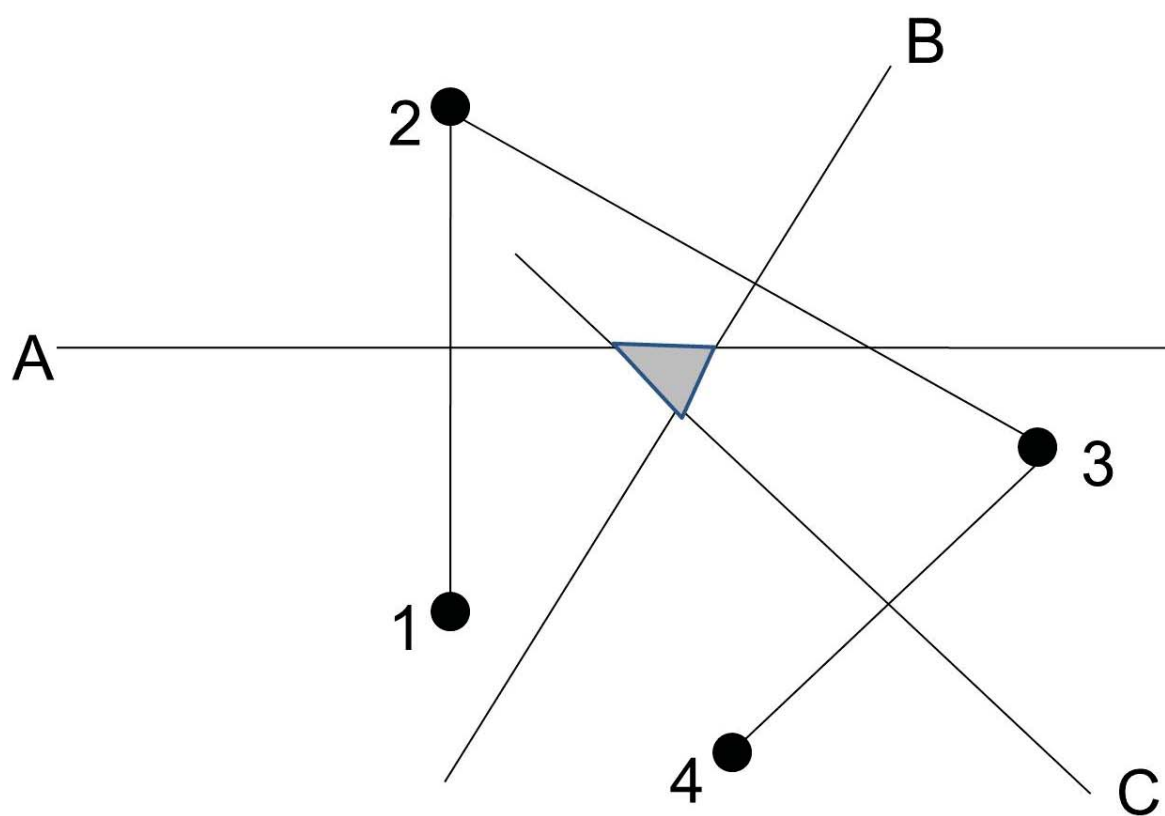




GEOS

<http://www.ugm.org.mx/geos.html>

BOLETÍN INFORMATIVO DE LA UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C.

GEOS se publica dos veces al año por el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) y editada conjuntamente por la UGM y el CICESE

UNIÓN GEOFÍSICA MEXICANA, A.C. Mesa Directiva 2014-2015

Dr. Julián Adem Chain
Presidente Honorario

Dra. Tereza Cavazos
División de Oceanología, CICESE
Presidenta

Dra. Xyoli Pérez Campos
Instituto de Geofísica, UNAM
Vicepresidenta

Dr. Raúl Castro Escamilla
Ciencias de la Tierra, CICESE
Secretario General

Dr. Noel Carbajal
IPICYT
Secretario de Investigación

Dra. Ligia Pérez Cruz
Instituto de Geofísica, UNAM
Secretaría de Difusión

Dra. María del Sol Hernández
Geociencias, ENES, Unidad Morelia, UNAM
Secretario de Educación

Dr. Víctor Manuel Wong Ortega
División de Ciencias de la Tierra, CICESE
Tesorero

Editores Principales

Luis A. Delgado Argote
ldelgado@cicese.mx
CICESE

Ligia Pérez Cruz
perezacruz@geofisica.unam.mx
UGM

Comité Editorial

Harald Böhnelt, UNAM
Noel Carbajal Pérez, IPICYT
Oscar Campos, UNAM
Gerardo Carrasco, UNAM
Ana Luisa Carreño, UNAM
Carlos Flores Luna, CICESE
Juan García Abdeslem, CICESE
René Garduño, Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM
Gustavo Tolson, UNAM
Felipe Escalona, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, UAZ

Apoyo Técnico Editorial

Humberto S. Benítez Pérez
Angel Daniel Peralta Castro
María Cristina Álvarez Astorga
Alejandro F. Nava Pichardo
Lil J. Bidart Escobar

GEOS, boletín informativo de la Unión Geofísica Mexicana (UGM), se edita conjuntamente por la UGM y el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE) bajo el patrocinio del CICESE. Se publica dos veces al año, contiene artículos originales de investigación, artículos de divulgación, notas cortas, aspectos relevantes para la difusión de la actividad científica, tecnológica y docente en las Ciencias de la Tierra, así como noticias de interés para los miembros de la UGM. Las instrucciones para los autores se encuentran al final de cada número y en <http://www.ugm.org.mx/geos.html>. GEOS (ISSN 0186-1891) se edita en la División de Ciencias de la Tierra, CICESE, Carretera Ensenada-Tijuana No. 3918, Zona Playitas 22860, Ensenada B.C., México.

Dirigir toda correspondencia a:
Editorial GEOS
División de Ciencias de la Tierra, CICESE
ldelgado@cicese.mx
Tel. en Ensenada B.C.: (646)175-0500, Ext. 26060

Título: GEOS

Periodicidad: semestral

ISSN: 0186-1891

Editado en la División de Ciencias de la Tierra, CICESE, Carret. Ensenada-Tijuana No. 3918, Zona Playitas 22860, Ensenada B.C., México.

EDITORIAL	275
Pronunciamiento	276
REPORTES	
Exploración del suelo y subsuelo con un georadar en sitios selectos en la periferia de la zona urbana de Zacatecas y Guadalupe, Zacatecas, México	277
Beltrán Zhizhko Gali Aleksandra, Felipe de Jesús Escalona Alcázar, Ernesto Patricio Núñez Peña, Jorge Bluhm Gutiérrez, Santiago Valle Rodríguez, Alicia Esparza Martínez	
Estructura geoelectrica de la zona de deslizamientos de la villa San Miguel, Ensenada, Baja California	293
Pérez Flores Marco Antonio, Luis A. Delgado Argote, Fernando Herrera Barrientos	
DIVULGACIÓN	
Revisión documental sobre la dinámica de los magmas	303
Peña Alonso, Tomás A.	
Trilateración: Sismos, GPS, rayos y teléfonos celulares, y la XIX Olimpiada de Ciencias de la Tierra	329
Enrique Gómez Treviño	
COMUNICACIONES	
POLÍTICA EDITORIAL	345

La Ciencia y la Tecnología en tiempos de recortes

No deja de sorprender lo bien que aprendemos ciertas expresiones que oímos desde pequeños, como aquella que dice “al mal tiempo buena cara”. Ahora se trata de convencernos sobre la conveniencia de asumir una actitud optimista ante el aviso, ya común y recurrente, del recorte presupuestal al sector de ciencia, tecnología e innovación (CTI). De acuerdo con el titular de la Secretaría de Hacienda el recorte equivalente al 0.7% del PIB al gasto público (Gobierno Federal, PEMEX y CFE, de donde 62% es gasto corriente, o sea, contratación de recursos humanos y compra de bienes y servicios para el desarrollo de las funciones administrativas) es “preventivo” porque (sic) “se anticipa a un problema que aún no se tiene”. Por su parte, el coordinador general del Foro Consultivo Científico y Tecnológico (FCCT) comentó que no impactará en los programas sustantivos del CONACYT, pero que la creación de nuevas cátedras se reducirá de 500 plazas a poco más de 200 en 2015. Por supuesto que la meta del 1% del PIB para Ciencia y Tecnología para finales de este sexenio de reformas ahora se ve mucho más lejos, toda vez que apenas en noviembre del año pasado el Congreso de la Unión aprobó para el Programa de CTI una bolsa de 88 mil 54 millones de pesos, cifra que no representa ni el 0.4 por ciento del PIB. El mismo coordinador general del FCCT también dijo que el monto aprobado para 2015 destinado a los proyectos de ciencia básica es de poco más de 1,000 millones de pesos, lo doble que el promedio que se les destinó durante la década pasada, que osciló entre 400 y 600 millones pero, resulta que el recorte al CONACYT será de 900 millones de pesos.

En estos tiempos de desajustes financieros e historias relacionadas es inevitable hacer comparaciones, por lo que vale la pena tomar un ejemplo: en la ceremonia protocolaria de reapertura de la carretera Escénica Tijuana-Ensenada, a dos semanas de cumplirse un año del colapso de 300 m del Día de los Inocentes de 2013, el titular de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes (SCT), dijo que se han invertido 558 millones de pesos (¡1.86 millones de pesos el metro lineal!) de un total de 1,000 millones que se invertirán (¡3.3 millones el metro lineal!). Vemos entonces que el costo de reparación de este complicado problema local de origen geológico es equivalente al recorte nacional al CONACYT. La obra carretera es indudablemente vital para la economía regional, como también lo es el desarrollo del sector de CTI en el país. A nivel nacional, otros números no menos escandalosos son los relacionados con los 10 o 14 millones de aparatos televisivos que se distribuirán entre la población con el pretexto del apagón analógico, o la asignación de publicidad oficial a los medios electrónicos de la iniciativa privada. De los párrafos anteriores se desprende entonces que el problema de este país no es la falta de dinero, sino la forma en que se distribuye, y que el sector de CTI no es el preferido. ¡Menos mal que el recorte al sector será de tan solo 1.02% pues siempre pudo haber sido peor! Al mal tiempo buena cara.

25 de noviembre de 2014

A la Opinión Pública,

A los tres órdenes de gobierno,

Atendiendo a un acuerdo tomado durante la Asamblea anual de la Unión Geofísica Mexicana (UGM) realizada el pasado 5 de noviembre en Puerto Vallarta, Jalisco, los suscritos, miembros de la UGM, manifestamos públicamente nuestra gran consternación por la terrible violación de los derechos humanos derivada de los crímenes perpetrados en contra de los estudiantes de la Escuela Normal Rural de Ayotzinapa los días 26 y 27 de septiembre de 2014 en Iguala, Guerrero. Expresamos nuestra solidaridad con los familiares de las víctimas y los apoyamos en sus demandas exigiendo el cabal esclarecimiento de los hechos, así como el juicio y castigo de todos los culpables, incluidos los funcionarios públicos que resulten responsables en los tres órdenes de gobierno.

Atentamente,

Tereza Cavazos Pérez, Raúl Castro Escamilla, Xyoli Pérez-Campos, Thierry Calmus, José Noel Carbajal Pérez, Gerardo Carrasco-Núñez, María del Sol Hernández Bernal, Francisco J. Ocampo Torres, Cuauhtémoc Turrent Thompson, Luis Zavala Sansón, Víctor Hugo García Gómez, Karina Gómez, Juan Heberto Gaviño Rodríguez, Erika Danaé López Espinoza, María Socorro Espino Valdés, María Aurora Armienta H., Amaia Ruiz de Alegría Arzaburu, Ricardo Saucedo Girón, Roberto Padilla Hernández, Juan Matías Méndez Pérez, Alma Rosa Padilla Pilotze, Diego A. Pantoja G., Luis A. Delgado-Argote, Cecilia Enríquez Ortiz, Angel Ruiz Angulo, Rosario Romero Centeno, José Alfredo Ramos Leal, Gabriel Vázquez Castro, Juan Carlos Herguera García, Víctor H. Márquez, Beata Kucienska, Francisco Delgadillo Hinojosa, Julio Sergio Santana Sepúlveda, Víctor Manuel Cruz Atienza, Oscar Campos, Gerardo Cifuentes-Nava, Oscar Frausto Martínez, Christian M. Appendini, Carlos F. Flores Luna, Cecilia D. Lorenzo Pulido, Harald Böhnelt, Ewa Glowacka, Magda Velázquez, Enrique Hiparco Nava Sánchez, Guillermo Martínez, José Antonio Pérez Venzor, Leobardo Salazar Peña, Alejandro López Tamayo, Francisco Reyes Hernández, Norma Eugenia García Calderón, Jorge Escalante González, Laura del Pilar Echeverri García, Miguel Domínguez A., Carlos Mortera-Gutiérrez, Elsa Arellano Torres, Anuar Gabriel Terán Guerrero, José Gómez Valdés, David Escobedo Zenil, Felipe Gómez Valdivia, Ernesto Aguilar Rodríguez, Santiago Rocha, Abraham Mendoza Córdova, María-Teresa Ramírez-Herrera, Manuel López Mariscal, José Luis Ochoa de la Torre, Ruth Cerezo-Mota, Sharon Z. Herzka, José Manuel Romo Jones, Paula Pérez Brunius, Maclovio Obeso Nieblas, Héctor López, Jorge Zavala Hidalgo, Telma Castro, Luca Ferrari, Ignacio A. Reyes Cortés, Saúl Álvarez Borrego, Jaime Alonso Reyes López(77 FIRMAS)

Exploración del suelo y subsuelo con un georadar en sitios selectos en la periferia de la zona urbana de Zacatecas y Guadalupe, Zacatecas, México

Gali Aleksandra Beltrán-Zhizhko¹, Felipe de Jesús Escalona-Alcázar², Ernesto Patricio Núñez-Peña², Jorge Bluhm-Gutiérrez², Santiago Valle-Rodríguez², Alicia Esparza-Martínez³

¹King Abdullah University of Science and Technology, Earth Science and Engineering Program
P.O. Box 4700, Código Postal 23955-6900, Thuwal-Jeddah, Arabia Saudita

²Universidad Autónoma de Zacatecas, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra
Calzada de la Universidad 108, Fracc. Progreso, C.P. 98058, Zacatecas, Zacatecas, México

³Universidad Autónoma de Zacatecas, Unidad Académica de Cultura, Av. López Velarde 707-D,
Centro Histórico, Zacatecas, Zacatecas, México

Resumen

Se realizó un estudio con georadar, antena de 100 MHz, en cuatro sitios selectos hacia donde las ciudades de Zacatecas y Guadalupe están creciendo. Las unidades litológicas, fallas y fracturas de los cuatro sitios fueron observadas en los radargramas, los cuales fueron procesados con varios filtros para obtener una mejor resolución. Los resultados de esta investigación muestran la complejidad en la estructura del suelo y subsuelo en los primeros 14 m de profundidad. Las estructuras del mapa geológico coinciden con las interpretadas en los radargramas, y se interpretan también nuevas estructuras. Es necesario considerar en la planeación urbana los rasgos litológicos y estructurales presentados, a pesar de que estos aún no han afectado de forma significativa las escasas obras de infraestructura. El contraste entre las unidades litológicas no es claro; sin embargo, el control estructural es el que principalmente debe tomarse en cuenta para la construcción. Los documentos oficiales en los que se definen las políticas de crecimiento de las ciudades no consideran las variables antes mencionadas. Solamente mencionan el aprovechamiento sustentable del territorio, la regularización de los asentamientos humanos irregulares y minimizar el crecimiento en pendientes mayores a 30°. Por esta razón es necesaria la actualización y publicación del Atlas de Riesgo del estado de Zacatecas.

