marinos y continentales del Plioceno. La secuencia volcanosedimentaria descansa sobre un basamento cristalino de rocas metasedimentarias del Paleozoico-Cretácico e intrusivos tonalíticos del Cretácico. Morfológicamente en la parte norte de la zona de estudio se presentan mesetas disectadas por arroyos y fallas formando bloques inclinados hacia el E, algunos valles pequeños y abanicos aluviales. Hacia el sur del área se presentan algunos volcanes, mesetas, valles y zonas de playas de arena.

En este estudio se analizó una imagen Landsat Thematic Mapper (TM) del 20 de julio de 1987 utilizando las técnicas de combinación de bandas, componentes principales selectivo y clasificación supervisada mejorada con la finalidad de obtener un mapa litológico de la zona de estudio a escala 1:100,000.

La mejor combinación de bandas obtenida es la TM 742 en rojo, verde y azul respectivamente mediante la cual se pueden identificar las mayores unidades litológicas como las unidades de tobas e ignimbritas que cubren casi toda la mitad superior de la zona de estudio y discrimina bien las unidades de metasedimentos y rocas graníticas ubicados en la parte central y sur respectivamente. Mediante la técnica de componentes principales selectivos se obtuvo una imagen en falso color utilizando las segundas componentes de los pares de bandas TM 5-7, 4-7, 2-7 en rojo, verde y azul respectivamente y con esta imagen se logró un contraste mayor entre las diferentes unidades litológicas, por lo que se pudieron separar las diferentes unidades de tobas y riolitas, también se identificaron unidades pequeñas como los depósitos de travertino

y algunas unidades de dacitas y andesitas. Los polígonos envolventes con las diferentes coberturas litológicas son obtenidos mediante la reclasificación y generalización de una clasificación supervisada mejorada con la que se obtuvieron 26 clases litológicas diferentes de las cuales 15 clases pertenecen a rocas ígneas, 3 clases son de rocas metamórficas y 8 clases corresponden a sedimentos.

El mapa litológico resultante fue evaluado por los métodos de matriz de confusión e índice kappa (κ) comparando el mapa obtenido con mapas preexistentes de la zona de estudio. La evaluación resultó en un 85.15 % de confiabilidad y con un κ de 0.831 por lo cual se considera que el resultado cumple con los esquemas de evaluación aplicados en otros trabajos similares a este estudio, lo que permite recomendar el uso de este mapa para estudios posteriores sobre la zona de estudio.

SRG-04

DIGITAL IMAGE ANALYSIS OF YOUNG VOLCANIC TERRAIN IN BAJA CALIFORNIA

J.M. Stock¹, B.P. Hausback², A. Martin-Barajas³, A. Hinojosa-Corona³, D. Pieri⁴ and A. Seymour¹

¹ Caltech

252-21, Pasadena, C.A. 91125 USA

² Cal State University
Sacramento, CA, USA

³ Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

⁴ Jet Propulsion Laboratory, NASA
Pasadena, CA, USA

Two Quaternary volcanic areas, Puertecitos and Las Tres Virgenes, lie along the eastern coastal region of the northern and central Baja California Peninsula. These areas contain the geomorphically young volcanic features of Isla San Luis and the Las Tres Virgenes volcano. Both have surficial geothermal anomalies and are thus volcanically active. Despite the nebulous nature and uncertain historical accuracy of references to historic eruptions at each of these areas, both of the areas pose volcanic risks to the surrounding populations, roads, sea routes and air-traffic routes, both domestic and international.

Digital multispectral image data from a low-altitude (~2 km above ground) flight, using NASA's MODIS-ASTER simulator (MASTER) airborne spectrometer, were collected in April and May 1999 for the Puertecitos and Las Tres Virgenes volcanic areas. The data provide 50 spectral bands in the wavelength range from 0.440 to 13.0 microns, with a pixel size of approximately 5 meters. These data will be analyzed in conjunction with available Landsat TM and SPOT imagery and existing geological maps and field checking. Our goal is to produce accurate and detailed maps of the Quaternary volcanic features in these areas. The mapping will be done in conjunction with fieldwork to determine the stratigraphic and geochronologic relationships of the units.

An accurate assessment of the timing, frequency, and character of past volcanic activity in the Puertecitos and Las Tres Virgenes areas will provide important initial boundary conditions for models of future volcanic eruptions and their effects. Such estimates will allow us to better assess the current volcanic hazards and risk in Baja California.

SRG-05

REGIMENES HIDROLÓGICOS Y TERRAZAS FLUVIALES: EL EJEMPLO DEL RÍO AMECA

Rosier Omar Barrera R.

Depto. de Geografía y Ordenación Territorial, Universidad de
Guadalajara

Se presenta un breve análisis geográfico, con énfasis en los aspectos hidrológicos, de la cuenca del río Ameca y de las terrazas fluviales vinculadas a las superficies de erosión del pie de monte de las sierras de Vallejos, sobre la margen derecha del río en su tramo inferior y de San Sebastián, sobre la margen izquierda. Este último cordón montañoso forma parte del complejo de la Sierra de Cacoma. El interés en realizar este estudio radica fundamentalmente en la búsqueda de evidencias geomorfológicas que aporten nuevos elementos a las teorías de desplazamientos del bloque Jalisco, separado del continente por la fosa Colima y la de Chapala-Tepic.

Se ha aplicado el método de la Geografía para lo cual se ha partido de la idea de la unidad del espacio geográfico de la cuenca fluvial del río Ameca, cuya labor se manifiesta en la cuenca inferior en contacto con el pie de monte de la cordillera de la costa. De allí la necesidad de destacar los caracteres del régimen fluvial y de los factores que influyen en él.

SRG-06

USO DE DATOS DE ARCHIVO E IMÁGENES LANDSAT TM PARA DETERMINAR VARIACIONES DEL USO DE SUELO EN CHALCO

Uribe Alcántara E.M.¹, Díaz Molina O.², Prol-Ledesma R.M.³

¹ Posgrado del Instituto de Geofísica, UNAM

² Facultad de Ingeniería, UNAM

³ Instituto de Geofísica, UNAM

Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510, México

La evaluación del cambio de uso de suelo es una importante herramienta en la planeación del desarrollo de poblaciones con gran concentración de población. Aquí tratamos de determinar el crecimiento de las áreas urbanas en Chalco, usando imágenes recientes de Landsat TM y datos de archivo representados por mapas publicados por el INEGI (1973, 1983). Las áreas ocupadas por la zonas urbanas fueron cuantificadas mediante imágenes generadas por la digitalización de los mapas y las imágenes de satélite fueron procesadas para definir los diferentes tipos de suelo que caracterizan el área de estudio.

Procesos de clasificación supervisada y no supervisada fueron aplicados a las imágenes de satélite (Landsat Thematic Mapper, bandas 1, 2, 3, 4, 5 y 7) del área de Chalco. La imagen fue previamente pre-procesada y procesada para intensificar la respuesta espectral de los materiales superficiales. Productos procesados que fueron obtenidos incluyen: composición en color real, composición en falso color, índice normalizado de vegetación y componentes principales. La evaluación resultante del área urbana en Chalco es graficada y estimamos un porcentaje de variación.

SRG-07 CARTEL

MORFOLOGIA DE LAS SUPERFICIES SATELITALES DE LOS PLANETAS EXTERIORES

Yolanda Cedillo Flores

Depto. de Física Espacial, Instituto de Geofísica, UNAM

El desarrollo de la era espacial ha provisto numerosos conocimientos del Sistema Solar, dentro de diversas áreas de la ciencia.

Con las misiones Pionero y Viajero se realizaron descubrimientos sumamente importantes entre los que se encuentran los relacionados a las superficies de diversos cuerpos, particularmente los satélites de los planetas exteriores del Sistema Solar.

El objetivo de este trabajo es distinguir las diferentes estructuras que forman el relieve de estas superficies satelitales.

La morfología en estas superficies muestra una diversidad de rasgos que son el resultado de varios procesos como los volcánicos y los tectónicos, que han tenido lugar a lo largo de sus historias geológicas.

Los satélites de los planetas exteriores están compuestos principalmente de roca y hielo en diferentes proporciones y por sus características químicas y físicas se han originado procesos relacionados a diferentes tipos de volcanismo, como el volcanismo de azufre y a diferentes tipos de hielos. Estos últimos han modelado las superficies de estos cuerpos, y han originado estructuras típicas de estos procesos, que en muchos casos son totalmente diferentes a las conocidas en el relieve terrestre.

Se eligieron los satélites de los planetas exteriores por la diversidad de estructuras originadas por procesos de criovolcanismo (volcanismo de hielo) de diferentes tipos de hielos.

La importancia de su estudio radica en la posibilidad de conocer, distinguir y comprender los procesos que dan lugar a la formación y el modelado del relieve extraterrestre.

Con toda la información aportada por las misiones espaciales a partir de la década de los 60's enfocadas al estudio del sistema solar, se tiene ya un conocimiento preliminar del mismo.

SRG-08 CARTEL

ESTUDIO GEOMORFOLOGICO E HIDROLOGIA SUPERFICIAL EN LA ZONA COSTERA ENTRE PUERTECITOS Y BAHÍA SAN LUIS GONZAGA, B.C.

José Luis García Puga y Alejandro Hinojosa Corona

Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

Se realizó un estudio geomorfológico y de hidrología superficial en la franja costera comprendida entre Puertecitos y la Bahía de San Luis Gonzaga, en la vertiente oriental de la Península de Baja California, zona enmarcada en dos subprovincias fisiográficas, la subprovincia del desierto de Altar y la subprovincia sierras de Baja California Norte. Para ello se utilizaron herramientas digitales aplicadas a modelos digitales del terreno

(MDT) e imágenes de satélite, apoyados en técnicas de percepción remota (PR) y sistemas de información geográfica (SIG).

Con dos técnicas distintas aplicadas a los MDT desarrollados por el INEGI, se extrajo información de hidrología superficial, como la definición de cuencas, escurrimientos superficiales, acumulación y localización de tributarios. Con el primer método, desarrollado por Charles Ehlischlaeger (1991) se delinearon 24 cuencas, con un área promedio de 300 km² y una extensión total de 3,929 km². Con el segundo método, propuesto por Ferdi Hellweger (1997), solamente se definieron 9 cuencas, con áreas que varían desde 190 hasta 720 km² y una extensión de 3,566 km². Esta reducción en el número de cuencas, se interpreta como una generalización en su definición, ya que las fronteras de los partaguas coinciden al agrupar cuencas definidas con el primer método. Existe una similitud en ambos métodos en la delineación de cauces de ríos y arroyos. Los cálculos efectuados para la acumulación de flujo divergen cuantitativamente pero se asemejan cualitativamente. La delimitación de las cuencas con estos dos métodos, discrepa con la información propuesta por el INEGI para la entidad en su carta hidrológica 1:1,000,000, coincidiendo marginalmente en la delimitación del parte aguas en el escarpe del Gofu. Con la información de hidrología superficial generada, se pretende aplicar el modelo propuesto por Baxter Vieux (1999) para la simulación de un evento de precipitación, como es el que se suscitó en 1997 por el Huracán Nora donde ocurrió una precipitación anómala afectando la zona de interés.

La fisiografía del área está controlada por la tectónica de extensión del golfo dando como resultado un complejo de sierras que varían desde los 1000-3000 msnm, con orientaciones NE-SW. Las geoformas que se presenta la zona costera varía desde aluviones, lomeríos, planicies, dunas, valles aluviales, mesetas basculadas, playas, sierras y cuerpos intrusivos. Se realizó un análisis geomorfológico en base a un mapa de pendientes del terreno calculadas a partir del MDT y posteriormente reclasificadas con los criterios propuestos por Demek (1972). Obteniendo los resultados, presentando que la mayor parte de la zona de estudio está comprendida de tres grandes grupos de pendientes: planicies, pendientes ligeras y pendientes suaves, conteniendo también unidades con pendientes escarpadas, estas últimas como consecuencia de la zona de extensión del golfo, marcando la zona divisoria entre el escarpe del golfo.

También se realizó una fotointerpretación de las unidades geomorfológicas utilizando estereopares sintéticos, generando pares estereográficos izquierdo y derecho a través de la inducción del efecto de paralaje gobernado por un MDT en compuestos de falso color de una imagen LANDSAT TM. El método permite exagerar la escala vertical y tener control sobre la extensión geográfica. Se generaron 5 estereopares, uno cubriendo la totalidad del área de estudio con una escala aproximada 1:300,000 y 4 con una escala 1:150,000 con los límites de las cuencas hidrológicas propuestas por INEGI. En la fotointerpretación se utilizó el esquema propuesto por López-Blanco J. (1994) y se obtuvieron un total de 16 unidades geomorfológicas.

TECT-01

LOS SISTEMAS DE FUNCIONES ITERADAS Y SU APLICACIÓN A LA GENERACIÓN DE SISTEMAS DE FRACTURAS SINTÉTICAS

Tolson Gustavo y Yussim Sergio

Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM

E-mail: tolson@servidor.unam.mx

Los Sistemas de Funciones Iteradas (SFI) son frecuentemente utilizados en el ámbito computacional para la generación de imágenes digitales de rasgos naturales como vegetación, topografía o nubes, entre otros. La apariencia, meramente subjetiva, de los objetos generados con SFI es tan realística que son comúnmente utilizados para generar paisajes digitales. Las imágenes creadas con SFI son también fractales autosimilares; éstos son entes geométricos cuya apariencia general es invariante en la escala de observación. Es decir, un cuerpo es formado por N segmentos de cuerpos más pequeños de geometría similar. A su vez, cada uno de estos cuerpos es formado por cuerpos más pequeños, y así sucesivamente hasta los límites de resolución del sistema.

Los sistemas de fracturas en materiales rocosos son relevantes para muchos aspectos de las Ciencias de la Tierra pero son sumamente difíciles de caracterizar estadísticamente, dada su extensa variabilidad en términos de orientación, dimensión y forma. Hemos tomado la idea de aplicar la generación de fractales con IFS para generar sistemas de fracturas sintéticos. La ventaja de este método radica en la facilidad de generar patrones de apariencia natural con cierta facilidad. Para comparar, cuantitativamente, los sistemas sintéticos generados con patrones de fracturas naturales utilizamos el análisis fractal. Éste consiste en evaluar la ocupación del espacio por el objeto de estudio utilizando el método de conteo de cajas. Los patrones sintéticos generados de esta manera tienen dimensiones fractales similares a las que hemos determinado en campo afectando distintas litologías.

Las imágenes generadas por los SFI pueden ser sometidas a determinaciones de conectividad y modelado de flujo de fluidos o bien pueden estudiarse para estimar leyes para fines mineros.

TECT-02

CARÁCTER FRACTAL DEL FRACTURAMIENTO EN EL ÁREA DE SAN JOAQUÍN, QUERÉTARO

Sergio Yussim y Gustavo Tolson

Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510, México

E-mail: yussim@servidor.unam.mxE-mail: tolson@servidor.unam.mx

Tomando en cuenta que la geometría fractal es una herramienta útil en el estudio de sistemas no lineales y heterogéneos, este trabajo plantea su aplicación con los siguientes objetivos: a) Estudiar las características del fracturamiento, tomando en cuenta su distribución espacial y su heterogeneidad. b) Determinar si los sistemas de fracturas son conjuntos fractales. c) Estimar la dimensión fractal de los conjuntos. d) Con base en la dimensión fractal y su orientación, inferir la geometría del sistema. La metodología a seguir es la de caracterizar los sistemas de fracturas a diferentes escalas; esto es, analizar diferentes soportes que van

desde imágenes de satélite hasta fotografías del afloramiento. En este análisis se caracteriza la dimensión de masa por el método de Conteo de Cajas ("box-counting"). Adicionalmente, en cada afloramiento se caracterizan los patrones de fracturamiento, por su orientación, espesor, relleno y cronología, se mide la densidad del fracturamiento en un área de 50 X 50 cm y se toman fotografías del afloramiento en conjunto y parcialmente, así como del área donde se midió la densidad. Para describir la geometría del sistema se presenta una aproximación estocástica usada para generar patrones de fracturas sintéticas, a partir de la estadística de las mediciones hechas en una red de fracturas natural. Los patrones sintéticos son imágenes generados por Sistemas de Funciones Iteradas (IFS), introducidas por Barnsley (1988). Las imágenes IFS consisten en una serie de puntos simples, que son ubicados espacialmente de acuerdo a una serie de funciones definidas. Los resultados que se han obtenido muestran que la dimensión fractal se encuentra entre 1.71 y 1.75, para diferentes soportes, con lo que concluimos, con los datos actuales, que las redes de fracturas son fractales y autosimilares.

TECT-03

A MODEL FOR THE EVOLUTION OF MULTI-SEGMENTED CONTINENTAL RIFT BASINS

Juan Contreras¹ and Christopher H. Scholz²¹ Depto. de Geología, CICESE

Ensenada, B.C., México

² Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University Palisades, NY, USA

This talk presents a computer model as well as a series of numerical experiments which simulate the evolution of continental rift basins. This model takes into account the mechanical response of the crust due to normal faulting and isostasy. This model also takes into account channelized erosion and transport of sediments by a fluvial network. Unlike other models, this one can simulate the evolution of several linked half-grabens bounded by fault systems composed by several fault segments. Input parameters include the usual elastic parameters of the crust, the extension rate, the number and location of faults, the precipitation rate over the simulated area, the diffusion and erosion constants of the rocks.

The attributes of the numerical experiments like the overall morphology, architecture of the basins, drainage pattern and stratigraphy are compared with digital elevation models and seismic cross-sections from the basins of the East African Rift System, specifically Lake Tanganyika and Lake Malawi Rift Basins. Our numerical experiments are in good agreement with the structure and architecture observed in these basins.

TECTÓNICA Y VOLCANISMO TERCIARIOS EN EL CENTRO Y SUR DE MÉXICO: ¿HASTA DONDE QUEREMOS LLEGAR CON EL *Basin and Range*?

Luca Ferrari¹, Angel Nieto-Samaniego², Susana Alaniz-Alvarez³ y José Rosas Elguera³

¹ Instituto de Geología, UNAM
A.P. 70-296, 04510, México, D.F., México
E-mail: luca@geologia.unam.mx

² Unidad de Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, UNAM
Campus Juriquilla

³ Centro de Ciencias de la Tierra, Universidad de Guadalajara
Guadalajara, Jal., México

Al principio de esta década Henry y Aranda-Gómez (1992, *Geology*) sugirieron que gran parte de la tectónica extensional Cenozoica del centro-norte de México pudiera interpretarse como una prolongación de la provincia de *Basin and Range* de los Estados Unidos occidentales. Esta interpretación ha tenido mucha influencia en la comunidad científica nacional, tanto que la referencia al *Basin and Range* se ha vuelto casi obligada para cualquier sistema de fallas con dirección aproximadamente nort-sur y edad terciaria. Trabajos de síntesis publicados recientemente indican que el *Basin and Range* de E.E.U.U. presenta características distintas entre sus porciones norte, centro y sur, en lo que respecta a edad, geometría de las fallas, magnitud de la deformación, tasa de deformación, intensidad del volcanismo y causas de la extensión. Por ello, el término *Basin and Range* resulta ser una definición morfológica, sin una caracterización precisa en términos geológicos o tectónicos. Consideramos que el uso del término *Basin and Range* es engañoso porque puede llevar a pensar que existe una similitud entre regiones caracterizadas por una tectónica muy distinta. Un caso que ejemplifica esto es la tectónica terciaria al norte y al sur de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM).

En parte sur de la Sierra Madre Occidental y de la Mesa Central la tectónica extensional Cenozoica afecta pervasivamente una franja de 600 km de ancho y tiene una migración de ENE a OSO. Esta deformación ocurrió en dos episodios bien definidos entre 30 y 27 Ma y 23 y 20 Ma, casi contemporáneamente al disparo de grandes volúmenes de ignimbritas y domos riolíticos. En contraste, al sur de la FVTM, la mayor parte de la extensión está acomodada por un único gran sistema de fallas (Fallas Oaxaca y Donají), que constituye la reactivación de una estructura cortical mayor entre el Eoceno y el Presente. Al oeste de la Falla de Oaxaca los sistemas de fallas normales de edad terciaria son raros y la deformación se manifiesta principalmente por fallas laterales que a veces producen cuencas *pull-apart* y cuya edad no está bien definida. Esta tectónica está acompañada por un volcanismo de edad Oligoceno que tiene estilo y volúmenes muy distintos a los de la Sierra Madre Occidental. Es notable también, que al oeste de la Long. 102° no se observa ninguna deformación Oligo-Miocénica importante al sur de la FVTM, mientras que al norte de ella ocurrió un intenso fallamiento terciario. Estas observaciones sugieren que la tectónica terciaria al norte y al sur de la FVTM tiene diferentes causas y, posiblemente, está controlada por diferencias en la estructura de la litósfera. Por ende nos parece poco apropiado hablar de *Basin and Range* para la región al sur de la FVTM.

FRAGMENTACION DEL SECTOR SW DE LA PLACA DE NORTEAMERICA: LA FALLA MINATITLAN DEL BLOQUE JALISCO

V.H. Garduño-Monroy¹, A. Cortés-Cortés² y Gabriel A. Reyes-Dávila³

¹ IIM-UMSNH
E-mail: vgmmonroy@zeus.ccu.umich.mx
² Universidad de Colima
E-mail: gabriel@cgcic.uco.mx

El Bloque Jalisco (BJ) elemento neurona de la Tectónica del Occidente del Cinturón Volcánico Mexicano ha sido tema de discusión durante los últimos diez años, primero por sus fronteras y después debido a la posición del Punto Triple que prepara el escenario para su separación (fragmentación) de la Placa Norteamericana (PNA), la historia geológica revela que la migración de estos bloques ya fragmentados y que se pasan al contexto pacífico, se dirigen o bien hacia el SE (Bloque Chortis) o bien se encaminan hacia el NW (Baja California).

Los primeros trabajos realizados hacían apuntar a que el BJ se preparaba a seguir la ruta de la Península de Baja California (PBC), es decir hacia el NW, sin embargo los trabajos de monitoreo de movimiento del BJ revelan más un movimiento de este hacia el SW o S.

En este trabajo presentaremos a una gran estructura que hemos cartografiado por mas de 20 km y que tiene rasgos morfológicos claros de una gran falla NW-SE activa de tipo lateral, ya que se encuentra desplazando los ríos y arroyos en forma horizontal, configurando a su vez un gran valle a lo largo de su curso. El análisis microtectónico revelan que esta gran estructura tiene una componente de tipo lateral izquierda, con planos orientados NW-SE y pitch menores a los 20°, factor que hace que esta no obedezca al modelo esperado, es decir que este sector suroccidental del BJ se estaría desprendiendo hacia el SW, no siguiendo el camino de la PBC.

Los datos de la RESCO de la Universidad de Colima revelan que existe una gran concentración de sismos que podríamos asociar más a sismos someros asociados a la zona de debilidad de la falla Minatitlán que a eventos ligados con la subducción. Existen alineamientos de sismos someros siguiendo tendencias NW-SE, lo que manifiesta la actividad sísmica de la falla Minatitlán.

La falla de Minatitlán podría explicar la distribución de las unidades geológicas como los granitos cretácicos, pero además se propone que la bahía de Pto. Vallarta podría constituir una cuenca *pull-apart* que uniría a la falla Minatitlán con la falla que genera a las islas Marías (fractura de Tamayo), terminado su expresión en la trinchera.

Esta nueva geometría de fragmentación del bloque de Jalisco y de la cinemática de la falla de Minatitlán abre una nueva posibilidad de contexto geodinámico de la Trinchera ya que con la presencia de esta estructura no solo se tendría colisión, también se tendría desplazamiento horizontal izquierdo.

ESTUDIO ESTRUCTURAL DEL SISTEMA DE FALLAS TAXCO-SAN MIGUEL DE ALLENDE EN LA REGIÓN DE QUERÉTARO

Angel C. Ojeda-García, Angel Francisco Nieto Samaniego y
Susana Alicia Alaniz Alvarez
UNICIT, Instituto de Geología, UNAM
Campus Juriquilla, A.P. 1-742, Querétaro, Qro, 76001, México

Demant (1978) reconoció un lineamiento mayor con rumbo NNW al que adjudicó actividad miocénica con movimiento lateral. Este lineamiento originalmente fue reconocido desde Taxco hasta San Miguel de Allende. Sin embargo ahora se sabe que está formado por fallas que han sido reconocidas desde Teloloapan, Guerrero, hasta cerca de la Sierra de Catorce en San Luis Potosí. Al sur de la Faja Volcánica Transmexicana, las fallas son de movimiento lateral derecho y con actividad oligocénica. En el interior de la Faja Volcánica Transmexicana, de Izúcar de Matamoros a Amecillo, las fallas que lo constituyen son de tipo normal con actividad miocénica o pliocénica. Al norte de Amecillo está formado por las fallas de Querétaro, la falla de San Miguel de Allende y la falla de Catorce, todas ellas de tipo normal y con actividad que va del Oligoceno al Mioceno medio.

Se realizó una sección estructural detallada en la ciudad de Querétaro. De la fotointerpretación y las relaciones estratigráficas observadas se puede inferir que existen, tres fallas mayores N-S. La mayoría de las fallas menores se midieron en dos bancos de material que se localizan entre dos de las fallas mayores. Mientras los sistemas mayores tienen direcciones casi N-S y E-W las direcciones medidas en los bancos de material son N12°E a N50°E y N21°W a N53°W, formando dos sistemas conjugados. En el caso de las fallas NE el sistema conjugado es casi perfecto, mostrando movimiento de tipo normal. Es importante hacer notar que estas fallas presentan desplazamientos siempre pequeños, no mayores de un metro. Por otra parte, las fallas NW muestran dos grupos de estrias, un grupo casi horizontal y el otro oblicuo, los indicadores estratigráficos y cinemáticos evidencian movimiento normal-derecho.

Las fallas con dirección NW se ubican entre las fallas mayores observadas en la Reserva Ecológica El Cimatarío (falla Cimatarío) y la falla 5 de Febrero. El bloque hundido de la falla Cimatarío corresponde al bloque levantado de la falla 5 de Febrero, por lo que se hace necesario la presencia de las fallas NW que generen el desnivel existente. Dada la distribución geográfica y la geometría de las fallas mayores, creemos que se trata de un sistema de transferencia izquierda entre dos fallas normales con el mismo buzamiento. El deslizamiento ocurrido en las fallas mayores (Cimatarío y 5 de Febrero) produjo un desnivel de 200m en forma de rampa en la zona del Aeropuerto. Ese desnivel alcanzó a producir fallamiento, formando las fallas NW con movimiento normal-derecho. Las fallas NE representan fracturas tipo Coulomb que se formaron perpendicularmente al esfuerzo mínimo compresivo local en la zona de transferencia.

ESTRUCTURA DE LA SIERRA DE CORONADO, EN LA PORCIÓN SEPTENTRIONAL DEL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO

M. Tristán-González y J.R. Torres-Hernández
Instituto de Geología, UASLP

La Sierra de Coronado, se localiza en la porción norte del Estado de San Luis Potosí aproximadamente a 18 km al oriente de la Ciudad de Charcas. Se trata de un bloque levantado de forma elíptica con su eje principal orientado N15°E de unos 29 km de longitud por 6 km de ancho, limitado en su flanco occidental por una falla normal y el oriental por una falla inversa. La sierra se encuentra segmentada por cinco bloques principales separados por fallas normales.

El bloque sur I. Las estructuras de este bloque son un anticlinal y un sinclinal, con recostamiento al oriente y cuyos ejes buzan al sur. En su flanco occidental se encuentra una falla marginal N15°W -70°SW sobre la cual se localizan minas de mercurio. La falla principal que separa este bloque es de rumbo general N30°W y su zona de falla está ocupada por una veta de CaCo3.

Bloque II.- Su porción oriental es un flanco invertido de un sinclinal recostado al oriente. En su porción occidental este bloque exhibe la mayor parte de la secuencia estratigráfica desde la Formación Nazas hasta Formación Cuesta del Cura. También se observan en este bloque detalles de los planos de deslizamiento ("decollement") en la parte superior de la Formación La Joya y base de La Caja y Tanaises.

Bloque III. Las fallas principales NW que lo limitan son normales con buzamiento al surponiente, con rumbo N45°W la del norte y N25°W la del sur. El flanco oriental no exhibe aparentemente una falla importante, sin embargo hay evidencias de que la secuencia estratigráfica de la Sierra de Coronado se encima sobre sedimentos del talud de la Plataforma Valles-S.L.P.

En la margen suroccidental se encuentra la mayor exposición de la secuencia del Jurásico y además se ve con mayor detalle los efectos que produjo el "decollement". El flanco oriental es un sinclinal recostado al NE con orientación de su eje principal N-S.

Bloque IV. Está limitado en su parte sur por la falla normal N45°W y en el norte por la falla de rumbo N 45° W. En su flanco occidental se observa un sistema de fallas normales escalonadas de rumbo N-N 10° E con buzamiento al NW y está formado por una estructura sinclinal y otra anticlinal recostadas al NE. El plegamiento en las Formaciones La Peña y Cuesta del Cura es intenso con gran desarrollo de pliegues del 2º y 3º orden del tipo chevron, gran parte de ellos imbricados con planos de vergencia al NE.

Bloque V. La falla sur que lo limita fue utilizado para el emplazamiento de un basalto. Este bloque presenta un desplazamiento con respecto al bloque sur que lo limita, sugiriendo un desplazamiento lateral derecho, en general la estructura es un anticlinal recostado al NE, existiendo parte del sinclinal en el flanco oriental de la sierra el cual está incompleta.

En conjunto se puede ver que toda la Sierra de Coronado fue primeramente afectada por efectos de compresión, originando plegamiento intenso formando planos de rotura sobre todo en la base del Jurásico (décollement), y posteriormente segmentada por una serie de fallas normales terciarias que se escalonaron hacia el SW. Las fallas mayores NW-SE muestran saltos verticales de mayor magnitud en su parte occidental y disminuye hasta hacerse casi nulo en su extremo oriental, lo que sugiere una geometría tipo tijera.

TECT-08

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE ALINEAMIENTOS DE TRAZAS DE FALLA POTENCIALES EN EL SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA SIERRA DE LAS CRUCES

Carrasco-Hernández Javier¹, Aguirre-Díaz Gerardo J.¹ y Nieto-Obregon Jorge²
¹ UNICIT, UNAM
 Juriquilla, Qro., México
 E-mail: gjad@servidor.unam.mx
² Facultad de Ingeniería, UNAM

Ubicación: Cinturón Volcánico Mexicano

El extremo norte de la Sierra de Las Cruces se ubica entre los límites estatales de Hidalgo y Estado de México, a 40 km al NW de la Ciudad de México.

El análisis interpretativo estructural de fotografías aéreas y modelos tridimensionales de topografía digital de esta parte de la sierra (INEGI, E14A18 y E14A28), indican un total de 152 alineamientos; en donde se distinguen tres sistemas preferenciales. El patrón principal de alineamientos corresponde a NE (10°, 20°) SW; el cual muestra una alta densidad de datos y promedio de 6 km por longitud de alineamiento. El sistema NW (70°, 80°) SE se distingue por contener los alineamientos más largos, ya que mantiene un promedio de 8.4 km de longitud por alineamiento. El tercer sistema SW (70, 80)° NE contiene la menor densidad de alineamientos. Aunque el promedio de longitud por alineamiento sea 6.8 km, tiene el alineamiento de mayor longitud (23 km) con orientación Este-Oeste de los tres sistemas estudiados.