Palabras clave: Georadar, antena 100 MHz, planeación urbana, estructuras geológicas, Zacatecas, Guadalupe, riesgo.

Abstract

A study was conducted with georadar, 100 MHz antenna, in four selected sites toward where the cities of Zacatecas and Guadalupe are growing. The lithology, faults and fractures of the four sites were observed in the radargrams, which were processed with multiple filters to get a better resolution. The results of this study show the complexity in the structure of the soil and subsoil in the first 14 m of depth. The structures on the geological map coincide with the interpreted in the radargrams, and new structures are also interpreted. It is necessary to consider in the urban planning the lithology and structural features presented, despite the fact that these have not yet significantly affected the few works of infrastructure. The contrast between the rock units is not clear; however, the structural control is the one that should mainly be taken into consideration for the construction. The official documents that define the policies of growth of the cities do not consider the above variables; they only mention the sustainable development of the territory, the regularization of irregular settlements and to minimize the growth in slopes greater

than 30°. For this reason, the updating and publication of the Atlas of Risks of the state of Zacatecas is necessary.

Keywords: Georadar, 100MHz antenna, urban growth, geological structures, Zacatecas, Guadalupe, hazards.

Introducción

El crecimiento de las ciudades de Zacatecas y Guadalupe (Figura 1) ha sido regido principalmente por la ubicación de las zonas en donde se desarrollaban actividades mineras (Enciso-de la Vega, 1994) y, actualmente, por la cercanía con las principales vías de comunicación. En la planeación del desarrollo urbano no se consideran la forma del territorio, su cobertura, las características del suelo y subsuelo; por ende, tampoco se toman en cuenta las zonas de riesgo por fenómenos naturales, por ejemplo la erosión y su potencial para desarrollar zonas de peligro.

Los documentos que rigen el desarrollo urbano y el crecimiento de las ciudades de Zacatecas y Guadalupe señalan la importancia en el cuidado y protección del medio ambiente, sin embargo, los criterios para lograrlo están pobremente definidos (SECOP, 2004 y 2010; SEDESOL, 2008; Ayuntamiento de Guadalupe, 2013; Ayuntamiento de Zacatecas, 2010). En el Programa de Desarrollo Urbano de la conurbación Zacatecas-Guadalupe 2004-2030 (SECOP, 2004) se hace referencia a los procesos de erosión y su relación con zonas de riesgo (Escalona-Alcázar et al., 2003), aunque en la práctica no se toman en cuenta. Además, en pocas ocasiones se hace una evaluación de las condiciones del suelo y, raramente, del subsuelo. En los planes municipales de desarrollo solamente se considera que hay riesgos naturales por procesos hidrometeorológicos (Ayuntamiento de Guadalupe, 2013), asentamientos irregulares (Ayuntamiento de Zacatecas, 2013) o sin detallar el tipo ni su ubicación (SECOP, 2010). Aunque la erosión y su zonificación (Escalona-Alcázar et al., 2012), los procesos geomórficos, la edafología y la geología son mencionados en los documentos que rigen la planeación del desarrollo urbano,

aún no se les da la importancia que se debe, probablemente porque hasta el momento no han causado pérdidas humanas.

Los efectos de la erosión son la remoción del suelo, de los sedimentos poco consolidados y de los materiales de relleno. Esto provoca la inestabilidad de las obras civiles que normalmente se fracturan y ocasionalmente colapsan. Otro efecto es la caída de bloques de roca en donde la pendiente es subvertical y la roca está fallada y fracturada; el diámetro de los bloques es menor a 50 cm, aunque pueden ser de mayores dimensiones. La erosión ocurre de forma lenta y constante, principalmente en la temporada de lluvias, que es de mayo a septiembre.

El crecimiento de las ciudades requiere la modificación del paisaje y el cambio de uso del suelo. Cuando estos cambios ocurren es poco probable que puedan analizarse las condiciones originales del terreno, es decir la morfología, red hidrográfica, el suelo y la geología, en términos de la facilidad con que la estructura del suelo y subsuelo puedan desarrollar una zona de riesgo. Por esto, la exploración del subsuelo en los sitios hacia donde las ciudades crecen debe de realizarse con métodos geofísicos que permitan tener una perspectiva de la estructura de la parte superior del subsuelo. En este trabajo se presentan los resultados de la aplicación de un georadar, antena de 100 MHz, en cuatro sitios selectos hacia donde las ciudades de Zacatecas y Guadalupe están creciendo. En los lugares elegidos, los terrenos fueron modificados de la siguiente forma: dos con rellenos de poco menos de 10 m de espesor y en los dos restantes el suelo, de menos de 1 m de espesor, solamente fue emparejado.

Materiales y métodos

La exploración del subsuelo se realizó con un georadar marca Malå, antena de 100 MHz. La capacidad de penetración de la onda electromagnética depende de las condiciones de conductividad y permitividad del subsuelo, llegando aproximadamente a 14 m de profundidad. Esta profundidad de penetración fue seleccionada porque en dos sitios el espesor del suelo es espesor a 1 m. En los dos sitios restantes, los cauces rellenos tienen una profundidad menor a 10 m.

La antena de 100 MHz fue calibrada con los siguientes parámetros:

- Ventana de 294 ns, equivalente a aproximadamente 14 m de profundidad.
- Intervalo de traza fue de 0.049 m.
- Velocidad de propagación de la onda electromagnética de 90 m/ns.
- La ganancia se ajustó manualmente en cada sección para evitar la saturación en la parte

superior o de la inferior del radargrama.

El procesamiento de los radargramas se hizo con el programa RAMAC Ground vision Ver. 1.4.5. Los filtros que se utilizaron fueron remoción del background, ganancia automática, pasa bandas, substracción de la media y filtro exponencial de ganancia. Debido a que en cada sitio el espesor del suelo, el relleno (natural o escombros) y el tipo de subsuelo son distintos, los valores de los parámetros de cada filtro fueron diferentes para cada perfil. También, en caso de que la señal perdiera su intensidad o no mejorará la respuesta a profundidad se eliminó alguno de los filtros.

El trabajo de campo se realizó en el verano de 2012 en los límites de la traza urbana de Zacatecas y Guadalupe (Figura 1). Las condiciones de los terrenos fueron las siguientes: el terreno desmontado y emparejado, con una pendiente máxima de 5%, con escasas construcciones alrededor y trazos incipientes de calles.



Figura 1. Imagen de Google Earth con la ubicación del área de estudio así como de los perfiles de georadar y de los elementos geográficos y estructurales mencionados en el texto. Las líneas azul discontinuas son los segmentos de los arroyos que están en las zonas donde se obtuvieron los perfiles de georadar.

Marco geológico local

Las ciudades de Zacatecas y Guadalupe cubren la mayor parte de los afloramientos de la secuencia estratigráfica del área de estudio; sin embargo, los cortes en la roca, hechos para la construcción de obras de infraestructura, permiten tener un control de la litología y de las estructuras.

La secuencia estratigráfica de la zona urbana de Zacatecas, Guadalupe y sus alrededores (Figura 2) ha sido descrita por distintos autores. De la base a la cima está formada por el Grupo Zacatecas del Cretácico Inferior (Escalona-Alcázar et al., 2009 y 2014a) que está cubierto discordantemente por el Conglomerado Zacatecas del Paleoceno-Oligoceno (Edwards, 1954; Loza-Aguirre et al., 2008; Escalona-Alcázar et al., 2014b) que tiene interestratificadas y está cubierto por tobas e ignimbritas del Eoceno-Mioceno (Ponce y Clark, 1988; Escalona-Alcázar et al., 2003; Loza-Aguirre et al., 2008; Tristán-González et al., 2012). En este subcapítulo sólo se presenta una recapitulación de la estratigrafía.

La base del Grupo Zacatecas es la Formación Zacatecas, que en la parte inferior está formada principalmente por lutitas. Hacia la parte superior las lutitas están interestratificadas con areniscas de grano fino a medio y en contacto transicional con conglomerados polimícticos. A su vez los conglomerados están cubiertos por areniscas y lutitas. En la parte superior de la secuencia hay intercalados escasos derrames de lava que cuando son dominantes forman el Complejo Las Pilas. Los derrames de lava del Complejo tienen estructura masiva y almohadillada; tienen interestratificadas capas de lutita y wacka. La secuencia Mesozoica está intrudida por diques máficos y lacolitos dioríticos; además, tiene alteración hidrotermal y/o deutérica.

El Grupo Zacatecas está cubierto de forma discordante por el Conglomerado Zacatecas. El conglomerado es polimíctico, formado por

clastos de basalto, granito, lutita, cuarcita y riolita. En la parte inferior está bien consolidado, sin embargo, de la parte media hacia arriba la consolidación disminuye, principalmente donde está interestratificado con rocas volcánicas, donde es rico en clastos de granito y/o en donde los estratos de arenisca de grano medio a grueso son más abundantes. En la parte superior del Conglomerado Zacatecas hay interestratificadas capas de tobas riolíticas/dacíticas y está cubierto por la Secuencia Volcánica del Terciario, que son tobas e ignimbritas también de composición riolítica/dacítica. Toda la secuencia está cortada por diques y domos riolíticos.

Marco estructural local

El estilo de deformación de la secuencia estratigráfica del área de estudio fue presentado por Escalona-Alcázar et al. (2003 y 2009), por lo que aquí sólo se presenta una síntesis. Las lutitas de la Formación Zacatecas tienen foliación bien definida por sericita; en cambio en las areniscas y conglomerados está pobremente desarrollada. La Formación Zacatecas tiene pliegues de amplitud de centenas de metros, así como de menos de 50 m, ocasionalmente en chevron, asociados con las fallas inversas. En el Complejo Las Pilas los pliegues son escasos y, en las rocas sedimentarias y derrames de lava, el desarrollo de la foliación disminuye hacia la parte superior de la secuencia. El echado general de la foliación es menor a 15°; sin embargo, en donde hay fallas puede ser sub-vertical. El Grupo Zacatecas está cortado por fallas inversas, mientras que toda la secuencia estratigráfica está cortada por fallas normales.

La deformación dúctil del Grupo Zacatecas se desarrolló durante la orogenia Laramide del Cretácico Tardío al Eoceno (Aranda-Gómez et al., 2000). La deformación de principios del Cenozoico inició con el desarrollo del sistema de fallas San Luis-Tepehuanes que formó fallas normales orientadas WNW-WSW (e.g., Veta La

Cantera, Figura 2) (Loza-Aguirre et al., 2008). A partir del Oligoceno la deformación de Cuencas y Sierras formó fallas normales con orientación preferente de NNE a NNW (Aranda-Gómez et al., 2000; Nieto-Samaniego et al., 2005).

En el Grupo Zacatecas la intensidad del fallamiento y, por lo tanto, del fracturamiento es mayor porque ha estado sujeto a un número mayor de eventos de deformación que, aunados a la alteración hidrotermal, provocan que las rocas sean mecánicamente menos competentes, especialmente en donde la pendiente es casi vertical.

Resultados

Los perfiles de radar se realizaron en cuatro sitios (Figuras 1 y 2) con características litológicas y geomorfológicas distintas. En los radargramas se utilizaron como modelo en la interpretación los rasgos que se observan en las pendientes subverticales en donde la roca y los sedimentos

afloran, así como en donde el relleno de cauces de arroyos está en proceso (Figura 3).

En las figuras 4 a 7 se muestran los elementos interpretados, que son:

- 1) Rasgos continuos: pueden ser el contacto entre unidades litológicas, materiales con diferente granulometría (subhorizontales o subverticales), así como la base o etapas de relleno de un paleo-cauce.
- 2) Estructuras geológicas: pueden ser fallas o fracturas.
- 3) Lineamientos: son rasgos que posiblemente sean fracturas en los depósitos fluviales y, en los rellenos con escombros pueden ser el límite entre distintos depósitos de escombros.
- 4) Hipérbolas pequeñas (< 1m de ancho) con ondas múltiples debajo de ellas: son rasgos puntuales que pueden ser ductos de agua, drenaje, electricidad, teléfono o fragmentos de roca o escombros de menos de 1 m de diámetro.

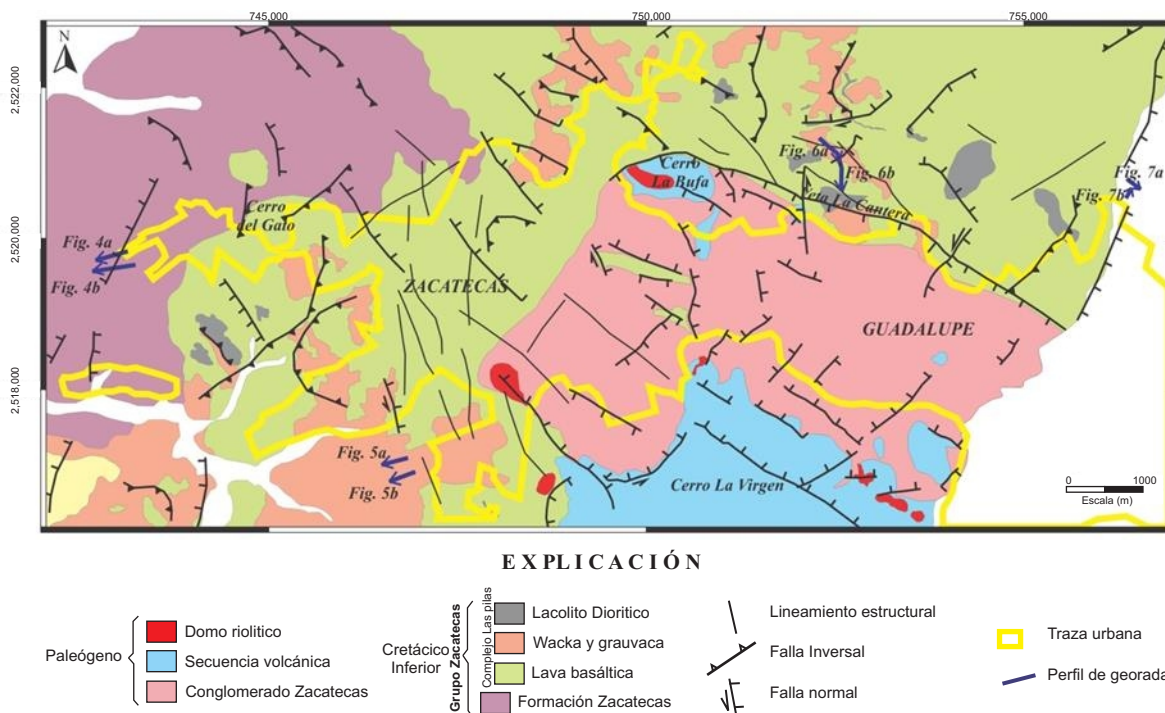


Figura 2. Mapa geológico simplificado de la zona urbana de Zacatecas-Guadalupe y sus alrededores (modificado de Enciso-de la Vega, 1994; Escalona-Alcázar et al., 2003, 2009 y 2014a). La traza urbana es de finales de 2012, la ubicación de los perfiles de georadar fue en los sitios hacia donde la ciudad estaba desarrollándose. En los perfiles la flecha indica la dirección en que fueron realizados.

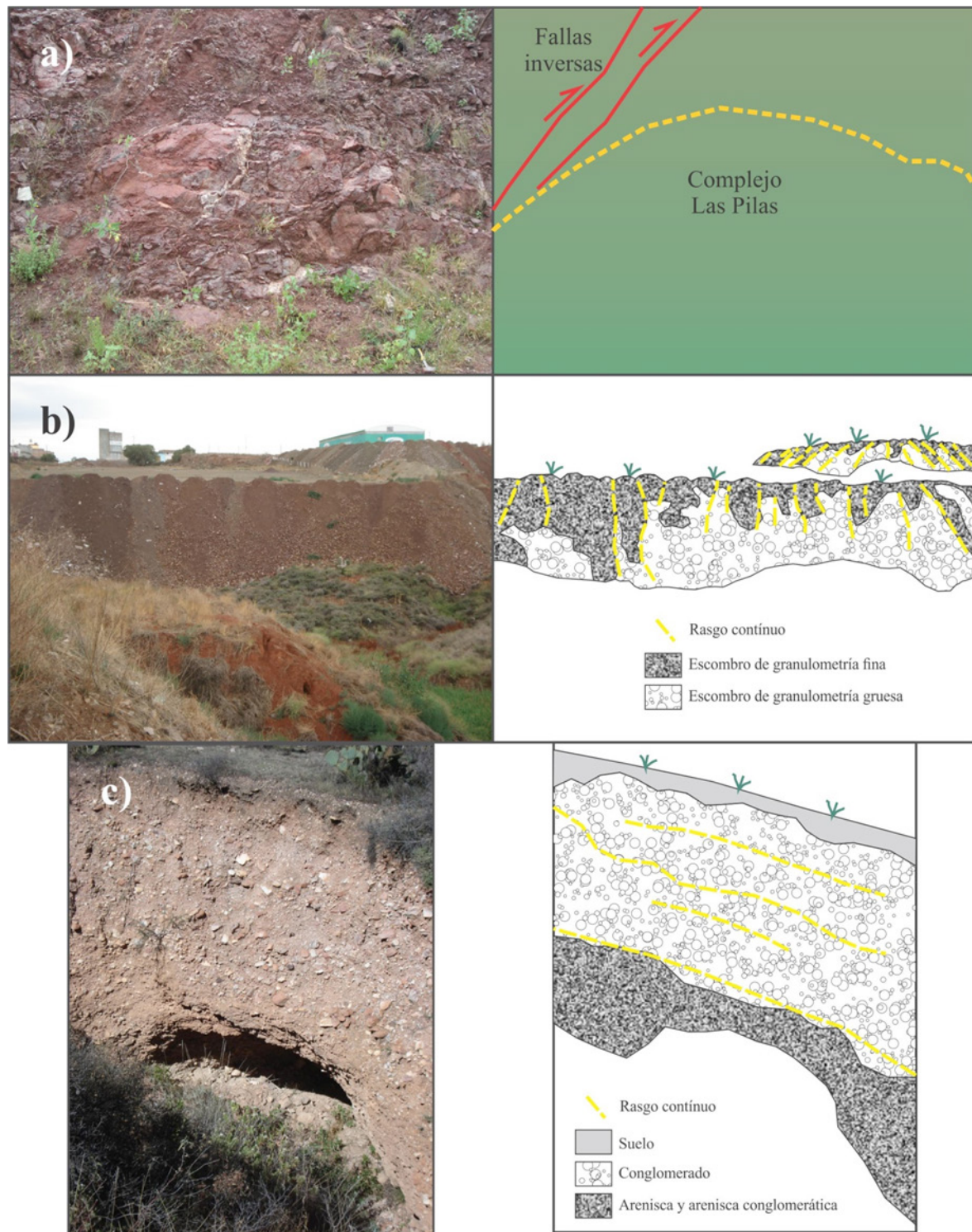


Figura 3. Los rasgos rectilíneos o curvos que se observan en secciones subverticales en la roca (a), en materiales de relleno (b) y en sedimentos (c) se utilizaron para la interpretación de los radargramas.

Plaza Universidad

En Plaza Universidad (Figura 4) las características geológicas y morfológicas son las siguientes. El sitio es el cauce de un arroyo y posiblemente de algunos tributarios que fueron rellenados con escombros; actualmente el terreno está emparejado y tiene un desnivel de menos del 5%. La profundidad máxima de relleno es a lo largo del eje del arroyo principal y es menor a 10 m. El arroyo está en la Formación Zacatecas, en las facies de lutita y limolita con escasas areniscas interestratificadas. Los sedimentos tienen foliación bien definida, subhorizontal, posiblemente con pliegues de gran amplitud. La Formación Zacatecas en esta parte está cortada por una falla normal que buza al W (Figura 2). En este sitio se realizaron seis perfiles, tres perpendiculares al arroyo y tres paralelos. En la Figura 4 (a y b) se muestran dos de los más representativos, que son los perpendiculares al arroyo y que cortan de forma oblicua a la falla normal.

En el perfil de la Figura 4a se observa que en los dos o tres primeros metros de profundidad hay capas subhorizontales que son el relleno final nivelado. En Plaza Universidad las únicas obras de infraestructura que hay son los registros de agua o drenaje que en el radargrama están bien definidos con una hipérbola de aproximadamente 2 m de ancho y sus múltiples. A profundidades que varían de 2 a 5 m hay escasas hipérbolas de más de 4 m de amplitud que están a 12, 30 y 250 m que posiblemente sean fragmentos de rocas o escombros utilizados para el relleno. Se interpretaron estructuras geológicas subverticales que son fallas y fracturas. La falla normal del mapa geológico (Figura 2) es cortada por el perfil de georadar a 100 m; a esta distancia se observan tres estructuras adyacentes a la falla principal. Entre 150 y 164 m hay una zona de falla normal con bloque que cae hacia el SW; la ubicación y actitud de estas estructuras coincide

con la orientación de las fallas que limitan a la sierra de Zacatecas. Después de los 192 m inicia el relleno del cauce en donde a partir de los aproximadamente 8 m de profundidad hay rasgos continuos subhorizontales que pueden ser las etapas de relleno del cauce, similares a los mostrados en la Figura 3b o bien estratos de la Formación Zacatecas que buzan al SW. Las fracturas que están a partir de los 234 m y que son más abundantes a partir de los 280 m probablemente son los contactos subverticales entre el escombros utilizado como relleno (Figura 3b). A 380 m está el cauce del arroyo principal, en donde también se observan lineamientos e hipérbolas que pueden ser fragmentos de roca o escombros (Figura 3b).

El perfil de la Figura 4b está aproximadamente a 150 m al sur del mostrado en la Figura 4a. La Formación Zacatecas abarca 410 m del perfil de la Figura 4b. De 90 a 320 m de longitud hay rasgos continuos subhorizontales que probablemente son contactos entre las facies de la Formación Zacatecas (Figura 3c). En los primeros 3 m de profundidad y después de los 320 m del origen hay hipérbolas pequeñas que pueden ser escombros o rocas. En la Figura 4b, a 310 m del origen, se observa la continuación de la falla normal del mapa geológico (Figura 2) y de la Figura 4a, aunque, en esta parte solamente hay una fractura asociada con la falla. De los 410 m y hasta el final del perfil es el relleno del cauce del arroyo principal cuya base se interpretó aproximadamente a 11 m de profundidad. En el material de relleno hay estructuras continuas subverticales que posiblemente son los límites entre el relleno con escombros (Figura 3b).

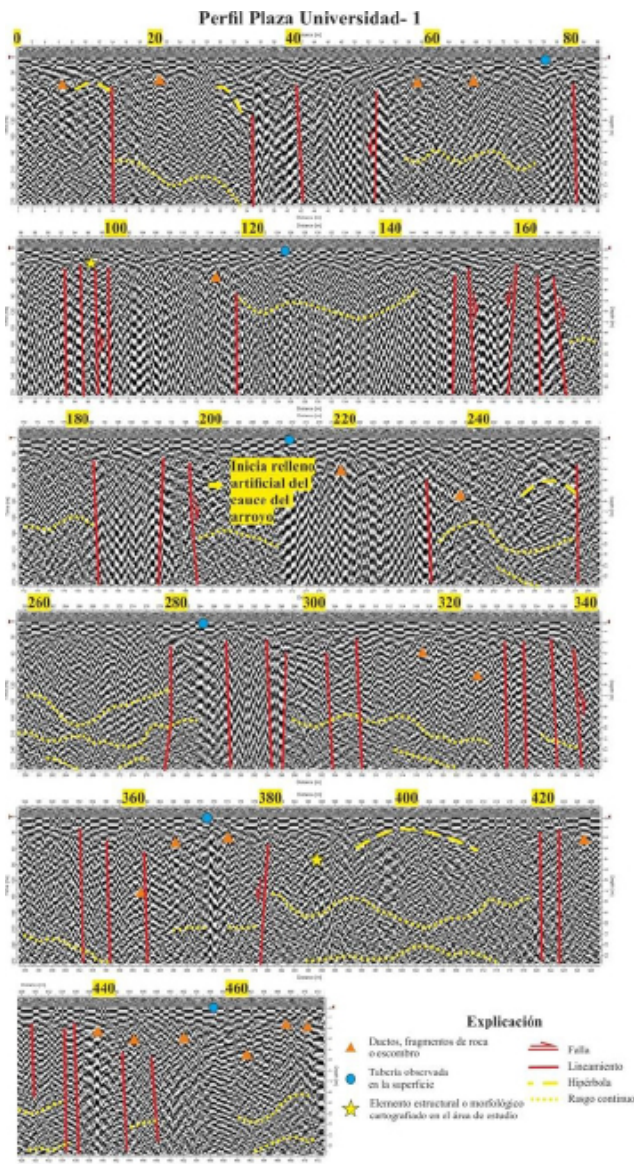


Figura 4a

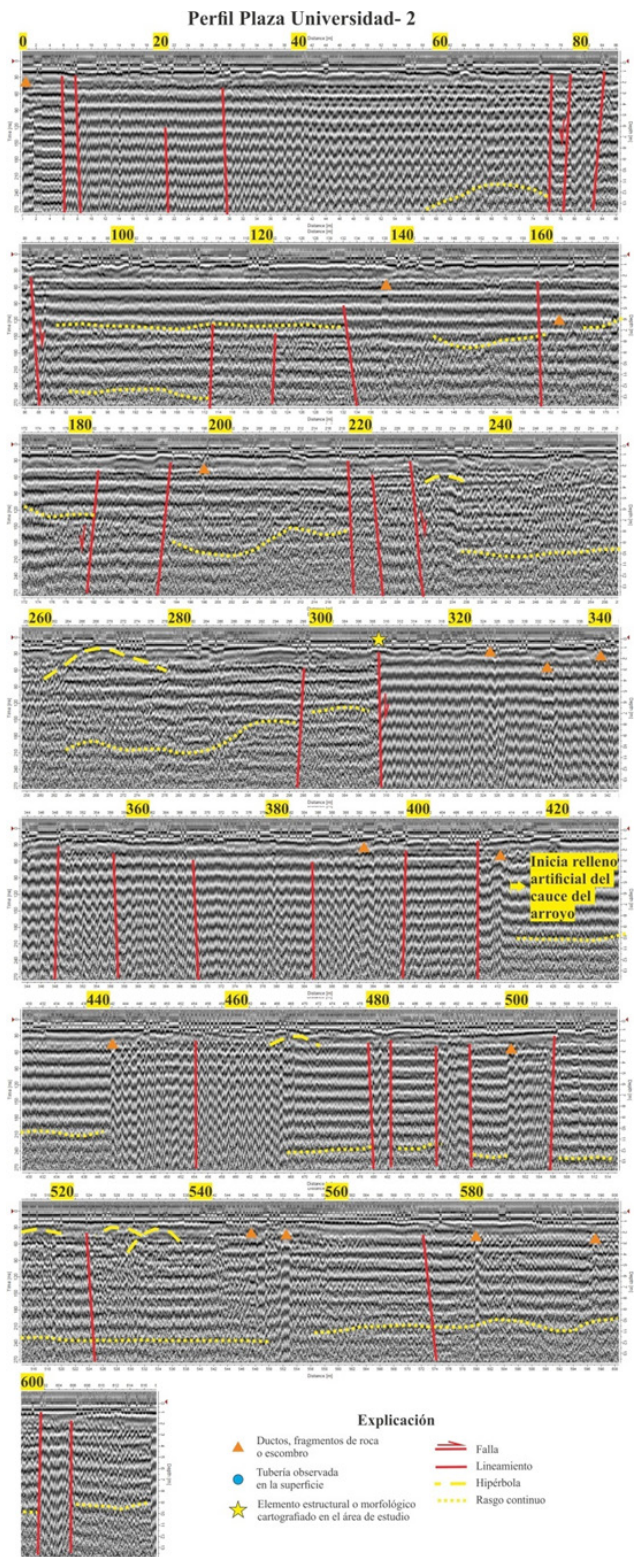


Figura 4b

Figura 4. Radargramas interpretados de Plaza Universidad. La estrella amarilla indica los rasgos superficiales que se observan en los radargramas. a) Perfil paralelo a la carretera; y b) perfil ubicado a aproximadamente 150 m al sur.