Se confirmaron en campo ocho fallas normales, de las cuales dos se encuentran en el cañón de Poza Honda (km 87 autopista México-Querétaro) y seis en el valle de Taxhimay. La zona norte del valle de Taxhimay presenta una serie de basculamientos y desplazamientos de secuencias volcánicas y sedimentarias, con fallas normales de rumbo SW-NE y bloques caídos hacia el NW. Así como sistemas secundarios de fallas con orientación NE-SW y E-W. En el cañón de Poza Honda, dos fallas de rumbo NE-SW en convergencia definen un pequeño graben con rumbo SW 44° NE, cuyo bloque hundido presenta un basculamiento de 10° hacia el NW y un salto de falla aproximado de 50 m.

El sistema NE representa el límite noroeste del Sistema de Megacizalla Tenochtitlán (De Cserna, 1989), el cual afecta a la Sierra Madre del Sur desde Zihuatanejo hasta Tulancingo, Puebla. De Cserna (1989) infiere que este sistema incluye fallas normales y fallas laterales, estas últimas sobre todo hacia los márgenes del sistema. En el valle de Taxhimay algunos de los grandes alineamientos NE no presentan evidencia de desplazamiento vertical, pero son evidentes las facetas triangulares a lo largo del

posible escarpe de falla. Estos casos podrían explicarse como fallas laterales. Sin embargo, no se ha encontrado evidencia, como espejos de fallas con estrías laterales, que confirmen esta hipótesis. El sistema ENE pertenece al sistema Chapala-Tula, que incluye al Graben de Acumbay, cuyo extremo oriental está a 25 km del área de estudio y se considera sísmicamente activo (Suter et al, 1995). El sistema NNW correspondiente a la zona de fallas de Querétaro-Taxco incide sobre la zona de estudio siendo disectada en sumas ocasiones por el sistema NE.

TECT-09

ENTORNO ESTRUCTURAL DEL CENTRO VOLCÁNICO TAXCO, GRO.

S.A. Alaniz-Alvarez¹, A.F. Nieto-Samaniego¹ y D.J. Morán-Zenteno²

¹ UNICIT, Instituto de Geología, UNAM
 Campus Juriquilla, A.P. 1-742, Querétaro, Qro, 76001, México

² Instituto de Geología, UNAM
 Circuito de la Investigación Científica, Ciudad Universitaria, Del. Coyoacán, México, D.F., 04510, México

El centro volcánico Taxco (CVT), perteneciente a la Provincia Volcánica Terciaria del sur de México, se ubica en el extremo meridional del lineamiento Taxco-Querétaro, al norte de la ciudad de Taxco. El CVT está compuesto por cerca de 100 km³ de depósitos piroclásticos y lavas riolíticas cuyas edades varían de 38 a 32 Ma. Subyaciendo y rodeando el CVT está una secuencia sedimentaria compuesta principalmente de conglomerados y areniscas con cantos de calizas, que pasa gradualmente a tobos y riolitas fechados en 32 Ma. Ambas secuencias, la volcánica y la sedimentaria, se ubican en el extremo surponiente de la Falla de Taxco, subyaciendo y rodeadas por las Formaciones Morelos y Mexcala del Albano y Cretácico Superior respectivamente.

La Falla de Taxco está compuesta por numerosas fallas con desplazamiento lateral, la mayoría de ellas con movimiento derecho, que abarcan una zona de más de 6.5 km de espesor y cuya orientación varía de N-S a N10°W. Se midieron fallas desde la ciudad de Taxco hasta 35 km hacia el norte; sin embargo, es posible que continúen en la Faja Volcánica Transmexicana. Se documentó la presencia de diques piroclásticos del CVT emplazados en las fallas N-S que a su vez tuvieron reactivación posterior como parte del mismo sistema, por lo que se infiere que el volcanismo fue contemporáneo con el fallamiento. La Falla de Teloloapan, compuesta también por fallas laterales con rumbo NNW-SSE y desplazamiento lateral derecho, únicamente corta sedimentos mesozoicos y se ubica 36 km al poniente de la Falla de Taxco formando una transferencia derecha extendiéndose hasta al menos 35 km al sur. No obstante que el ancho de la zona de falla es parecido al de la Falla de Taxco, el espesor de las fallas observadas sugiere desplazamientos pequeños. Con base en los modelos de elementos finitos, modelos analógicos y teóricos de la evolución de cuencas pull-apart y en la distribución de las secuencias sedimentaria y volcánica con respecto a las fallas laterales se concluye que: (1) El movimiento relativo entre las dos fallas laterales derechos con transferencia derecha produjo extensión dentro de la zona del pull-apart durante el Oligoceno temprano, (2) un desplazamiento mayor de la Falla de Taxco desarrolló una cuenca asimétrica cuya zona de máxima extensión se ubicó al poniente de esta falla adyacente al extremo meridional, (3) el régimen de extensión favoreció la salida del magma y su

emplazamiento a su vez liberó, parcial o completamente, la deformación, (4) la cuenca sedimentaria está restringida a la zona de la cola de la Falla de Taxco, esto nos sugiere un estado de evolución incipiente, (5) el volcanismo inhibió el fallamiento normal típico de las cuencas pull-apart, y (6) la forma del campo volcánico, cuyo eje mayor es casi perpendicular al rumbo de las fallas laterales, sugiere un régimen de deformación regional transpresivo. Nosotros proponemos como hipótesis que la presencia de volcanismo dentro de una zona de pull-apart puede aportar información sobre la ubicación de las zonas de máxima extensión y de la magnitud del alargamiento. En el caso del CVT, se propone que el extremo meridional del lineamiento Taxco-Querétaro está compuesto por dos fallas laterales derechas NNW-SSE con transferencia derecha que tuvieron actividad durante el Oligoceno temprano y la ubicación y forma del CVT nos indicaría que el desplazamiento principal ocurrió sobre la Falla de Taxco en un régimen regional transpresivo.

TECT-10

ORIENTACIÓN DEL PALEOTENSOR DE ESFUERZOS CAUSANTE DEL FALLAMIENTO POST-OLIGOCÉNICO EN LA UNIDAD TILZAPOTLA, NORESTE DE LA CIUDAD DE TAXCO DE ALARCÓN, GUERRERO

Israel Castrejón-González, José M. Chora Salvador y Rafael Torres de León

Escuela Regional de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Guerrero

Ex-Hacienda de San Juan Bautista, Taxco el Viejo, Taxco, Gro., México

E-mail: erezag@silver.net.mx

La parte norte de la ciudad de Taxco de Alarcón, Guerrero colinda con la porción sur-oriental de la sierra de Taxco, la cual se caracteriza por presentar una topografía abrupta; constituida de mesas y mesetas delimitadas por grandes cantiles. La sierra de Taxco está conformada por una secuencia de tobas piroclásticas e ignimbritas de composición riolítica y de edad oligocénica denominada Riolita Tilzapotla.

Regionalmente se observan morfolineamientos posiblemente asociados a estructuras tectónicas del sistema Taxco-Querétaro de rumbo predominante NW-SE, localmente se aprecia en los morfolineamientos la consistencia de dicha orientación NW-SE además de una segunda dirección predominante NE-SW, a nivel de afloramiento son frecuentes: las superficies o espejos de falla con patrones de estrías múltiples desde el orden de centímetros hasta el orden de metros, estrechas zonas de cizalla y deslizamientos rotacionales activos.

El criterio usado, respecto a la determinación cinemática de los planos de falla, es la clasificación de fallas propuesto por Ragan (1985), quien presupone, que es el bloque de techo el que se desliza sobre el bloque de piso y que dicha interacción cinemática-dinámica determina la actitud estructural de la estría. En cuanto a la medición de la estría se midió de manera directa su pitch y estereográficamente se obtuvo su trend u orientación y su plunge o buzamiento. Dichas actitudes estructurales planares y lineales fueron analizadas estadísticamente utilizando histogramas de roseta y la estereofalsilla de Schmidt (de igual área) en su proyección hemisférica inferior con ayuda del software Package (Sperner *et al.*,

1994) y Quikplot de Gool *et al.*, (1996). La determinación de la dirección de los ejes de esfuerzo se logró con ayuda del programa Invers de Sperner *et al.* (1994) el cual implementa el método de inversión directa de Angelier y Goguel (1979).

En un levantamiento estructural, a lo largo de los recientes cortes de la carretera de cuota Taxco-Rancho Viejo se midieron 74 fallas causadas por deformación frágil (la mayoría de ellas oblicuas): 26 de ellas corresponden a fallas normales (pitch entre 45° y 135°), 26 a fallas laterales izquierdas (pitch entre 0° y 45°) y 22 a fallas laterales derechas (pitch entre 135° y 180°). El rumbo predominante en ambos tipos de falla es NW-SE y en menor proporción NE-SW, la orientación predominante en sus estrías es hacia el N para las fallas laterales y hacia el E para las fallas normales, el paleo-tensor de esfuerzos para las fallas normales evidencia una fase extensional NE-SW posiblemente asociada a la tectónica Basin and Range de edad Miocénica, el paleo-tensor de esfuerzos para las fallas laterales refleja una dirección de compresión casi E-W y una dirección extensional casi N-S la cual determina deslizamiento lateral derecho e izquierdo de rumbo NE-SW y NW-SE respectivamente, posiblemente representativas de una segunda fase de deformación de tipo transcurrente, la cual pudo causar reactivación de las fallas normales preexistentes.

TECT-11

PROLONGACIÓN PONIENTE DE LA FRANJA MILONÍTICA QUE SEPARA EL TERRENO XOLAPA DEL TERRENO MIXTECO, EN EL ÁREA DE LA VENTA VIEJA, ESTADO DE GUERRERO

Hernández-Treviño J. Teodoro¹, Tolson Gustavo² y Schaaf Peter¹

¹ LUGIS, Instituto de Geofísica, UNAM, C.U., México, D.F., 04510, México

² Instituto de Geología, UNAM, C.U., México, D.F., 04510, México

Entre Mazatlán y Tierra Colorada, Edo. de Guerrero, aflora al poniente del poblado del Ocotito y al SW de la Sierra de Alquitrán un cinturón milonítico, que forma el contacto tectónico entre los terrenos Mixteco y Xolapa.

La relación de esta zona de deformación con aquella que aflora en La Venta Vieja al SE del área de estudio, no ha sido esclarecida previamente.

En la región del Ocotito, la zona milonítica tiene un rumbo general WNW-ESE con una foliación inclinada de 15 a 33° al NNE. La lineación por extensión buza moderadamente hacia el N. La paragénesis de estas milonitas incluye porfiroclastos de feldespato potásico y plagioclasa en una matriz de cuarzo, epidota y moscovita, las cuales sugieren un régimen de deformación en la facies de esquistos verdes. Las rocas tienen indicadores cinemáticos como porfiroclastos de tipo sigma y estructuras S-C que acusan una cinemática normal-izquierda.

Con base en estos datos proponemos la correlación de este cinturón milonítico con el de La Venta Vieja, puesto que coinciden en litología, microestructura y orientación. Sin embargo ambos cinturones están truncados y desplazados aproximadamente 15 km y no se observan lineamientos tectónicos que acusen la presencia de una falla que afecte a los cinturones. Una posible explicación a este

problema es que el plutón de Tierra Colorada, que está intrusionando este sector, ha borrado la zona de falla que alojó este desplazamiento.

TECT-12

EVOLUCIÓN TECTONO-SEDIMENTARIA MIOCENO-PLIOCENO EN BAHÍA CONCEPCIÓN, B.C.S.

Ledesma-Vázquez J.¹, Johnson M.E.² y Staines-Urías F.¹

¹ Facultad de Ciencias Marinas, UABC

² Williams College, MA, USA

La bahía ocupa una estructura que se abre al golfo hacia el noroeste relacionada con la extensión de la región del Golfo de California en el Mioceno Tardío. Paralelo al eje mayor de la bahía, la zona de falla maestra en Bahía Concepción no supera el Mioceno en edad. La tectónica extensional en la región del golfo se inició entre el Mioceno medio y temprano, en forma sencilla. Este - Oeste. La extensión produjo subsidencia, la cual se convirtió en los depocentros para las cuencas marinas, por lo menos desde el Mioceno tardío, tal como ya se había establecido por otros autores para la cuenca de Santa Rosalía. Las unidades sedimentarias más antiguas presentes dentro de la región de Bahía Concepción, se ubican en la parte norte de la Península Concepción y han sido asignadas a la Formación Tirabuzón por la presencia de microfósiles. Siendo todas estas capas casi horizontales. Las unidades volcánicas del Grupo Comondú están inclinadas entre 20° y 45° en direcciones opuestas [E/W], como resultado directo del episodio extensional principal, como un evento único, para la región entre la parte sur de la cuenca de Santa Rosalía, y la cuenca de Bahía Concepción. La principal zona de tectonismo para el proto-golfo migró aproximadamente 15 Km hacia el Este. Generando el escarpe Concepción descrito por Nava y colaboradores. En Península Concepción y Punta San Antonio se hallan aflorando basamentos de granodiorita, como resultado directo del episodio extensional en el Mioceno tardío. La extensión en la zona de Bahía Concepción fue responsable por el desarrollo de una estructura de medio graben dividida, inundada a finales del Plioceno.

El fechado para el área de Santa Rosalía se basa en la ocurrencia de Chelyaster marquerens y moluscos asociados en rampas carbonatadas [6° de echado] asignadas al miembro Bahía Concepción en la Formación Infierno. En Punta Chivato, la Formación San Marcos, con presencia de Chelyaster howersi y Solenastrea fairbanksi son del Plioceno Temprano. Todas las unidades del Plioceno están acomodadas horizontalmente.

Los depósitos de terraza generalmente se presentan a una elevación de 6 ~12 m regionalmente asociada con la subetapa 5e (120-135 Ka). Su uniformidad en cuanto a su elevación y ausencia de deformación, dentro y fuera de Bahía Concepción, desde Punta Chivato hasta Santa Rosalía, indica que sólo estuvo asociado a levantamientos tectónicos menores a través de la región inmediata por lo menos desde aquel tiempo.

El modelo presentado difiere en la evolución de los estadios tectono-sedimentarios descritos por otros autores para la parte norte y sur del golfo. Esta aparente discontinuidad en los estilos está en concordancia con las múltiples zonas de acomodamiento que dividen la margen occidental del Golfo de California descritas previamente. La actitud horizontal o casi horizontal de todas las

unidades sedimentarias pliocénicas y pleistocénicas, dentro de la región de la cuenca extensional, indican un estadio avanzado post-extensional. Ningún registro sedimentario en el área de estudio refleja un estadio sin-extensional o post extensional temprano.

TECT-13

SEDIMENTOS MARINOS DEL GOLFO DE CALIFORNIA Y VOLCANISMO PLIOCENO DE LAS ISLAS SAN LORENZO Y LAS ÁNIMAS

Escalona-Alcázar F.J. y Delgado-Argote L.A.

Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., México

E-mail: escalona@cicese.mx

E-mail: ldelgado@cicese.mx

La secuencia sedimentaria marina de las islas San Lorenzo y Las Ánimas está formada, de la base a la cima por capas de yeso de espesor variable, están cubiertas por arenitas arcólicas y escasas arenitas líticas. Las areniscas se encuentran en contacto gradual con un conglomerado polimítico formado por clastos de andesita, dacita, granito, esquisto y basalto que varían de subangulares a subredondeados y están pobremente clasificados en una matriz de arena gruesa. En la base de la unidad de conglomerados las areniscas contienen fósiles de pectínidos y foraminíferos bentónicos que indican un ambiente marino somero de alta energía. Esta secuencia está cubierta por otra similar, cuya diferencia radica en la diversidad de su fauna fósil, la que está formada por pectínidos, cirripedios (*Balanus* sp.), briozoarios, espinas de erizo regular (*Eucidaris*?), poliquetos tubícolas y gasterópodos (*Epitonium* sp.), también de ambientes someros de alta energía.

Cubriendo a los sedimentos se encuentran derrames andesíticos, depósitos piroclásticos y derrames de basalto intercalados. Una muestra de basalto y una de andesita que cubren a la secuencia sedimentaria, fueron fechadas por el método de K-Ar en 5 ± 1 y 3.8 ± 0.3 Ma, respectivamente. La actividad volcánica en su conjunto ocurrió en un ambiente subaéreo; los derrames son de tipo fisural. Con base en el tamaño de los constituyentes y espesor de los depósitos piroclásticos, se infiere que éstos provienen de una fuente cercana. Entre los depósitos piroclásticos se encuentra uno monolítico de bloques y ceniza, formado por fragmentos líticos de dacita, que aparentemente está asociado al colapso de un domo cercano.

De la reconstrucción de la parte central del Golfo de California se observa que la posición de las islas antes de su desplazamiento hacia el sureste, a lo largo de las zonas de falla Partida y San Lorenzo, éstas debieron estar ubicadas frente a la Sierra Las Ánimas. En la margen nororiental de esta sierra, los derrames de andesita basáltica tienen 7.8 ± 0.2 Ma y están cubiertos por conglomerados y coquinas. Dadas la cercanía entre las islas y la margen nororiental de la Sierra Las Ánimas, se interpreta que la edad de la secuencia sedimentaria marina es Mioceno tardío.

ESTRATIGRAFIA DE LAS UNIDADES VOLCANICAS Y VOLCANOSSEDIMENTARIAS MIOCENICAS DE BAHIA DE LAS ANIMAS, BAJA CALIFORNIA

Vázquez-Jaimes M.E. y Delgado-Argote L.A.

Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

E-mail: ldelgado@cicese.mx

La cuenca de Bahía de las Animas se localiza en la parte central de la península de Baja California, en el Golfo de California. Se ha interpretado que la cuenca es de origen estructural, delimitada al occidente por la Sierra Las Animas y al oriente por la Sierra Agua de Soda. Su límite sur está definido por el bloque levantado de la Sierra Venecas que forma parte del Escarpe del Golfo y termina en el norte en el sistema de falla transforme del Canal Las Ballenas.

En la Sierra Venecas se hizo el levantamiento geológico de una columna estratigráfica de 800 m de rocas volcánicas y volcanosedimentarias. La base está formada por una andesita de hornblenda y augita, posiblemente de finales del Mioceno temprano. Sobreyacen en discordancia unidades de derrames de dacita y andesita y areniscas conglomeráticas, ambas intrusadas por diques de basalto de olivino y andesita con abundantes inclusiones de arenisca y alteración hidrotermal que indican emplazamiento en un ambiente saturado de agua. Al conjunto le sobreyace una alternancia de tobas cristalinas y lahares de alta temperatura, una secuencia de tobas pumiciticas y lahares con bloques de andesita.

Hacia el norte, en donde convergen las sierras Las Animas y Las Flores hay un valle delimitado por una serranía de aglutinados de basalto y tefra posiblemente de finales del Mioceno medio que sobreyacen a una secuencia de lahares con bloques de andesita, tobas liticas y aglutinados de basalto, correlacionable con basaltos de la región de Bahía de los Angeles.

En el valle central de la cuenca o Valle San Pedro predominan las colinas de conglomerado y derrames de lava andesítica-dacítica hialofírica, asociados a estructuras dómicas y montículos de bloques de basalto y andesita. Los montículos se distribuyen al norte de la cuenca y faldas de la Sierra Agua de Soda.

Al noroeste de la bahía, el basamento granítico aflora ampliamente. En las partes topográficamente bajas, está parcialmente cubierto por derrames de andesita cortados por diques vitrofíricos de la misma composición, y el conjunto está sobreyacido por un depósito de toba cristalina retrabajada. En la margen costera son comunes los depósitos de toba litica y de ignimbrita que subyacen a flujos de lava andesítica.

Por correlación con las áreas de Bahía de los Angeles, oriente de la Sierra Las Animas e Isla San Lorenzo, se interpreta que la secuencia andesítica, de lahares y tobas y derrames de basalto de la Sierra Venecas y parte central del valle, es la más antigua (Mioceno temprano a medio), mientras que las rocas andesíticas y basálticas del NE y NW de la cuenca pueden ser del Mioceno tardío. Hay evidencias en este último periodo de incursiones marinas que también pueden correlacionarse con las reportadas en las grandes islas y oriente de la Sierra Las Animas.

FALLAMIENTO CENOZOICO MULTIEPISÓDICO EN PINOS, ZACATECAS, MÉXICO

José Jorge Aranda-Gómez, Luis Vassallo-Morales, Amabel Ortega-Rivera y Gregorio Solorio-Mungia

UNICIT, Instituto de Geología, UNAM, Campus Juriquilla
Juriquilla, Querétaro, Qro., 76230, México

En la región, aflora una secuencia potente de rocas cenozoicas continentales formada por lavas y tobas félsicas y al menos dos unidades de fanglomerados polimícticos. Por su semejanza con otras unidades volcánicas del SW de San Luis Potosí y S de Zacatecas, se cree que las rocas volcánicas de Pinos fueron extravasadas en el Oligoceno medio y se relacionan a la provincia magmática de la Sierra Madre Occidental. Los fanglomerados ocupan posiciones estratigráficas distintas y presentan diferencias marcadas en litología. Sobre las rocas mesozoicas marinas y debajo de las riolitas y riolitas que forman el complejo de domos y derrames de lava de Pinos, en una relación claramente discordante con ambas, existe una secuencia de capas rojas (Cg₁), conglomerados y areniscas conglomeráticas, en lugares intercalada con rocas piroclásticas félsicas. Dependiendo de la fuente local de los clastos, varía la composición de Cg₁. En algunos lugares los conglomerados son color café claro amarillento y en ellos dominan clastos de rocas del basamento pre-Cenozoico, principalmente caliza, pedernal y arenisca marina, con fragmentos aislados de granito de muscovita y cantos y guijarros de rocas volcánicas subaéreas de composición félsica. En otros sitios los fragmentos son principalmente de lavas máficas submarinas y de caliza, con un aporte menor de las otras litologías y el color del conglomerado es rojo, similar al de las capas rojas eocénicas de Guanajuato y Zacatecas. Dentro de Cg₁ localmente hay secuencias gruesas de tobas félsicas, bien estratificadas, que sugieren la existencia de cuencas locales en donde se acumuló tefra retrabajada. Sobre las rocas volcánicas del Oligoceno, o en contacto por falla con ellas, hay un segundo fanglomerado (Cg₂) compuesto principalmente por cantos derivados de la secuencia volcánica del Oligoceno. En algunos lugares las capas conglomeráticas de Cg₂ están bien cementadas con sílice. Estas capas, a su vez se encuentran en contacto por falla con una secuencia de arenas y limos que aflora al norte del complejo volcánico de Pinos. En Cg₂, que por su posición estratigráfica suponemos del Eoceno u Oligoceno temprano, hay basculamientos hasta de 70°, aunque la mayoría de las capas se inclinan en promedio 20-30° al NE. En él también documentamos fallas intraformacionales que son sepultadas por las riolitas del complejo de domos de Pinos y que interpretamos como evidencia de extensión temprana en la zona. El contacto por falla entre las riolitas y Cg₂ sugiere una segunda fase de fallamiento, posiblemente acaecida durante el Oligoceno o Mioceno. Finalmente, el brusco truncamiento de Cg₂ a lo largo de un alineamiento topográfico de orientación N60E, y el contacto por falla entre facies conglomeráticas bien cementadas con limos y arenas sin litificar indican un tercer periodo de fallamiento en la zona. En el núcleo del complejo de domos de Pinos hay un patrón anular de arroyos que sugiere un control estructural del volcanismo.

NUEVAS CALDERAS EN EL SECTOR CENTRAL DEL CINTURON VOLCANICO MEXICANO

Aguirre-Díaz Gerardo J.¹, Carrasco-Hernández Javier¹ y López-Martínez Margarita²

¹ UNICIT, UNAM

Juriquilla, Qro., México

E-mail: gjad@servidor.unam.mx

² Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE Km 107, Carretera Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860, México

Ubicación: Cinturón Volcánico Mexicano

Cuatro calderas que no habían sido previamente reportadas se localizan entre las ciudades de México y Querétaro. De norte a sur son: la caldera de Amazcala, Qro., Santa María Macua, Hgo., La Muerta, Edo. de México, y La Catedral, Edo. de México.

La caldera de Amazcala se ubica justo al sur del volcán El Zamorano y a 30 km al NE de la Cd. de Querétaro. Tiene un diámetro de 10 a 12 km. Emitió grandes volúmenes de ignimbritas y lapilli de caída de pómez gris (ignimbrita Colón y pómez Ezequiel Montes); este último depósito forma un índice estratigráfico por su gran distribución, encontrándose hasta a 35 km de la caldera. Una serie de domos riolíticos posteriores a los productos piroclásticos mencionados forman el margen de la caldera y otro domo de 4 x 2 km de diámetro representa el domo central de la caldera (Cerro El Picacho). Fechamientos ³⁹Ar/⁴⁰Ar preliminares indican 3.4 ± 1.6 Ma para la ignimbrita Colón y 3.8 ± 0.8 Ma para la pómez Ezequiel Montes.

La caldera de Santa María Macua se ubica al sur de la caldera de Huichapan y a 15 km al NW de Tula, Hgo. Es una caldera que se formó en la cima de un estratovolcán. El cráter tiene forma de herradura abierta al Este, y tiene un diámetro de 5 x 3 km. La formación de esta caldera se asocia con una ignimbrita de espesor importante (ca. 50 m), denominada ignimbrita Poza Honda, la cual aflora entre Tula y Jilotepec, Edo. de Méx. La ignimbrita sobreyace a la Toba Huichapan (3.5 Ma, Aguirre-Díaz, 1996) y subyace al Basalto Jilotepec (2.4 Ma, Suter *et al.*, 1995). La ignimbrita está sin soldar, compuesta por varias unidades de flujo (agradada), casi 100% de su volumen son espículas de vidrio silíceo y fragmentos de pómez blanca, y sólo 1-2 vol.% cuarzo y sanidino y escasos líticos. Están en proceso edades de trazas de fisión en vidrio.

La caldera de La Muerta (nombre de la sierra que forma) se ubica al norte de la zona metropolitana de la Ciudad de México, al NW de Tepozotlán. Forma un amplio cráter en la cima de un volcán que fue casi totalmente destruido por las erupciones que originaron la caldera. El cráter tiene forma de herradura abierta hacia el sur, con 4 x 5 km de diámetro. Se asocian a esta caldera una secuencia de surges pumíticos sobreyacidos por una ignimbrita masiva con un espesor de hasta 40 m, denominada ignimbrita La Loma. En sus facies proximales esta unidad consiste en una brecha lítica coignimbritica de rezago, con bloques de hasta 3 m de diámetro en una matriz de ceniza y lapilli rica en pómez con hornblenda, cuarzo y plagioclasa. Los líticos de la brecha incluyen dacita gris, andesita con corteza de pan, y riolita vítreo. Los más grandes y abundantes son los de dacita gris, porfirica con matriz de vidrio transparente. La edad de esta ignimbrita está en proceso, pero se estima del Mioceno tardío.

La caldera La Catedral (nombre del pico más elevado, con 3,750 msnm), se ubica en la parte alta de la Sierra de Las Cruces, 20 km al SE de Villa del Carbón, Edo. de Méx. Es una estructura formada por una serie de domos riolíticos y dacíticos con arreglo anular, y una serie de domos centrales dentro de este anillo, entre éstos el domo La Catedral. La caldera tiene aproximadamente 9 km de diámetro. Se asocia con varias ignimbritas cuya principal característica es el contenido de pómez con biotita hexagonal y/o hornblenda. En ocasiones, los bloques de pómez miden hasta 0.6 m de diámetro. Algunos de los domos asociados a la caldera se derrumbaron y produjeron derrames de bloques y cenizas (con espesores de hasta 70 m) y depósitos de avalancha. Edades de las ignimbritas y de los derrames de bloques y cenizas están en proceso.

TECT-17

CONTROL TECTONICO DEL VULCANISMO EN EL CAMPO VOLCANICO MICHOACAN-GUANAJUATO Y EL COMPLEJO VOLCANICO DE COLIMA

J. Rosas-Elguera¹ y Carrasco-Núñez G.²

¹ Centro de Ciencias de la Tierra, Universidad de Guadalajara

A.P. 4-045, Guadalajara, Jal., México

E-mail: jrosas@quantum.ucting.udg.mx

² Unidad de Investigación en Ciencias de la Tierra, Instituto de

Geología, Campus Juriquilla, UNAM

A.P. 1-742, Querétaro, Qro. 76100, México

E-mail: gerardoc@conin.unicit.unam.mx

El sector centro-occidental de México está caracterizado por un arco volcánico (Faja Volcánica Trans-Mexicana) relacionado con la subducción de las placas de Rivera y de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica; asimismo, existen una serie de bloques corticales cuyas fronteras parecen controlar las estructuras desarrolladas del Mioceno superior al Cuaternario. El graben de Colima es una estructura orientada N-S que se localiza entre los bloques Michoacán y Jalisco, en tanto que la Falla Chapala-Oaxaca, de carácter sinistral, limita el bloque Michoacán del resto de Norteamérica, y es la extensión SE del graben de Tepic-Zacoalco. El extremo NW de la Falla Chapala-Oaxaca es visualizada en tres segmentos que, de NW a SE, está conformada por: el semi-graben de Cotija, la Faja Parícutin y la Falla Huacana. La Faja Parícutin es definida como una zona caracterizada por concentrar un gran número de volcanes monogenéticos pequeños y de edad muy reciente (< 40,000 años), que separa a los sectores norte y sur del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato, en donde también aparecen volcanes de mayor tamaño y de tipo compuesto o escudo.

La orientación preferencial N-S que guardan los conos cineríticos, las calderas del Nevado de Colima y Volcán Colima, abiertas hacia el oriente y S-SE, la orientación N-NE de los Hijos del Volcán, Volcancito y Volcán Colima, sugieren una dirección de extensión E-SE. Adicionalmente, la falla normal Techoluta y una serie de fallas normales en-echelon sinistral son las estructuras que limitan las paredes occidental y oriental de la parte norte del graben Colima. El análisis de la geometría y sentido de desplazamiento de 81 superficies estriadas y 225 fracturas demuestra una dirección dominante de 035°, en tanto que el régimen de paleo-esfuerzos sugiere una dirección de extensión de 132°.

Por otra parte, los modelos de elevación digital permiten visualizar que los volcanes desarrollados al norte de la Faja Parícutin son de mayor altura y están alineados en cadenas menos

definidas (con tendencias ENE y E-W) que aquellos del sector sur, en donde la orientación preferencial de los volcanes es 040°. De manera particular, el Parícutin conforma el alineamiento Sapichu-Parícutin-Taquí con una dirección 047°. Al igual que en la región de Colima, el volcán Tancitaro muestra un caldera de avalancha cuya abertura es hacia el oriente. Un análisis similar para 96 volcanes de la Faja Parícutin y sector sur del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato indican una dirección preferencial de 117°. Estos datos permiten sugerir una dirección de extensión E-SE.

Los resultados anteriores son interpretados en términos de una convergencia oblicua de la placa de Cocos con respecto a Norteamérica, lo que provocaría la reactivación de límites corticales y estructuras pre-existentes, así como un alargamiento E-SE del bloque Michoacán, permitiendo el desarrollo de fallas y fracturas de dirección N-NE y el consecuente emplazamiento de cadenas volcánicas con esta dirección.