Colinas del Padre

En este sitio aflora el Complejo Las Pilas, que tiene interestratificadas wackas y grauvacas de espesor menor a 20 m (Figura 2). La estructura de la roca es masiva y almohadillada, con foliación bien definida en y adyacente a las fallas inversas y con menor intensidad en los contactos entre las almohadillas. Además, la secuencia está cortada por fallas normales orientadas NNW-SSE que pueden provocar el fracturamiento intenso adyacente a ellas o en la intersección con las fallas inversas. La roca presenta alteración hidrotermal que varía de moderada a intensa debido a su cercanía con una zona mineralizada. La pendiente de este sitio es de aproximadamente 8% y el espesor del suelo es menor a 1.5 m.

En este sitio se realizaron dos perfiles con georadar cuyos resultados se muestran en

la Figura 5. En los dos perfiles (Figuras 5a y b) hay hipérbolas pequeñas entre 2 y 4 m de profundidad que, por la litología del área, pueden ser fragmentos de roca, almohadillas o escombros utilizados para rellenar y emparejar el sitio. En ambos perfiles las estructuras geológicas, fallas y fracturas son abundantes, principalmente en el de la parte norte. Las fallas que tienen continuidad en ambos perfiles son las que están a 20, 60, 160, 260 y 280 m; la que está a 60 m es una falla normal con buzamiento hacia el W. En los dos perfiles hay hipérbolas amplias que por el tipo de roca pueden ser pliegues o paleo-tubos de lava. A más de 6 m de profundidad (Figura 5b), hay rasgos continuos que pueden ser el contacto entre los distintos derrames de lava que forman al Complejo las Pilas o a los sedimentos que están interestratificados.

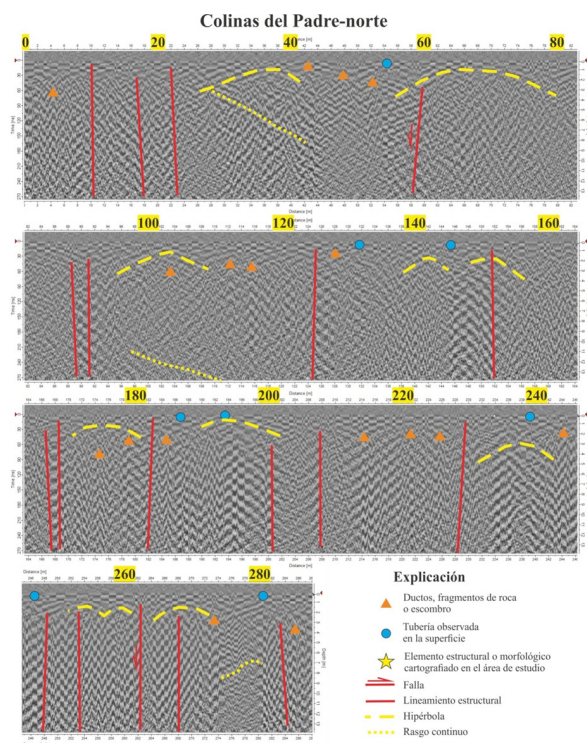


Figura 5a

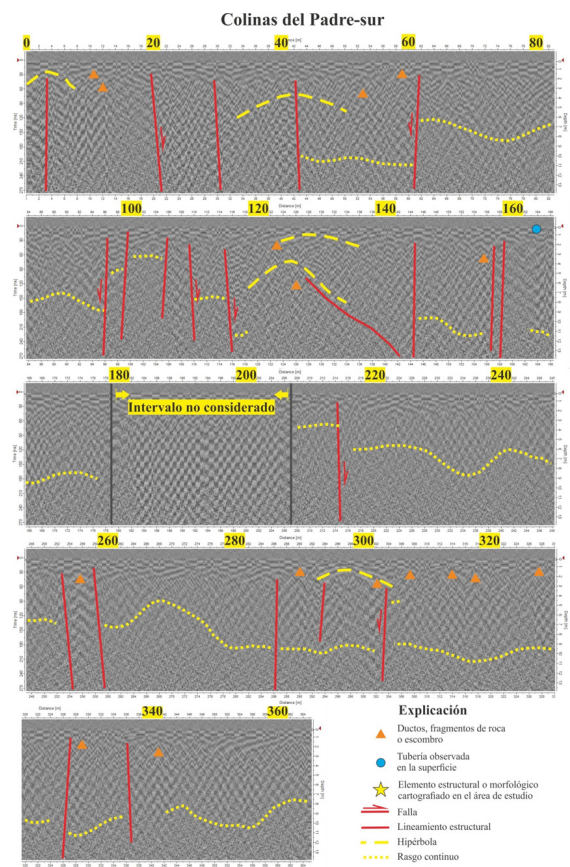


Figura 5b

Figura 5. Radargramas interpretados en Colinas del Padre. La explicación es la misma que en la Figura 4. En la Figura 5b en el “intervalo no considerado” hubo problemas en la recepción de la señal, por lo que este intervalo no se consideró en la interpretación.

Presa de Infante

Los perfiles se realizaron en un camino paralelo al cauce de un arroyo, cuya pendiente es menor a 8%. La secuencia estratigráfica está formada por derrames de lava de composición basáltica o andesítica basáltica que tienen interestratificadas capas de wacka y grauvaca de espesor aproximado 30 m. La secuencia está cortada por fallas normales de rumbo preferente WNW-ESE que son subparalelas a la veta La Cantera. Esta última es una falla normal mineralizada, de cerca de 7 km de longitud que pone en contacto al Grupo Zacatecas del Mesozoico con el Conglomerado Zacatecas y la Secuencia Volcánica del Terciario. Los perfiles se realizaron en la secuencia Mesozoica.

En la Figura 6 se muestran los perfiles de georadar de este sitio. El perfil de la parte norte (Fig. 6a) está en las rocas sedimentarias y derrames de lava. En este perfil las hipérbolas pequeñas están entre 2 y 5 m de profundidad. Dada la litología es probable que se deban a la estructura almohadillada de los derrames de lava, aunque, en el caso de las más someras (aproximadamente 2 m de profundidad) posiblemente se trate de escombros). En los primeros 100 m del perfil, los “rasgos continuos” probablemente son el contacto entre derrames de lava o bien con los sedimentos que hay interestratificados. Hay tres sitios con drenaje observados en superficie cuya ubicación es a aproximadamente 1 m de profundidad. A partir de los 100 m aproximadamente son comunes las fracturas y fallas normales, en este orden de abundancia. En la intersección del lineamiento estructural y la falla normal que corta el perfil (Figura 2), en el primero hay tres fracturas a aproximadamente 174 m; mientras que en el segundo hay tres fallas normales a 390 m del origen del perfil (Figura 6a). Hacia el sur (Figura 6b), el contacto de las rocas sedimentarias con los derrames de lava es por falla normal. En los derrames de lava también son comunes las estructuras geológicas, aunque, a diferencia del

perfil de la parte norte (Figura 6a), en este no se interpretaron fallas inversas. En la parte sur son comunes los rasgos continuos subhorizontales tanto rectilíneos como parábolas grandes. Debido al tamaño de los rasgos continuos y a la estructura de la roca observada en campo es probable que sean el contacto entre distintos derrames. A lo largo del perfil de la Figura 6b hay drenajes a menos de 3 m de profundidad que están marcados en el radargrama.

Unidad Deportiva sur

Los perfiles fueron realizados paralelo (Figura 7a) y perpendicular (Figura 7b) al cauce de un arroyo y a las fallas normales que limitan al área mostrada en la Figura 2. En el sitio donde se realizaron los perfiles hay un escalón en la orientación de las fallas normales que limitan a la sierra. Los perfiles están en la zona de piamonte, en depósitos fluviales y en el relleno del cauce del arroyo, cuya pendiente es de menos de 5% (Figura 2).

En el perfil paralelo al arroyo, oriental (Figura 7a), hay depósitos fluviales y escaso material de relleno que se utilizó para emparejar el área. En los radargramas de la Figura 7a se observan cambios en la amplitud e intensidad de las ondas electromagnéticas que pueden deberse a las fases de relleno tanto natural como artificial del arroyo. Por los cambios en la amplitud de la señal se observan al menos tres capas: la superficial, que va de cero a dos o tres metros de profundidad y que es el relleno utilizado para emparejar el área; una capa intermedia que disminuye su espesor hacia el SE y la capa inferior, cortada por fallas que también disminuye su espesor hacia el SE. Las capas intermedia e inferior son el relleno natural del arroyo, como se muestra en la Figura 3c. Entre 44 y 70 m se interpretaron dos fallas normales que cortan a las unidades intermedia e inferior. Los lineamientos en los sedimentos se interpretan como fracturas (Figura 7a); una explicación alternativa es que se trate

de los límites de zonas de escombro, como los mostrados en la Figura 3b.

En cambio el perfil perpendicular al arroyo (Figura 7b) es un depósito de piamonte que fue emparejado, cuya pendiente es de aproximadamente 7%. En este sitio la intensidad de la señal se pierde a profundidad por lo que el procesamiento fue difícil y la interpretación aporta poca información de la estructura del subsuelo. A pesar de estas limitantes, las

hipérbolas pequeñas de este sitio se interpretan como fragmentos de roca del piamonte. La profundidad a la que se encuentran varía de 3 a 7 m. Los lineamientos que se interpretaron probablemente son fracturas en los sedimentos, o sitios en donde la poca penetración de la señal y las irregularidades del terreno confluyen para producir un rasgo lineal que no necesariamente es real.

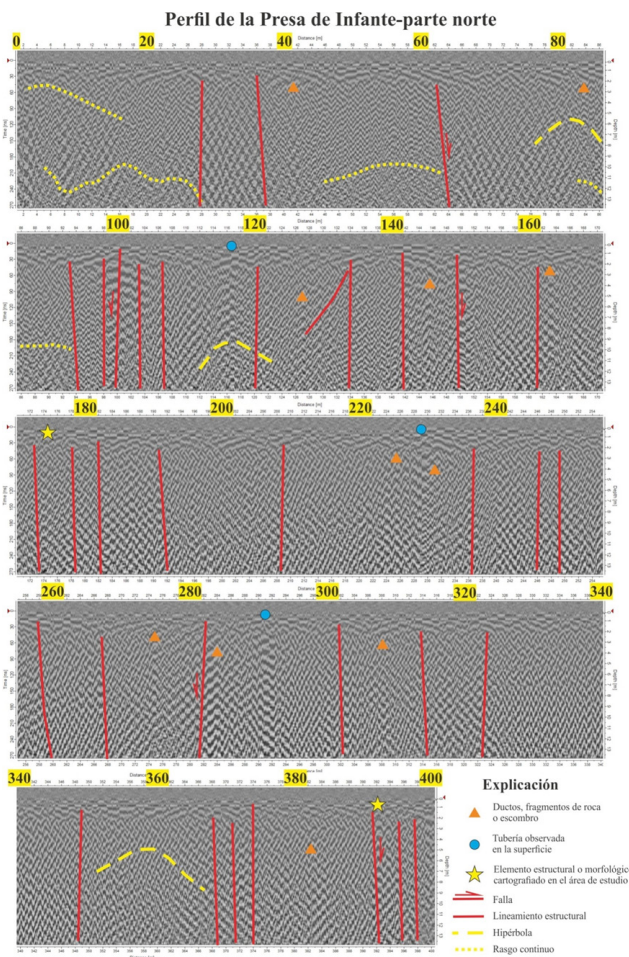


Figura 6a

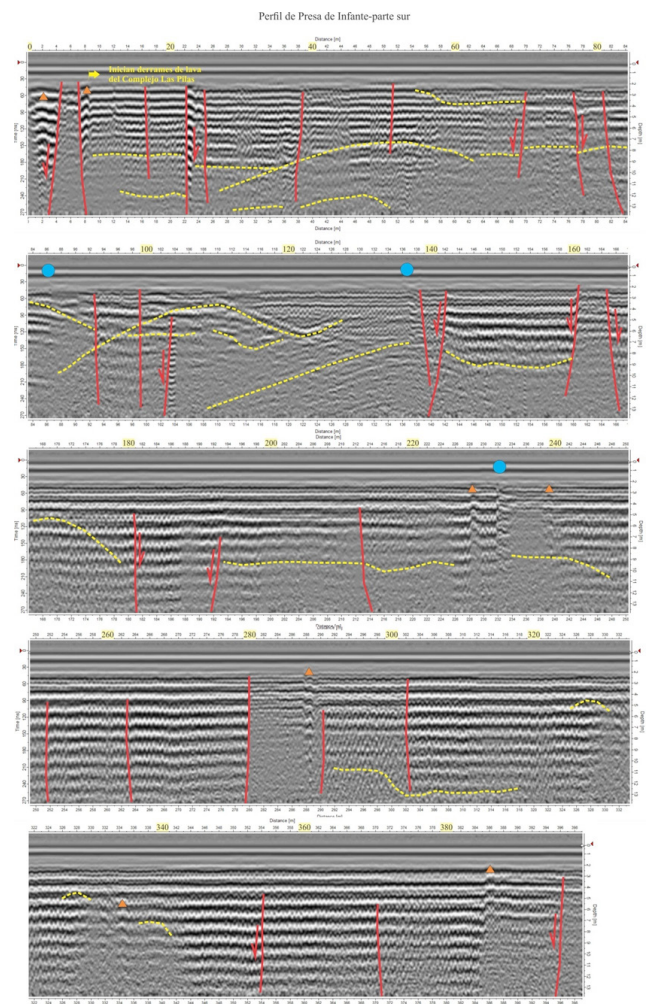


Figura 6b

Figura 6. Radargramas interpretados en Presa de Infante. La explicación es la misma que en la Figura 4. La estrella amarilla indica los rasgos superficiales que se observan en los radargramas.

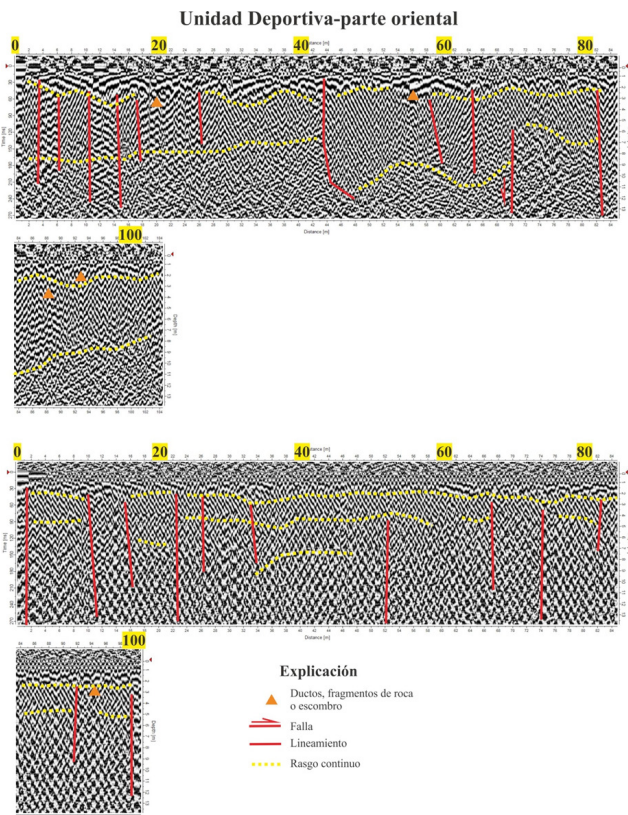


Figura 7a

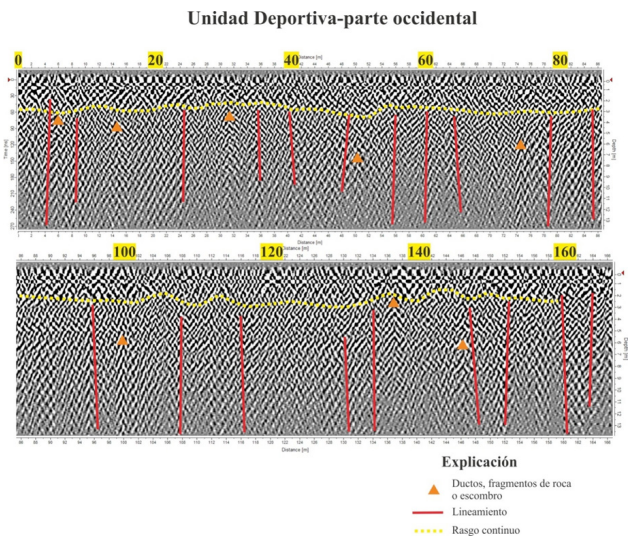


Figura 7b

Figura 7. Radargramas interpretados en la Unidad Deportiva Sur. La explicación es la misma que en la Figura 4. En esta figura el radargrama se muestra en dos partes debido a que por dificultades técnicas el georadar se tuvo que suspender y reiniciar en el mismo sitio.

Discusión

Los resultados mostrados en este trabajo son de cuatro sitios hacia donde las ciudades de Zacatecas y Guadalupe están creciendo. De ahí la importancia de este estudio. Los perfiles de georadar fueron tomados a finales de mayo y en junio de 2012. En estos meses la precipitación máxima en el estado de Zacatecas fueron de 9.1 y 38.1 mm, respectivamente (CONAGUA, 2012). La escasa precipitación permitió que el suelo estuviera seco, de esta manera la humedad tuvo poca influencia en las propiedades eléctricas del subsuelo, por lo que se pudieron realizar los perfiles.

Los filtros utilizados en el procesamiento de los radargramas permitieron interpretar la estructura del subsuelo (figuras 4 a 7). Este procesamiento ha sido utilizado en otros sitios para determinar el fracturamiento y su relación con la litología (Bano et al., 2000; Knight, 2001; Cerca et al., 2010). En este estudio no se realizó un procesamiento más complejo (e.g. deconvolución, migración) debido a que no se cuenta con otro tipo de equipos geofísicos para correlacionar los resultados.

En los radargramas no fue posible diferenciar las unidades litológicas del área de estudio. Solamente se interpretaron los rasgos que pueden estar asociados con la estructura, como son tubos de lava, pliegues, contactos entre derrames o contactos litológicos. En el caso de las fallas del mapa geológico (Figura 2), estas están mejor definidas en los radargramas porque no solamente se observan las estructuras cartografiadas sino también las fallas sintéticas o fracturas adyacentes, esto es, la estructura principal tiene una zona de influencia que se extiende por aproximadamente 20 m. Además de las fallas cartografiadas también se interpretaron estructuras que no se observaron en superficie, posiblemente por la modificación de las condiciones naturales del suelo en donde se realizaron los perfiles. Estas estructuras pueden

estar solas o en grupos de hasta 4 en distancias cortas (~ 20 m).

Los rasgos continuos interpretados son lineamientos subverticales y subhorizontales. En el caso de los primeros están en zonas de relleno por lo que posiblemente son el contacto entre el escombros utilizado para el relleno. En cuanto a los subhorizontales es probable que sean el contacto entre facies sedimentarias, parte de los cauces rellenos. En donde hay rocas es probable que se trate de cambios de facies de la Formación Zacatecas o bien el contacto entre diferentes derrames de lava.

En verano de 2014 se visitaron los sitios en los que se realizaron los perfiles y se encontró que en dos no ha habido cambios (figuras 8a y d) y en los otros dos hay calles pavimentadas y banquetas

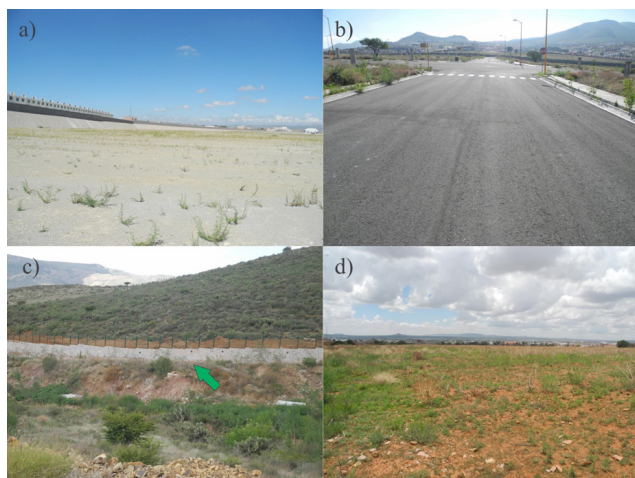


Figura 8. Condiciones actuales de los sitios en donde se realizaron los perfiles con el georadar: a) En Plaza Universidad las condiciones no han cambiado desde 2012 en que se realizaron los perfiles; b) En Colinas del Padre las calles están pavimentadas y hay servicios de luz, agua y drenaje, aunque aún no hay casas; c) En Presa de Infante la flecha verde indica en donde está la carretera pavimentada y la barda recién construida; y d) En la unidad Deportiva Sur el terreno está abandonado

(figuras 8b y c). En las calles y banquetas se buscaron elementos que pudieran tener respuesta en los radargramas (e.g., fracturas, hundimientos, socavación). Sin embargo, como en el proceso de desarrollo urbano solamente se han proporcionado los servicios de infraestructura básica como son las calles, guarniciones de las banquetas, agua, drenaje y luz, los efectos de la estructura del subsuelo en estos sitios son incipientes (Figura 9). En Colinas del Padre hay un fraccionamiento pavimentado y con banquetas, y se han empezado a construir un par de casas. Aquí se encontraron algunos elementos en superficie, como fracturas en el pavimento (Figura 9a), hundimientos leves y señales de socavación. Cerca de la presa de Infante (Figura 3c) está en proceso de construcción un parque ecológico. Al parecer el parque solamente tendrá una barda perimetral de piedra (Figura 8c), aunque el arroyo que está paralelo a la carretera está en proceso de ser rellenado y ha sido objeto de reparaciones (Figura 9b).

Los resultados presentados en este trabajo muestran la complejidad en la estructura del suelo y subsuelo en los primeros 14 m de profundidad. A pesar de que los rasgos litológicos y estructurales aquí presentados aún no han afectado de forma significativa las escasas obras de infraestructura, es necesario considerarlas en la planeación de lo que se construirá sobre ellos. Esto es, debe tomarse en cuenta la variable geológico-estructural en la planeación del desarrollo urbano. Los documentos oficiales en los que se definen las políticas de crecimiento de las ciudades no consideran las variables antes mencionadas. En los programas oficiales de desarrollo urbano y ordenamiento territorial solamente se menciona el aprovechamiento sustentable del territorio, la regularización de los asentamientos humanos irregulares e inhibir el crecimiento en pendientes mayores a 30°.

A los resultados aquí mostrados es necesario integrarles la información geológica, estructural y geomorfológica para que haya un mejor criterio en el uso y aprovechamiento del territorio. Es necesario que haya un mapa de riesgos publicado que sirva de documento de consulta para tomar las mejores decisiones en la planeación del desarrollo urbano.

Conclusiones

El procedimiento utilizado para el procesamiento de los radargramas permitió identificar las estructuras, no solamente las observadas en el campo sino también las que están cubiertas. Las estructuras del mapa geológico coinciden con las interpretadas en los radargramas; además, se interpretaron nuevas estructuras. Las fallas principales tienen adyacentes a ellas fracturas.

Las fallas, aunque no están activas, son zonas de debilidad que pueden afectar a las construcciones que sobre ellas se hagan. Para mitigar este efecto se sugiere realizar un estudio de mecánica de rocas y de suelos que proporcionen certeza en la capacidad de carga de las rocas o suelos. Aunado a esto, es importante conocer los efectos de la erosión por la modificación del paisaje y el cambio de uso del suelo.

El contraste entre las unidades litológicas no es claro; sin embargo, el control estructural es el que principalmente debe de tomarse en cuenta para la construcción de obras civiles y de infraestructura.

Agradecimientos

Este estudio forma parte del proyecto “Análisis multivariado de los efectos de la erosión en la zona urbana de Zacatecas y Guadalupe” de Felipe Escalona, con registro UAZ-2014-36597. Los autores agradecen a Adriana Arteaga-Trejo por su apoyo en la realización de los perfiles y el procesamiento preliminar de los radargramas. En este trabajo también se contó con la colaboración de Carlos Carrillo-Castillo, Diana García-Robles y Paola del Río-Varela. Gali Beltrán agradece a la Universidad de Ciencia y Tecnología Rey Abdullah (KAUST) por la beca para realizar una estancia de verano en la Unidad Académica de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Zacatecas. Los autores agradecen especialmente al Dr. Carlos Ortiz, de Bosque de las Cumbres

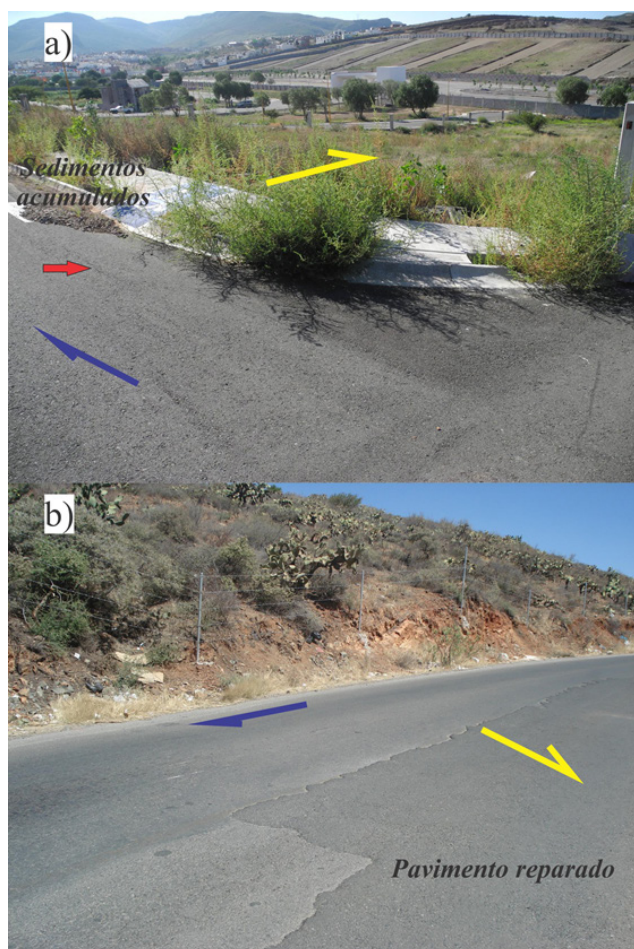


Figura 9. Elementos observados en los sitios donde han cambiado las condiciones de los sitios de los perfiles. La flecha azul indica la dirección y sentido donde se obtuvieron los perfiles y la flecha amarilla indica la dirección de la pendiente. a) En Colinas del Padre se observa un fracturamiento incipiente en el pavimento (flecha roja) perpendicular a la dirección de la pendiente, además de que hay acumulación de sedimentos transportados por las lluvias; b) en la presa de Infante la reparación de la carretera es perpendicular a la pendiente (foto tomada a finales de 2013).