TECT-18

ERUPCIONES ASOCIADAS A COLAPSOS SECTORIALES DIRIGIDOS EN EL SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA SIERRA DE LAS CRUCES NORTE

Aguirre-Díaz Gerardo J. y Carrasco-Hernández Javier
UNICIT, UNAM
Juriquilla, Qro., México
E-mail: gjad@servidor.unam.mx

Ubicación: Cinturón Volcánico Mexicano

El Campo Volcánico Sierra de Las Cruces Norte (CVSCN) se encuentra a 40 km al NW de la Ciudad de México, entre Jilotepec y Villa del Carbón, Edo. de México. El CVSCN está constituido por tres volcanes que al final de su desarrollo tuvieron erupciones asociadas a colapsos sectoriales dirigidos (CSD), tipo Volcán Jocotitlán (Siebe *et al.*, 1992). Del más antiguo al más joven los volcanes son: El Castillo (3,000 msnm), El Templo (3,100 msnm) y Chapa de Mota (2,950 msnm). La edad de los volcanes se estima Mioceno medio (edades en proceso). Las evidencias para cada erupción de CSD incluyen: un escarpe de colapso, megahummocks, depósitos de avalancha de escombros, lahares, y derrames de lodo. Cada colapso se asocia a depósitos plinianos y piroclásticos, que incluyen surges, ignimbritas, y ceniza-lapilli de caída.

El volcán El Castillo, dacítico, se colapsó hacia el NNE. Los depósitos del CSD cubren un área de 43 km². Incluyen megahummocks de lava dacítica de 1 a 2 km de diámetro que se localizan dentro del escarpe de colapso, y un depósito de avalancha (21 km²) que cambia a depósitos de lahar en sus facies distales (20 km²). Este depósito alcanza hasta 300 m de espesor. Se caracteriza por formar un relieve abrupto de peñascos. La avalancha está conformada por bloques dacíticos de más de 3 m de diámetro con estructuras de rompecabezas y sin matriz. Las facies laháricas forman mesetas que se extienden hasta 11 km hacia el NEE y NE de la fuente, con espesores < 150 m. Los lahares son heterolitológicos con bloques hasta de 1.5 m de diámetro, con matriz de arena fina a gruesa y sin estructuras de rompecabezas. El volcán El Templo, andesítico, tiene colapsado su flanco oriental. El CSD está representado por una zona de megahummocks (18 km²) y una avalancha de escombros (9 km²). Los megahummocks son andesita, y llegan a tener diámetros de 4 km. Están distribuidos dentro del escarpe de colapso. La avalancha de escombros llega a

tener 50 m de espesor, y se encuentra hasta 8 km hacia el SE de la fuente. Este depósito está formado principalmente por bloques andesíticos hasta de 1 m de diámetro, con estructura de rompecabezas y sin matriz. El volcán Chapa de Mota, andesítico, tiene el CSD en el flanco SE, formando una zona de hummocks (6 km²) y una secuencia de depósitos piroclásticos, derrames de lodo y lahares (24 km²). Los megahummocks son andesita con diámetros de hasta 2.5 km. Están distribuidos caóticamente dentro del escarpe de colapso. El lahar, con 5 m de espesor, se encuentra hasta a 5 km hacia el SE de la fuente, y está compuesto de bloques andesíticos con <1.5 m contenidos en una matriz arenosa.

Las erupciones de CSD del CVSCN son similares a la erupción que causó el CSD del volcán Jocotitlán (Siebe *et al.*, 1992), el cual está a 30 km al WSW del CVSCN. Esto permite suponer un modelo de CSD que incluye las siguientes características: a) presencia de megahummocks de 1 a 3 km de diámetro, los cuales se encuentran en su mayoría dentro del escarpe de colapso, es decir, representan megabloques del volcán que se derrumbaron hacia el centro del mismo y un poco hacia fuera a lo largo del sector colapsado; b) para cada CSD se asocian eventos piroclástico-plinianos y depósitos de avalancha-lahar; c) los megahummocks por lo regular están rodeados por los depósitos de avalancha y lahares. Aunque Siebe *et al.* (1992) indican que el CSD del Jocotitlán es inusual por las dimensiones de los hummocks asociados, parece que fue un estilo de colapso común en este sector del Cinturón Volcánico Mexicano, y que pudo haber estado vinculado a la sismicidad de la región, como se infiere para el Jocotitlán y se ha establecido para el Mt. St. Helens.

TECT-19

GEOQUIMICA DE LA IGNIMBRITA CANTERA, CAMPO VOLCANICO DE SAN LUIS POTOSI, S.L.P.

J.R. Torres¹, G. Labarthe¹, O. Morton², J.L. Macías², C. Siebe²
y R.M. Huerta¹

¹ Instituto de Geología, Universidad Autónoma de San Luis Potosí
Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM

E-mail: jrtorres@uaslp.mx

² Instituto de Geofísica, UNAM

El Campo Volcánico de San Luis Potosí se ubica al SW de la ciudad del mismo nombre. La secuencia volcánica expuesta incluye lavas e ignimbritas emitidas entre los 31.0±1.5 y los 26.8±1.3 Ma. La Ignimbrita cantera (29.0±1.5 Ma) es la más voluminosa y presenta dos miembros bien definidos. El miembro inferior presenta pobre soldamiento, es rico en líticos (principalmente de riolita), contiene pómez blanca casi africa y es rica en fenocristales (30 a 40%) de cuarzo y sanidino. El miembro superior presenta buen soldamiento. También es rico en fenocristales de cuarzo y sanidino, y los cristales de plagioclasa (oligoclasa) varían de un 1 a 2%. Los líticos son menos abundantes e incluyen líticos de arenisca de las formaciones sedimentarias cretácicas subyacentes, indicando una profundización progresiva en la erosión del conducto de emisión.

Este miembro contiene de la base a la cima, pómez de color café claro, pómez ocre, pómez bandeada y pómez café oscuro. El perfil de la ignimbrita sugiere un depósito continuo y el cambio en el tipo de pómez indica un aporte de diferentes niveles de una cámara magmática zoneada.

Para este estudio se aislaron los clastos de pómez y de ellos se obtuvo el análisis químico de elementos mayores, traza y tierras raras. El contenido de sílice de los clastos de pómez varía entre 71.76 y 76.20 (% en peso). Los diagramas de sílice contra potasio ubican a todas las muestras como riolitas ricas en potasio (solo una muestra cae en el campo de las traquitas ricas en potasio) y se ubican en el campo de las rocas calcoalcalinas. Lo mismo indica el diagrama de sílice contra el total de álcalis. Los diagramas de discriminación de óxidos mayores contra sílice muestran un aumento en el contenido de Fe_2O_3 y CaO , al aumentar la sílice, en tanto que disminuye el contenido de Al_2O_3 y MnO .

Los diagramas de variación de elementos traza contra sílice muestran curvas bastante regulares para el Sr y Nb, descendiendo este último de manera regular al aumentar el contenido de sílice. El Th y Zr muestran dispersiones irregulares. La gráfica de K/Rb contra SiO_2 (% en peso) muestran una dispersión muy regular y parecida a rocas calcoalcalinas de Batopilas, Chih., reportadas por otros autores.

Los diagramas tipo araña para los elementos de tierras raras muestran un enriquecimiento de elementos ligeros respecto de los pesados, una anomalía negativa pronunciada de Eu y una anomalía negativa ligera de Ce.

Por lo anterior, se concluye que el color contrastante de la pómez, no tiene una correspondiente variación notable en su clasificación química respecto de los elementos mayores, pero sí reflejan variaciones interesantes respecto de algunos de los elementos traza. Se considera que los magmas riolíticos que originaron a la ignimbrita fueron generados por cristalización fraccionada en cámaras magmáticas someras.

TECT-20

RECONNAISSANCE GEOLOGY OF ISLA ISABEL, NAYARIT, MÉXICO

José Jorge Aranda-Gómez¹, James F. Luhr² and Todd B. Housh³

¹ UNICIT, Instituto de Geología, UNAM, Campus Juriquilla
Juriquilla, Qro., 76230, México

² Smithsonian Institution

Washington, D.C., USA, 20560

³ Department of Geological Sciences, University of Texas at
Austin
Austin, TX., USA, 78712

Isla Isabel is ~65 km northwest of San Blas, on the Pacific coast of central México. The island is a complex of coalescent volcanoes built atop extended continental crust. Isabel lies on the east side of the mouth of the Gulf of California, near the area previously occupied by Los Cabos Block during the early Pliocene. Southeast of the island, on the mainland, is the NW-trending Tepic-Zacoalco rift, a major volcanotectonic structure in the western part of the active Mexican Volcanic Belt. Alkaline lavas have erupted contemporaneously with calc-alkaline rocks in the rift during the Plio-Quaternary. The Tepic-Zacoalco rift is the inferred boundary between the Jalisco and Sierra Madre Occidental blocks, and Isabel lies along its projection across the continental platform. Immediately south of Isabel is the San Blas Trough, a swale that trends NW-SE, co-linear with a gravity lineation parallel to the Tamayo and San Blas fault zones, which are the transform boundaries between the northern Rivera and North American plates.

Most outcrops on Isla Isabel are made of basaltic tuff-breccia deposited by pyroclastic-surge clouds. Lava flows of olivine basalt are exposed in small areas along the coast and in the northern part of the island. The presence of distinctly bedded accumulations of near-vent, oxidized, scoria-fall deposits intercalated with layers of agglutinated lava spatter and scoria indicates that some of the volcanoes were of the emergent type. The initial surtseyan activity gave way to subaerial strombolian eruptions and to the formation of cinder cones and associated lava flows atop maar-type volcanoes, mainly tuff cones. The relatively deep Laguna Fraguas crater does not have a distinct, steep-sided pyroclastic rampart around it. The water in the lake is salty indicating a connection with the sea through saturated pyroclastic deposits. Therefore, the mechanism of formation of this crater might be more similar to that of a maar (*sensu stricto*), formed by interaction between rising magma and water contained in a saturated zone in porous material.

Isabel's basalts (*sensu lato*) are alkaline, with 5-14 % normative Ne (Cabral, 1990, Rev. Geofísica, 31: 161-184). Consistent with rock composition is the ubiquitous presence of mantle xenoliths in the eruptive products (Ortega and González, 1980, Revista, Inst. Geología, UNAM, 4(1): 82-83). The age of the island is unknown, but based on geomorphologic arguments and the preservation of exposed lava surfaces it is assumed that Isabel is Plio-Quaternary. We recognized remnants of 9 craters on the island, which indicate the presence of at least a similar number of vents. Seven of these craters define a NW-trending alignment. In general, the older craters are located in the northwestern portion of the island. The inferred ages of the vents appear to indicate that there was a general migration of the loci of volcanic activity from northwest to southeast.

TECT-21

HISTORIA TECTÓNICA DE LA PORCIÓN OCCIDENTAL DE LA PLACA DEL CARIBE EN EL ÁREA CONTINENTAL DE HONDURAS, CENTROAMÉRICA

Manuel Aragón-Arreola, Michael A. Cooley y Manuel Ng-Lai
Geomaque Explorations Ltd
181 Univ. Av. Suite 1210, Toronto, ON. M5H 3M7, Canada
E-mail: geomaque@hn2.com
www.geomaque.com

El límite occidental de la Placa del Caribe y la Placa Norteamericana está compuesto por el Sistema de Fallas Polochic-Motagua, que coincide aproximadamente con la frontera entre Honduras y Guatemala. Es una zona de fuerte deformación lateral y vertical, donde incluso obducen secuencias ofiolíticas serpentinizadas. Las formaciones pre Cretácicas no están estudiadas propiamente. La sucesión de eventos tectónicos y grupos litológicos post-Cretácico Superior al sur de esta frontera de placas incluyen:

Dos sistemas de fallas laterales de cientos de kilómetros de longitud y marcada consistencia: Falla Chamelecón al NW (sinistra, ~N50°E) y Falla de Guayape al E (dextra, ~N34°E). Estos sistemas forman una cuña tectónica de más de 200 km de ancho que converge hacia el NE con un ángulo de 16 a 18°. La edad del inicio de su actividad es incierto, pero al parecer controlan el patrón de afloramiento de las unidades post-Cretácico Superior y aún se encuentran activas.

Sistemas de fallas con tendencia N60-70°E, principalmente normales con componente lateral (La Ceiba, Río Viejo, La Esperanza).

A partir del Cretácico Superior los grupos litológicos presentan un patrón de afloramiento relacionable a la estructura tectónica. El más antiguo de ellos es el Grupo Valle de Angeles, constituido por una secuencia de lechos rojos, rocas volcánicas, volcaniclastos, evaporitas, calizas delgadas, calizas petrolíferas, etc., formadas en cuencas cerradas, elongadas este-oeste, o limitadas por el sistema N60-70°E. Probablemente se trate de cuencas transtensivas asociadas al movimiento de las fallas Chamelecón y Guayape.

Rocas volcánicas de la Fm. Metagalpa. Afloran en forma de bloques tectónicos limitados por un sistema N20-40°W y el ya descrito N60-70°E.

El sur de Honduras y Nicaragua y norte de El Salvador se encuentra cubierto por el Grupo Padre Miguel, un extenso evento volcánico ácido-intermedio. Es una franja volcánica ubicada entre 80-200 km al norte de la Trinchera Mesoamericana, justo al norte de la Depresión de Nicaragua.

Formación de grabens y volcanismo intraplaca. Se distinguen 3 principales: el Graben de Ulúa-Amapa (N15°E) con actividad volcánica e hidrotermal asociada, la primera incluso forma el represamiento natural que originó el Lago de Yojoa; el Graben de Comayagua (N10°E) y el Graben de Aguatic (N60°W) con actividad hidrotermal asociada. Al sur del Lago de Yojoa convergen los graben de Ulúa-Amapa y el de Aguatic, además de una fuerte tendencia de lineamientos N70°E, sugiriendo la existencia de un punto triple continental.

La historia de esta región está dominada desde el Cretácico Superior por el movimiento lateral de dos fallas mayores asociadas al límite de placas, la variación en el estado de esfuerzos da origen a los rasgos estructurales que controlan el depósito y la extensión de los grupos litológicos.

TECT-22

EL VOLCÁN COMPUESTO DE ATOTONILCO, S.L.P., UN EJEMPLO DE VOLCANISMO ANDESÍTICO-DACÍTICO DEL OLIGOCENO

Labarthe-Hernández, Sánchez-Pérez y Vázquez-Guillén
Instituto de Geología, UASLP

TECT-23 CARTEL

FECHAMIENTO DE LA EXTENSIÓN CONTINENTAL EN EL SUR DE LA PROVINCIA EXTENSIONAL DEL GOLFO, REGIÓN DE LA PAZ-LOS CABOS, MEDIANTE TERMOCRONOLOGÍA DE HUELLAS DE FISIÓN

John M. Fletcher¹, Barry P. Kohn², David A. Foster³, Andrew J.W. Gleadow² y Ramón Mendoza-Borunda¹

¹ Depto. de Geología, División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Km 107, Carret. Tijuana-Ensenada, Ensenada, B.C., 22860,
México

E-mail: jfletcher@cicese.mx

² Victorian Institute of Earth and Planetary Sciences, School of
Earth Sciences, University of Melbourne
Parkville, Victoria 3052, Australia

³ Department of Geology, University of Florida
Gainesville, FL., 32611, USA

El Bloque Los Cabos es un masivo de rocas cristalinas mesozoicas que se localiza en el extremo sur de la Península de Baja California; este bloque ha sido considerado desde hace tiempo, como un terreno tectonoestratigráfico distinto al resto de la península, separado en su margen oeste por la Falla La Paz. Aunque la región de La Paz-Los Cabos está cortada por una amplia red de fallas normales con orientación NNW que son activas, ninguna de éstas corresponde a la propuesta Falla La Paz. La falla principal dentro de este arreglo estructural es la Falla San José del Cabo (FSJC), la cual es una falla normal con echado al este y con una longitud de 150 km, que constituye el límite este del Bloque Los Cabos.

Se colectó un conjunto amplio de muestras de los bloques fallados del basamento cristalino en la región de La Paz-Los Cabos. El muestreo se realizó a lo largo de varios transectos -perpendiculares a las estructuras NNW dominantes en la región, así como, a lo largo de transectos paralelos a estas estructuras, en el bloque de piso adyacente a algunas de las fallas con los escarpes topográficos y con los desplazamientos inferidos mayores. Las edades de huellas de fisión y el modelado térmico preliminares, muestran una diferencia muy grande en lo que respecta al tectonismo neogénico, entre los dos márgenes del Bloque Los Cabos. Las muestras del margen oeste, en el bloque de piso de la propuesta Falla La Paz, arrojan edades de huellas de fisión de zircón y apatita que varían entre 62-63 Ma y 48-53 Ma, respectivamente. El modelado térmico indica un enfriamiento rápido (~20°C/ma) en el Paleoceno (~56 Ma), seguido por un enfriamiento monotónico lento (~2-3°C/ma) hasta que las rocas quedaron expuestas en superficie durante el Terciario tardío. En contraste, las muestras del margen este, en el bloque de piso de la FSJC, arrojan edades de huellas de fisión de zircón y apatita considerablemente más jóvenes, 43-46 Ma y 9-10 Ma, respectivamente. El inicio del enfriamiento rápido (con un máximo de 43°C/ma) relacionado con el levantamiento tectónico a través de la FSJC, comenzó hace 11±3 Ma, cuando las rocas estaban a 150±15°C. La FSJC acomodó ~6.5 km de levantamiento alcanzando una razón máxima de 2 mm/año y una razón promedio que varía entre 0.5-0.8 mm/año, pero que disminuye considerablemente desde el Plioceno tardío.

La extensión continental a lo largo del margen oeste de la parte sur de la Provincia Extensional del Golfo (PEG), ha generado una amplia red de fallas normales con rumbo NNW, que actualmente

son activas. Datos de huellas de fisión de zircón y apatita indican, que el inicio de la extensión continental coincide aproximadamente con la migración, hacia el sur, de la punta triple de Rivera (~12 Ma), lo cual implica que la extensión cortical fue causada por esfuerzos regionales generados por la cinemática de placas a nivel litosférico y, posiblemente, por el acoplamiento entre las placas de Norteamérica y Pacífico, a través de las microplacas parcialmente subducidas de la Losa Farallón. Las fallas normales en el margen del Golfo de California, en la región de La Paz-Los Cabos, han experimentado extensión en dirección ENE-WSW con un ángulo muy oblicuo a los márgenes del *rift*, y la cinemática de fallamiento no ha cambiado no obstante las varias reconfiguraciones inferidas en el movimiento de placas: la rotación hacia el norte del vector del movimiento relativo hace 8 Ma; la migración hacia el este de la frontera de placas Pacífico-Norteamérica de la Zona de Falla Tosco-Abreojos a la PEG hace ~6 Ma y, el inicio de la dispersión de piso oceánico 3.6 Ma.

VULA-01

CRITERIOS PARA LA DEFINICIÓN DEL FIN DE UNA EMERGENCIA VOLCÁNICA

Servando De la Cruz-Reyna
Instituto de Geofísica, UNAM/CENAPRED

Una decisión tan difícil de tomar como la de declarar una emergencia volcánica que involucre evacuación de la población, es la de declarar el fin de la emergencia, que implique el retorno de la población evacuada. Una erupción mayor, que requiera desplazamientos de población, puede ser seguida por periodos de relativa quietud, que no representen el fin de la actividad, y que pueden generar una presión social por parte del público y de las autoridades para volver a la normalidad. Las evaluaciones del riesgo que pueda hacer la comunidad científica en un caso como este, se ven afectadas por la dificultad de reconocer precursores de nuevos episodios eruptivos en un volcán con una considerable actividad interna remanente. Esta presión puede ser lo suficientemente alta para exceder las recomendaciones de permanecer en las zonas de seguridad. Para tratar este tipo de situación se proponen algunos lineamientos de carácter general en dos vertientes, una en el espacio de la respuesta social y otra en el espacio del diagnóstico de la actividad volcánica. El primero consiste en el diseño de un código de retorno. Normalmente los códigos vigentes de alertamiento no son reversibles, en el sentido de que la actividad y el riesgo volcánico no evolucionan en forma simétrica en sus etapas de crecimiento y decaimiento. El código de retorno debe incluir las acciones recomendadas a la población evacuada para que puedan retornar a las actividades que impidan un colapso de su economía, con una mínima exposición al riesgo. Estas recomendaciones difieren si se trata de una población rural o urbana, pero pueden incluir por ejemplo, retorno durante el día a algunas de las labores productivas en condiciones especiales de alertamiento y de respuesta rápida. La otra componente, muy ligada a la primera, se refiere a los criterios de diagnóstico vulcanológico incluidos en el código de retorno. El análisis de algunos casos de actividad post-eruptiva indican que la predominancia de una actividad tectonovolcánica, caracterizada por un decaimiento sostenido en la tasa de liberación de energía, la estabilización de procesos de deformación y de emisión y el retorno a manifestaciones predominantemente freáticas, son algunas características de la actividad de fondo que la pueden identificar como remanente, y no como precursora.

VULA-02

DEFORMATION MONITORING AT THE COLIMA VOLCANO FIRST RESULTS OF THE ELECTRONIC INCLINOMETER NETWORK

Juan J. Ramírez Ruiz, Hydyn Santiago Jiménez and Eliseo Alatorre Chávez
Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima
Colima, Col., México
E-mail: ramirez@cgic.ucoi.mx

The increase of the activity at the Colima Volcano since July 1998 forced the implementation and develop of new monitoring systems that help in the preventions of the population in risk near the volcano. The survey of the deformation using electronic inclinometer systems is one of the recommended techniques used to

monitor the increase of activity in active volcanoes. Since April 1999 three electronic inclinometers from Applied Mechanic (serie 550) are installed to monitor the deformation around the volcano edifice. The recorded data are send by telemetry 30 Km South of the measurement point to the Volcano Observatory of the University of Colima. One of this instruments is located in the North part of the volcano (Soma) about 1200 masl far from the summit at one altitude of 3100 masl (19°31'23"N, 103°37'42.6"W). The second inclinometer is located at the East part of the edifice (volcaneito) 500 masl far from the summit at one altitude of 3500 masl (19°30'59.6"N, 103°36'31.1"W). The third sensor is placed at the South East part of the volcano (Hijo Verde) 3500 masl. The sensors of the inclinometer systems are placed radial (Y component) and tangential (X component) to the volcano crater. The activity of the Colima Volcano after the extrusion phase of November-December 1998 is characterized by abrupt explosions of low intensity. This type of activity shows major difficulties in the forecast of explosive events and it makes very problematic the recommendation to the Protection Civil Authorities, who takes the decisions to evacuate the population in risk near the volcano area. The first results of this survey system are optimistic in the forecasting of this type of activity contributing with the other monitoring systems. More than 5 explosions were measured since April 1999 with variations of more than 42 microradians. This survey data correlate adequately with the change in the seismicity and the ash emission of the gas fumarole during one explosion phase. Variations of more than 5 microradians were detected five hours before the occurrence of the explosion of May 10 th. For the explosion of July 29 variations of the volcanic edifice were detected 10 minutes before. These first results make promising the monitoring of the deformation at the Colima Volcano using this technique.

VULA-03

GENERACIÓN DE FLUJOS PIROCLÁSTICOS DE BLOQUES Y CENIZAS TIPO MERAPI DURANTE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA DE 1998-99 DEL VOLCÁN DE COLIMA

Saucedo R., Macías J.L., Bursik, M.I., y Gavilanes J.C.
Instituto de Geofísica, UNAM

Después de tres años de inactividad el Volcán de Colima, inició una nueva etapa eruptiva en 1997 con varias crisis sísmicas, incremento en las emisiones de SO₂, variaciones químicas de las fumarolas, manantiales y finalmente con la extrusión de un nuevo domo el día 20 de noviembre de 1998, el cual desbordó la cima del Colima dando lugar a la formación de flujos piroclásticos de bloques y cenizas (tipo Merapi) que rellenan los brazos Este, Central y Oeste de la Barranca Cordoban hasta una distancia de entre 3 y 4 km de la cima. La emisión continua de magma dio lugar a la formación de dos flujos de lava a partir de las cuales también se desarrollaron flujos piroclásticos.

En diciembre del mismo año se presenció la formación de un flujo piroclástico a partir del colapso del frente de uno de los flujos de lava. El flujo se dirigió hacia la Barranca Cordoban Este, pasando por un quiebre en pendiente (30° a 20°) a 2 km de la cima para después super elevarse en las paredes de la barranca y finalmente canalizarse en ella. El flujo piroclástico formó inmediatamente un lóbulo frontal y se segregó en una parte basal densa de donde eran expulsados en el frente del flujo bloques de

dimensiones métricas y una parte superior turbulenta la cual incremento su espesor en el quiebre en pendiente y en los estados finales de movimiento del flujo.

En enero de 1999, visitamos la barranca Cordobán este en donde existían los depósitos dejados por este flujo piroclástico. En las partes laterales de la barranca había tres depósitos de flujo piroclástico con leveces marginales bien desarrolladas, producto de tres pulsos, en donde el más interno correspondía al flujo piroclástico filmado en diciembre. En las zonas marginales a estos depósitos, se encontró la vegetación derribada y parcialmente quemada, en donde se observaron dos unidades superpuestas de pocos centímetros de espesor, un flujo piroclástico arenoso y un surge con dunas y estratificación cruzada. El área estaba cubierta por una capa de ceniza de calda asociada a este evento.

La secuencia estratigráfica observada indica que el flujo piroclástico del Volcán de Colima se segregó inmediatamente en un flujo basal denso (flujo granular modificado) y una nube turbulenta superior. La presencia de vegetación derribada y parcialmente quemada en las partes frontales y marginales del flujo indica que la parte superior (nube turbulenta) puede separarse de la parte basal y continuar su movimiento de manera independiente como un flujo secundario, tal y como fue propuesto en los casos de las erupciones del Monte Pelée, Martinica, 1902, y del Monte Unzen, Japón, 1991-1994.

VULA-04

EVALUACION DE LA VULNERABILIDAD EN EL ENTORNO DEL VOLCAN DE FUEGO CON RESPECTO A PROYECTILES BALISTICOS Y LAHARES

Carlos Suárez-Plascencia^{1,2}, Francisco Nuñez Cornú², Gabriel A. Reyes Dávila¹ y Gustavo Saavedra de la Cruz¹

¹ RESCO, CICBAS, Universidad de Colima

² SisVOc, Universidad de Guadalajara

³ Depto. de Geografía y Ordenación Territorial, Universidad de Guadalajara

Con base en el incremento de la actividad eruptiva del Volcán de Fuego a partir del mes de julio de 1998, se determinó junto con la Unidad Estatal de Protección Civil Jalisco, actualizar el mapa de vulnerabilidad de Suárez (1992), en lo referente a la emisión de proyectiles balísticos y lahares. La delimitación de las áreas vulnerables a la emisión de proyectiles balísticos se definió en base a los efectos de la explosión del 10 de febrero de 1999, la cual generó una onda de choque que quebró ventanas en la localidad de Juan Barragán a 8.75 km al SE, en tanto que la onda sónica fue escuchada hasta Ciudad Guzmán a 28 km al NE. Esta explosión fue la más grande en los últimos 76 años y produjo una gran columna eruptiva y la proyección casi vertical de una gran cantidad de bloques de lava del domo que apareció a finales de noviembre de 1998 y bloques alterados de derrames más antiguos. Uno de estos bloques fue localizado a una distancia de 2.9 km (roca 3), a este bloque se le calculó su trayectoria y movimiento balístico, posteriormente y considerando el máximo ángulo al que podrían ser emitidos bloques en un evento explosivo similar, además de los reportes históricos de la actividad explosiva de fines del siglo pasado efectuados por Severo Díaz, se establecieron tres zonas vulnerables: A) Polígono de 8 km de radio aproximado donde se excluye toda actividad económica debido al peligro que representa

la proyección balística de bloques ante un evento similar al del 10 de febrero; B) Radio entre 8 y 10.5 km, en esta zona se pueden desarrollar actividades económicas bajo condiciones de constante alerta; C) Radio entre 10.5 y 15 km, en esta área pueden desarrollarse normalmente las actividades económicas bajo un escenario 10 de febrero.

La delimitación de áreas vulnerables a lahares se fundamenta en el análisis geomorfológico, climático y económico del volcán. Donde se determinó la profundidad de los barrancos, la pendiente de los talwegs principales y el mapa general de pendientes del volcán. Los resultados son que las barrancas que inciden la ladera NE, NW y SW del Nevado de Colima pertenecientes a las cuencas Atenquique-A. Seco, Alceseca-Tosijón, Platanar-La Bueyada presentan una profundidad de la disección entre los 120 y 600 m y pendientes superiores a los 30°. En tanto que el sistema de drenaje del volcán de Fuego presenta en las cuencas La Arena-El Rosario-La tuna y Atenguillo-El Muerto-Los Lobos, una profundidad de la disección menor a 60 m y pendientes menores a 15°. Las cuencas Beltrán-Platanos-El Zapote-El Limón y La Lumbre-Remate-El Zarco-Santa Cruz-San Antonio, presentan una profundidad de la disección entre 20 y 300 m y pendientes que oscilan entre los 15° y 45°. En el caso de presentarse un evento explosivo con abundante emisión de ceniza y una lluvia superior a los 50 mm en una hora, se podrían generar lahares siendo las áreas más vulnerables Atenquique, La Becerrera, San Antonio y el Jahalí, así como los tramos carreteros y puentes de las zonas del Platanar, Pialla, B. De Beltrán, B. La Tuna, B. Del Muerto, B. Los Lobos y el nuevo puente de acceso a la Becerrera. Además de algunos sectores de la terracería Zapotitlán de Vadillo-San Antonio, en los cruces de esta con las barrancas la Lumbre, La Bueyada y Alceseca.

VULA-05

INTERPRETATION OF EDM SURVEYS AT THE COLIMA VOLCANO BEFORE AND DURING THE LAVA EMISSION PHASE FROM NOVEMBER 1998

Juan J. Ramírez Ruiz, Hydyn Santiago Jiménez and Eliseo Alatorre Chávez

Observatorio Volcanológico, Universidad de Colima
Colima, Col., México

E-mail: ramirez@cgcic.uco.mx

The Colima Volcano changes its activity in November 1998 with the emission of lava flow at 19 November. Before this emission the monitoring system of the University of Colima were detected an increase in the seismicity, sulphur dioxide emission and changes in the ground deformation of the volcano edifice. The data of the ground deformation at the Colima Volcano were measured with the technique of electronic distance measurement (EDM) using a distancimeter Wild 3000 s and reflectors located at the volcano edifice. The network for the monitoring of the ground deformation consisted of three survey points and the reflectors placed at three different levels of altitude (summit 3850 masl, 3320 masl, 3150 masl) around the volcano. Since July 1998 we measured accumulative changes of the summit reflectors of more than 60 cm. Before the extrusion of lava at 19 November we surveyed changes of distances that shown inflation of the volcano edifice. During the first days of the lava emission we measured inflation and deflation of the different reflectors levels. Before the lava emission we could measure the reflectors located at the South part of the volcano summit. Some weeks after we lost most of the reflectors located at

the summit. The activity of the Colima Volcano after the effusive phase from November-December 1998 changes to a explosive phase along this year 1999. The EDM data measured at the Colima Volcano are presented here in correlation with the seismicity and the sulphur dioxide emission along the different stages of the last lava emission.