(Colinas del Padre) la autorización para publicar los perfiles de su predio. El contenido de este trabajo fue mejorado gracias a los comentarios y sugerencias de un revisor anónimo.

Referencias

- Aranda-Gómez, J.J., Henry, C.D. y Luhr, J. F., 2000, Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México, Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, V. LIII, p. 59-71
- Ayuntamiento de Guadalupe, 2013, Plan Municipal de Desarrollo 2014-2016, 50 pp.
- Ayuntamiento de Zacatecas, 2013, Plan Municipal de Desarrollo Zacatecas 2013-2016, 87 pp.
- Bano, M., Marquis, G., Nivière, B., Maurin, J.C. y Cushing, M., 2000, Investigating alluvial and tectonic features with ground-penetrating radar and analyzing diffractions patterns, Journal of Applied Geophysics, v. 43, p. 33-41.
- Cerca, M., Carreón-Freyre, D.C. y Gutiérrez, R., 2010, Instability of the urbanized flank of El Peñón del Marques volcanic edifice and its relation to land subsidence in Mexico City, Proceedings of EISOLS, 2010, Querétaro, México, 17-22 de Octubre de 2010, IAHS Publication 339, p. 219-223.
- CONAGUA, 2012, Precipitación a nivel nacional y por entidad federativa, 1 pp.
- Edwards, J.D., 1954. Studies of some Early Tertiary red conglomerates of central Mexico. United States Geological Survey, Professional Paper 264, p. 153-186
- Enciso-de la Vega, S., 1994, Crecimiento urbano de la ciudad de Zacatecas y sus asentamientos humanos en zonas mineralizadas polimetálicas, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.11 (1), p. 106-112.
- Escalona-Alcázar, F.J., Suárez-Plascencia, C., Pérez-Román, A.M., Ortiz-Acevedo, O. y Bañuelos-Álvarez, C., 2003, La secuencia volcánica Terciaria del cerro La Virgen y los procesos geomorfológicos que generan riesgo en la zona conurbada Zacatecas-Guadalupe, GEOS, v. 23(1), p. 2-16.
- Escalona-Alcázar, F.J., Delgado-Argote, L.A., Weber, B., Núñez-Peña, E.P., Valencia, V. y Ortiz-Acevedo, O., 2009, Kinematics and U-Pb dating of detrital zircons from the Sierra de Zacatecas, Mexico, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 26(1), p. 48-64.
- Escalona-Alcázar, F.J., Delgado-Argote, L.A., Nebel, O., Velasco-Tapia, F., Weber, B., Núñez-Peña, E.P., 2014a, Maturing arc signatures monitored by trace element and Hf isotope systematics in the Early Cretaceous Zacatecas Volcanic Field, The Journal of Geology, v. 122(5), p. 549-566.
- Escalona-Alcázar, F.J., Solari, L., García y Barragán, J.C., Carrillo-Castillo, C., Núñez-Peña, E.P., Bluhm-Gutiérrez, J., y Esparza-Martínez, A., 2014b, The latest Cretaceous-Early Oligocene Zacatecas Conglomerate, Mexico: Sedimentology, Detrital Zircons U-Pb Age and Sandstone Provenance, Sometido a International Geology Review.
- Knight, R., 2001, Ground Penetrating Radar for environmental applications, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 29, p. 229-255.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A. e Iriondo, A., 2008, Relaciones estratigráfico-estructurales en la intersección del sistema de fallas San Luis-Teprehuanes y el graben de Aguascalientes, México central, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 25(3), p. 533-548.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A. y Camprubí í Cano, A., 2005, La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. LVII(3), p. 285-318.

- Ponce, B.F. y Clark, K.F., 1988, The Zacatecas mining district: A tertiary caldera complex associated with precious and base metal mineralization, *Economic Geology*, v. 83, p. 1668-1682.
- SECOP, 2004, Programa de desarrollo urbano de la conurbación Zacatecas-Guadalupe 2004-2030, 273 pp.
- SECOP, 2010, Programa subregional de ordenamiento territorial Zacatecas, 178 pp.
- SEDESOL, 2008, Atlas de riesgo de la ciudad de Zacatecas, 119 pp.
- Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., Labarthe-Hernández, G., Aguillón-Robles, A., e Yza-Guzmán, R., 2012, Control estructural para el emplazamiento de vetas y domos félsicos en el distrito minero de Zacatecas, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 64(3), p. 353-367.

Recibido: 1 de octubre de 2014

Recibido corregido por el autor: 16 de diciembre de 2014

Aceptación: 15 de enero de 2015

Estructura geoeléctrica de la zona de deslizamientos de la villa San Miguel, Ensenada, Baja California

Marco Antonio Pérez Flores, Luis A. Delgado Argote, Fernando Herrera Barrientos

División de Ciencias de la Tierra, CICESE.

Resumen

En junio del 2012, en la temporada seca de verano, se tomaron mediciones de resistividad de corriente directa sobre la zona de riesgo de deslizamientos en la villa San Miguel, Baja California. El objetivo de las mediciones fue obtener un modelo de resistividad bidimensional debajo de una zona aparentemente inestable y proponer una estructura geológica. Se trazó una línea de resistividad, se tomaron datos en las modalidades de dipolo-dipolo y Schlumberger, y se invirtieron de manera conjunta, considerando la zona de escarpe para corregir el efecto de la topografía abrupta. Se obtuvo un modelo geoeléctrico a partir del cual se propone un modelo geológico-estructural confiable de referencia. En marzo de 2013, en la temporada de lluvias, se repitieron las mediciones sobre la misma línea. El modelo geoeléctrico del 2012 revela una estructura con fallas normales en forma de graben que puede causar un deslizamiento en la misma dirección del ocurrido en 1976, mientras que el modelo geoeléctrico obtenido durante el periodo de lluvias muestra que la humedad en el subsuelo se desplazó hacia la zona del escarpe, posiblemente a lo largo de horizontes arcillosos.

Palabras clave: Estructura geoeléctrica; San Miguel, Baja California; Deslizamiento rotacional.

Antecedentes

Los factores naturales causantes del fenómeno de deslizamiento rotacional pueden ser principalmente geológicos, morfológicos y meteorológicos. Además, algunas acciones humanas como las excavaciones, el sobrepeso por construcciones, así como la inducción de vibración, como se ha observado en tramos de la carretera de cuota Tijuana-Ensenada (Delgado-Argote, 2013), promueven que dicho fenómeno se active en las zonas geológicamente frágiles y con pendiente acentuada. Para mitigar o prevenir pérdidas, es conveniente conocer las características físicas y geológicas de las zonas a las que se les cambiará el uso de suelo, como es el caso de la villa San Miguel, localizada al norte de la ciudad de Ensenada, Baja California (Figura 1). El predio estudiado (Figura 2) está en la cabecera del deslizamiento rotacional del km 98 de la carretera escénica Tijuana-Ensenada

que, por lo menos, es activo desde la apertura de la carretera en 1967 (Cruz-Castillo y Delgado-Argote, 2000). En 1980 CAPUFE mencionó que los primeros movimientos de tierra ocurrieron después de los trabajos de nivelación de 1964, y Hart (1993; en Cruz-Castillo y Delgado-Argote, 2000) reportó que en 1976 ocurrieron deslizamientos severos. De éstos, uno de ellos fue súbito, afectó viviendas y desplazó la carretera hacia el mar, según se muestra en las figuras 2 y 3. La cronología y descripción de los deslizamientos en la zona se detalla en SOP (1975) y CAPUFE (1980). Durante la década de los noventa se observó un movimiento continuo progradante que se muestra en la Figura 3 y que motivó que se efectuaran trabajos de estabilización con enrocamiento en zanjas profundas en la parte media del deslizamiento (indicado con la letra R en las figuras 2 y 3), donde los horizontes de

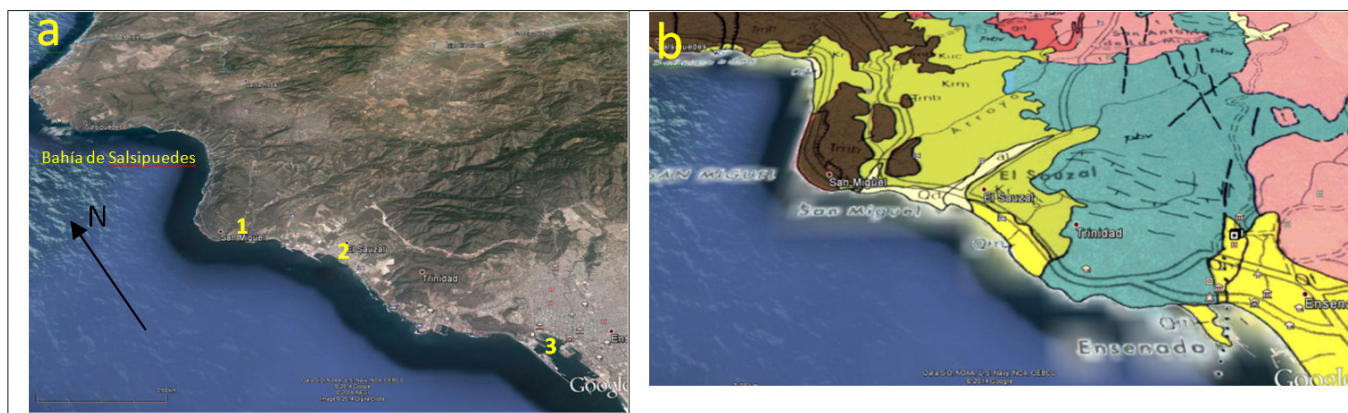


Figura 1. a) Vista oblicua tomada de Google Earth entre la bahía de Salsipuedes y la ciudad de Ensenada. La villa de San Miguel (1) se localiza al norte de El Sauzal (2) y la ciudad de Ensenada (3). Los lineamientos orientados casi E-O de la imagen corresponden a las fallas y fracturas en la Fm. Alisitos del Cretácico que está en verde en el mapa geológico (b) modificado de Gastil et al. (1975; versión digital de San Diego State University en Google Earth). Las unidades litológicas en tonalidades rosa son rocas plutónicas cretácicas, la unidad en verde manzana representa rocas clásticas de la Formación Rosario del Cretácico Superior, las café oscuro son lavas miocénicas y las amarillas son sedimentos del Cuaternario.

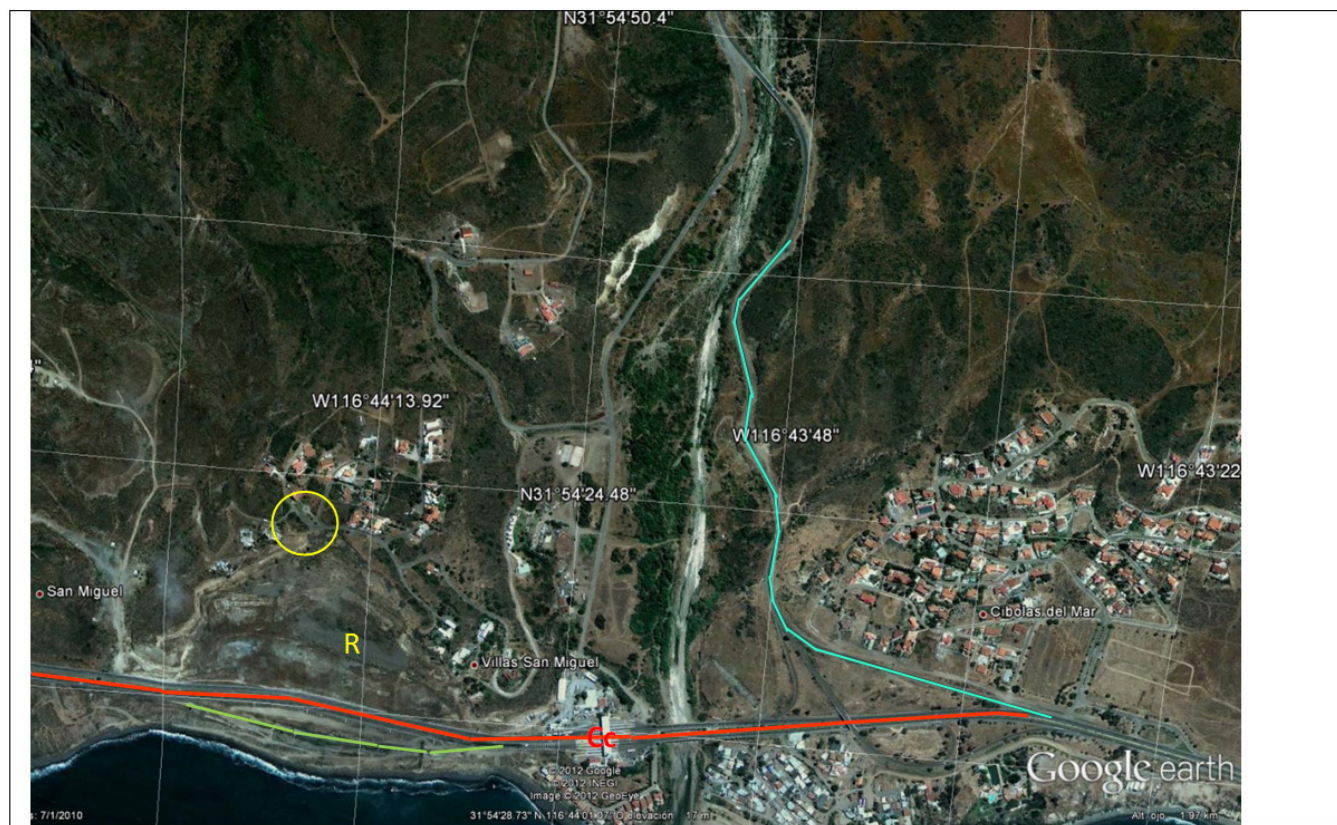


Figura 2. La villa San Miguel está delimitada hacia el sur por una zona de deslizamiento estabilizado por una obra de enrocamiento (R). Cerca de la línea de costa se observa el trazo abandonado de la carretera Tijuana-Ensenada (línea color verde) antes de llegar a la caseta de cobro (Cc). La zona del sondeo geoelectrico se localiza en el círculo (ver texto). La carretera libre se indica con la línea azul verdoso y la carretera de cuota con rojo.

arcillas localizados a aproximadamente 8 m de profundidad son los principales planos de deslizamiento.