VULA-06

CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE EVENTOS VOLCANICOS EN EL VOLCÁN DE FUEGO, PROCESO ERUPTIVO 1998-1999

Francisco Nuñez Cornú², Gabriel A. Reyes Dávila¹, Carlos Suárez-Plascencia^{2,3}, Carlos A. Ramírez Vázquez¹ y Justo Orozco Rojas¹

¹ RESCO, CICBAS, Universidad de Colima

² SisVOc, Universidad de Guadalajara

³ Depto. de Geografía y Ordenación Territorial, Universidad de Guadalajara

El actual proceso eruptivo del Volcán de Fuego ha sido muy complejo, inicia como un proceso eruptivo efusivo que culmina en la extrusión de un flujo de lava el 20 de noviembre de 1998; este flujo de lava continua hasta finales de enero de 1999. Este proceso evoluciona hacia un proceso explosivo, el primer indicio de esto es la observación de patrones sísmicos no registrados anteriormente, estos patrones preceden a la explosión del 10 de febrero de 1999.

Durante todo este proceso eruptivo se han observado diferentes tipos de señales sísmicas las cuales han sido registradas como series de tiempo tanto en RESCO como en la Red Digital Portátil compuesta por 4 estaciones Lennartz triaxiales con sensor de 1 Hz y alto rango dinámico.

Estas señales han sido inicialmente clasificadas con base en su forma de onda, contenido espectral y observaciones directas hechas desde la Base de Protección Civil Jalisco ubicada en las antenas del Nevado. La mayor parte de los eventos observados se caracterizan por sus bajas frecuencias, generalmente conocidos como tipo "b", sin embargo hay eventos con altas frecuencias y muy altas frecuencias, algunos eventos que se pueden considerar mixtos. Se identificaron 11 tipos de eventos sísmicos, algunos tienen un patrón bastante simple y otros poseen una estructura compleja. En general los eventos se han podido asociar a diferentes estados de actividad del Volcán.

Durante este período también se ha observado una extensa gama de temblores volcánicos, los cuales han sido más difíciles de asociar con las observaciones reportadas. Se han observado temblores no armónicos y armónicos en varios rangos de frecuencias, dentro de estos últimos se han observado monocromáticos. También se observaron temblores con una envolvente armónica que algunos casos fue monocromática.

VULA-07

LA EXPERIENCIA DE TRABAJO DEL COMITÉ CIENTÍFICO ASESOR DEL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA DURANTE LA CRISIS SISMO-VOLCÁNICA DE 1997-1999

Comité Científico Asesor del Volcán de Fuego de Colima
Universidad de Colima

A raíz del incremento de la actividad sísmica en el volcán de Fuego, en noviembre de 1997, un grupo de investigadores de la Universidad de Colima decidió realizar un comité en el que se pusieran en discusión cada uno de los aspectos del monitoreo que se llevaba a cabo en ese momento. Más tarde este comité fue constituido por el Gobierno del Estado de Colima para llevar a cabo las recomendaciones al Sistema Estatal de Protección Civil. En su actividad el Comité utilizó los datos sismológicos, vulcanológicos, de deformación, meteorología, emisión de gases, geoquímica de aguas y observaciones de campo entre otros.

Según las recomendaciones de este Comité, algunas poblaciones en riesgo fueron evacuadas durante los incrementos de la actividad volcánica.

VULA-08

LA CRISIS DE 1998-1999 DEL VOLCÁN DE COLIMA: RELACIONES ENTRE LOS PATRONES ERUPTIVOS, EL MANEJO DE LA SITUACIÓN Y LA RESPUESTA SOCIAL

Juan Carlos Gavilanes Ruiz y Abel Cortés Cortés
Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima
Av. 25 de Julio 965, Colima, Col., 28045, México

El inicio de la erupción de 1998 del Volcán de Colima fue precedida por cambios isotópicos en los gases volcánicos registrados a mediados de 1997, por lo que en enero de 1998 se anunció una posible erupción en ese año (Taran y Gavilanes, 1999). Para noviembre de 1997 la Red Sismológica Telemétrica de Colima (RESCO) registraba ya actividad sísmica anómala (Reyes et al., 1998, 1999; Ramírez et al., 1999), y durante ese año y la primera mitad de 1998 el domo somital sufrió un intenso y progresivo fracturamiento (Gavilanes y Cortés, 1999) acompañado de deformaciones importantes (Ramírez et al., 1999). Mientras, el Grupo de Información del Observatorio Vulcanológico (GIOV) efectuaba una campaña de información sobre los peligros volcánicos y los posibles escenarios eruptivos en la zona de alto y mediano riesgo, junto con autoridades de protección civil, por lo que a la mayor parte de las comunidades más amenazadas se les iba informando de la evolución de la actividad volcánica (Cuevas y Ceballos, 1999). Para septiembre de 1998 se conformó oficialmente el Comité Científico Asesor del Volcán de Colima, mismo que comenzaba a realizar frecuentes reuniones para consensar el grado de peligrosidad de la actividad volcánica. La actividad sísmica volcánica aumentó en octubre y noviembre, registrándose un aumento sustancial en la actividad sísmica y en la emisión de SO₂, por lo que la RESCO, junto con asesores del CENAPRED, aplica un modelo que les permitió estimar la ocurrencia de una erupción a partir del 18 de noviembre (Gabriel Reyes, com. pers.). Con base en esto, las autoridades de protección civil de Colima implementaron la evacuación de La Yerbabuena (~190 habitantes),

por lo que GIOV fue comisionado para comunicar dicha medida. Por su parte, Protección Civil de Jalisco evacúa el área de Juan Barragán (~128 habitantes*).

La primera fase del proceso eruptivo fue de carácter efusivo: la extrusión de lava comenzó el 20 de noviembre, y es hasta finales del mes cuando finaliza el periodo de mayor producción de flujos piroclásticos y de mayores emisiones diarias de SO₂, ambos aspectos directamente proporcionales a la tasa de emisión de lava. Debido al acertado pronóstico del inicio de la erupción (posibilitado en buena medida por señales relativamente claras y más fáciles de interpretar), y a las labores del GIOV, la población evacuada mostró una confianza excesiva en el monitoreo volcánico. La primera evacuación (efectuada durante el periodo efusivo de la erupción) duró 12 días, durante los cuales se les permitió a los evacuados varones ir a trabajar diariamente por unas horas dentro de la zona restringida. Sin embargo, surgieron algunos problemas tales como demoras de varias horas en la transportación prometida por las autoridades. La actividad efusiva concluyó a finales de enero de 1999.

La segunda fase de la crisis eruptiva ha sido de carácter explosivo, iniciando claramente con la explosión del 10 de febrero de 1999, la cual envió proyectiles balísticos hasta 4.5 km de distancia, provocando flujos piroclásticos con alcances inferiores a 3.5 km y una ligera lluvia de ceniza. Eventos más o menos similares ocurrieron el 10 de mayo, y el 17 y el 29 de julio. En el último caso se observó una mayor superficie de afectación por flujos piroclásticos, por lo que es posible que fueran de desarrollo más amplio, observándose también un alcance más distal, llegando por la barranca La Lumbre hasta 4 o 5 km de distancia. Los precursores de estos eventos fueron poco claros, sumamente breves o inexistentes (Gabriel Reyes, com. pers.), por lo que los alertamientos a los sistemas de protección civil fueron dados en las últimas 2 ocasiones con muy pocas horas de anticipación. Estos eventos motivaron 3 evacuaciones, siendo la más prolongada (32 días) la implementada como consecuencia del evento del 10 de febrero, provocando una serie de conflictos socio-económicos que causaron que cada vez más gente decidiera no evacuar, así como una pérdida importante de la confiabilidad en el Comité Científico y en las autoridades de Protección Civil. Es de resaltar el hecho de que la duración de las evacuaciones (a excepción de la última) dependió más del límite del riesgo aceptable de los geocientíficos y de las autoridades que de aquel manifestado por las comunidades evacuadas, quienes preferían asumir un grado mayor de riesgo con tal de no perder sus cosechas o de ver trastornado su modo de vida ante lo que ellos calificaban como "medidas exageradas de la autoridad, pues el volcán sí es peligroso, pero en estos momentos ya no tanto, además de que a ninguna comunidad le ha pasado nada". Mucha gente preguntaba si los científicos pensaban que iba a ocurrir una erupción como la de 1913 y, al responderles que la posibilidad era baja, pero que existía, respondían que en ese caso ellos aceptarían esa baja posibilidad, pero en sus casas, argumentando que para ellos las pérdidas eran mayores a los beneficios de la evacuación. Por otra parte, no se puede culpar a la población de falta de respuesta, ya que desde el principio demostró una gran cooperación con los operativos gubernamentales, además de que una encuesta realizada en julio de 1999 por el GIOV demostró que la mayor parte de la población de La Yerbabuena, incluyendo a los más reticentes a evacuar, consideran que las evacuaciones son necesarias y "siempre y cuando sean justificadas", que el volcán es peligroso y puede matar gente, y que la labor de los científicos y de las protecciones civiles es en general positiva.

La misma encuesta, así como una visita conjunta de miembros del Comité Científico del volcán de Colima y del U.S. Geological Survey a las comunidades más amenazadas en julio de 1999 indicó que la población tiene un conocimiento bastante real de los peligros volcánicos.

Se concluye que la crisis de 1998-99, caracterizada por dos fases de actividad diferente (una de ellas con peligros muy difíciles de evaluar por los científicos) ha significado un notable proceso de aprendizaje para los elementos el trinomio autoridades-científicos-población, dándose un importante paso en la consideración del riesgo aceptable por la población (evacuación de solamente 2-3 días de duración del 17 de julio), aunque aún falta mucho para que las autoridades académicas, estatales y federales consideren seriamente la percepción comunitaria del riesgo aceptable, lo cual debe construirse sobre un programa permanente de información a la población, algo que a las autoridades mencionadas parece preocuparles muy poco. También se sugiere que los comités científicos de volcanes mexicanos estén también conformados por más de 2 especialistas en vulnerabilidad social, ya que en el caso del Colima algunas veces los geocientíficos discutían asuntos de esa índole, lo cual conllevaba a la obtención de puntos de vista predominantemente geocientíficos.

* Fuente: Unidad Estatal de Protección Civil de Jalisco, Delegación Ciudad Guzmán.

VULA-09

VOLCAN DE COLIMA: EVOLUCION DE LA PERCEPCION DEL RIESGO DE LA LOCALIDAD "LA YERBABUENA" ANTES, DURANTE Y DESPUES DE UNA ERUPCION

G. Esther Ceballos y Alicia Cuevas

Observatorio Vulcanológico, Universidad de Colima
Av. 25 de Julio #965, Col. Villas San Sebastián C.P. 28045
E-mail: luckest@egic.uco.mx
E-mail: acuevas@egic.uco.mx

Durante la crisis volcánica de 1991 la población no recibía mucha información por parte de las autoridades de Protección Civil. Cabe mencionar que en 1991 B. Talai y C. Navarro señalaron que la mayoría de la gente ignoraba los peligros volcánicos, ya que no había programas para educar al pueblo acerca del volcán y sus peligros asociados. Además, mencionaron que la población fue alertada por las autoridades de Protección Civil y exhortada a no aventurarse al acercarse a volcán. Sin embargo, añaden que este llamado tuvo poco efecto porque la mayoría de la gente no estaba informada de los peligros de una erupción volcánica.

Con el propósito de disminuir esta situación potencial de desastre, en 1996 se formó un grupo multidisciplinario que puso en marcha un programa de información a la población sobre riesgo volcánico en las zonas de alto y mediano riesgo del Volcán de Colima. La primera acción del Grupo de Información fue la aplicación de una encuesta (en todas las comunidades de alto y mediano riesgo en riesgo, excepto a los habitantes de Juan Barragán) con el objetivo de saber cuál era la percepción de la población sobre los peligros volcánicos. Los resultados de esta encuesta indicaron que la percepción del riesgo estaba alejada de la realidad, lo cual era particularmente peligroso y contribuía a la ocurrencia de un desastre (Gavilanes, 1997) Después de dos años de

trabajo sobre comunicación del riesgo e investigación social en las comunidades (Colima: La Yerbabuena, La Becerra y Quisería, Jalisco: Tonila, San Marcos, Cofradía de Tonila y Juan Barragán) se aplicó una nueva encuesta en julio de 1999 sólo a la localidad de La Yerbabuena con el objetivo de conocer y comparar la percepción del riesgo de la comunidad después de una campaña intensa de información, además de la percepción del riesgo por parte de la población ante el inicio de la erupción en noviembre de 1998.

De esta manera, se aplicaron 67 encuestas a los habitantes mayores de 15 años. Dicha encuesta contenía algunos datos generales, aspectos de percepción del riesgo y algunas preguntas sobre una probable reubicación de su localidad.

Algunos resultados obtenidos reflejaron que la mayor parte de la población (80.7%) considera que sí puede ocurrir una erupción grande capaz de destruir su localidad y matar gente, ya que muchas de sus respuestas fueron: "porque el volcán ya lo ha hecho antes", por lo que es evidente que existe un registro histórico entre los habitantes de alguna erupción grande ocurrida en el pasado. El 11.9% considera que no podría ocurrir una erupción grande, porque ellos señalan que durante las evacuaciones "no han pasado nada en la localidad", y el 7.4% restante dice no saber.

En cuanto a la identificación de los peligros volcánicos que podrían afectar a La Yerbabuena, las respuestas de los encuestados oscilaron. Un 62.6% que identificó como el mayor peligro para su localidad era "la corrientada o el rescaldo caliente que viene rápido" (flujo piroclástico), un 22.3% mencionó que lo que podría dañar a su población eran las "piedras, ceniza y arena que caen", (material de caída aérea), mientras que un 7.4% señaló que ningún peligro volcánico podría poner en riesgo a su localidad.

Dichas respuestas reflejan que la mayor parte de los habitantes identifica acertadamente qué peligro volcánico es el más eminente para su población.

VULA-10

MONITORING GLACIAL ACTIVITY AT AN ERUPTIVE VOLCANO: STRONG RETREAT OF GLACIERS AT POPOCATÉPETL VOLCANO

Delgado H.¹ and Huggel C.²¹ Instituto de Geofísica, UNAM² Department of Geography, University Zurich-Irchel

The glaciers of Mexico are nested on top of volcanoes (Pico de Orizaba, Popocatepetl and Iztaccihuatl). In general, they are very small in area and volume (< 0.5 km², < 40 m in average thickness) and thus, do not represent an amount of water suitable for any kind of use or consumption. These glaciers however, are very important to study the climate changes in the region and the impact of natural and anthropogenic influences. Mexican glaciers are under global, regional and local influences, namely global climate change, regional climate changes (i.e. influence of largely populated and industrial areas like Mexico City), and volcanic activity. In recent years, the glaciers of Popocatepetl volcano have experienced important changes due to the eruptive activity that started on December 21, 1994. After a prolonged eruptive activity, the glaciers show a strong areal retreat, and thickness decrease. In order to evaluate the combined hazards of volcanic activity in conjunction with ice melting, monitoring of the ice masses have received special attention. Aerial photographs have been made during the last years

under an almost monthly basis. A series of photogrammetrically restituted maps have been constructed as well as digital elevation models that have allowed mass balance evaluation. Subtraction of consecutive digital elevation models permitted estimation of ice mass loss. From a total 0.89 km² of glaciated area inventoried in 1958 by José Luis Lorenzo, 24 years later 37 % of the area was lost, between 1982 and 1996 an additional 3 % was lost, and from 1996 to 1999 an extra 13 % has gone from the total of 1958. The dramatic influence of volcanic activity on the glaciers of Popocatepetl starting on 1996, suggests their near disappearance unless the volcanic activity stops completely, and precipitation and temperature allow the preservation of the ice body for an extended period of time.

VULA-11

CARACTERIZACIÓN DE LAHARES DEL VOLCÁN POPOCATÉPETL MEDIANTE EL USO DE MEDIDORES ACÚSTICOS DE FLUJO. PARTE I: PRE-PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS ESPECTRAL DE LA BASE DE DATOS

Oropeza Villalobos B.^{1,2}, H. Delgado Granados¹, R. Quas Weppen², G. Castelán P.², A. Montalvo y B. López Nájera²¹ Instituto de Geofísica, UNAM² Centro Nacional de Prevención de Desastres

La actividad eruptiva del volcán Popocatepetl plantea problemas de índole instrumental, teórica y de interpretación de la información. Tomando en cuenta que un manejo adecuado de las crisis volcánicas por parte de las autoridades civiles depende de la información que se obtiene de los fenómenos, el entendimiento de éstos resulta ser de la mayor importancia.

Uno de los escenarios asociados con la actividad eruptiva es la ocurrencia de eventos laháricos. Los trabajos geológicos indican que la ocurrencia de éstos posee una frecuencia importante y su peligrosidad es considerable dado el alto riesgo que representan para la población que habita las zonas aledañas al volcán y considerando que estas áreas permanecen vulnerables por tiempo indeterminado. Además, dado el crecimiento demográfico en la región, los riesgos se incrementan.

Simulaciones de la ocurrencia de posibles eventos laháricos han sido utilizadas para formar diferentes escenarios, en diversos niveles, para conformar el mapa de peligros del volcán. No obstante, es insuficiente el sólo conocer las posibles trayectorias de los flujos asociados. Las velocidades de flujo estimadas con base en los modelos teóricos indican que la rapidez con que podrían ocurrir los eventos laháricos daría un margen de tiempo muy corto para que las autoridades pudieran aplicar sus planes de protección a la comunidad exitosamente.

Por esta razón, el Centro Nacional de Prevención de Desastres (CENAPRED) con el apoyo del USGS ha implementado una serie de acciones que permitirían dar una respuesta rápida a este tipo de eventos. Una de éstas es la instalación de medidores acústicos de flujo (AFM por sus siglas en inglés) y pluviómetros en las barrancas que conducen estos flujos potencialmente destructivos. La información obtenida por los AFMs es enviada telemáticamente al CENAPRED y al exceder valores empíricos se activa una alarma que indica la posible ocurrencia de flujos en las barrancas. Es necesario, sin embargo, que esta información sea procesada con el

fin de determinar la relación entre las señales que arriban y el tipo de evento que las producen, basándose en los datos de monitoreo del volcán.

Para ello, se lleva a cabo el presente estudio que incluye una etapa de preprocesamiento y otra de procesamiento de la información de los AFMs. En la primera, los objetivos son revisar y homogeneizar los datos, obtener información de sus características y adecuar la información para el procesamiento. Para tal efecto, se ha creado un programa de cómputo en un lenguaje de alto nivel que permite el manejo adecuado de los campos de datos y de los periodos que se desean investigar, además de emitir un reporte de datos faltantes y repetidos, y de las anomalías encontradas. Las características de este programa son la interactividad, la determinación de parámetros estadísticos y la preparación de los datos para ser graficados. En la etapa de procesamiento se realiza un análisis espectral cuyos objetivos son determinar las frecuencias características de los flujos asociados con lahares, observar la variación de ellos y encontrar los parámetros físicos que sirvan como base para la creación de un modelo de flujo de lahares más cercano a la realidad.

VULA-12

EL POPOCATÉPETL, UN VOLCÁN ACTIVO, REDUCE EL RIESGO SÍSMICO EN LA CIUDAD DE MÉXICO

N.M. Shapiro¹, S.K. Singh¹, J.F. Pacheco¹, A. Iglesias-Mendoza^{1,2} y V.M. Cruz-Atienza^{1,2}

¹ Instituto de Geofísica, UNAM

Ciudad Universitaria, Coyoacán, México, D.F., 04510, México

² Centro de Investigación Sísmica, A.C.

Carr. al Ajusto #203, Col. Heroes de Padierna, Tlalpan, México, D.F., 14200, México

El Popocatepetl, un volcán activo, representa un gran riesgo tanto para la Ciudad de México, como para muchas otras poblaciones que se encuentran en sus alrededores dada la posibilidad de una eventual erupción volcánica de gran magnitud. Sin embargo, los sismogramas del reciente terremoto del 15 de junio de 1999 (profundidad 60 km; Mw=7.0), localizado aproximadamente a 220 km al sureste de la Ciudad de México, revelaron un beneficio inesperado provocado por el volcán: las amplitudes de las ondas sísmicas que atravesaron el volcán antes de arribar al Valle de México están atenuadas por un factor de 1/3 en frecuencias mayores a 2 Hz en comparación con aquellas que no lo atravesaron. La gran atenuación provocada por el volcán en las ondas que pasan a través de él, fue confirmada por una larga serie de eventos registrados anteriormente que también presentaron el mismo fenómeno. Con base en estos datos se hizo una estimación de Qs-50 bajo el volcán. De esta manera, todas las observaciones indican que el volcán Popocatepetl reduce de manera importante el riesgo sísmico en la Ciudad de México para eventos localizados al sureste de la ciudad.

VULA-13

HIDROGEOQUÍMICA DE CUERPOS DE AGUA EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL

M.A. Armienta¹, E. Ramos², S. De la Cruz-Reyna², N. Ceniceros¹, A. Aguayo¹ y O. Cruz¹

¹ Instituto de Geofísica, UNAM

Ciudad Universitaria, México, D.F., 04510, México

² CENAPRED

México, D.F., México

La observación de los cambios en la composición química de manantiales y lagos es utilizada internacionalmente para el monitoreo en diversos volcanes activos. En México hemos aplicado esta metodología desde 1985 en los volcanes Tacaná, Chichón y Colima. A partir del incremento en la actividad del volcán Popocatepetl se estableció un programa de obtención de muestras y análisis químicos en manantiales ubicados en su entorno. Las determinaciones han incluido mediciones en el campo de pH y temperatura, así como análisis en laboratorio de iones principales y otras especies como SiO₂, B y S²⁻. La composición del agua en algunos de los manantiales indica que es resultado principalmente del deshielo del glaciar, y que solamente se presentan evidencias de influencia de volátiles volcánicos asociadas a eventos de emisión particulares. No obstante que las características propias del volcán Popocatepetl dificultan la interacción de los volátiles con las aguas subterráneas, se han observado variaciones precursoras y contemporáneas a los cambios en la actividad para algunos parámetros. En particular se detectó un incremento en la concentración de boro en uno de los manantiales antes de la aparición del domo de lava en el fondo del cráter en marzo de 1996. En octubre de 1998 previo a una nueva extrusión de lava hubo un incremento de la relación Mg/Cl en otro de los manantiales. Es de esperarse que un cambio significativo en la actividad del volcán se refleje en la composición de dichos manantiales, por lo que la continuación de este monitoreo resulta de gran importancia.

VULA-14

RESULTADOS PRELIMINARES DE LOS DEPÓSITOS DEL VOLCÁN SAN MARTÍN, LOS TUXTLAS, VERACRUZ, MEXICO

J.M. Espíndola¹, L. Godínez² y S. Rodríguez-Elizarraras³

¹ Instituto de Geofísica, UNAM

² Instituto de Geografía UNAM

³ Instituto de Geología, UNAM

Presentamos los resultados preliminares del trabajo de campo realizado en los alrededores del volcán San Martín, localizado en la región de los Tuxtlas en el Estado de Veracruz. Este volcán tuvo una erupción notable en el siglo XVIII que produjo depósitos notables de ceniza en San Andrés y Santiago Tuxtla. En la actualidad los depósitos mejor conservados de esa erupción son probablemente depositados hacia la parte noroeste del cráter y pueden ser observados a distancias de unos 4 a 5 km. La identificación de estas cenizas es dificultada por la presencia de depósitos mas locales originados en los múltiples volcanes monogenéticos de la región sin embargo presentamos un mapa preliminar de isopacas de los mismos. En la región tambien pudimos localizar depósitos de escombros con abundantes fragmentos de cerámica precolombina y carbon cuya datación nos

proporcionará la edad de los mismos. Finalmente presentamos un mapa fotogeológico del área con la verificación de campo que hemos realizado hasta la fecha.

VULA-15

REINTERPRETACIÓN DEL DEPÓSITO DE AVALANCHA DE ESCOMBROS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO DEL HUILA (COLOMBIA)

Bernardo Pulgarín^{1,4}, José Luis Macías² y Hector Cepeda³

¹ Posgrado Instituto de Geofísica, UNAM

² Instituto de Geofísica, UNAM

³ INGBOMINAS, Área de Geología Geoambiental, Colombia

⁴ INGEOMINAS, OVS, Popayan

El Complejo Volcánico Nevado del Huila (CVNH), localizado en la Cordillera Central, al SW de Colombia, es la cumbre más alta de los Andes Colombianos (5,364 msnm). El edificio presenta un casquete glaciar en su cima, con área cercana a los 13 km² y volumen aproximado de 0.8 km³. Los drenajes que nacen en el edificio volcánico son colectados por los ríos Páez y Simbota, hacia los límites W y E, respectivamente, los cuales se unen a 32 km hacia el S de la cima.

En el Pleistoceno Tardío, el edificio volcánico sufrió un colapsamiento de su flanco S que dio origen a una avalancha de escombros que recorrió 14 km a través de un basamento conformado por rocas graníticas del Jurásico y lavas del edificio volcánico, formando una presa natural que causó el represamiento del río Páez, cuyo valle tiene cerca de 2.5 km de ancho en este sitio. La obstrucción de este drenaje, produjo aguas arriba, la acumulación de un lago con volumen aproximado de 0.5 km³. El rompimiento posterior de la presa, generó un flujo de escombros que recorrió más de 62 km a través del valle del río Páez.

Actualmente, el depósito de avalancha de escombros presenta en su parte proximal una morfología de colinas alargadas con diferentes orientaciones, que reflejan la facies de "hummocks", la cual se va transformando a lóbulos con alturas bajas y formas redondeadas y suavizadas, hacia la parte media, terminando como una gran terraza, con 150 m de espesor mostrados por la erosión del río Páez, en el sitio del represamiento. El área y volumen calculados para este depósito son 36 km² y 5.4 km³, respectivamente y coeficientes de Heim entre 0.12 y 0.20.

El depósito de flujo de escombros morfológicamente está conformado por una terraza con espesor promedio de 100 m, disectada profundamente por la erosión fluvial, preservándose solamente porciones aisladas y asimétricas adheridas a las paredes del valle. El área y volumen aproximados calculados para este depósito son 82 km² y 4 km³, respectivamente.

Esta nueva interpretación difiere de la presentada por Pulgarín y Macías (1998) quienes describieron el depósito de avalancha de escombros y flujo de escombros como una sola unidad con una longitud de 64 km y un coeficiente de Heim de 0.03.

Referencias:

Pulgarín, B. y Macías, J.L. (1998) Debris avalanche deposit at Nevado del Huila Volcanic Complex, Colombia. Sexta Reunión Internacional del Volcán de Colima (Memorias).

VULA-16 CARTEL

MONITOREO DE DEFORMACIONES EN EL VOLCÁN POPOCATÉPETL

Gómez Vázquez A., Carrillo Romero M.A., Márquez García E., Gómez Mendoza E., Torres Castro C. y De la Cruz Reyna S.

Instituto de Geofísica, UNAM

Facultad de Ingeniería, UNAM

Uno de los volcanes de activos en México es el volcán Popocatepetl (19.02°N, 96.82°W). Este volcán está ubicado en el extremo meridional de la sierra nevada. Es la segunda montaña más alta del país con 5450 msnm y está clasificado como un estratovolcán poligenético.

Durante los periodos de actividad se han producido erupciones repetitivas que dieron lugar a grandes volúmenes de flujos piroclásticos y material de caída aérea, cuyos volúmenes principales se extendieron unos 20 Km al sureste y entre 10 y 15 Km al noreste. La altura y forma actual del volcán, favorecen la amplia distribución de los productos piroclásticos, los cuales pueden llegar, en caso de una eventualidad a los núcleos de población asentados dentro de ese rango de distancias. El Popocatepetl presentó un periodo de actividad previo al presente y similar en sus características entre los años de 1920 y 1927, consistiendo este de episodios de crecimiento de domos de lava, acompañados de explosiones en el cráter, fumarolas y nubes de ceniza.

Durante el episodio de actividad actual se ha mantenido una vigilancia de la deformación del edificio volcánico. Este monitoreo de las deformaciones volcánicas se realiza adecuando técnicas topográficas de medición: redes de triangulación y líneas de nivelación. El equipo que se utiliza en las mediciones consta de un distanciómetro electrónico DI3000S y un nivel de precisión marca Wild N3. Las precisiones alcanzadas son 3mm+1ppm para las distancias y 0.4 mm en las líneas de nivelación.

La red instalada en el flanco norte del volcán Popocatepetl consta de una triangulación de cinco vértices y 4 estaciones para prismas, localizadas en los lugares conocidos como Las Cruces, Texcalco, Meseta y Tres Amigos.

En el flanco sureste del volcán, se han instalado una red de triangulación en la zona de San Pedro Benito Juárez y San Baltazar Atlimeyaya. Existe también una línea de nivelación radial al edificio volcánico de 2 km de longitud, ubicada en el sur-este del volcán, en la cual se reportado cambios de nivel considerables, asociados a una falla localizada en la región con rumbo SE-NW. Así mismo, se reocupan periódicamente tres inclinómetros secos ubicados en esta zona del volcán que complementan la información de las redes antes mencionadas. Los últimos datos recabados en la medición de estos inclinómetros indican una inclinación moderada del edificio volcánico hacia el sureste, posiblemente debida a la redistribución de material magmático en el interior del volcán y en el cráter.

También se han observado variaciones reversibles en las líneas medidas que se traducen como inflaciones y deflaciones del edificio volcánico. En el periodo de diciembre de 1998 a agosto de 1999 se han observado cambios temporales en las distancias medidas correlacionados con los episodios de explosiones ocurridas en

diciembre del año anterior y de marzo del año 99, algunos de estos cambios son del orden de 2.2 cm en promedio. Estos se han interpretado como cambios de presión interna asociados a la actividad de exhalaciones y explosiones.

ÍNDICE DE AUTORES

Autor	No. Trabajo	Pág.	Autor	No. Trabajo	Pág.
Acosta Ch. J.	SISL-01	288	Ávila Serrano Guillermo E.	SED-03	283
Acosta Ch. J.	SISL-05	289	Ayala Estevez David	SED-05	283
Acosta Chang José	SIST-01	301	Ayala M.	ISIS-01	257
Acosta J.	SISL-04	289	Ayala M.	SDF-03	279
Adem Julián	CAT-23	233	Balcázar M.	GEOQ-05	246
Aguayo A.	VULA-13	328	Bandy W.	MEI-06	262
Aguirre Díaz Gerardo J.	TECT-08	314	Bandy William L.	GEOMAR-02	243
Aguirre Díaz Gerardo J.	TECT-16	318	Barragán R. Rosa María	GTERM-08	251
Aguirre Díaz Gerardo J.	TECT-18	319	Barragán R.M.	GTERM-07	250
Aguirre Gerardo	EDC-01	237	Barrera R. Rosier Omar	SRG-05	309
Aguirre González Jorge	SISMF-02	298	Bartolomé R.	CART-03	219
Aguirre Jorge	ISIS-06	258	Baumgartner T.	OCE-19	272
Alaniz Álvarez S.A.	PETRO-04	274	Bautista Belmonte A.	HIDRO-03	252
Alaniz Álvarez S.A.	TECT-09	314	Bautista Belmonte A.	HIDRO-05	253
Alaniz Álvarez Susana	TECT-04	312	Belmonte Jiménez S.I.	HIDRO-03	252
Alaniz Álvarez Susana Alicia	TECT-06	313	Belmonte Jiménez Salvador I.	HIDRO-05	253
Alatorre Chávez Eliseo	VULA-02	323	Bermúdez Zavala Rafael	SRG-02	308
Alatorre Chávez Eliseo	VULA-05	324	Bernal G.	SED-01	282
Alatorre Zamora M.A.	MEI-06	262	Bernal Rosa	SISMF-01	298
Alatriste David	HIDRO-06	253	Beroza Gregory C.	SDF-01	279
Almora P.	SDF-03	279	Bilham R.	SGEOD-05	287
Alva Valdivia Luis M.	GEOMAG-08 CARTEL	242	Birkle Peter	GTERM-01	248
Alvarado J.A.	SGEOD-01	286	Böhnel Harald	GEOMAG-01	240
Álvarez Borrego Josué	OCE-12	270	Böhnel Harald	GEOMAG-03	240
Álvarez Borrego Saúl	OCE-06	268	Böhnel Harald	PETRO-07	275
Álvarez Luis G.	OCE-11	269	Bojalil Soto Luis	SISM-13	296
Álvarez M.	SISL-01	288	Brasera Ochoa Jesús	GEOMAG-05	241
Álvarez M.	SISL-05	289	Bravo Castillero Julián	PORO-06	277
Álvarez Moctezuma J.	SDF-03	279	Bravo José Luis	CAT-17	231
Álvarez Oscar	CAT-05	227	Briones E.	SDF-04	280
Álvarez Pozos Sandra L.	CAT-11	229	Brito Castillo Luis	CAT-12	229
Álvarez R. Julio	GTERM-08	251	Brito Castillo Luis	HIDRO-11	255
Amador Buenrostro Alberto	OCE-09	269	Buhl Peter	CART-04	219
Anderson Thomas H.	CART-01	218	Bukchin B.	SIST-05	302
Anderson Thomas H.	CART-02	218	Bulgakov N.P.	OCE-16	271
Ángeles R.M.	MEI-13	264	Bulgakov S.N.	OCE-16	271
Angulo Brown F.	SIST-09 CARTEL	304	Burlak G.N.	CAT-25	233
Aragón A.	GTERM-07	250	Burlak G.N.	SIST-08	303
Aragón Arreola Manuel	TECT-21	320	Bursik M.I.	VULA-03	323
Aragón Sulik M.	HIDRO-03	252	Caballero C.	GEOMAG-06	241
Aragón Sulik M.	HIDRO-05	253	Cabral Cano Enrique	CART-06	220
Aranda Gómez J.J.	PETRO-07	275	Campos Enriquez J.O.	MEI-06	262
Aranda Gómez José Jorge	TECT-15	317	Campos Enriquez Oscar	GEOMAG-08 CARTEL	242
Aranda Gómez José Jorge	TECT-20	320	Campos J.C.	CAT-14	230
Arango Galván C.	GEOMAG-09 CARTEL	242	Campos Martínez Juan Carlos	CAT-13	230
Arboledas Jorge	SDF-02	279	Campos Oscar	HIDRO-06	253
Arce J.L.	PETRO-05	274	Canet Carles	GEOQ-02	245
Arellano G.	SISL-05	289	Cañón Tapia E.	PETRO-03	273
Arellano G.	SISL-10 CARTEL	291	Cañón Tapia Edgardo	PETRO-01	273
Arellano G. Victor M.	GTERM-08	251	Carbajal Noel	OCE-17	271
Arellano Gil Javier	CART-13	224	Carbajal Pérez Noel	OCE-03	267
Arellano V.	GTERM-07	250	Carbonell R.	CART-03	219
Armienta M.A.	HIDRO-04	253	Carlos J.	SISL-04	289
Armienta M.A.	VULA-13	328	Carlos J.	SISL-10 CARTEL	291
Arreola Contreras José Luis	CAT-15	230	Carlos V. J.	SISL-05	289
Arroyo A. Adriana	SISM-02	292	Carpio J. José	CAT-20	232
Arroyo Moisés	EDC-01	237	Carrasco Hernández Javier	TECT-08	314
Arzate Jorge	EDC-07	238	Carrasco Hernández Javier	TECT-16	318
Arzate Jorge	EDC-08 CARTEL	239	Carrasco Hernández Javier	TECT-18	319
Arzate Jorge A.	EDC-01	237	Carrasco Núñez G.	CART-10	222
Atkinson L.	OCE-02	267	Carrasco Núñez G.	TECT-17	318

Autor	No. Trabajo	Pág.	Autor	No. Trabajo	Pág.
Carreón Méndez Marco A.	CART-11	223	Davydova B. Valentina	CAT-19	231
Carreón Méndez Marco A.	CART-13	224	De Anda J.	SED-08	285
Carrillo Miguel	SISMF-03	298	De Basabe Delgado J.	GEOQ-06	247
Carrillo Romero M.A.	VULA-16 CARTEL	329	De la Cruz Reyna S.	VULA-13	328
Carriquiry J.D.	SED-06	284	De la Cruz Reyna S.	VULA-16 CARTEL	329
Casasola M.O.	CAT-30	235	De la Cruz Reyna Servando	VULA-01	323
Castelán P.G.	VULA-11	327	De León Gómez Héctor	HIDRO-08	254
Castillo Covarrubias José M.	SISM-01	292	Delgadillo Rodríguez José	SRG-02	308
Castrejón González Israel	TECT-10	315	Delgado Argote L.A.	CART-03	219
Castro Osuna D.A.	OCE-13	270	Delgado Argote L.A.	CART-05	220
Castro Raúl R.	SIST-07	303	Delgado Argote L.A.	GEOMAR-05	244
Ceballos G. Esther	VULA-09	326	Delgado Argote L.A.	TECT-13	316
Cedillo Flores Yolanda	SRG-07 CARTEL	310	Delgado Argote L.A.	TECT-14	317
Ceniceros N.	VULA-13	328	Delgado Argote Luis A.	PETRO-02	273
Ceniceros Nora	HIDRO-04	253	Delgado Contreras J.A.	OCE-02	267
Cepeda Héctor	VULA-15	329	Delgado Granados H.	VULA-11	327
Cerezo Mota Ruth	OCE-08	268	Delgado H.	VULA-10	327
Cerón Alejandro	MEI-04	261	DeMets Chuck	SGEOD-02	286
Cerón F.A.	MEI-13	264	Di Bona Massimo	SIST-07	303
Cervantes Duarte Rafael	OCE-06	268	Díaz De Cossio Batani G.	SGEOD-04	287
Cifuentes G.	GEOMAG-04	240	Díaz Molina O.	SRG-06	309
Cifuentes Nava G.	GEOMAG-09 CARTEL	242	Díaz N. Ricardo	SISM-03	292
Cocco Massimo	SIST-07	303	Diebold J.B.	GEOMAR-04	244
Coe Robert	PETRO-01	273	Diebold John	CART-04	219
Comité Científico Asesor del			Diego Orozco A.	SISM-12	296
Volcán de Fuego de Colima	VULA-07	325	Douglas Arthur V.	CAT-12	229
Conticelli Sandro	CART-08	221	Dude CH.	HIDRO-07	254
Contreras Ana Delia	CAT-05	227	Durazo R.	OCE-19	272
Contreras Juan	TECT-03	311	Dworak J.	OCE-02	267
Cooley Michael A.	TECT-21	320	Dworak Robinson J.A.	OCE-04	267
Córdoba D.	CART-03	219	Escalona Aleazar F.J.	TECT-13	316
Córdoba D.	GEOMAR-05	244	España Álvarez M.A.	SED-01	282
Corona Chávez P.	CART-09	222	España F.J.	MEI-02	261
Corona Chávez Pedro	GEOQ-03	245	España Francisco J.	MEI-01	261
Correa Mora Francisco	CART-06	220	España Ma. Auxilio	SED-02	282
Cortés Cortés A.	TECT-05	312	Espindola C. J.M.	SISV-05	306
Cortés Cortés Abel	VULA-08	325	Espindola J.M.	VULA-14	328
Cosío López Miguel Ángel	OCE-08	268	Espindola V.H.	SISL-07	290
Cruz Atienza V.M.	SDF-05	280	Espinosa Cardena Juan M.	MEI-05	262
Cruz Atienza V.M.	SIST-02	301	Espinosa G.	GTERM-05	249
Cruz Atienza V.M.	VULA-12	328	Espinosa Luna Juan	MEI-12	264
Cruz Atienza Víctor Manuel	MEI-14 CARTEL	265	Espinosa Villegas Claudia	SED-03	283
Cruz Colin M.E.	OCE-02	267	Farfán F.	SISL-10 CARTEL	291
Cruz H.	SDF-04	280	Farfán Francisco	SGEOD-04	287
Cruz Hugo	SISMF-03	298	Fernández S.	ISIS-04	258
Cruz O.	VULA-13	328	Fernández S.	SISMF-05	299
Cruz Olivia	HIDRO-04	253	Fernex F.	SED-08	285
Cuevas Alicia	VULA-09	326	Ferrari Luca	CART-07	221
Charré Meza Adolfo Salomé	GTERM-03	248	Ferrari Luca	CART-08	221
Chávez Cabello G.	HIDRO-07	254	Ferrari Luca	TECT-04	312
Chávez Pérez Sergio	SISM-01	292	Filonov A.E.	CAT-06	227
Chávez Pérez Sergio	SISM-07	293	Filonov Anatoly	OCE-15	271
Chávez Pérez Sergio	SISM-14	296	Fletcher John M.	TECT-23 CARTEL	321
Chelbouni Ghani	CAT-01	226	Flores C.	EDC-05	238
Chelbouni Ghani	CAT-03	226	Flores Hortencia	ISIS-06	258
Chimal Rizo Jorge	PORO-05	277	Flores J.	SDF-04	280
Chora Salvador José M.	TECT-10	315	Flores J.H.	MEI-13	264
Da Silveira Mascarenhas A.	CAT-13	230	Flores Luna Carlos	EDC-04	238
Daesslé L.W.	SED-06	284	Flores Luna Carlos	MEI-09	263
Dañobeitia J.J.	CART-03	219	Flores Márquez	HIDRO-01	252
Dañobeitia J.J.	CART-05	220	Font Jordi	OCE-14	270
Dañobeitia J.J.	GEOMAR-05	244	Font Jordi	OCE-18	271

Autor	No. Trabajo	Pág.	Autor	No. Trabajo	Pág.
Foster David A.	TECT-23 CARTEL	321	Gómez Treviño Enrique	MEI-01	261
Francalanci Lorella	CART-08	221	Gómez Treviño Enrique	MEI-03	261
Franco S.I.	SGEOD-01	286	Gómez Treviño Enrique	MEI-12	264
Frez C. J.	SISL-01	288	Gómez Valdés J.	OCE-02	267
Frez C. J.	SISL-05	289	Gómez Valdés J.	OCE-04	267
Frez J.	SISL-04	289	Gómez Vázquez A.	VULA-16 CARTEL	329
Frez J.	SISL-10 CARTEL	291	González Fernández A.	CART-03	219
Frias Camacho V.M.	CART-05	220	González Fernández A.	GEOMAR-04	244
Frias V.M.	SISL-10 CARTEL	291	González Fernández A.	GEOMAR-05	244
Galcía C.	CART-10	222	González Fernández A.	MEI-15 CARTEL	265
Galcía Pérez Marco A.	OCE-21	272	González Fernández Antonio	CART-04	219
Gálvez O.	SISL-10 CARTEL	291	González G. J.	SISL-01	288
Gallardo Delgado L.A.	MEI-15 CARTEL	265	González G. J.	SISL-05	289
Gallegos A.G.	CAT-06	227	González G. Julio E.	CAT-31	236
Garatuza Payán Jaime	CAT-02	226	González Ibarra Alfonso	SISM-05	293
Garatuza Payán Jaime	CAT-04	227	González Ibarra Alfonso	SISM-10	295
García A.	GTERM-05	249	González J.	SISL-04	289
García A.	GTERM-07	250	González J.	SISL-10 CARTEL	291
García A. R.	SISL-05	289	González López Macario	GTERM-02	248
García Abdeslem J.	EDC-05	238	González Macario	SGEOD-04	287
García Abdeslem J.	MEI-15 CARTEL	265	González Partida Eduardo	GTERM-06	250
García Abdeslem Juan	EDC-03	237	González Pomposo Guillermo	SISV-02	305
García Abdeslem Juan	MEI-07	263	González Rangel José Antonio	GEOMAG-01	240
García Abdeslem Juan	MEI-08	263	González Ríos Juan Francisco	CAT-21	232
García Abdeslem Juan	MEI-17 CARTEL	266	González Silvia	GEOMAG-03	240
García Arthur R.	SISL-04	289	González Yajimovich Oscar	SED-03	283
García García Fernando	CAT-31	236	González Yajimovich Oscar	SED-04	283
García Gutiérrez Cesar	OCE-12	270	Goodrich Dave	CAT-01	226
García J.	OCE-19	272	Gorbatov A.	SGEOD-01	286
García Joaquín	OCE-10	269	Gradilla Martínez Luis Carlos	GEOQ-07	247
García Ladona Emilio	OCE-18	271	Graef F.	CAT-07	227
García López Rufino J.	HIDRO-12 CARTEL	256	Graef F.	CAT-08	228
García Puga José Luis	CART-04	219	Guinovart Díaz Raúl	PORO-06	277
García Puga José Luis	SRG-08 CARTEL	310	Gutiérrez C.	SISL-02	288
García Reyes Miguel	SISM-15	297	Gutiérrez D. E.	SIST-08	303
García Silva G.	OCE-07	268	Gutiérrez D. Edmundo	CAT-26	234
García y Barragán Juan C.	CART-01	218	Gutiérrez de Velasco G.	OCE-05	268
García y Barragán Juan C.	CART-02	218	Gutiérrez J.A.	MEI-13	264
Garduño Monroy V.H.	CART-09	222	Gutiérrez José	MEI-04	261
Garduño Monroy V.H.	ISIS-07	259	Guzmán Alcantar A.	MEI-11	264
Garduño Monroy V.H.	TECT-05	312	Hausback B.P.	SRG-04	309
Garduño René	CAT-23	233	Helenes Javier	SED-02	282
Garza Rocha Daniel	MEI-16 CARTEL	265	Hellweg F.	CART-12	223
Garza Rocha Daniel	SISM-04	293	Herguera J.C.	SED-01	282
Gavilanes J.C.	VULA-03	323	Herguera Juan Carlos	SED-02	282
Gavilanes Ruiz Juan Carlos	VULA-08	325	Hernández A. Leopoldo	SISM-03	292
Gaviño R. Juan H.	OCE-20	272	Hernández Bernal Ma. Sol	GEOQ-09 CARTEL	247
Gaviño Rodríguez Juan H.	OCE-21	272	Hernández E.	GEOMAG-04	240
Gil Silva E.	OCE-13	270	Hernández Escobedo Luis	PORO-04	276
Gleadow Andrew J.W.	TECT-23 CARTEL	321	Hernández Escobedo Luis	PORO-05	277
Glowacka Ewa	SGEOD-04	287	Hernández I.	GTERM-05	249
Godínez L.	VULA-14	328	Hernández Juan Antonio	HIDRO-13 CARTEL	256
Gogichaishvili Avto	GEOMAG-02	240	Hernández Leopoldo	MEI-04	261
Gogichaishvili Avto	GEOMAG-07 CARTEL	241	Hernández Quintero E.	GEOMAG-09 CARTEL	242
Gogichaishvili Avto	GEOMAG-08 CARTEL	242	Hernández Treviño Teodoro	TECT-11	315
Gómez Avalos Juan Carlos	ISIS-02	257	Hernández Treviño Teodoro	GEOQ-09 CARTEL	247
Gómez J.M.	SIST-05	302	Herrera Barrientos	HIDRO-01	252
Gómez Mendoza E.	VULA-16 CARTEL	329	Herrera Barrientos J.	MEI-06	262
Gómez Treviño E.	EDC-05	238	Hinojosa Corona A.	SRG-03	308
Gómez Treviño E.	MEI-02	261	Hinojosa Corona A.	SRG-04	309
Gómez Treviño Enrique	GEOMAG-05	241	Hinojosa Corona Alejandro	SRG-08 CARTEL	310
Gómez Treviño Enrique	GTERM-03	248	Hinojosa Corona Alejandro	SRG-02	308

Autor	No. Trabajo	Pág.	Autor	No. Trabajo	Pág.
Housh Todd B.	TECT-20	320	López Martínez M.	GEOQ-06	247
Hubbard B.	CART-10	222	López Martínez Margarita	TECT-16	318
Huerta R.M.	TECT-19	319	López Najera B.	VULA-11	327
Huggel C.	VULA-10	327	Lozada Zumaeta M. Manuel	SISM-09	294
Huizar Rafael	HIDRO-06	253	Lozada Zumaeta M. Manuel	SISM-11	295
Hurtado J.	SDF-04	280	Lugo Hubp José	ISIS-05	258
Hutton Wallis	SGEOD-02	286	Luhr James F.	TECT-20	320
Iglesias Mendoza A.	SDF-05	280	Macías J.L.	TECT-19	319
Iglesias Mendoza A.	VULA-12	328	Macías J.L.	PETRO-05	274
Iglesias Mendoza Arturo	MEI-14 CARTEL	265	Macías J.L.	VULA-03	323
Iglesias Mendoza Arturo	SIST-02	301	Macías José Luis	VULA-15	329
Imberger Jorg	OCE-01	267	Machain del Castillo M.L.	SED-01	282
Israde Alcántara I.	CART-09	222	Madariaga R.	SIST-05	302
Israde I.	SED-08	285	Mancera Flores Jennifer	SRG-02	308
Izquierdo G.	GTERM-07	250	Marín Hernández Mark	OCE-12	270
Izquierdo M. Georgina	HIDRO-13 CARTEL	256	Marín Martha	GEOQ-01	245
Jacques Ayala Cesar	EDC-03	237	Marines R.C.	MEI-13	264
Jiménez J. Z.	SISV-05	306	Marinone S.G.	OCE-07	268
Jiménez Rogelio Rufino	MEI-17 CARTEL	266	Marmolejo Lara M.	OCE-13	270
Jiménez Z.	SISMF-04	299	Márquez Azia Bertha	CART-06	220
Jödicke Hartmut	EDC-07	238	Márquez García E.	VULA-16 CARTEL	329
Jödicke Hartmut	EDC-08 CARTEL	239	Martín Atienza B.	MEI-15 CARTEL	265
Johnson M.E.	TECT-12	316	Martín Atienza Beatriz	MEI-07	263
Jording Alexander	EDC-07	238	Martín Atienza Beatriz	MEI-08	263
Jording Alexander	EDC-08 CARTEL	239	Martín Barajas A.	GEOMAR-04	244
Kobr Miroslav	HIDRO-06	253	Martín Barajas A.	SRG-04	309
Kohn Barry P.	TECT-23 CARTEL	321	Martín Barajas Arturo	CART-04	219
Koshevaya S.V.	CAT-25	233	Martín Barajas Arturo	GEOQ-07	247
Koshevaya S.V.	SIST-08	303	Martínez Alicia	SISV-01	305
Kostoglodov V.	SGEOD-01	286	Martínez Ángeles Raymundo	PORO-04	276
Kostoglodov V.	SGEOD-05	287	Martínez Ángeles Raymundo	PORO-05	277
Kostoglodov V.	SISMF-06	300	Martínez Díaz de León A.	OCE-13	270
Kostoglodov Vladimir	SISMF-01	298	Martínez Gabriela	ISIS-09 CARTEL	260
Kotsarenko A.N.	CAT-25	233	Martínez Reyes Juventino	ISIS-08	259
Kotsarenko A.N.	CAT-26	234	Mascareñas A.	OCE-02	267
Kotsarenko A.N.	SIST-08	303	Maske Helmut	OCE-06	268
Kouzoub Nikolai	SISM-08	294	Masuch Oesterreich D.	CART-12	223
Labarthe G.	TECT-19	319	Masuch Oesterreich D.	HIDRO-07	254
Labarthe Hernández	TECT-22	321	Melgarejo Joan Carles	GEOQ-02	245
Ladrón de Guevara Torres	HIDRO-01	252	Méndez Delgado Sóstenes	MEI-16 CARTEL	265
Lagunas J.	CAT-28	234	Méndez I.	SISL-10 CARTEL	291
Lange C.B.	SED-01	282	Mendoza Amuchástegui J.A.	SISM-01	292
Lange Carina B.	SED-02	282	Mendoza Amuchástegui J.A.	SISM-14	296
Lara Lara José Rubén	OCE-06	268	Mendoza Antonio	SISL-06	289
Lares Ma. Lucila	SED-07	284	Mendoza Blanca	CAT-23	233
Larios Castillo S.	OCE-02	267	Mendoza Borunda Ramón	TECT-23 CARTEL	321
Larson K.	SGEOD-05	287	Mendoza Garcilazo Luis H.	ISIS-03	257
Lázaro Mancilla O.	PORO-01	276	Mendoza Rosales Claudia	CART-11	223
Lázaro Mancilla Octavio	MEI-03	261	Mendoza Rosales Claudia	CART-14	224
Ledesma Vázquez J.	TECT-12	316	Mexicano Vargas Lourdes	SRG-02	308
Ledesma Vázquez Jorge	SED-04	283	Meza C.	SDF-04	280
Lermo J.	ISIS-07	259	Michaud F.	GEOMAR-05	244
Lermo J.	SDF-04	280	Michaud F.	SED-08	285
Lermo J.	SISV-01	305	Michaud Francois	GEOMAR-02	243
Lermo Javier	SDF-02	279	Mijares H.	SDF-04	280
Lermo Javier	SISMF-03	298	Mikumo Takeshi	SGEOD-03	286
Lizárraga Arciniega R.	OCE-13	270	Millot Claude	OCE-14	270
Lizárraga Ruiz Francisco	GEOMAR-03	243	Mimiaga J.	SGEOD-01	286
Lomas E.	SISMF-05	299	Miranda U.	CAT-28	234
Lomnitz C.	SDF-03	279	Mitre Luis M.	HIDRO-06	253
López A.	GEOQ-05	246	Mitre Salazar Luis Miguel	ISIS-08	259
López Manuel	OCE-10	269	Mojarro Bermúdez José de J.	GEOQ-07	247

Autor	No. Trabajo	Pág.	Autor	No. Trabajo	Pág.
Molina Cruz A.	SED-01	282	Orozco Rojas Justo	SISL-08	290
Mondragón Guzmán R.	MEI-11	264	Orozco Rojas Justo	SISV-03	305
Montalvo A.	VULA-11	327	Orozco Rojas Justo	SISV-04	306
Montesinos Silva Genaro	CAT-10	228	Orozco Rojas Justo	VULA-06	325
Monzón C.O.	CAT-06	227	Ortega Rivera Amabel	TECT-15	317
Monzón C.O.	OCE-15	271	Ortiz Alemán Carlos	MEI-14 CARTEL	265
Morales Contreras Juan J.	GEOQ-09 CARTEL	247	Ortiz Alemán Carlos	SIST-06	302
Morales Juan Julio	GEOMAG-02	240	Ortiz M.	SISMF-06	300
Morales P.	GEOQ-05	246	Osate M.L.	GEOMAG-06	241
Morán Zenteno D.J.	TECT-09	314	Ostroumov Mikhail	GEOQ-03	245
Morandi S. María T.	SISL-09	290	Pacor Francesca	SIST-07	303
Mortera Gutiérrez Carlos A.	GEOMAR-01	243	Pacheco J.	SISMF-06	300
Morton O.	TECT-19	319	Pacheco J.F.	ISIS-01	257
Mountain G.S.	GEOMAR-04	244	Pacheco J.F.	SDF-05	280
Mountain Gregory	CART-04	219	Pacheco J.F.	SISL-02	288
Mousatov A.	MEI-10	263	Pacheco J.F.	VULA-12	328
Mousatov A.	PORO-07	277	Palafox Rayón Héctor	SISM-10	295
Mueller James L.	OCE-06	268	Parra Guevara David	CAT-18	231
Muñoz Diosdado A.	SIST-09 CARTEL	304	Parron C.	SED-08	285
Muñoz Sevilla	HIDRO-01	252	Pavía E.G.	CAT-07	227
Murillo C. Efrén	SISM-03	292	Pavía E.G.	CAT-08	228
Natividad Baizabal Miguel A.	CAT-09	228	Pavía E.G.	CAT-14	230
Natividad Baizabal Miguel A.	CAT-20	232	Paz Francisco	CART-04	219
Nava F. Alejandro	SISL-03	288	Paz López S.	GEOMAR-05	244
Nava F.A.	SISL-04	289	Paz López S.	MEI-15 CARTEL	265
Nava F.A.	SISL-07	290	Peláez R.	SGEOD-01	286
Nava Ma. Magdalena	CAT-17	231	Peralta Ortega Sergio A.	EDC-06	238
Nava P. A.	SISL-01	288	Pereyra Díaz Domitilo	CAT-09	228
Nava P. A.	SISL-05	289	Pereyra Díaz Domitilo	CAT-20	232
Navarro Mendoza S.	HIDRO-03	252	Pérez Campos Xyoli	SDF-01	279
Navarro Mendoza S.	HIDRO-05	253	Pérez Chavarría Miguel A.	CAT-13	230
Navarro R.	SED-06	284	Pérez E. Román	CAT-26	234
Ng-Lai Manuel	TECT-21	320	Pérez Enriquez R.	SIST-08	303
Nieto Jorge	SISMF-03	298	Pérez Flores E.	MEI-11	264
Nieto Obregón Jorge	TECT-08	314	Pérez Flores Marco Antonio	GTERM-03	248
Nieto Samaniego A.F.	PETRO-04	274	Pérez M.	ISIS-04	258
Nieto Samaniego A.F.	TECT-09	314	Pérez Portillo José Ramón	GEOQ-08	247
Nieto Samaniego Ángel	TECT-04	312	Pérez Sesma José Antonio A.	CAT-09	228
Nieto Samaniego Ángel F.	TECT-06	313	Pérez Soto José Luis	SED-04	283
Norato Cortez Tania	CART-07	221	Pérez Venzor José A.	PETRO-07	275
Norzagaray Campos	HIDRO-01	252	Pérez Venzor José Antonio	PETRO-06	275
Noyola Medrano M.C.	SRG-03	308	Pérez Vertti Arturo	SISL-06	289
Núñez Cornú F.	SISL-07	290	Persaud P.	GEOMAR-04	244
Núñez Cornú Francisco	GEOQ-02	245	Persaud Patricia	CART-04	219
Núñez Cornú Francisco	SISV-03	305	Pervago E.	MEI-10	263
Núñez Cornú Francisco	SISV-04	306	Petrone Chiara M.	CART-08	221
Núñez Cornú Francisco	VULA-04	324	Pieri D.	SRG-04	309
Núñez Cornú Francisco	VULA-06	325	Pinzano A.	GTERM-07	250
Núñez Riboni Ismael	OCE-03	267	Pola Simuta Cosme	SISM-08	294
Núñez Sánchez Francisco J.	CART-06	220	Portugal M. Enrique	GTERM-08	251
Ocampo Torres F.J.	OCE-13	270	Portugal M. Enrique	HIDRO-13 CARTEL	256
Ocola Leonidas	ISIS-02	257	Prol Ledesma R.M.	SRG-06	309
Ochoa Estrada S.	HIDRO-02	252	Prol Ledesma Rosa María	GEOQ-02	245
Ojeda García Ángel C.	TECT-06	313	Pulgarín Bernardo	VULA-15	329
Olivier Salomé B.	SED-01	282	Quas Weppen R.	VULA-11	327
Olsen K.B.	SIST-03	301	Quintanar L.	SISMF-04	299
Ordaz M.	ISIS-01	257	Quintero Núñez Margarito	CAT-16	230
Origel Gutiérrez Gabriel	SRG-01	308	Ramírez Cruz L.C.	SISM-12	296
Ornelas Valdés R.	CART-15	225	Ramírez Hernández Jorge	EDC-03	237
Oropeza Villalobos B.	VULA-11	327	Ramírez Isabel	OCE-01	267
Orozco Esquivel M.T.	PETRO-04	274	Ramírez María Teresa	ISIS-05	258
Orozco L.	SISL-10 CARTEL	291	Ramírez Ruiz Juan J.	VULA-02	323

Autor	No. Trabajo	Pág.	Autor	No. Trabajo	Pág.
Ramírez Ruiz Juan J.	VULA-05	324	Sabina Federico J.	PORO-03	276
Ramírez Sánchez H.U.	SED-08	285	Sabina Federico J.	PORO-06	277
Ramírez V. C.A.	SISV-05	306	Sahay P.N.	PORO-01	276
Ramírez Vázquez Carlos A.	SISL-08	290	Sahay Pratap	SISM-02	292
Ramírez Vázquez Carlos A.	SISV-03	305	Sahay Pratap	SISM-06	293
Ramírez Vázquez Carlos A.	SISV-04	306	Salas José	OCE-14	270
Ramírez Vázquez Carlos A.	VULA-06	325	Salas José	OCE-18	271
Ramos E.	VULA-13	328	Saldaña R.	CAT-28	234
Ramos García Graciela E.	CAT-21	232	Salinas Zavala César A.	HIDRO-11	255
Ramos Leal J.A.	HIDRO-02	252	Sánchez G. Rubén	CAT-29	235
Ramos S.E.	SED-06	284	Sánchez Mondragon Javier	CAT-25	233
Randall Roberts J.A.	HIDRO-09	254	Sánchez Mondragon Javier	CAT-26	234
Rasson J.L.	GEOMAG-04	240	Sánchez O.	SGEOD-05	287
Rebollar C.J.	SISMF-04	299	Sánchez Osvaldo	SGEOD-02	286
Rebollar Cecilio J.	EDC-02	237	Sánchez Pérez	TECT-22	321
Rebollar Cecilio J.	SISL-06	289	Sánchez Sesma Francisco J.	PORO-02	276
Reyes Coca Sergio	CAT-22	232	Sánchez Sesma Francisco J.	SIST-06	302
Reyes D. G.A.	SISV-05	306	Santamaría D.	ISIS-04	258
Reyes Dávila G.	SISL-07	290	Santiago Jiménez Hydyn	VULA-02	323
Reyes Dávila Gabriel A.	SISL-08	290	Santiago Jiménez Hydyn	VULA-05	324
Reyes Dávila Gabriel A.	SISV-03	305	Santoyo Miguel A.	SGEOD-03	286
Reyes Dávila Gabriel A.	SISV-04	306	Saucedo R.	VULA-03	323
Reyes Dávila Gabriel A.	TECT-05	312	Schaaf Peter	PETRO-06	275
Reyes Dávila Gabriel A.	VULA-04	324	Schaaf Peter	PETRO-07	275
Reyes Dávila Gabriel A.	VULA-06	325	Schaaf Peter	TECT-11	315
Reyes de la Gala J.	CAT-07	227	Schamper D.	CART-12	223
Reyes de la Gala J.	CAT-08	228	Scholz Christopher H.	TECT-03	311
Reyes Luis M.	EDC-02	237	Schomburg S.	HIDRO-07	254
Reyes Luis M.	SISL-06	289	Schlürzinger Andreas	PETRO-06	275
Reyes Serrano Rogelio	ISIS-03	257	Seiler Ulrike	OCE-20	272
Reyes Soto G.	MEI-11	264	Serrano David	OCE-17	271
Reyes Trujillo Javier	CAT-20	232	Serrano Saldaña Enrique	PORO-05	277
Rivero Luis Enrique	SED-07	284	Seymour A.	SRG-04	309
Rocha de la Vega Rubén	SISM-10	295	Shapiro N.M.	SDF-03	279
Rocha Guerrero Ernesto	ISIS-03	257	Shapiro N.M.	SDF-05	280
Rodríguez Castañeda José L.	CART-01	218	Shapiro N.M.	SIST-02	301
Rodríguez Castañeda José L.	CART-02	218	Shapiro N.M.	SIST-03	301
Rodríguez Castillo R.	HIDRO-02	252	Shapiro N.M.	VULA-12	328
Rodríguez Elizarraras S.	VULA-14	328	Shapiro Nikolai	SISMF-01	298
Rodríguez Joel E.	MEI-01	261	Shaw John	GEOMAG-03	240
Rodríguez Julio	CAT-01	226	Shekhtman Gregory	SISM-08	294
Rodríguez Julio	CAT-03	226	Sheridan M.F.	CART-10	222
Rodríguez R.S.	CAT-06	227	Shevlin V.	MEI-10	263
Rodríguez Ramos Reinaldo	PORO-06	277	Siebe C.	TECT-19	319
Rojas Beltrán M.A.	PETRO-03	273	Silva García J.T.	HIDRO-02	252
Romero Oscar M.	SIST-01	301	Silva García J.T.	MEI-11	264
Romo J.M.	EDC-05	238	Silva Romo Gilberto	CART-11	223
Romo Jones José M.	EDC-04	238	Silva Romo Gilberto	CART-14	224
Romo Jones José M.	EDC-06	238	Silva T. José G.	SISL-09	290
Romo Jones José M.	GEOMAG-05	241	Singh S. Krishna	SDF-01	279
Ronquillo Jarrillo Gerardo	SISM-09	294	Singh S.K.	ISIS-01	257
Ronquillo Jarrillo Gerardo	SISM-11	295	Singh S.K.	SDF-03	279
Ronquillo Jarrillo Gerardo	SIST-01	301	Singh S.K.	SISL-02	288
Rosas Elguera J.	TECT-17	318	Singh S.K.	SISMF-06	300
Rosas Elguera J.	GEOQ-04	246	Singh S.K.	SIST-03	301
Rosas Elguera José	CART-07	221	Singh S.K.	VULA-12	328
Rosas Elguera José	GEOMAG-08 CARTEL	242	Singh Shri Krishna	SGEOD-03	286
Rosas Elguera José	TECT-04	312	Singh Shri Krishna	SISMF-01	298
Rovelli Antonio	SIST-07	303	Skiba Yuri N.	CAT-18	231
Ruiz Martínez V.C.	GEOMAG-06	241	Skiba Yuri N.	CAT-19	231
Rutz M.	SISL-07	290	Skiba Yuri N.	CAT-24	233
Saavedra de la Cruz Gustavo	VULA-04	324	Skiba Yuri N.	CAT-27	234