El predio estudiado está limitado hacia el sur por un escarpe pronunciado. En este escarpe se observa que la litología está formada por derrames de lava brechados que sobreyacen a areniscas sin consolidar con porosidad alta y, en la parte inferior, horizontes de arcillas que pueden corresponder a las reportadas por Cruz-Castillo y Delgado-Argote (2000) en las zanjas y que, al ser impermeables, pueden retener agua y servir como superficies de deslizamiento.

Trabajo de campo

Con el propósito de identificar la estratigrafía y la existencia de discontinuidades litológicas se efectuó un estudio geoelectrico empleando los arreglos dipolo-dipolo y Schlumberger a lo largo de una línea de 135 m (Figura 4) en junio del 2012, temporada de menor humedad del año y en marzo del 2013, durante la temporada de lluvias. Las mediciones se tomaron con un equipo de resistividad SuperSting R1/IP de la compañía Advance Geosciences, Inc. (AGI) de 28 electrodos inteligentes o automáticos. Los 28 electrodos se distribuyeron cada 5 metros empezando desde el

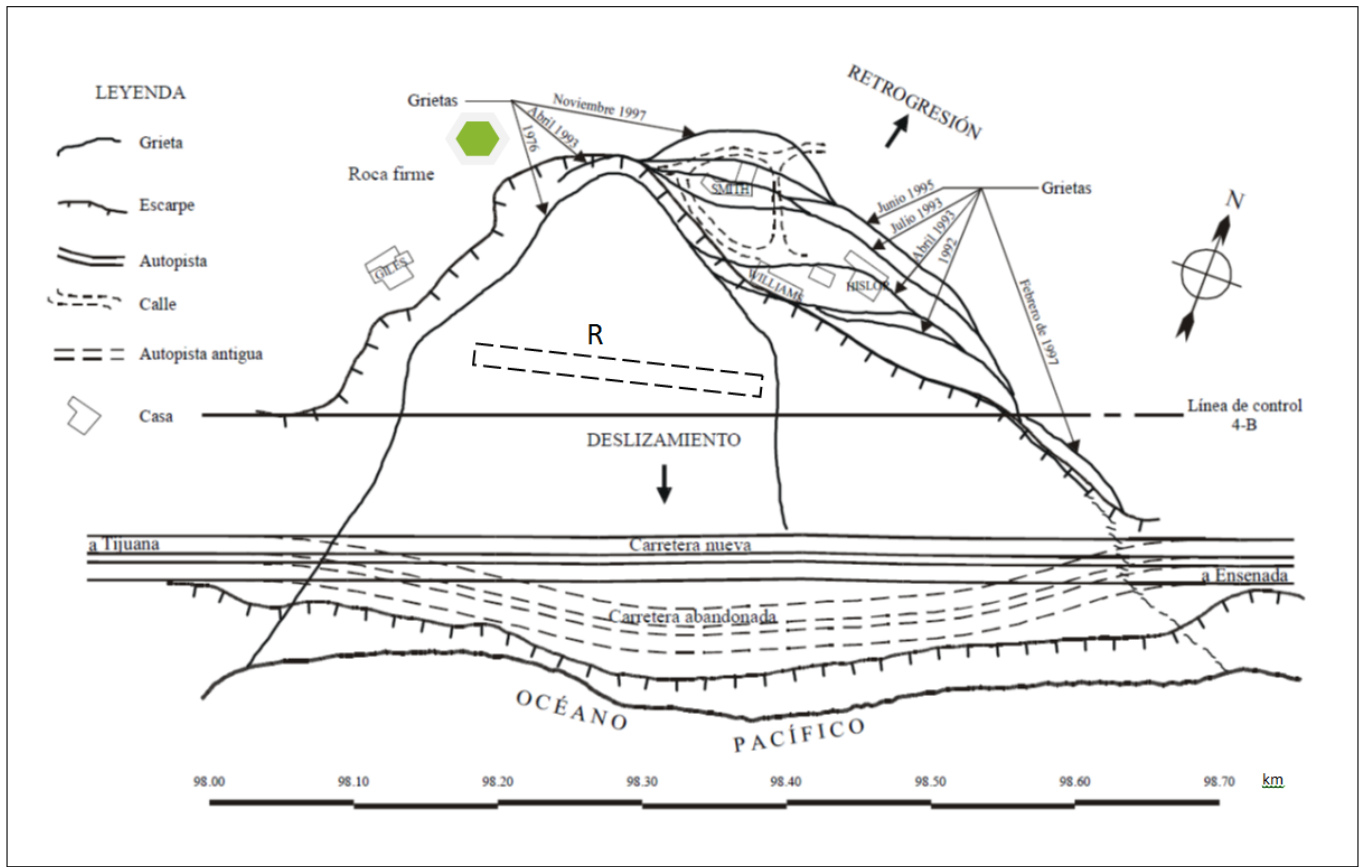


Figura 3. Desarrollo cronológico de grietas en el deslizamiento del km 98 que afecta a la villa San Miguel. El hexágono rojo indica el predio estudiado y el rectángulo en línea discontinua indicado con la letra R muestra la ubicación aproximada de la obra de enrocamiento para amortiguar el deslizamiento. Obsérvese que la zona de estudio se localiza en la zona identificada como de "roca firme" (Modificado de Cruz-Castillo y Delgado-Argote, 2000).



Figura 4. Localización del tendido de 28 electrodos espaciados cada 5 m a lo largo de una línea de 135m a partir del punto SO (27 x 5m=135m). Sobre la línea se indica el número del electrodo.

predio cercano al escarpe orientado E-O (Figura 3) y se extendieron en dirección NE, según se muestra en la Figura 4.

El método eléctrico dipolo-dipolo consiste en inyectar corriente en dos electrodos cercanos (A, B; según convención internacional) y en medir la diferencia de potencial eléctrico entre otros dos electrodos cercanos (M, N; según convención). Los pares se separan para incrementar la profundidad de penetración y se desplazan sobre la línea de medición para determinar variaciones laterales. Se tomaron 320 mediciones en modo normal y 150 en modo reverso, es decir, invirtiendo la función de los electrodos fuente y receptor. Según el principio de reciprocidad el resultado debe ser el mismo. Este procedimiento se efectúa para minimizar el ruido estático alrededor de los electrodos y aumentar la calidad de los datos.

En el arreglo Schlumberger 2D se efectuaron 220 mediciones utilizando los mismos electrodos. La ventaja de este arreglo radica en que, al tener

los electrodos de corriente en los extremos, el potencial se disipa más despacio en MN y las mediciones son más estables, además de que no requiere de mediciones siguiendo un arreglo inverso.

Resultados

Se hicieron tres experimentos numéricos, hasta que se consideró que se había obtenido el mejor modelo bidimensional de resistividad. Con el programa de inversión CICRES (2006) que se encuentra instalado en internet con acceso gratuito: <http://geoinversion.cicese.mx/> se corrió un experimento suponiendo un semi-espacio plano desde donde está ubicada la línea y, otros dos, con el código fuente que se basa en la metodología propuesta por Pérez-Flores et al. (2001) que permite hacer la inversión conjunta de diferentes arreglos de resistividad. Los dos últimos experimentos fueron; semi-espacio plano, pero con múltiples tipos de arreglos electrónicos y, en el siguiente experimento, se tomó en consideración que el semi-espacio no es plano y que hay una escarpe pronunciado.

En el modelado bidimensional se supone que el subsuelo está constituido por una rejilla formada por prismas rectangulares cuyas caras laterales están en el plano x-z y que se extienden infinitamente en la dirección de y, perpendicular al plano del observador. Los prismas tienen extensión constante de 2.5 m en x. En la dirección z (profundidad) la extensión de cada prisma es de 0.0, 2.5, 5, 10, 15, 19, 23, 29 y 34 m. En este esquema, es necesario declarar en la rejilla que los prismas a la izquierda y a la derecha de la línea de prospección se extiendan hasta infinito y se les denomina regionales. De acuerdo con las dimensiones del área de estudio, se hizo una extensión de 450 m a cada lado. De la misma manera, hay un grupo de prismas que se extienden de 35 a 534 m de profundidad para simular el infinito en la dirección z. No declarar dichos prismas regionales que simulan el infinito en la dirección x-z, sería equivalente a suponer que alrededor del área de estudio la resistividad es cero o la conductividad infinita (superconductor). Si no se procediera de esa forma, las corrientes que se simulan dentro del programa, viajarían preferentemente por el superconductor y no por la zona de estudio.

En el primer experimento se obtuvo un modelo de resistividad bidimensional (2D) en donde sólo se utilizaron datos del arreglo dipolo-dipolo y se dejó que los prismas regionales variaran libremente de acuerdo con los datos. Estas condiciones son las más parecidas a las que permiten los softwares comerciales. El modelo de resistividad 2D de la Figura 5 muestra las variaciones entre 4 y 300 ohm-m, indicando la presencia de dos cuerpos resistivos en la parte somera (hasta aproximadamente 5 m) y conductores en la parte profunda, centrados a 25 y 95 m del origen.

En el segundo experimento se tomaron los tres grupos de datos: dipolo-dipolo (normal e inverso) y Schlumberger (grupo 3). De la inversión conjunta se obtuvo un solo modelo de resistividad 2D. En

vista de que los métodos dipolo-dipolo tienen un patrón de corrientes en el subsuelo muy diferentes al arreglo Schlumberger, al usarlos conjuntamente se complementan y puede obtenerse un modelo más confiable, como el que se presenta en la Figura 6. Es pertinente comentar que son muy escasos los softwares comerciales que permiten hacer el análisis conjunto.

Al comparar los modelos de las figuras 5 y 6 se observa que la región más profunda es la que muestra las diferencias más grandes. El cuerpo localizado a 25 m del origen se reduce notablemente, mientras que el localizado a 95 m muestra una forma cuyo borde SO es marcadamente más abrupto.

El tercer experimento consistió en usar los tres grupos de datos como en el experimento dos, pero manipulando los prismas regionales. La zona de estudio se localiza sobre una meseta y, cerca del electrodo 1 está el escarpe que promovió el deslizamiento rotacional. Tanto en el experimento uno, como en el dos, se consideró que la meseta se extiende hasta el infinito, cuando en realidad termina abruptamente en el escarpe y enfrente sólo hay aire (no-conductor). Por esa razón se decidió obligar a los prismas regionales que simulan esta parte del escarpe a que su resistividad sea infinita, como la del aire. Este procedimiento se puede lograr porque se tiene acceso al código fuente que un software comercial no proporciona.

El tercer experimento arroja un mejor modelo bidimensional de resistividad como el mostrado en la Figura 7. Del escarpe al mar se simuló un resistivo de más de 350 m, así como un desnivel gradual del escarpe hasta 35 m. Esa condición implica que la líneas de corriente no pueden viajar entre el escarpe y el mar pues la resistividad es de 10,000 ohm-m, lo que hace que el modelo sea más real.

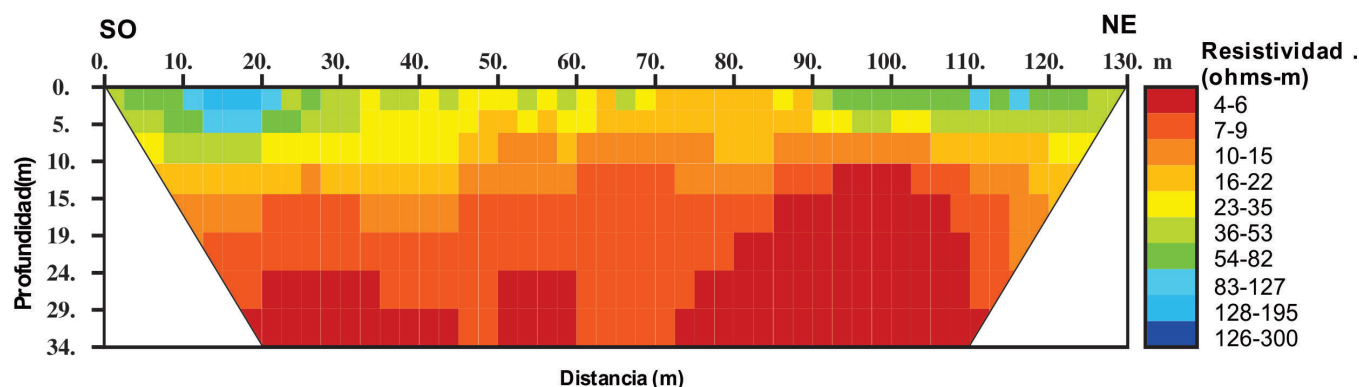


Figura 5. Modelo bidimensional para los datos de dipolo-dipolo (primer experimento. La escala de colores es logarítmica de base diez.