Autor	No. Trabajo	Pág.	Autor	No. Trabajo	Pág.
Solana Espinosa G.	SED-08	285	Trees Charles C.	OCE-06	268
Solé J.	GEOQ-05	246	Tristán González M.	TECT-07	313
Solis Pichardo Gabriela	GEOQ-09 CARTEL	247	Troncoso Gaytán Ricardo	CAT-22	232
Solorio Mungia Gregorio	TECT-15	317	Trujillo Alcántara A.	SISM-12	296
Solorza Selene	SISM-06	293	Uribe A.	ISIS-04	258
Sosa Usanga Ignacio	CAT-20	232	Uribe A.	SISMF-05	299
Soto J.	SDF-04	280	Uribe Alcántara E.M.	SRG-06	309
Soto Jorge	SDF-02	279	Urrutia F.J.	MEI-13	264
Soto Jorge	SISV-01	305	Urrutia Facugauchi J.	CART-15	225
Springorum A.	HIDRO-07	254	Urrutia Facugauchi J.	GEOMAG-06	241
Staines Urias F.	TECT-12	316	Urrutia Facugauchi Jaime	GEOMAG-08 CARTEL	242
Steckler M.S.	GEOMAR-04	244	Vai Rossana	PORO-02	276
Steckler Michael S.	CART-04	219	Valdés Carlos	SISV-01	305
Stock J.M.	GEOMAR-04	244	Valdés González Carlos	SISV-02	305
Stock J.M.	SRG-04	309	Valdiviezo Mijangos Oscar	PORO-03	276
Stock Joann	CART-04	219	Valenzuela W. R.	SGEOD-01	286
Stock Joann	SGEOD-02	286	Valenzuela Wong Raúl	SIST-04	302
Strelkov A.Y.	CAT-27	234	Valle Levinson A.	OCE-02	267
Suárez G.	SGEOD-05	287	Valle Levinson A.	OCE-04	267
Suárez Gerardo	SGEOD-02	286	Vaquera H. Humberto	CAT-29	235
Suárez Plascencia C.	SISL-07	290	Vassallo Morales Luis	TECT-15	317
Suárez Plascencia Carlos	SISV-03	305	Vázquez González Rogelio	HIDRO-10	255
Suárez Plascencia Carlos	SISV-04	306	Vázquez González Rogelio	HIDRO-12 CARTEL	256
Suárez Plascencia Carlos	VULA-04	324	Vázquez Guillén	TECT-22	321
Suárez Plascencia Carlos	VULA-06	325	Vázquez Jaimes M.E.	TECT-14	317
Suárez Vidal Francisco	GTERM-04	249	Vega Aguilar Mario	EDC-04	238
Taran Yuri	GEOQ-01	245	Vegas R.	GEOMAG-06	241
Tarling D.	GEOMAG-06	241	Velázquez Angulo Gilberto	CAT-22	232
Tavera L.	GEOQ-05	246	Vera Sánchez Jorge Ramón	SISM-13	296
Tejeda M. Adalberto	CAT-21	232	Walton Derek	GEOMAG-03	240
Téllez Alatorre Armando	SISL-08	290	Watts Chris	CAT-01	226
Téllez Flores R.A.	SISM-12	296	Watts Christopher	CAT-03	226
Tereshchenko I.E.	CAT-06	227	Winant Clinton D.	OCE-05	268
Tereshchenko Irina	CAT-11	229	Wolf A.	HIDRO-07	254
Tereshchenko Irina	OCE-15	271	Wong Victor	SGEOD-04	287
Tolson Gustavo	TECT-01	311	Yamamoto J.	SISMF-04	299
Tolson Gustavo	TECT-02	311	Yussim Guarneros Sergio	CART-13	224
Tolson Gustavo	TECT-11	315	Yussim Sergio	TECT-01	311
Torres Castro C.	VULA-16 CARTEL	329	Yussim Sergio	TECT-02	311
Torres de León Rafael	TECT-10	315	Zahel Wilfried	OCE-20	272
Torres Hernández J.R.	TECT-07	313	Zárate Del Valle P.F.	GEOQ-04	246
Torres J.R.	TECT-19	319	Zárate Del Valle P.F.	SED-08	285
Torres Navarrete C.R.	OCE-13	270	Zepeda Alejandro Gil	SIST-06	302
Torres Rodríguez Vicente	GTERM-06	250	Zobin Vyacheslav	ISIS-09 CARTEL	260
Trasviña Castro Armando	OCE-08	268	Zobin Vyacheslav	SISV-06	307

INAUGURACIÓN

SALA A
LUNES 25
SESIÓN: ESTUDIOS DE LA CORTEZA
 Moderador: Carlos Flores Luna

EDC-01
 MEDICIONES GEOTÉRMICAS APLICADAS AL ESTUDIO DE LA FALLA TARMORO-SAN MIGUEL DE ALLENDE (SMA); UNA POSIBLE DISCONTINUIDAD MAYOR EN EL BASAMENTO
 Azucena Jara A., Agustín Gervasio y Moisés Arroyo

EDC-02
 CÁLCULO DEL ESPESOR DE LA CORTEZA EN EL NORTE DE BAJA CALIFORNIA, UTILIZANDO ONDAS REFRACTADAS
 Luis M. Reyes y Cecilio J. Robello

EDC-03
 UN ESTUDIO DE GRAVIMETRÍA Y MAGNETOMETRÍA CRUZANDO LA PENINSULA DE BAJA CALIFORNIA
 Juan García Abadellera, Jorge Ramírez Hernández, César Jacques Ayala

EDC-04
 SONIDOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSDUCIDOS A LO LARGO DE UN PERFIL PERPENDICULAR A LA PENINSULA DE BAJA CALIFORNIA
 Carlos Flores Luna, Mario Vega Aguilar y José M. Ramos Jones

EDC-05
 UN MODELO DE LA CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA PARA EL PERFIL PERPENDICULAR A LA PENINSULA DE BAJA CALIFORNIA
 J.M. Ramos, E. Gómez-Treviño, C. Flores y J. García-Abadellera

EDC-06
 LA ESTRUCTURA ELÉCTRICA DE LA CORTEZA EN EL NORTE DE BAJA CALIFORNIA MEDIANTE SONIDOS MAGNETOTELÚRICOS
 Sergio A. Peralta Ortega y José M. Ramos Jones

EDC-07
 STRUCTURE OF THE SOUTHERN MEXICO SUBDUCTION ZONE AS INFERRED FROM MAGNETOTELLURIC STUDIES
 Alexander Jordan, Jorge Arzú, and Harman Rodhe

COMEDIA

SALA B
LUNES 25
SESIÓN: CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA I
 Moderador: Edgar G. Peña

CAT-01
 LOS PRINCIPALES RESULTADOS CIENTÍFICOS DEL PROGRAMA SALSA
 Ghani Chetibou, Chris Watts, Julio Rodríguez y Dave Goodrich

CAT-02
 REMOTELY SENSED ESTIMATES OF EVAPORATION FOR IRRIGATED CROPS IN NORTHERN MEXICO
 Jaime Garamara Peña

CAT-03
 ESTIMACIÓN DEL FLUJO TURBULENTO DE CALOR USANDO LA SCINTILOMETRÍA
 Christopher Watts, Ghani Chetibou y Julio Rodríguez

CAT-04
 HIGH-RESOLUTION CLOUD OBSERVATIONS FOR NORTHWESTERN MEXICO FROM QUIES-7 SATELLITE OBSERVATIONS
 Jaime Garamara Peña

CAT-05
 SEGUIMIENTO Y EVALUACIÓN DE SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA
 Alvarez Oscar y Contreras Ana Delia

CAT-06
 INFLUENCIA DEL NIÑO 1997-98 EN EL RÉGIMEN TÉRMICO DEL LAGO DE CHAPALA, MÉXICO
 Terechicko L.E., Filimon A.L., Monzón C.O., Callegos A.G. y Rodríguez R.S.

CAT-07
 VISTAS: VISUALIZADOR DE SERIES DE TIEMPO ATMOSFÉRICAS
 J. Reyes de la Gila, E.G. Peña y F. Graef

CAT-08
 UNA NUEVA CLIMATOLOGÍA DE LA PRECIPITACIÓN PLUVIAL EN MÉXICO
 F. Graef, E.G. Peña y J. Reyes de la Gila

SALA C
LUNES 25
SESIÓN: SEDIMENTOLOGÍA
 Moderador: Jorge Ledesma Vázquez

SED-01
 EL CALENTAMIENTO DE LA CORRIENTE DE CALIFORNIA Y LA RESPUESTA DE LA PRODUCTIVIDAD BIOLÓGICA DURANTE EL SIGLO XX: REGISTROS DE LOS SEDIMENTOS LAMINADOS DE LOS MÁRGENES DE BAJA CALIFORNIA
 J.C. Berganza, B. Oliver-Salazar, M.A. Espinosa-Alvarez, G. Bernad, C.B. Lange, A. Medina-Cruz y M.L. Machain del Castillo

SED-02
 VARIABILIDAD DE LA COMUNIDAD DE DIATOMEAS EN LOS SEDIMENTOS DE LA CUENCA DE SAN LÁZARO, BAJA CALIFORNIA SUR, MÉXICO
 Ma. Auxilio Espinosa, Juan Carlos Berganza, Carina B. Lange y Javier Helores

SED-03
 DISTRIBUCIÓN Y ESTRUCTURA DE LAS COMUNIDADES DE FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS RECIENTES DE BAHÍA CONCEPCIÓN, B.C.S.
 Anita Serrano Guillermo E., Espinosa Villagán Claudia y González Vajimovich Oscar

SED-04
 MODELO DE SEDIMENTACIÓN RECIENTE EN BAHÍA CONCEPCIÓN, B.C.S.
 González Vajimovich Oscar, Rivero José Luis y Ledesma Vázquez Jorge

SED-05
 ZONIFICACIÓN DE PLAYA EN MAHAIKAS, UN ESTUDIO GEOLÓGICO Y FÍSICO
 David Ayala Estreza

SED-06
 GEOQUÍMICA DE PARTÍCULAS Y ASPECTOS FOSFOROGENOS DE LOS SEDIMENTOS SOBRE LA PLATAFORMA CONTINENTAL OCCIDENTAL DE LA BAJA CALIFORNIA
 L.W. Duce, J.D. Campbell, S.E. Rames y R. Novato

SED-07
 COMPARACIÓN DE LA CONCENTRACIÓN DE CD ENTRE EL TEJIDO BLANCO Y LA CONCHA DE MYTILUS CALIFORNIANUS EN UNA ZONA DE SUBGECIAS
 Luis Enrique Rivero y Ma. Lucila Luna

SED-08
 AVANCE (1998-1999) DE LOS PROYECTOS ECOS M95-L01 (EN CONCLUSIÓN) Y SIMORELOS 99006003 (EN DESARROLLO): CONTROL TECTÓNICO Y CLIMÁTICO DEL MEDIO: EJEMPLO DEL LAGO DE CHAPALA, MÉXICO OCCIDENTAL
 Romero-Sánchez R.U., Zárate Del Valle P.F., Puentes C., Solana-Espinoza G., Irzade L., De Anda J., Flores F. y Méndez E.

SALA A
LUNES 25

SESIÓN: CARTOGRAFÍA GEOLOGICA Y GEOFISICA DE MEXICO

Moderador: Luca Ferrari

- CART-01**
16:00 hrs. CARTOGRAFIA GEOLOGICA A DETALLE EN LA PARTE NORTE CENTRAL DEL ESTADO DE SONORA, REGION RANCHO SAN ANTONIO BANAMICHE. HERRAMIENTA INESPUESABLE EN LA CARACTERIZACION DE LA EVOLUCION TECTONICA DE LA REGION DURANTE EL CRETACICO Y TERCARIO
J.L. Rodriguez Canabado, J.C. Garcia y Barragan y T.H. Anderson
- CART-02**
16:15 hrs. ORIGEN DE UNA SECUENCIA ALUVIAL-FLUVIAL DEL CRETACICO TARDIO-TERCIARIO COMO RESPUESTA A MOVIMIENTOS CORTICALES VERTICALES EN EL NORTE DE SONORA. UN CASO RESUELTO POR MEDIO DE CARTOGRAFIA GEOLOGICA
J.C. Garcia y Barragan, J.L. Rodriguez Canabado y T.H. Anderson
- CART-03**
16:30 hrs. ESTRUCTURA DE LA LITOSFERA EN EL ALTO GOLFO DE CALIFORNIA A PARTIR DE DATOS DE SISMICA DE REFLEXION MULTICANAL, SISMICA DE GRAN ANGULO Y GRAVIMETRIA
Gonzalo Fernández A., Doraeberta J.L., Carlos D., Delgado-Aragón L.A., Carbonell R. y Benicio R.
- CART-04**
16:45 hrs. ESTRATIGRAFIA SISMICA Y TECTONICA ACTIVA EN EL ALTO GOLFO DE CALIFORNIA. RASGOS MORFOLÓGICOS DEL FONDO MARINO UTILIZANDO PERFILES DE ECOSONDA Y GPS DIFERENCIAL
A. Martín Barajas, J. Sisti, M.S. Sánchez, J. Diebold, P. Ruiz, A. González-Fernández, G. Mouton, P. Pervaz, H. García-Puga y F. Paz
- CART-05**
17:00 hrs. INTERPRETACION DE RASGOS ESTRUCTURALES Y VOLCANICOS DE CANAL LAS BALLENAS Y CUENCA DEL JEN INTERIOR, GOLFO DE CALIFORNIA, A PARTIR DE IMAGENES DE REFLECTIVIDAD
Frisa Camacho V.M., Delgado Argente L.A. y Dalbecito, J.J.
- CART-06**
17:15 hrs. CARTA GEOLOGICA DE LA ISLA CLARON
Francisco Correa-Mora, Francisco Javier Nolasco Sánchez, Bertha Miquelena Acuña y Enrique Cabral-Casó
- CART-07**
17:30 hrs. EL PRIMER SISTEMA DE INFORMACION GEOGRAFICA CON ENFOQUE GEOLOGICO DE LA FAJA VOLCANICA TRANS-MEXICANA: PARTE OCCIDENTAL (LONG. 106° 10' W)
Luca Ferrari, José Jesús Elguera y Tania Norma Cortez
- CART-08**
17:45 hrs. CARTOGRAFIA GEOLOGICA Y ESTRATIGRAFIA VOLCANICA DEL GRABEN SAN PEDRO-CHERUCO, SECTOR OCCIDENTAL DE LA FAJA VOLCANICA TRANSMEXICANA
Luca Ferrari, Chirra M. Perone, Sandra Conicelli, Lorella Franzlani
- CART-09**
17:20 hrs. CARTOGRAFIA GEOLOGICA DEL ESTADO DE MICHOACAN
Cecilia-Chávez P., Iván-Alvarado I. y Gerardo Montero V.H.

SALA B
LUNES 25

SESIÓN: CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA II

Moderador: Irina Tereshchenko

- CAT-09**
EFECTO DE EL NIÑO Y LA NIÑA SOBRE LA SIQUÍA INTRAESTIVAL DE LA REGIÓN XALAPA, VERACRUZ, MEXICO
Dimitri Petrova Diaz, José Antonio Aguilar Pérez Serna y Miguel Angel Natividad Buitral
- CAT-10**
LA FASE FRÍA DEL FENOMENO ENOS Y LA PRECIPITACIÓN EN "EL BAJO" GUANAJUATENSE DURANTE 1940-1999
Genaro Montecinos Silva
- CAT-11**
MANIFESTACIÓN DE LA SEÑAL DE EL NIÑO EN LAS VARIACIONES DE PRECIPITACIÓN
Irina Tereshchenko y Sandra L. Alvarez Ponce
- CAT-12**
PATRONES DE CIRCULACIÓN ATMOSFÉRICA (1948-1999), ASOCIADOS CON EL TRANSPORTE DE HUMEDAD HACIA LAS CUENCAS FLUVIALES DEL NOROESTE MEXICANO
Luis Brito Cañillas y Arthur V. Douglas
- CAT-13**
PREDICCIÓN DE LA PRECIPITACIÓN EN ENSENADA, B.C. APLICANDO REDES NEURONALES ARTIFICIALES
Miguel Angel Pérez Chavarría, Juan Carlos Campos Martínez y Alfonso Da Silveira Malsaremba
- CAT-14**
RELACIÓN DE ENOS Y LA LLUVIA ESTACIONAL EN LAS CALIFORNIAS
E.G. Pavia y J.C. Campos
- CAT-15**
TRANSPORTE Y DISPERSIÓN DE CONTAMINANTES ATMOSFÉRICOS EN LA SONDA DE CAMPECHE, MEXICO. PARTE I. ANÁLISIS DE SERIES DE TIEMPO
José Luis Arriaga Contreras
- CAT-16**
LA CALIDAD DEL AIRE EN LA REGIÓN FRONTERIZA CALIFORNIA-BAJA CALIFORNIA: CASO DE LOS VALLES DE MEXICALI, B.C., MÉXICO E IMPERIAL, CAL. EUA
Margarita Quintana Nolasco

SALA C
LUNES 25

SESIÓN: MEDIOS POROSOS

Moderador: A. Mouton

- PORO-01**
REFLEXIÓN Y TRANSMISIÓN DE ONDAS SISMICAS EN LAS FRONTERAS PLANAS DE MEDIOS POROSOS
F.N. Sahay y O. Lázaro Mancilla
- PORO-02**
DIFRACCIÓN DE ONDAS POR GRIETAS: ALGUNOS RESULTADOS PRELIMINARES
Rosanna Viti y Francisco J. Sánchez-Serna
- PORO-03**
CÁLCULO ANALÍTICO DE LA CONSTANTE DE RIGIDEZ LONGITUDINAL EFECTIVA DE UN MEDIO POROSO A PARTIR DE SU MICROESTRUCTURA
Oscar Valdiviazo Mijangos y Federico J. Sánchez
- PORO-04**
DETERMINACIÓN DE LA GEOMETRÍA INTERNA DE MEDIOS POROSOS FRACTURADOS Y VULGILADOS POR TOMOGRAFÍA COMPUTARIZADA DE RAYOS X Y FOTOGRAFÍA DIGITAL
Martina-Angelica Raymundo, Hernández-Escobedo Luis, Serrano-Saldivia Enrique y Chimal-Kato Jorge
- PORO-05**
FOTOGRAFÍA DIGITAL APLICADA AL MODELAJO FÍSICO DEL PROCESO DE IMBIBICIÓN EN MEDIOS POROSOS FRACTURADOS Y VULGILADOS
Martina-Angelica Raymundo, Hernández-Escobedo Luis, Serrano-Saldivia Enrique y Chimal-Kato Jorge
- PORO-06**
PROPIEDADES EFECTIVAS DE ROCAS ANISOTROPAS CON MICROESTRUCTURA FIBROSA
Rafael Gálvez-Díaz, Reinaldo Rodríguez Ramea, Julián Bravo Castillero y Federico J. Sánchez
- PORO-07**
MODELOS DE RESISTIVIDAD PARA FORMACIONES FRACTURADAS
A. Mouton

SALA A
LUNES 25
SESIÓN: CARTOGRAFÍA GEOLOGICA Y GEOFISICA DE
MÉXICO
Moderador: Luca Ferrari

- 17:30 hrs. CART-10
CARTOGRAFÍA GEOLOGICA APLICADA A LA EVALUACIÓN DE LOS
PELIGROS VOLCÁNICOS. EL CASO DEL VOLCÁN CITLALTÉHUAC
(PICO DE ORIZABA)
Carrasco-Núñez G., Hubbard B., Sheridan M.F. y Galicia C.
- 17:40 hrs. CART-11
MAPA DE LA REGIÓN SEPTENTRIONAL DEL TERRENO MIXTECO
CON ÉNFASIS EN EL REGISTRO CENOSÓICO
Gilberto Silva-Ramos, Claudia Mendoza Rosales y Mario A. Carrasco Méndez
- 17:50 hrs. CART-12
CARTOGRAFÍA HIDROGEOLOGICA EN EL CASÓN LA HUASTECA,
MONTERREY, NUEVO LEÓN
Manoel Ocasio-García D., Hellweg F. y Schampert D.
- 18:00 hrs. CART-13
LOS MAPAS LITOSTRATIGRAFICOS, SU IMPORTANCIA EN
EXPLORACIÓN Y EN INVESTIGACIÓN, ALGUNOS EJEMPLOS DE
MÉXICO
Avelino Gil Javien, Carrasco Méndez Marco A. y Ynés-Guerrero Sergio
- 18:10 hrs. CART-14
LA ENSEÑANZA DE LA CARTOGRAFÍA TEMÁTICA EN CIENCIAS
DE LA TIERRA EN LA FACULTAD DE INGENIERÍA, UNAM
Claudia Mendoza-Rosales y Gilberto Silva-Ramos
- 18:20 hrs. CART-15
NEW AEROMAGNETIC ANOMALY MAP FOR MEXICO-AN
ANALYSIS OF CRUSTAL STRUCTURE, MAGMATISM AND
TECTONICS
R. Griebler-Vallón and J. Urrutia-Fucugauchi

SALA A
MARTES 26
SESIÓN: TECTÓNICA I
Moderador: Gustavo Tabor

TECT-01
LOS SISTEMAS DE FUNCIONES ITERADAS Y SU APLICACIÓN A LA GENERACIÓN DE SISTEMAS DE FRACTURAS SINTÉTICAS
Tabor Gustavo y Yael N. Skiba

TECT-02
CARACTER FRACAL DEL FRACTURAMIENTO EN EL ÁREA DE SAN JOAQUÍN, QUERÉTARO
Sergio Yaelin y Gustavo Tabor

TECT-03
A MODEL FOR THE EVOLUTION OF MULTI-SEGMENTED CONTINENTAL RIFT BASINS
Juan Contreras and Christopher H. Scholtz

TECT-04
TECTÓNICA Y VOLCANISMO TERCARIOS EN EL CENTRO Y SUR DE MÉXICO: ¿HASTA DÓNDE QUEREMOS LLEGAR CON EL BASIN AND RANGE?
Luis Ferrón, Angel Nieto-Samaniego, Susana Alamillo-Alvarez y José Rosas Elguera

TECT-05
FRAGMENTACIÓN DEL SECTOR SW DE LA PLACA DE NORTeamérica, LA FALLA MENAUITLAN DEL BLOQUE JALISCO
V.H. García-Moreno, A. Corra-Corral y Gabriel A. Reyes-Dávila

TECT-06
ESTUDIO ESTRUCTURAL DEL SISTEMA DE FALLAS TANGO-SAN MIGUEL DE ALLENDE EN LA REGIÓN DE QUERÉTARO
Angel C. Ojeda-García, Angel Francisco Nieto-Samaniego y Susana Alicia Alamillo-Alvarez

TECT-07
ESTRUCTURA DE LA SIERRA DE CORONADO, EN LA PORCIÓN SEPTENTRIONAL DEL ESTADO DE SAN LUIS POTOSÍ, MÉXICO
M. Trinidad-González y J.R. Torres-Hernández

RECESOCAFÉ

SALA B
MARTES 26
SESIÓN: CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA III
Moderador: René Garduño

CAT-17
AJUSTE DE MODELOS ARIMA E IMPORTANCIA DE LA INFORMACIÓN HISTÓRICA PARA EL PRONÓSTICO DEL OZONO TROPOSFÉRICO EN LA CIUDAD DE MÉXICO
José Luis Bravo y Ma. Magdalena Nava

CAT-18
APLICACIÓN DEL MÉTODO ADJUNTO A UN PROBLEMA INVERSO DE CONTROL DE EMISIONES INDUSTRIALES
David Peña Guerrero y Yael N. Skiba

CAT-19
ESTIMACIÓN DE LOS NIVELES DE CONTAMINACIÓN DE CO Y PM10 EN LA ZONA METROPOLITANA DE GUADALAJARA
Valentina Davydova B. y Yael N. Skiba

CAT-20
MODELO ESTADÍSTICO PARA ESTIMAR CONCENTRACIONES DE NAEL Y SO2 CATALIZADORES DEL PROCESO DE CORROSIÓN ATMOSFÉRICA EN LAS COSTAS DEL GOLFO DE MÉXICO
Miguel Ángel Natividad Batzabal, Dominio Ponce de León, Ignacio Sosa Escamilla, J. José Carpio y Javier Reyes Trujillo

CAT-21
MODELACIÓN ESTADÍSTICA DEL CAMPO DE VIENTO EN LA REGIÓN DE LA GUAYANA VERDE
Gonzalo Elizabeth Ramos García, Adalberto Tejeda M. y Juan Francisco González Ríos

CAT-22
VARIABILIDAD INTERANUAL DE LOS CICLONES TROPICALES ALREDEDOR DE MÉXICO
Sergio Reyes Coca, Ricardo Troncoso Gaytán y Gilberto Velázquez Angulo

CAT-23
FORZAMIENTOS Y RETROALIMENTADORES EN EL CLIMA DEL MINIMO DE MALINDER
René Garduño, Adán Adán y Blanca Mondón

CAT-24
A NECESSARY CONDITION FOR THE EXPONENTIAL INSTABILITY OF A STATIONARY ROSSBY-HAURWITZ WAVE
Yael N. Skiba

RECESOCAFÉ

SALA C
MARTES 26
SESIÓN: SÍSMICA I
Moderador: Sergio Chávez Pérez

SISM-01
ESTIMACIÓN DE MODELOS DE VELOCIDAD PARA MITIGACIÓN SISMICA
José M. Cantillo Contreras, Jorge A. Mondón Amuchátegui y Sergio Chávez Pérez

SISM-02
MIGRACIÓN DE DATOS SÍSMICOS CON TEORÍA POROBELASTICA
Adriana Arroya A. y Prasad Sahay

SISM-03
INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA EN EL PROSPECTO MARINO MARBELLA SUBSAL
Leopoldo Hernández A., Ricardo Díaz N. y Edmundo Matillo C.

SISM-04
AMPLAMIENTO DE ONDAS REFLEJADAS DE CONVERSIÓN DEL TIPO P-SV
Daniel Guerra-Rocha

SISM-05
INTERPRETACIÓN DE ATRIBUTOS SÍSMICOS USANDO REDES NEURONALES
Alfonso González Ibarra

SISM-06
DIFERENCIAS FINITAS EXACTAS
Selene Solares y Prasad Sahay

SISM-07
SCORRE LA ORIENTACIÓN Y SUMA DE SISMOGRAMAS DE VELOCIDAD Y DE PRESIÓN
Sergio Chávez Pérez

SISM-08
DETERMINACIÓN DE TRAYECTORIA DEL POZO Y PARÁMETROS DE MEDIO GEOLÓGICO MEDIANTE LA INVERSIÓN DE DATOS DE VSP INVERSO
Nikhil Kumar, Gregory Shkolenko y Cezar Pola-Simón

RECESOCAFÉ

SALA A
MARTES 26
SESIÓN: TECTÓNICA II
Moderador: Luis A. Delgado Argote

11:15 hrs. TECT-08
ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE ALINEAMIENTOS DE TRAZAS DE
BAJAS POTENCIALES EN EL SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA
SIERRA DE LAS CRUCES
Carrasco-Hernández Javier, Aguilar-Díaz Gerardo J. y Nieto-Obergans Jorge

11:30 hrs. TECT-09
ENTORNO ESTRUCTURAL DEL CENTRO VOLCÁNICO TAXCO,
GRO.
S.A. Alvarado-Alvarez, A.F. Nieto-Samaniego y D.J. Morán-Zamora

11:45 hrs. TECT-10
ORIENTACIÓN DEL INLENTENSOR DE ESFUERZOS CAUSANTE DEL
FALLAMIENTO POST-OLIGOCENO EN LA UNIDAD TILZAPOTLA,
NOROCCIDENTE DE LA CIUDAD DE TAXCO DE ALARCÓN, GUERRERO
Israel Camacho-González, José M. Chura Salvador y Rafael Torres de León

12:00 hrs. TECT-11
PROLONGACIÓN NOROCCIDENTE DE LA FRANJA MILONITICA QUE
SEPARA EL TERRENO XOLAIM DEL TERRENO MIXTECO, EN EL
ÁREA DE LA VENTA VIEJA, ESTADO DE GUERRERO
Hernández-Treviño J. Teodoro, Tolosa-Gutiérrez y Schaff-Peñal

12:15 hrs. TECT-12
EVOLUCIÓN TECTONO-SEDIMENTARIA MIOCENO-PLIOCENO EN
BAHÍA CONCEPCIÓN, B.C.S.
Ledesma-Vázquez J., Johnson M.E. y Salazar-Urrea F.

12:30 hrs. TECT-13
SEDIMENTOS MARINOS DEL GOLFO DE CALIFORNIA Y
VOLCANISMO PLIOCENO DE LAS ISLAS SAN LORENZO Y LAS
ÁNIMAS
Escobedo-Alcázar P.J. y Delgado-Argote L.A.

12:45 hrs. TECT-14
ESTRATIGRAFÍA DE LAS UNIDADES VOLCÁNICAS Y
VOLCANOSISMOS MIOCENOS DE BAHÍA DE LAS
ÁNIMAS, BAHÍA CALIFORNIA
Vázquez-Jalón M.E. y Delgado-Argote L.A.

COMIDA

13:00 hrs.

SALA B
MARTES 26
SESIÓN: CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA IV
Moderador: Fernando García García

CAT-25
ELECTROMAGNETIC OSCILLATION IN CAVITY THE EARTH -
IONOSPHERE (MODE OF SCHUMANN RESONANCE)
G.N. Barakat, A.N. Kozurek, S.V. Koshvaya y Javier Sánchez-Monreal

CAT-26
EXCITATION OF THE PLASMA WAVES IN THE IONOSPHERE BY
ATMOSPHERIC ACOUSTIC WAVES
A.N. Kozurek, Roman Pérez E., Javier Sánchez-Monreal y Fernando
García-García

CAT-27
ON NORMAL MODE INSTABILITY OF STEADY WULFVRELLY
WAVES AND VERKLEY MODES
Vital N. Stelmak and A.Y. Savelov

CAT-28
ESTIMACIÓN DEL POTENCIAL EÓLICO EN LA REGIÓN PACÍFICO
NORTE DEL ESTADO DE BAJA CALIFORNIA SUR
R. Saldaña, U. Miranda y J. Lagunas

CAT-29
USO DE LA DISTRIBUCIÓN PARETO GENERALIZADA
MODELANDO EXCELENCIAS SOBRE UN UMBRAL EN LAS
CONCENTRACIONES DE OZONO URBANO EN LA ZONA
METROPOLITANA DE GUADALAJARA
Roberto Sánchez G. y Humberto Viqueira H.

CAT-30
EL MICROCLIMA DEL BOSQUE DE CHAPULTEPEC
M.O. Casado

CAT-31
ESPECTROS DE PRECIPITACIÓN DE TORMENTAS CONVECTIVAS
SOBRE EL VALLE DE MÉXICO
Fernando García García y Julio E. González G.

COMIDA

SALA C
MARTES 26
SESIÓN: SÍSMICA II
Moderador: Alfonso González Ibarra

SISM-09
ANÁLISIS MULTIESCALA APLICADA A SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE
INCIDENCIA NORMAL
M. Manuel Lozada Zamora y Gerardo Rosquillo Jarillo

SISM-10
DETERMINACIÓN DE ESTRUCTURAS SALINAS PARA
ALMACENAMIENTO DE GAS LP
Alfonso González Ibarra, Rubén Rocha de la Vega y Héctor Palacios Rayón

SISM-11
CARACTERIZACIÓN ESTÁTICA EN YACIMIENTOS DE ARENAS Y
CALERONATOS
Gerardo Rosquillo Jarillo y M. Manuel Lozada Zamora

SISM-12
DETERMINACIÓN DE UN FLAY EN LA PORCIÓN NORESTE DE LA
CIUDADA DE TAMPICO-MISANTLA
Trujillo-Alcaraz A., Diego-Osorio A., Teliz-Flores R.A. y Ramírez-Cruz L.C.

SISM-13
LA INTEGRACIÓN DEL EQUIPO DE TRABAJO Y LA APLICACIÓN DE
LAS NUEVAS TECNOLOGÍAS EN LA VISUALIZACIÓN DE NUEVOS
CAMPOS
Jorge Ramón Vera Sánchez y Luis Bojall Seo

SISM-14
ALGUNOS ASPECTOS DE LA ENSEÑANZA DE POSGRADO Y
CAPACITACIÓN EN SISMOLÓGIA DE EXPLORACIÓN
Sergio Chávez Pérez y Jorge A. Méndez Amador

SISM-15
EL NUEVO POTENCIAL PETROLERO EN LAS REGIONES DEL ASIA
CENTRAL Y SURESTE ASIÁTICO
Miguel García Reyes

COMIDA

SALA A
MARTES 26
SESIÓN: TECTÓNICA III
Moderador: J. Rosas Elguera

- TECT-15**
16:00 hrs.
FALLAMIENTO CENOZOICO MULTIEPISÓDICO EN PINOS, ZACATECAS, MÉXICO
José Jorge Aranda-Gómez, Luis Vassallo-Morales, Anabel Ortega-Rivera y Gregorio Salazar-Munguía
- TECT-16**
16:15 hrs.
NUEVAS CALDERAS EN EL SECTOR CENTRAL DEL CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO
Aguiñiga-Díaz Gerardo J., Carrasco-Hernández Javier y López-Martínez Margarita
- TECT-17**
16:30 hrs.
CONTROL TECTÓNICO DEL VULCANISMO EN EL CAMPO VOLCÁNICO MICHOCAN-GUANAJUATO Y EL COMPLEJO VOLCÁNICO DE COLIMA
J. Rosas-Elguera y Carrasco-Núñez G.
- TECT-18**
16:45 hrs.
ERUPCIONES ASOCIADAS A COLAPSOS SECTORIALES DIRIGIDOS EN EL SECTOR SEPTENTRIONAL DE LA SIERRA DE LAS CRUCES NOROCCIDENTAL
Aguiñiga-Díaz Gerardo J. y Carrasco-Hernández Javier
- TECT-19**
17:00 hrs.
GEOQUÍMICA DE LA KIMBERLITA CANTERA, CAMPO VOLCÁNICO DE SAN LUIS POTOSÍ, S.L.P.
J.R. Torres, G. Lohsche, G. Méndez, J.L. Macías, C. Sábido y R.M. Herrera
- TECT-20**
17:15 hrs.
RECONNAISSANCE GEOLOGY OF ISLA ISABEL, NAVARIT, MÉXICO
José Jorge Aranda-Gómez, James F. Lohr, Todd B. Rossh
- TECT-21**
17:30 hrs.
HISTORIA TECTÓNICA DE LA PORCIÓN OCCIDENTAL DE LA PLACA DEL CARIBE EN EL ÁREA CONTINENTAL DE HONDURAS, CENTROAMÉRICA
Manuel Aragón-Areola, Michael A. Cooley y Manuel Ng-Lai
- TECT-22**
17:45 hrs.
EL VOLCÁN COMPLEJO DE ATOTONILCO, S.L.P., UN EJEMPLO DE VULCANISMO ANDÉSTICO-DACÍTICO DEL OLIÓCENO
Lohsche-Hernández, Sánchez-Pérez y Vázquez-Guillén

SALA B
MARTES 26
SESIÓN: OCEANOGRAFÍA I
Moderador: Isabel Ramírez

- OCE-01**
HIDRODINÁMICA DE UNA LAGUNA SOMERA
Isabel Ramírez y Jörg Imberger
- OCE-02**
CIRCULACIÓN DE VERANO EN LA BAHÍA DE GUAYMAS
Delgado-Correa J.A., Gómez-Vázquez J., Valle-Levinson A., Alfrén L., Macchiari A., Cruz-Cabe M.E., Dvorak J., Larios-Castillo S.
- OCE-03**
CIRCULACIÓN EN LA BAHÍA DE ALTAJAENSENADA DEL PABELLÓN, SINALOA
Isabel Néliz Ribot y Noel Carbajal Pérez
- OCE-04**
PATRONES DE FLUJO EN LA ENTRADA DE UNA LAGUNA COSTERA, SEMIARIDA
Dvorak-Robinson J.A., J. Gómez-Vázquez y A. Valle-Levinson
- OCE-05**
CIRCULACIÓN EN LA LAGUNA SAN IGNACIO, B.C.S.
Guillermo Quintana de Velasco y Claudio D. Winant
- OCE-06**
PROFUNDIDAD DE LA ZONA EUPHÓTICA, ATENUACIÓN DE LA IRRADIANCIA Y K₄₉₀ DERIVADOS DE SENSORES REMOTOS EN PROVINCIAS RIO-ÓPTICAS DEL GOLFO DE CALIFORNIA
Rafael Cervantes-Duarte, James L. Mueller, Charles C. Trees, Helmut Munk, Scott Albano-Bernago y José Robón Lara-Lara
- OCE-07**
CARACTERIZACIÓN DINÁMICA Y ENERGÉTICA DE LA MAREA EN EL GOLFO DE CALIFORNIA
García-Silva G. y Matsumoto S.G.

SALA C
MARTES 26
SESIÓN: MODELADO E INVERSIÓN I
Moderador: Francisco J. Esparza

- MEI-01**
INVERSIÓN DE SONDEOS DE POLARIZACIÓN INDUCIDA MEDIANTE REDES NEURONALES HÍBRIDAS
José E. Rodríguez, Francisco J. Esparza y Enrique Gómez Treviño
- MEI-02**
INVERSIÓN FORMAL DE MEDICIONES ELECTROMAGNÉTICAS A BAJA FRECUENCIA
E. Gómez-Treviño y F.J. Esparza
- MEI-03**
MODELADO E INVERSIÓN DE LA SEÑAL DE GEORRADIACIÓN PARA LAS TRIS PROPIEDADES ELECTROMAGNÉTICAS DE SUELOS Y ROCAS
Octavio Lázaro-Masella y Enrique Gómez Treviño
- MEI-04**
MORFOLOGÍA DEL BASAMENTO MAGNÉTICO DE LAS CUENCAS DEL SUR-ESTE
Alejandro Cerón, Leopoldo Hernández y José Gutiérrez
- MEI-05**
INVERSIÓN DEL ESPECTRO DE POTENCIA RADIAL DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS: UN ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD
Juan Manuel Espinosa Cardón

SALA A
MIÉRCOLES 27
SESIÓN: GEOTERMIA
Moderador: Francisco Suárez Vidal

- 09:00 hrs. GTERM-01
EL ORIGEN DE LOS FLUIDOS PROFUNDOS DEL CAMPO
GEOTERMICO DE LOS AZULES, MÉXICO: INDICACIONES
ISOTÓPICAS E HIDROLÓGICAS
Peter Bickle
- 09:15 hrs. GTERM-02
ACTUALIZACIÓN DEL MODELO DEL BASAMENTO EN EL CAMPO
GEOTERMICO DE CERRO PRIETO, B.C., MÉXICO
Macario González López
- 09:30 hrs. GTERM-03
IMAGENES DE RESISTIVIDAD OBTENIDAS A PARTIR DE ABREJILLOS
CORRIENTES POR C.T.D. Y SU APLICACIÓN AL CAMPO GEOTERMICO
DE CERRO PRIETO, B.C., MÉXICO
Adolfo Salomé Charré Méza, Marco Antonio Pérez Flores y Enrique Gómez
Trevisio
- 09:45 hrs. GTERM-04
EL TEMBLOR DE CERRO PRIETO MEX-5.1 DEL 1 DE JUNIO DE 1996.
TECTÓNICO O INDUCIDO?
Francisco Suárez Vidal

- 10:00 hrs. GTERM-05
ESTUDIO TERMICO COMPARATIVO DE LA PERFORACIÓN DE POZOS
GEOTERMICOS USANDO LÓDOS Y AGUA COMO FLUIDOS DE
PERFORACIÓN
I. Hernández, G. Espinosa y A. García

- 10:15 hrs. GTERM-06
CONDICIONES TERMODINÁMICAS DE LOS SISTEMAS
HIDROTERMALES FOSE Y ACTUAL DE LA CALDERA DE ACOCULCO,
PUEBLA
Vicente Torres Rodríguez y Eduardo González Parada

- 10:30 hrs. GTERM-07
DISTRIBUCIÓN DE TEMPERATURA INICIAL EN EL CAMPO
GEOTERMICO DE LOS HUMEROS, PUEBLA
A. García, V. Aréllano, A. Aragón, R.M. Barragán, G. Izquierdo y A.
Pizarro

- 10:45 hrs. GTERM-08
GEOQUÍMICA DE FLUIDOS DE ZONAS DE TEMPERATURA MEDIA EN
EL NW DEL PAÍS
Rosa María Barragán R., Enrique Portugal M., Víctor M. Aréllano G. y Julio
Alvarez R.

11:00 hrs. RECESO CAFÉ

SALA B
MIÉRCOLES 27
SESIÓN: OCEANOGRAFÍA II
Moderador: Alberto Amador Buenrostro

- OCE-08
OBSERVACIONES RECIENTES EN LA ENTRADA AL GOLFO DE
CALIFORNIA: EFECTOS DEL FENÓMENO DEL NIÑO
Aurelio Traviña Castro, Miguel Ángel Coto López y Ruth Crenzo Mesa

- OCE-09
PROCESOS DE MEZCLA VERTICAL Y CONVERGENCIA HORIZONTAL
SOBRE UNA MONTAÑA SUBMARINA EN EL GOLFO DE CALIFORNIA
Alberto Amador Buenrostro

- OCE-10
MEDICIONES RECIENTES DE TEMPERATURA Y CORRIENTES EN LA
PARTE NORTE DEL GOLFO DE CALIFORNIA: LA PRESENCIA DE UNA
CORRIENTE INTENSA CERCA DEL FONDO
Manuel López y Joaquín García

- OCE-11
TRANSPORTE DE SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN EN EL ALTO GOLFO
DE CALIFORNIA
Luis G. Alvarez

- OCE-12
FABRICACIÓN DE SUPERFICIES ALEATORIAS DE UNA Y VARIAS
ESCALAS EN UNA Y DOS DIMENSIONES: SU APLICACIÓN AL
ANÁLISIS ESTADÍSTICO DE LA SUPERFICIE DEL MAR
Jorge Alvarez Borrero, César García Gutiérrez, Mark Mario Hernández

- OCE-13
CALIBRACIÓN DE INFORMACIÓN DE OLEAJE MEDIDA EN SAN
DEGOCA PARA SU USO EN ROSARIO, B.C., MÉXICO
Lizarraga-Arellano R., A. Martínez-Díaz de León, D.A. Castro-Quiroz, F.J.
García-Torres, M. Marmolejo-Lara, E. Uribe-Silva y C.R. Torres-Navarrete

- OCE-14
EVOLUCIÓN DE UN KENOLINO ANTICLINAL EN LA CUENCA
ARIELINA (MAR MEDITERRANEO OCCIDENTAL)
Jose Salas, Isidoro Ferra y Claudio

RECESO CAFÉ

SALA C
MIÉRCOLES 27
SESIÓN: MODELADO E INVERSIÓN II
Moderador: Juan García Abdeslem

- MEI-06
PERFORMANCE ANALYSIS OF SEVERAL COMPUTERIZED METHODS TO
CALCULATE THE GRAVIMETRIC TOPOGRAPHIC CORRECTION.
ASSESSMENT OF THEIR USE IN ENVIRONMENTAL GEOPHYSICS
Alaimo Zancara M.A., J.O. Campos Barrios, J. Herrera Barrios and W.
Bandy

- MEI-07
UN MÉTODO PARA CALCULAR LA CORRECCIÓN POR TERRENO A
ESTACIONES GRAVIMÉTRICAS UTILIZANDO UN MODELO DIGITAL DE
ELEVACIONES
Juan García-Abdeslem y Beatriz Mañón-Artaza

- MEI-08
MODELADO GRAVIMÉTRICO DE ESTRUCTURAS TRIDIMENSIONALES
Beatriz Mañón-Artaza y Juan García-Abdeslem

- MEI-09
SONEDOS ELECTROMAGNÉTICOS TRANSITORIOS: CÁLCULO DE LA
RESPUESTA DE UN MEDIO ESTRATIFICADO
Carlos Flores Luna

- MEI-10
NUEVOS DISPOSITIVOS PARA CARACTERIZAR ANISOTROPÍA DE
RESISTIVIDAD
A. Mousatov, E. Pervog y V. Shevchuk

- MEI-11
PROYECCIÓN GRAFÉTICA SOBRE ZONAS DE HUNDIMIENTO Y
FRACTURAMIENTO EN ANILLO MASSELI DE LA UNIDAD
PROFESIONAL ALDO LOPEZ MATEOS DEL IPN, MEXICO, D.F.
R. Mardragón Guzmán, J.T. Silva García, A. Guzmán Alcaraz, E. Pérez Flores
y G. Reyes Soto

- MEI-12
TOMOGRFIA ELÉCTRICA DE SITIOS PARA RELLENOS SANITARIOS
CONSIDERANDO EL EFECTO TOPOGRFICO
Espinosa Luis Juan y Gómez Treviño Enrique

- MEI-13
ESTIMACIÓN REGIONAL DE LA ESTRUCTURA INTERNA DEL GOLFO DE
MÉXICO A TRAVÉS DE DATOS GRAVIMÉTRICOS
Marlene R.C. Flores J.H., Gutiérrez J.A., Gómez F.A., Angéles R.M. y Urdala P.I.

RECESO CAFÉ

SALA A
MIÉRCOLES 27
SESIÓN: PETROLOGÍA
Moderador: Edgardo Cabán Tapia

PETRO-01
¿PUEDEN LAS PROPIEDADES MAGNÉTICAS DE LA ROCA APORTAR EVIDENCIA DE CRECIMIENTO ENXÓGENO DE FLUJOS DE LAVA? CASO DE ESTUDIO EN LA MESETA BASÁLTICA CONTINENTAL, GIGANTE DEL RÍO COLUMBIA, EUA
Edgardo Cabán Tapia y Robert Cox

PETRO-02
VARIACIONES LATERALES EN LA MINERALOGÍA Y QUÍMICA EN EL DIOQUE LAS FLORES, BAHÍA DE LOS ÁNGELES, BAJA CALIFORNIA
Delgado Argente Luis A.

PETRO-03
VULCANOLOGÍA FÍSICA DEL BASALTO ESPERANZA, B.C.S.
Rojas-Rodríguez M.A. y Cabán-Tapia E.

PETRO-04
ALGUNAS EVIDENCIAS DEL ORIGEN CORTICAL DEL CAMPO DE DOMINIOS KRATÓNICOS DE LA MESA CENTRAL, OROSCO-ELAPÉVEL M.T., NÚCLEO-SANMATEO A.F. y ALANIZ-ALVAREZ S.A.

PETRO-05
GENERACIÓN Y EVOLUCIÓN DE LA ÚLTIMA ERUPCIÓN PLINIANA DEL NEVALDO DE TOLLUCA QUE DIO ORIGEN A LA PÓMEZ TOLLUCA SUPERIOR
Acece J.L. y Macías J.L.

PETRO-06
LA INTRUSIÓN NOROCCIDENTAL DEL NOVILO, BLOQUE DE LOS CARLOS, B.C.S.: HISTORIA MAGMÁTICA Y DATOS GEOQUÍMICOS EN OTÓPICOS
Peter Schaaf, Andreas Schirmer y José Antonio Pérez-Venar

PETRO-07
EVIDENCIAS DE FUSIÓN, CONTAMINACIÓN, Y ASIMILACIÓN EN EL BLOQUE DE LOS CARLOS, B.C.S., MÉXICO
José A. Pérez-Venar, Peter Schaaf, J.L. Aranda-Gómez y Harold Bohlen

COMIDA

16:00 hrs.



ASAMBLEA GENERAL
UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA. A.C.
1999

SALA B
MIÉRCOLES 27
SESIÓN: OCEANOGRAFÍA III
Moderador: Noel Carballal

OCE-15
EL NIÑO '97-98 NEAR THE WESTERN MEXICAN COAST
Figueroa Amador, Terebelenko Irma and Monción C.O.

OCE-16
PSEUDOCURRENT METER OBSERVATIONS IN THE PASSAGES OF THE CARIBBEAN MEXICAN BASIN
Bulgakov S.N. and Bulgakov N.P.

OCE-17
RELACIÓN ENTRE LA ORIENTACIÓN GEOGRÁFICA DE UNA BAHÍA Y EL SENTIDO DE ROTACIÓN DE CORRIENTES DE MAREA
Noel Carballal y David Serrano

OCE-18
ESTADÍSTICA LAGRANGIANA DEL ESPESOR DEL ALFERS'96 (MAR MEDITERRANEO OCCIDENTAL)
José Salas, Emilio García-Ledezma, Font

OCE-19
HIDROGRAFÍA Y CORRIENTES DEL SISTEMA DE LA CORRIENTE DE CALIFORNIA FRENTE A BAJA CALIFORNIA: 1997-1999
J. García, R. Durazo y T. Baumgartner

OCE-20
BALANCES DE ENERGÍA Y MOMENTO ANGULAR DE UN MODELO GLOBAL DE LA MAREA OCEÁNICA CON ASIMILACIÓN DE DATOS
Juan H. Gavilán R., Wilfried Zabel y Ulrike Scher

OCE-21
ALGUNOS ASPECTOS DE LA CIRCULACIÓN BARTROPICA TRIDIMENSIONAL DE LA BAHÍA DE BANDERAS
Munoz A., Gabriela Pérez y Juan H. Gavilán Rodríguez

COMIDA

16:00 hrs.



SALA C
MIÉRCOLES 27
SESIÓN: GEOFÍSICA MARINA Y TECTÓNICA
Moderador: Antonio González Fernández

GEOMAR-01
STRESSES IN THE WESTERN ALEUTIAN SEAWARD TRENCH SLOPE
Carlos A. Martens-Gallérez

GEOMAR-02
MORPHOLOGY OF THE MOCITZUMA SPREADING SEGMENT: IMPLICATIONS FOR RIVERA-PACIFIC PLATE MOTION
William L. Bandy and Francis Michard

GEOMAR-03
PROCESAMIENTO E INTERPRETACIÓN DE LÍNEAS SÍSMICAS EN LA ZONA DE FRACTURA DE CLARÓN (OCEANO PACÍFICO)
Francisco Ladrón de Gue

GEOMAR-04
SÍSMICA DE REFLEXIÓN MULTICANAL EN EL ALTO GOLFO DE CALIFORNIA
González-Fernández A., Stock J.M., Stocker M.S., Martín Barajas A., Persaud P., Diebold J.B. y Montaña G.S.

GEOMAR-05
ESTRUCTURA SÍSMICA Y GRAVIMÉTRICA DE LA CORTESZA AL SUR DE LA ISLA TIBURÓN, GOLFO DE CALIFORNIA
Pae-López S., González-Fernández A., Tansobertina J.J., Córdoba D., Delgado-Argente L.A. y Michard F.

COMIDA

SALA A
JUEVES 28
SESIÓN: VOLCANISMO ACTIVO I
 Moderador: Francisco Nájera Cornú

- 09:00 hrs. **VULA-01**
 CRITERIOS PARA LA DEFINICIÓN DEL FIN DE UNA EMERGENCIA VOLCÁNICA
 Servando De la Cruz-Reyes
- 09:15 hrs. **VULA-02**
 INFORMATION MONITORING AT THE COLIMA VOLCANO FIRST RESULTS OF THE ELECTRONIC INCLINOMETER NETWORK
 Juan I. Ramírez Ruiz, Hydyo Santiago Jiménez and Eliseo Alatorre Chávez
- 09:30 hrs. **VULA-03**
 GENERACIÓN DE FLUJOS PROCLÁSTICOS DE BLOQUES Y CINIZAS TIPO MURAM DURANTE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA DE 1998-99 DEL VOLCÁN DE COLIMA
 Saucedo R., Macías J.L., Bumbak, M.I. y Gavilanes J.C.
- 09:45 hrs. **VULA-04**
 EVALUACIÓN DE LA VULNERABILIDAD EN EL ENTORNO DEL VOLCÁN DE FUEGO CON RESPECTO A PROYECTILES BALÍSTICOS Y LAHARES
 Carlos Salazar-Plascencia, Francisco Nájera Cornú, Gabriel A. Reyes Davila y Gustavo Sandoval de la Cruz
- 10:00 hrs. **VULA-05**
 INTERPRETATION OF EDM SURVEYS AT THE COLIMA VOLCANO BEFORE AND DURING THE LAVA EMISSION PHASE FROM NOVEMBER 1998
 Juan I. Ramírez Ruiz, Hydyo Santiago Jiménez and Eliseo Alatorre Chávez
- 10:15 hrs. **VULA-06**
 CARACTERIZACIÓN SÍSMICA DE EVENTOS VOLCÁNICOS EN EL VOLCÁN DE FUEGO, PROCESO ERUPTIVO 1998-1999
 Francisco Nájera Cornú, Gabriel A. Reyes Dávila, Carlos Salazar-Plascencia, Carlos A. Ramírez Vázquez y Juan Orozco Rojas
- 10:30 hrs. **VULA-07**
 LA EXPERIENCIA DE TRABAJO DEL COMITÉ CIENTÍFICO ASesor DEL VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA DURANTE LA CRISIS SÍSMICA VOLCÁNICA DE 1997-1999
 Comité Científico Asesor del Volcán de Fuego de Colima
- 10:45 hrs. **VULA-08**
 LA CRISIS DE 1998-1999 DEL VOLCÁN DE COLIMA: RELACIONES ENTRE LOS PATRONES ERUPTIVOS, EL MANEJO DE LA SITUACIÓN Y LA RESPUESTA SOCIAL
 Juan Carlos Gavilanes Ruiz y Abel Corral Corral

11:00 hrs. **RECESO CAFÉ**

SALA B
JUEVES 28
SESIÓN: HIDROGEOLOGÍA I
 Moderador: S.L. Belmonte Jiménez

- HIDRO-01**
 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE CAPAS IMPERMEABLES PARA DEFINIR LA GEOMETRÍA Y SENSIBILIDAD A LA CONTAMINACIÓN DEL ACUÍFERO GRANULAR COSTERO DE GUAYAS, SINALOA, MÉXICO
 Norragay Campos, Melina Sevilla, Flores-Márquez, Herrera Ramírez y Laila de Guzmán-Torres
- HIDRO-02**
 INDICES DRASTIC DE VULNERABILIDAD ACUÍFERA PARA EL VALLE DE TANGANCICUARO, MICHOACÁN
 AT: Silva García, J.A., Ramos Leal, R., Rodríguez Castillo y S. Ochoa Estrada
- HIDRO-03**
 DETERMINACIÓN DE LA VULNERABILIDAD DEL ACUÍFERO DEL VALLE DE ETLA, OAXACA
 Beltrame-Jiménez S.L., Bautista-Beltrame A., Navarro-Mendoza S. y Aragón-Salík M.
- HIDRO-04**
 ESPECIACIÓN Y DETERMINACIÓN DE NIVELES TRAZA DE ARSÉNICO PRESENTE EN AGUAS SUBTERRÁNEAS
 Nora Cisneros, M.A. Arzama y Olivia Cruz
- HIDRO-05**
 LA INFLUENCIA DEL FLUJO SUBTERRÁNEO SOBRE LA COMPOSICIÓN QUÍMICA DEL AGUA EN EL VALLE DE ETLA, OAXACA MÉXICO
 Navarro-Mendoza S., Bautista-Beltrame A., Beltrame-Jiménez Salvador I. y Aragón-Salík M.
- HIDRO-06**
 EL FLUJO SUBTERRÁNEO VERTICAL EN LA SUBCUENCA DE TEOCOOMULCO, ESTADO DE HIDALGO, MÉXICO
 Rafael Huiraz, Miriam Kels, Luis M. Mitriz, Oscar Campos, David Alatorre

RECESO CAFÉ

SALA C
JUEVES 28
SESIÓN: SISMICIDAD LOCAL
 Moderador: F. Alejandro Nava

- SISL-01**
 INFERENCIAS ACERCA DE LA ESTRUCTURA SÍSMICA DE LA CORDILERA PENINSULAR EN LA REGIÓN FRONTERIZA DE AMBAS CALIFORNIAS BASADO EN DETERMINACIONES LOCALES DE HIPOCENTROS
 J. Fritz C., J. González G., J. Acosta Ch., A. Nava F. y M. Álvarez
- SISL-02**
 SISMOTECTÓNICA DE ACAPULCO, GUERRERO
 J.F. Pacheco, S.K. Singh y C. Góndez
- SISL-03**
 UNA MEDIDA DE LA INFORMACIÓN EN LA SISMICIDAD
 F. Alejandro Nava
- SISL-04**
 CÁLCULO RÁPIDO DE MAGNITUDES LOCALES PARA ESTUDIOS DE MICROSISMICIDAD
 J.A. Nava, R. García-Arhué, J. Fritz, J. Acosta, J. Carlos y J. González
- SISL-05**
 ESTUDIOS DE SISMICIDAD LOCAL EN LA SIERRA PENINSULAR Y LA COSTA DEL NOROCCIDENTE DE BAJA CALIFORNIA
 J. Fritz C., J. González G., J. Acosta Ch., A. Nava F., M. Álvarez, G. Arriaga, J. Carlos y R. García A.
- SISL-06**
 ESTUDIO DE SISMICIDAD EN EL GOLFO DE CALIFORNIA
 Cecilio J. Rebellas, Arturo Pérez-Verni, Antonio Mendoza y Luis M. Reyes
- SISL-07**
 ALGUNAS CARACTERÍSTICAS DE LA SISMICIDAD EN EL NOROCCIDENTE DE JALISCO
 Nájera-Cornú F., Ruiz M., Espinola V.H., Salazar-Plascencia C., Nava F.A. y Reyes-Dávila G.
- SISL-08**
 SISMICIDAD EN LA REGIÓN DEL ESTADO DE COLIMA: PERIODO 2011/98 AL 2010/99
 Carlos A. Ramírez Vázquez, Gabriel A. Reyes Dávila, Juan Orozco Rojas y Armando Triller Alatorre
- SISL-09**
 CATALOGO SISMOLÓGICO DEL LABORATORIO DE GEOTÉCNICA DE LA UNIVERSIDAD DE LOS ANGELES EN LÍNEA
 María T. Morán S. y José G. Silva T.

SALA A
JUEVES 28
SESIÓN: VULCANISMO ACTIVO II
Moderador: Hugo Delgado

VULA-09
VOLCAN DE COLIMA: EVOLUCIÓN DE LA PERCEPCIÓN DEL RIESGO DE LA LOCALIDAD "LA YERBA BUENA" ANTES, DURANTE Y DESPUÉS DE UNA ERUPCIÓN
G. Esther Ceballos y Alicia Cuevas

VULA-10
MONITORING GLACIAL ACTIVITY AT AN ERUPTIVE VOLCANO: STRONG RETREAT OF GLACIERS AT POPOCATEPETL VOLCANO
Delgado H. and Huggel C.

VULA-11
CARACTERIZACIÓN DE LAHARES DEL VOLCÁN POPOCATEPETL MEDIANTE EL USO DE MEJORES ACÚSTICOS DE FLUJO. PARTE I: PRE-PROCESAMIENTO Y ANÁLISIS ESPECTRAL DE LA BASE DE DATOS
Doreste Villalón B., H. Delgado Granados, R. Quana Weppen, G. Corral P., A. Montalvo y B. López Nájera

VULA-12
EL POPOCATEPETL, UN VOLCÁN ACTIVO, REDUCE EL RIESGO SÍSMICO EN LA CIUDAD DE MÉXICO
N.M. Shapiro, S.K. Singh, J.F. Pacheco, A. Iglesias-Mendoza y V.M. Cruz-Ateiza

VULA-13
HIDROGEOQUÍMICA DE CUERPOS DE AGUA EN EL VOLCÁN POPOCATEPETL
M.A. Amicena, E. Ramos, S. De la Cruz-Rojas, N. González, A. Aguayo y O. Cruz

VULA-14
RESULTADOS PRELIMINARES DE LOS DEPÓSITOS DEL VOLCÁN SAN MARTÍN, LOS TUNTILAS, VERACRUZ, MÉXICO
I.M. Espinola, L. Godínez y S. Rodríguez-Díaz

VULA-15
REINTERPRETACIÓN DEL DEPÓSITO DE AVANCHA DE ESCOMBROS DEL COMPLEJO VOLCÁNICO NEVADO DEL HUILA (COLOMBIA)
Bernardo Pulgarin, José Luis Macías y Hector Cepeda

COMIDA

SALA B
JUEVES 28
SESIÓN: HIDROGEOLOGÍA II
Moderador: J.A. Randall Roberts

HIDRO-07
CARTOGRAFÍA Y ANÁLISIS ESTRUCTURAL DEL SISTEMA DE POZOS BUENOS AIRES, CON LA HUASTECA, SANTA CATARINA, N.L.
Chavez-Cabello G., Mauch-Osternich D., Springorum A., Schumburg S., Dede C.H. and Wolf A.

HIDRO-08
IDENTIFICACIÓN DE GEONIMADORES AMBIENTALES EN LOS SISTEMAS DE ABASTECIMIENTO DE AGUA POTABLE DE MONTERREY, N.L.
Héctor de León Gómez

HIDRO-09
FLUJO DEL AGUA SUBTERRÁNEA EN EL ACUÍFERO COLGADO DE RÍO GUANAJUATO DETERMINADO POR POTENCIAL ESPONTÁNEO
J.A. Randall Roberts

HIDRO-10
UTILIZACIÓN DE INFORMACIÓN CONDICIONANTE EN LA SOLUCIÓN DEL PROBLEMA INVERSO EN GEOTERMOLOGÍA
Rogelio Vázquez González

HIDRO-11
PATRONES DE VARIACIÓN COMÚN EN LOS ESCURRIMIENTOS PLUVIALES DE LA VERTIENTE CONTINENTAL DEL NOROCCIDENTE MEXICANO (1960-1994)
Luis Brito-Castillo y César A. Salinas-Zavala

COMIDA

SALA C
JUEVES 28
SESIÓN: SISMOLOGÍA DE
Moderador: Javier Lerma

SDF-01
RESOLVING THE DISCREPANCY BETWEEN LOCAL AND TELESEISMIC ESTIMATES OF RADIATED SEISMIC ENERGY
Niyil Piner-Campo, S. Krishna Singh, Gregory C. Benna

SDF-02
ESTIMACIÓN DEL FACTOR DE CALIDAD Q PARA LA CUENCA DE MÉXICO Y LA PARTE CENTRAL Y ORIENTAL DEL ENEO-VOLCANICO TRANS-MEXICANO (EVTMO)
Javier Lerma, Jorge Atiles y Jorge Soto

SDF-03
MEASUREMENTS OF SURFACE WAVE PROPERTIES IN THE LAKE MICHIGAN ZONE OF MICHIGAN CITY: EVIDENCE OF THE DOMINATION OF HIGHER MODES
Shapiro, N.M., S.K. Singh, C. Lomnitz, J. Alvarez-Macizama, P. Almona and M. Ayala

SDF-04
SISTEMA DE INFORMACIÓN SISMOTEL ESMITRICA DE MEXICO (SISMEX): SISMICIDAD EN LA CUENCA DE MEXICO Y ZONAS ALDEANAS, 1900-1999
J. Lerma, J. Soto, H. Mijangos, C. Meza, J. Flores, H. Cruz, E. Buitrago y J. Buitrago

SDF-05
LA TOPOGRAFÍA Y CONSTITUCIÓN DEL MOLDO BAJO LA CIUDAD DE MEXICO: UN PROBLEMA AL ALCANCE DE LAS FUNCIONES DE RECEPTOR
V.M. Cruz-Ateiza, J.F. Pacheco, N.M. Shapiro y A. Iglesias-Mendoza

SESIÓN: SISMOLOGÍA Y VULCANISMO
Moderador: Carlos Valdés González

SISV-01
ACTIVIDAD SISMICA EN LA REGIÓN DE ATLANTICO, PUE. Y SU RELACION CON EL VOLCÁN POPOCATEPETL
Soto Jorge, Lerma J., Valdés Carlos y Martínez Alicia

SISV-02
DETERMINACIÓN DE ETAPAS DE COMPORTAMIENTO DEL VOLCÁN POPOCATEPETL, EN BASE A SU SISMICIDAD
Carlos Valdés González y Guillermo González Pomposo

SISV-03
EL DESARROLLO DE LA SISMICIDAD PREVIA A LAS EXPLOSIONES DEL VOLCÁN DE FUEGO EN 1999
Gabriel A. Reyes Dávila, Ponciano Nolasco Carril, Carlos A. Ramírez Vázquez, Justo Ortao Rojas y Carlos Salazar-Plascencia

13:15 hrs.

SALA A
JUEVES 28
SESIÓN: GEOQUÍMICA
 Moderador: Rosa María Prol-Ledezma

16:00 hrs.
GEOQ-01
 HYDROTHERMAL SYSTEM OF THE EVERMAN VOLCANO ON SUCOORO ISLAND, THE REVILLAGIGEDO ARCHIPELAGO, MEXICO
 Yuri Taran and Mariela María

16:15 hrs.
GEOQ-02
 INTERACCIÓN AGUA-ROCA EN EL SISTEMA HIDROTHERMAL SUBMARINO LAS COCONAS, PUNTA MITA (NAVARO)
 Rosa María Prol-Ledezma, Carlos Camet, Juan Carlos Melgarejo, and Francisco Nider-Corral

16:30 hrs.
GEOQ-03
 METALLOGENIC EVOLUTION OF MINERAL DEPOSITS IN MICHOMACAN, WESTERN MEXICO
 Ostroumoff Mikhail y Corona-Chavez Pedro

16:45 hrs.
GEOQ-04
 RESULTADO FINAL DEL PROYECTO CONACYT PT-1667: EVOLUCIÓN TECTÓNICA TERCERA DE LA PORCIÓN NOROCCIDENTAL DEL BLOQUE JALISCO DEPRESIONES TECTÓNICAS TALPA DE ALLENDE Y MASQUITA (IMPLICACIONES EN LA EXPLORACIÓN MINERA)
 Zúñiga-Del Valle P.F. y Rosal-Espinoza J.

17:00 hrs.
GEOQ-05
 CALIBRACIÓN DEL REACTOR NUCLEAR DEL ININ PARA DATAIONES 40Ar/39Ar
 Solé J., López A., Balcázar M., Morales P. y Tavera L.

17:15 hrs.
GEOQ-06
 CÁLCULO DE ISÓCRONAS DE 40Ar/39Ar, Rb-Sr Y Sm-Nd UTILIZANDO EL PROGRAMA ISOCRON
 De Basabe-Delgado J. y López-Martínez M.

17:30 hrs.
GEOQ-07
 LABORATORIO DE MICROSCOPIA ELECTRÓNICA DE BARRIDO (MEB) DEL DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA DE CICESE
 Luis Carlos Gudiño Martínez, José de Jesús Mojero Hernández y Arturo Martín Barajas

17:45 hrs.
GEOQ-08 CONFERENCIA INVITADA
 "MINERÍA, TECNOLOGÍAS E INGENIERÍAS Y SU ENSEÑANZA EN LA NUEVA ESPAÑA, SIGLO XVI-XIX"
 José Ramón Pérez Portillo

18:00 hrs.

SALA B
JUEVES 28
SESIÓN: GEOMAGNETISMO Y PALEOMAGNETISMO
 Moderador: Harald Böhm

GEOMAG-01
 MEDICIONES COMPARATIVAS DE LA SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA
 José Antonio González-Ramírez y Harald Böhm

GEOMAG-02
 PALEOMAGNETISM IN CONTEXT OF HYDROTHERMALISM: CASE STUDY OF CHILIAN MIOCENE VOLCANIC ROCKS
 Avto Gogichashvili and Juan Julio Morales

GEOMAG-03
 COMPARACIÓN DE PALEOMAGNETISMOS EN LAVAS DEL XITLÉ Y CERÁMICAS CONTEMPORÁNEAS
 Harald Böhm, Silvia González, John Shaw y Derek Walton

GEOMAG-04
 USO DEL MAGNETÓMETRO DE FLUX EN EL OBSERVATORIO MAGNÉTICO DE TEOLOYUCÁN Y SU COMPARACIÓN CON INSTRUMENTACIÓN COMERCIAL
 E. Hernández, G. Cifuentes y J.L. Racion

GEOMAG-05
 SISTEMA PORTÁTIL PARA EL REGISTRO DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO DE MUY BAJA FRECUENCIA
 Jesús Bravero Ochoa, José M. Riano Jara y Enrique Gómez Treviño

GEOMAG-06
 PALEOMAGNETISMO EN EL VOLCANISMO MIOCENO SUPERIOR A CUATERNARIO DEL SECTOR ORIENTAL DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA: IMPLICACIONES TECTÓNICAS
 Ruiz-Martínez V.C., Ochoa M.L., Vargas R., Caballero C., Urrutia-Figueroa J. y Talling D.

SALA C
JUEVES 28
SESIÓN: SISMIOLOGÍA Y VULCANISMO
 Moderador: Carlos Valdés González

SISV-04
 UNA DESCRIPCIÓN GENERAL DE LA SISMICIDAD ASOCIADA AL ACTUAL PROCESO ERUPTIVO DEL VOLCÁN DE PUERTO PERDIDO DEL 01/11/98 AL 30/10/99
 Gabriel A. Reyes Diez, Francisco Suárez Corral, Carlos A. Ramírez Vázquez, Justo Orreco Rojas y Carlos Suárez Plascencia

SISV-05
 DIEZ AÑOS DE OPERACIÓN DE RIESGO: AVANCES Y PERSPECTIVAS DE UN SISTEMA DE MONITORIO SÍSMICO Y VOLCÁNICO
 Z. Jiménez J., G.A. Reyes D., J.M. Espinola C. y C. A. Ramírez V.

SISV-06
 EL PELIGRO SÍSMICO DE ACTIVIDAD VOLCÁNICA
 Vyncheslav Zolbe

SESIÓN: SISMIOLOGÍA Y GEODESIA
 Moderador: V. Kostoglodov

SGEOD-01
 INTERSEISMIC UPLIFT IN THE GUERRERO SEISMIC GAP, MEXICO, FROM LEVELING OBSERVATIONS
 V. Kostoglodov, R.W. Vélazquez, A. Gorbunov, J. Milianga, S.I. Francis, J.A. Alvarado and R. Peláez

SGEOD-02
 POSTSEISMIC MOTION FOLLOWING THE 9 OCTOBER 1995 GREAT JALISCO EARTHQUAKE: WHAT MODELING FOUR YEARS OF GPS OBSERVATIONS CAN TELL US ABOUT FAULT SLIP ALONG A SUBDUCTION INTERFACE
 Hutton Wallis, DeMets Chick, Sánchez Osvaldo, Stock James and Suárez Gerardo

SGEOD-03
 A POSSIBLE STRESS INTERACTION BETWEEN LARGE THRUST AND NORMAL FAULTING EARTHQUAKES IN THE MEXICAN SUBDUCTION ZONE
 Takanishi Mikumo, Shri Krishna Singh and Miguel A. Santoyo

SGEOD-04
 MONITORIED DE MEDIDORES DE DEFORMACIÓN SUPERFICIALES EN LA ZONA SUR DE LA FALLA NOROCCIDENTAL (BAJA CALIFORNIA, MEXICO) PARTE II
 Guillermo Díaz De Cossío Buzan, Eva Glowacka, Victor Wong, Francisco Furlan y Maciel González

SGEOD-05
 PRELIMINARY RESULTS OF THE INTERSEISMIC SURFACE DEFORMATION IN THE GUERRERO GAP USING GPS
 O. Sánchez, K. Larson, V. Kostoglodov, W. Bithum and G. Suarez

SALA A
VIERNES 29
SESIÓN: SISMOLOGÍA TEÓRICA
Moderador: Raul R. Castro

- 09:00 hrs. **SIST-01**
RESULTADOS DE LA APLICACIÓN DE LA TRANSFORMADA DE ONDÍCULA EN SISMOLOGÍA
Bomero Oscar M., Acosta-Chang José y Rosquilla-Jarillo Gerardo
- 09:15 hrs. **SIST-02**
INVERSIÓN DE CURVAS DE DISPERSIÓN DE VELOCIDAD DE GRUPO, OBSERVADAS EN DOS TRAYECTORIAS PARA EL SUR DE MÉXICO
Arturo Iglesias-Mendoza, N.M. Shapiro y V.M. Cruz-Atienza
- 09:30 hrs. **SIST-03**
WAVE-GUIDE EFFECTS IN SUBDUCTION ZONES: EVIDENCE FROM THREE-DIMENSIONAL MODELING
N.M. Shapiro, K.B. Olsen, and S.K. Singh
- 09:45 hrs. **SIST-04**
DETERMINACIÓN DE LA ESTRUCTURA DEL MANTO SUPERIOR DEBAJO DE MÉXICO USANDO MEDICIONES DE ANISOTROPÍA CON ONDAS SKS Y SKKS
Raul Volanterra Wong
- 10:00 hrs. **SIST-05**
DETERMINACIÓN DEL TENSOR DE MOMENTOS SÍMICOS DE ORDEN 2 A PARTIR DEL ESPECTRO DE AMPLITUDES DE ONDAS SUPERFICIALES
J.M. Gómez, R. Balcin y R. Madariaga
- 10:15 hrs. **SIST-06**
CÁLCULO DE LA RESPUESTA SÍMICA DE VALLES ALUVIALES TREMENDOSAMENTE EMPLEANDO UNA FORMULACIÓN OPTIMADA DEL MÉTODO INDIRECTO DE ELEMENTOS DE FRONTERA (IEM)
Carlos Omar Alemán, Alejandro Gil Zepeda y Francisco José Sánchez Sierra
- 10:30 hrs. **SIST-07**
SIMULACIÓN ESTOCASTICA DE LOS REGISTROS DE ACELERACIÓN DEL SISMO DE UMBRIA-MARQUE (ITALIA CENTRAL) DEL 26 DE SEPTIEMBRE DE 1997 (MW 6)
Raul R. Castro, Antonio Roselli, Massimo Cocco, Francesca Paoletti y Massimo Di Rienzo
- 10:45 hrs. **SIST-08**
NONLINEAR EXCITING OF SUPERLOW FREQUENCY ACOUSTIC WAVE CAUSED EARTHQUAKES
S.V. Koberavara, G.N. Borish, E. Gattamorta-D., R. Ponce Enriquez and A.N. Kottaraka

RECESO CAFÉ

SALA B
VIERNES 29
SESIÓN: SENSORES REMOTOS Y GEOMORFOLOGÍA
Moderador: Alejandro Hinojosa Corona

- SRG-01**
CYTIGES GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEM OF TRANSMEXICAN VOLCANIC BELT 2ND STAGE: GEOMORPHOMETRIC MAPPING
Gabriel Ornel-Quintero
- SRG-02**
BASE DE DATOS PICTÓRICA GEOREFERENCIADA EN EL ESTADO DE BAJA CALIFORNIA, MÉXICO
Alejandro Hinojosa Corona, José Delgadillo Rodríguez, Jennifer Marcano Flores, Rafael Hernández Zavala y Lourdes Mexicano Vargas
- SRG-03**
PROCESAMIENTO DE UNA IMAGEN LANDSAT TM PARA EL ESTUDIO LITOLÓGICO DE LA FRANJA COSTERA ENTRE PUERTECITOS Y BAHÍA DE SAN LUIS GONZAGA, BAJA CALIFORNIA, MÉXICO
Neyda-Mediano M.C. e Hinojosa-Corona A.
- SRG-04**
DIGITAL IMAGE ANALYSIS OF YOUNG VOLCANIC TERRAIN IN BAJA CALIFORNIA
J.M. Stock, B.P. Hauback, A. Martín-Barajas, A. Hinojosa-Corona, D. Plott and A. Seymour
- SRG-05**
REGIMENES HIDROLÓGICOS Y TERRAZAS FLUVIALES: EL EJEMPLO DEL RÍO AMÉICA
Rondy Omar Barrera R.
- SRG-06**
USO DE DATOS DE ARCHIVO E IMÁGENES LANDSAT TM PARA DETERMINAR VARIACIONES DEL USO DE SUELO EN CHALCO
Ulrich Alcantara E.M., Díaz Molina O. y Peal-Ledezma R.M.

RECESO CAFÉ

11:00 hrs.

SALA A	
VIERNES 29	
SESIÓN: SISMOLOGÍA DE MOVIMIENTOS FUERTES	
Moderador: Rosa Bernal	
11:15 hrs.	SISMF-01 NUEVOS APORTES PARA EL ESTUDIO DE LA FUENTE DEL SISMO DE JALISCO DEL 9 DE OCTUBRE DE 1995 (Mw 8.0) Rosa Bernal, Shri Krishna Singh, Nikolai Shapiro y Vladimir Kottogladov
11:30 hrs.	SISMF-02 PROCESO DE LA FUENTE DEL SISMO DE ZERUATANEJO DEL 10 DE DICIEMBRE DE 1994 (Mw 6.5) Jorge Aguirre González
11:45 hrs.	SISMF-03 LOS SISMOS DEL 3 Y 5 DE JUNIO DE 1966 EN BELLAVISTA, QUERÉTARO, MÉXICO Y ANÁLISIS DE LAS REPPLICAS Cruz Hogg, Lemo Jovier, Carrillo Miguel y Nieto Jorge
12:00 hrs.	SISMF-04 EL SISMO DE TEHUACÁN DEL 15 DE JUNIO DE 1999, SIMPLANZAS Y DIFERENCIAS CON EL OCURRIDO EL 24 DE OCTUBRE DE 1980 L. Quintanar, J. Yamanoto, C.J. Rebolter and Z. Jurenev
12:15 hrs.	SISMF-05 LOCALIZACIÓN DEL SISMO (199615) DE TEHUACÁN, PUEBLA, MEDIANTE LA RED SISMOLOGICA DE LA CFE E. Lemos, A. Uribe y S. Fernández
12:30 hrs.	SISMF-06 CONSTRAINT ON RUPTURE AREAS OF THE ACAPULCO-SAN MARCOS EARTHQUAKES OF 1962 (M 7.1) AND 1957 (M 7.7), BASED ON THE ANALYSIS OF TIDE RECORDS AT ACAPULCO, MEXICO M. Ortiz, S.K. Singh, V. Kottogladov and J. Pacheco
12:45 hrs.	COMIDA

SALA A
VIERNES 29
SESIÓN: INGENIERÍA SÍSMICA
Moderador: V.H. Garduño-Moray

- 16:00 hrs. ISIS-01
SCALING OF NEAR-SOURCE STRONG GROUND MOTIONS ABOVE
THE MEXICAN SUBDUCTION ZONE
S.K. Singh, J.F. Pacheco, M. Oslawski y M. Ayala
- 16:15 hrs. ISIS-02
EL SISMO DE OXAPAMPA, PERÚ, DEL 06-05-97 Y EL PELIGRO
GEOLÓGICO
Juan Carlos Gómez Avalos y Leonidas Orellana
- 16:30 hrs. ISIS-03
PROYECTO RADILIS CASO TIJUANA
Lidia Hernández Mendoza Garduño, Ernesto Rocha Guerrero, Rogelio
Reyes Serrano
- 16:45 hrs. ISIS-04
MACROSESISMO DEL 15 DE JUNIO DE 1999 Y EL EFECTO DE SITIO QUE
PRESENTÓ EL SUELO DE LA CIUDAD DE OAXACA, ANTE LA
PRESENCIA DE ESTA EXCITACIÓN SÍSMICA
D. Santamaría, M. Pérez, A. Uribe y S. Fernández
- 17:00 hrs. ISIS-05
EFFECTS OF THE 7.0 MW EARTHQUAKE OF JUNE 15, 1999, PUEBLA,
MEXICO
María Teresa Ramírez and José Lago Huelga
- 17:15 hrs. ISIS-06
MÉTODOS ALTERNOS PARA LA ESTIMACIÓN DE EFECTOS DE SITIO A
PARTIR DE UN ARREGLO DE MICROTRÉMORES. PARTE I
Hortensia Flores y Jorge Aguilar
- 17:30 hrs. ISIS-07
MICROZONIFICACIÓN SÍSMICA PRELIMINAR DE LA CIUDAD DE
MORELIA
Garduño-Moray V.H. y Lemos J.
- 17:45 hrs. ISIS-08
APLICACIÓN DE GEONICADORES PARA LA EVALUACIÓN DEL
RIESGO GEOLÓGICO
Luis Miguel Mire Salazar y Juvenal Martínez Reyes

CARTELES

LUNES, MARTES Y MIÉRCOLES

EXPOSICIÓN PERMANENTE

EXCQ-08 CARTEL
ELECTROMAGNETIC IMAGE OF THE SUBDUCTING COCOS PLATE
IN SOUTHERN MEXICO

Alexander Jordan, Jorge Alvarez, and Hartmut Jodice

GEOMAG-07 CARTEL

NUOVA PRESENTAZIONE DEI DATI DI DEMAGNETIZZAZIONE
MAGNETICA

Avio Gogschaldt

GEOMAG-08 CARTEL

MAGNETOSTRATIGRAPHY OF THE VOLCANIC SEQUENCE OF RIO
GRANDE SANTIAGO-SIERRA DE LA PRIMANERA REGION, JALISCO,
WESTERN MEXICO

Ursula-Fraguaga, Jaime, Alva-Valdivia Luis M., Gogschaldt Avio,
and Campos-Enriquez Oscar and Rosas-Elguera Jose

GEOMAG-09 CARTEL

COMPARACION EN EL OBSERVATORIO MAGNETICO DE
TEOLOMACAN ENTRE EL EQUIPO CLASICO Y EL EQUIPO DIGITAL,
Arango-Galván C., Cifuentes-Nava G. y Hernández-Quintero E.

GEQX-09 CARTEL

EL LABORATORIO UNIVERSITARIO DE GEOQUÍMICA ISOTÓPICA
(LUGIS)

Ma. del Sol Hernández Bernal, Juan J. Morales Contreras, Gabriela Solís
Pacheco y Teodoro Hernández Treviño

HIDRO-12 CARTEL

MONITOREO PIEZOMÉTRICO EN LA ZONA DEL CAMPO GEOTÉRMICO
DE CIBRO TRITO

Rafael J. García López y Rogelio Vázquez González

HIDRO-13 CARTEL

CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLOGICAS Y GEOQUÍMICAS DE LA
CUENCA ALTA DEL RÍO FORC, CATALUÑA, ESPAÑA

Enrique Portugal M., Juan Antonio Hernández y Georgina Izquierdo M.

MEI-14 CARTEL

MÉTODO HÍBRIDO DE OPTIMIZACIÓN GLOBAL, INSPIRADO EN LA
EVOLUCIÓN NATURAL DE LAS ESPECIES Y EN LA CRISTALIZACIÓN
DE SUSTANCIAS INORGÁNICAS: MODELAJO INVERSO TRIDIMEN-
SIONAL DE FUENTES MAGNÉTICAS

Arturo Iglesias-Mondosa, Victor Manuel Cruz-Arenza y Carlos Ortiz-
Aleman

MEI-15 CARTEL

MAGNETOMETRÍA Y GRAVIMETRÍA EN LAS COSTAS DE LA BAHÍA DE
TODOS LOS SANTOS, PENÍNSULA DE PUNTA BANDA

González-Fernández A., Guillermo Delgado L.A., García-Abadellán J.,
Martha-Arenza B. y Paz-López S.

MEI-16 CARTEL

IMPLEMENTACIÓN DE ALGORITMOS NUMÉRICOS PARA EL
MODELAJO DE RESISTIVIDAD APARIENTE DE ESTRUCTURAS 3-D

Solís-Méndez-Delgado y Daniel Garza-Rocha

MEI-17 CARTEL

INTERPRETACIÓN DE DATOS AEROMAGNÉTICOS DE LA REGIÓN DEL
YACIMIENTO PENA COLORADA EMPLEANDO EL MÉTODO DE LA
SEÑAL ANALÍTICA

Rogelio Raffin Jaramar y Juan García Abadellán

SISL-10 CARTEL

CORRECCIÓN DE ESTACIONES DE LAS REDES LOCALES Y
REGIONALES (RESNOM Y SCNS) PARA HIPOCENTROS
DETERMINADOS LOCALMENTE EN EL SISTEMA SAN MIGUEL

F. Farfán, I. Méndez, J. Fra, V.M. Prión, G. Acuña, J. Carlos, J. González, L.
Ortíz y O. Galván

ISIS-09 CARTEL

LA EXPERIENCIA EN EL ESTUDIO DE PELIGROS NATURALES EN LA
UNIVERSIDAD DE COLOMBIA

Vladimir Zelen y Gabriela Martínez

SIST-09 CARTEL

UN MODELO DE RESORTE BLOQUE PARA DESCRIBIR
CUALITATIVAMENTE LA DINÁMICA DE UNA FALLA CON
ASPERIDADES

A. Muñoz-Díaz y J. Aragón-Arocas

SRG-07 CARTEL

MORFOLOGÍA DE LAS SUPERFICIES SATELITALES DE LOS PLANETAS
EXTERIORES

Yolanda Cofillo Flores

SRG-08 CARTEL

ESTUDIO GEOMORFOLÓGICO E HIDROLOGÍA SUPERFICIAL EN LA
ZONA COSTERA ENTRE PUERTICITOS Y BAHÍA SAN LUIS GONZAGA,
B.C.

José Luis García Puga y Alejandro Hinojosa Corona

TECT-23 CARTEL

TECTONISMO DE LA EXTENSIÓN CONTINENTAL EN EL SUR DE LA
PROVINCIA EXTENSIONAL DEL GOLFO, REGIÓN DE LA PAZ, LOS
CARLOS, MEDIANTE TERMOCRONOLOGÍA DE HUELLAS DE FUSIÓN

John M. Fletcher, Barry P. Kohn, David A. Foster, Andrew J.W. Gleadon y
Ramón Mendoza-Bernada

VULA-16 CARTEL

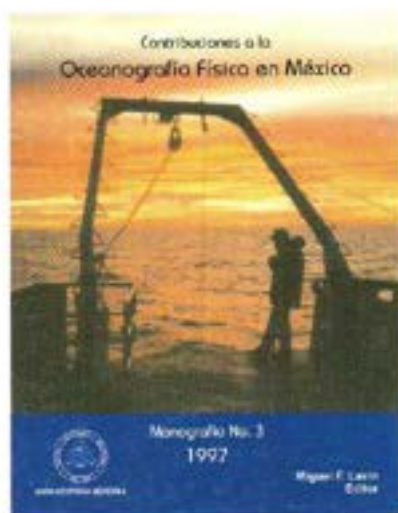
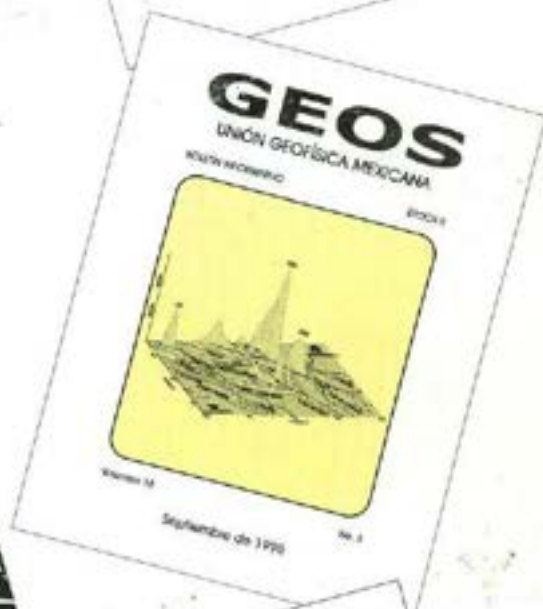
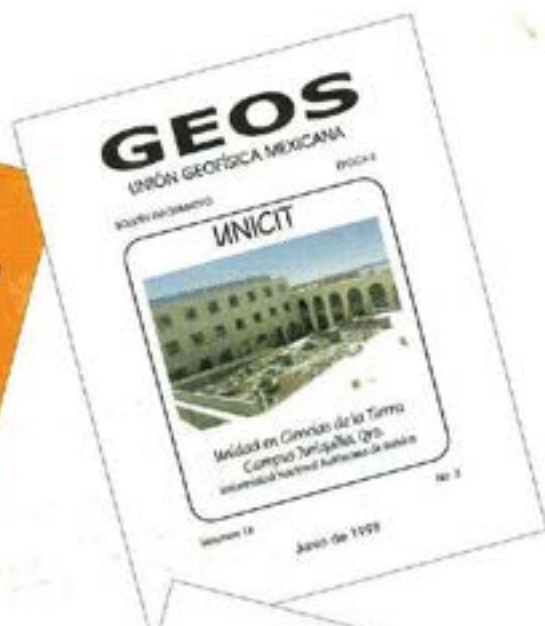
MONITOREO DE DEFORMACIONES EN EL VOLCÁN PORCOTATÉPITL
Gómez Vázquez A., Carrillo Romero M.A., Márquez García E., Gómez Mondosa
E., Torres Castro C. y De la Cruz Reyna S.



UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C.
• REUNIÓN ANUAL 1999 •
PROGRAMA GENERAL



LUNES 25				MARTES 26			MIÉRCOLES 27			JUEVES 28			VIERNES 29																																										
A	B	C		A	B	C		A	B	C		A	B	C																																									
CEREMONIA INAUGURAL			REGISTRO E INSCRIPCIÓN 8:00 A 9:00	TECTÓNICA I	CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA III	SÍSMICA I	GEOTERMIA	OCEANOGRAFÍA II	MODELADO E INVERSIÓN II	VULCANISMO ACTIVO I	HIDROGEOLOGÍA I	SISMICIDAD LOCAL	SISMOLOGÍA TEÓRICA	SENSORES REMOTOS Y GEOMORFOLOGÍA																																									
R E C E S O C A F É																																																							
ESTUDIOS DE CORTEZA				CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA I				SEDIMENTOLOGÍA				TECTÓNICA II				CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA IV				SÍSMICA II				PETROLOGÍA				OCEANOGRAFÍA III				GEOFÍSICA MARINA Y TECTÓNICA				VULCANISMO ACTIVO II				HIDROGEOLOGÍA II				SISMOLOGÍA D.F.				SISMOLOGÍA Y VULCANISMO				SISMOLOGÍA DE MOVIMIENTOS FUERTES			
R E C E S O C O M I D A																																																							
GEOFÍSICA DE MÉXICO				CIENCIAS DE LA ATMÓSFERA II				MEDIOS POROSOS				TECTÓNICA III				OCEANOGRAFÍA I				MODELADO E INVERSIÓN I				ASAMBLEA GENERAL 1999				GEOQUÍMICA				GEOMAGNETISMO Y PALEOMAGNETISMO				SISMOLOGÍA Y VULCANISMO				SISMOLOGÍA Y GEODESIA				INGENIERÍA SÍSMICA											
CENA DE LA REUNIÓN																																																							



Tus trabajos de investigación y divulgación tienen cabida en estos foros de la Unión Geofísica Mexicana, A.C.