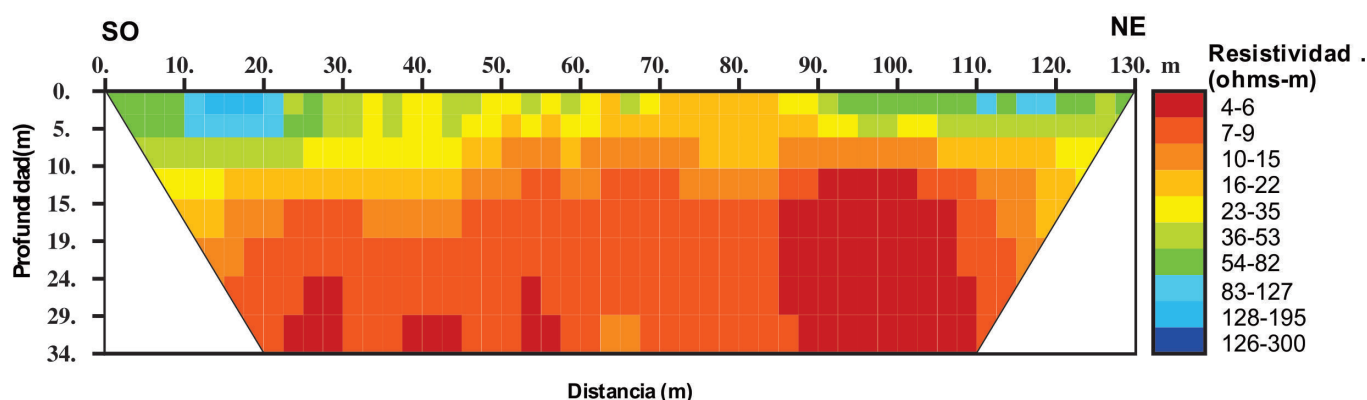


Figura 6. Modelo bidimensional utilizando los tres grupos de datos dipolo-dipolo (normal e inverso) y Schlumberger con inversión conjunta.

La Figura 8 es una ampliación de la Figura 7 y representa el mejor modelo bidimensional de resistividad posible con datos colectados en junio de 2012 porque involucra diferentes arreglos con diferentes patrones de corrientes y considera el escarpe. En este modelo las zonas resistivas superficiales corresponden a derrames de lava brechados y secos, que sobreyacen a areniscas menos resistivas cuyo espesor aproximado es de 10 a 1 m (Ars) y que a su vez, sobreyacen a una secuencia de areniscas con horizontes impermeables de arcillas (Ars+cl) de hasta 20 cm de espesor, según las observaciones de Cruz-Castillo y Delgado-Argote (2000) en trincheras en la zona del actual enrocamiento. Los mismos autores reportan un cuerpo arcilloso de 2 m de espesor con lentes de arenas en la misma zona de enrocamiento (sondeo 7). También es

importante destacar que esta unidad de areniscas con horizontes de arcillas fue cartografiada con detalle en el km 93, donde ocurrió un deslizamiento importante en diciembre de 2013 (Pérez-Flores et al., 2014). Las areniscas, cuya matriz es arcillosa, aparentemente contienen agua, por lo que se registraron valores bajos de resistividad (9-35 ohm-m). En vista de que las arcillas son buenas conductoras eléctricas, los valores de 4 a 9 ohm-m se asocian al inicio de cuerpos ricos en arcillas que, al mismo tiempo, son prácticamente impermeables, razón por la que es probable que los resistivos más bajos estén asociados a la interfase de areniscas saturadas con agua que infrayacen a las capas arcillosas.

En este modelo también la estratificación tiene echados hacia el SO y además, hay contrastes

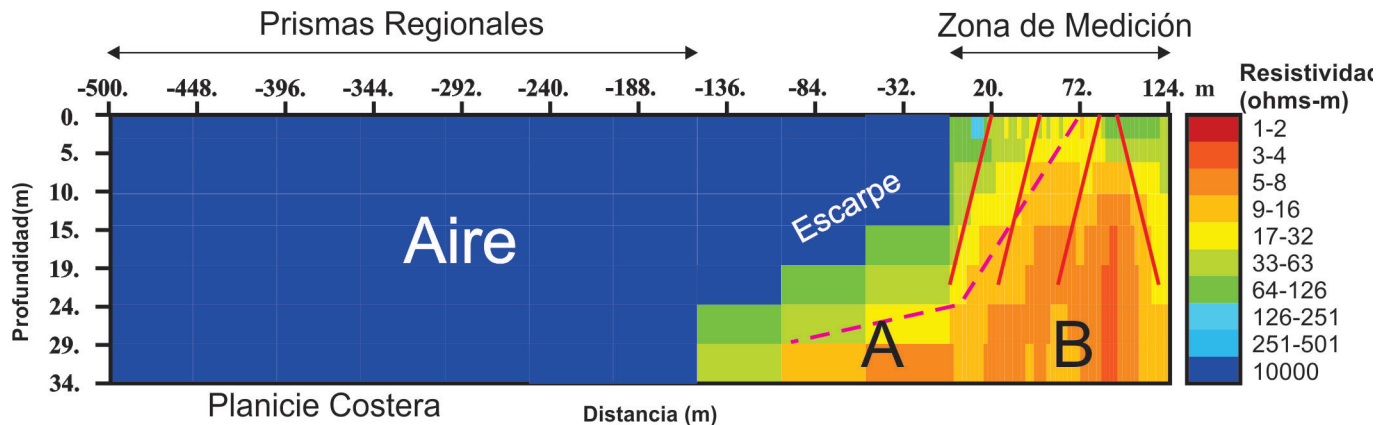


Figura 7. Modelo 2D con datos conjuntos y considerando el escarpe o vacío entre la meseta y el mar. La línea discontinua marca un contraste entre las posibles unidades litológicas y las líneas continuas en rojo son posibles fallas normales. Nótese el ligero cambio de echado en el bloque A (8o) con respecto al bloque B (10o) más inclinado. Los echados de las fallas son similares a los medidos en diferentes sectores de la región por Cruz-Castillo y Delgado-Argote (2000). La exageración vertical es de aproximadamente 5.

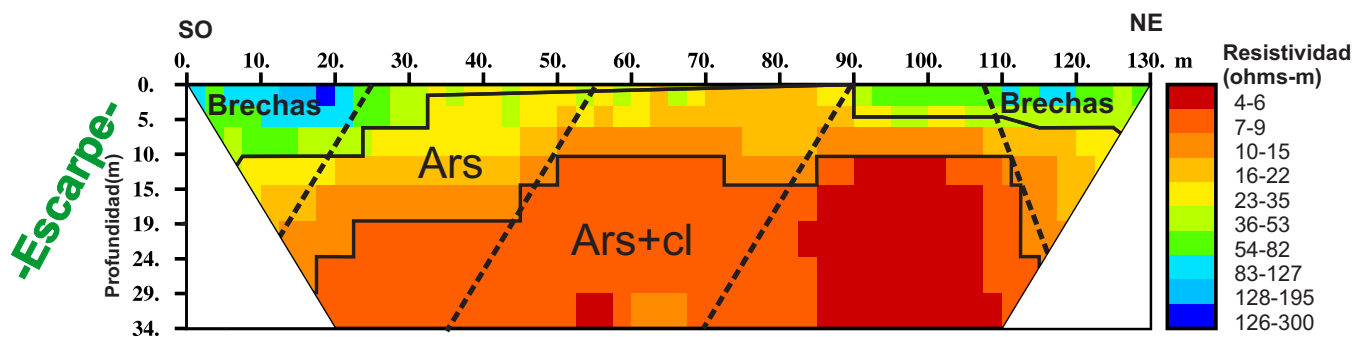


Figura 8. Modelo con inversión conjunta considerando el espacio aire del lado del escarpe. Modelo obtenido de datos tomados en junio de 2012, durante la temporada de estiaje. Nótese que no hay exageración vertical. Ars= areniscas, Ars+cl= areniscas con horizontes de arcillas.

en la resistividad que permiten inferir fallas normales con bloques caídos hacia el SO y uno al NE. El desarrollo de fallas también debe aumentar la densidad de fracturas y, en consecuencia, la permeabilidad del medio. Como es de esperar, las fallas interpretadas tienden a ser paralelas al escarpe o antigua cabecera del deslizamiento rotacional.

En marzo de 2013, se colectaron datos de resistividad en la misma línea y se tomaron las mismas series de datos según los arreglos dipolo-dipolo normal e inverso y Schlumberger. El proceso de inversión fue el mismo, se hizo

inversión conjunta y se tomó en cuenta el escarpe. También se utilizó la misma plantilla de entrada de datos del programa de 2012 y sólo se introdujeron los datos de 2013.

En la Figura 9, se muestra el modelo de resistividad bidimensional obtenido con los datos del periodo de lluvias de marzo de 2013. En este levantamiento se siguió el mismo procedimiento de 2012 y el resultado muestra una geometría similar, aunque una diferencia notable es que el conductor se ha desplazado hacia el SO. Se interpreta que dicho conductor debe asociarse con humedad que ha migrado en

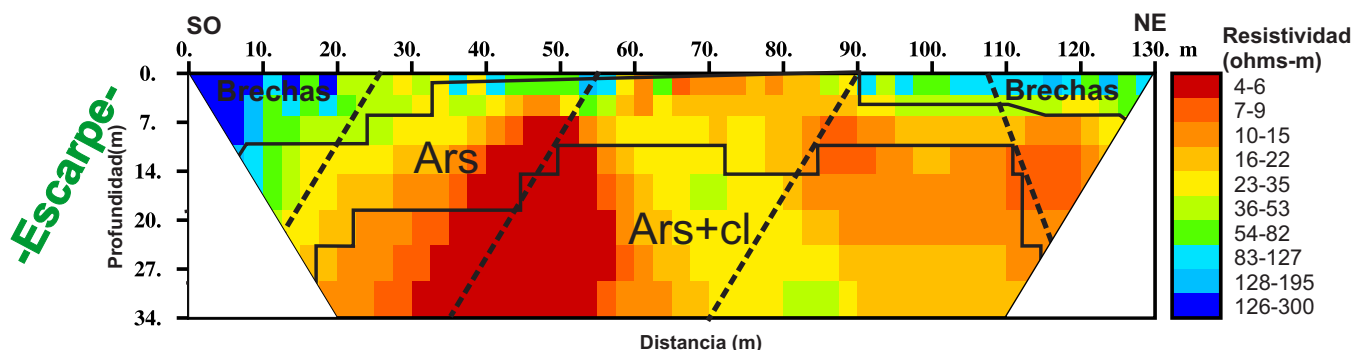


Figura 9. Modelo de inversión conjunta. Con datos tomados en marzo del 2013 después de la temporada de lluvia. Ars= areniscas, Ars+cl= areniscas con horizontes de arcillas.

el subsuelo y que su borde SO es paralelo a una de las fallas normales interpretadas. Se considera que la migración de la humedad hacia el escarpe hace más vulnerable a la zona pues lubrica los horizontes arcillosos.

Conclusiones

Los efectos de los deslizamientos rotacionales pueden mitigarse conociendo las características geológicas y físicas del terreno. Una de las técnicas geofísicas utilizadas para tal efecto es la de inyección de corriente eléctrica. La villa San Miguel es un sitio de prueba interesante por su historia activa de deslizamientos y porque su morfología caracterizada por un escarpe pronunciado plantea un problema que no es común en la literatura. Se hicieron tres experimentos numéricos de inversión en una línea de 135 m. En el primer experimento se hizo inversión con datos de dipolo-dipolo, en el segundo se utilizaron datos de dipolo-dipolo normal, inverso y Schlumberger y, en el tercero, se siguió la metodología del segundo experimento tomando en cuenta el espacio no conductor hacia el SO del escarpe. El modelo bidimensional geoelectrico que resultó del tercer experimento es el que mejor se apeg a las condiciones físicas reales. De este modelo se interpretó la distribución de tres tipos de unidades litológicas

que afloran en el escarpe: derrames de lavas brechados, areniscas y areniscas con horizontes de arcillas, las cuales están cortadas por fallas que se interpretan por los contrastes de resistividad eléctrica.

En las figuras 7 y 8 se muestra el modelo geoelectrico para los datos de 2012 en la temporada seca de verano, donde se interpreta la existencia de un cuerpo de areniscas con horizontes de arcillas interestratificadas que está cortado por fallas normales con buzamiento hacia el SO. Las fallas deben interceptar la superficie aproximadamente en las distancias 25 y 55 m de la Figura 8 y representan zonas con permeabilidad alta. El bajo resistivo (4-6 ohm-m) que se localiza entre las distancias 85 y 105 m de la Figura 8, corresponde a una zona donde los derrames de lava brechados de la parte superficial están ligeramente colapsados y forman una estructura hacia donde escurre el drenaje natural. La razón por la que el bajo resistivo de 7-9 ohm-m tiene una pendiente relativamente suave hacia el SO, casi paralela a las capas de areniscas con horizontes de lutitas, se debe a que la humedad que ingresa entre las distancias 85 y 105 m en la superficie, migra en el sentido del echado de los estratos de arenisca, lo que produce, en contraste, un gradiente más fuerte hacia el lado NE.

En el modelo geoelectrico correspondiente a los datos de 2013 durante la temporada de lluvias, se puede observar cómo la humedad tiende a migrar hacia el SO, acercándose a la zona del escarpe, en donde han ocurrido los deslizamientos rotacionales. Dicha zona de humedad se localiza en una de la fallas interpretada que tiene buzamiento hacia el SO.

Se puede concluir de los modelos de la temporada de verano seco y de lluvia, que la humedad se desplaza anualmente hacia el SO y después permea en la misma dirección. Se considera que este comportamiento periódico anual puede ir debilitando la resistencia de las rocas cercanas al escarpe y aumentando la probabilidad de ocurrencia de un nuevo deslizamiento.

Agradecimientos

Este trabajo se realizó gracias a la persistencia de Jorge A. Von Son, por conocer el interior de este terreno. Los autores agradecen también los cuidadosos arbitrajes efectuados por Felipe Escalona y un revisor anónimo.

Referencias

México. Caminos y Puentes Federales de Ingresos y Servicios Conexos. (1980) Autopista Tijuana-Ensenada Deslizamientos. Consolidación. 1977-1980

CICRES. (2006). Recuperado de: <http://arcada.cicese.mx/geofisica/dc2/index.html>

Cruz-Castillo, M. y Delgado-Argote, L.A. (2000) Los deslizamientos de la carretera de cuota Tijuana-Ensenada, Baja California. *Geos*, 20(4), 418-432.

Delgado-Argote, L.A. (2013) Estudios a lo largo del tramo Salsipuedes, en la carretera de cuota Tijuana-Ensenada. Todos CICESE: <http://todos.cicese.mx/sitio/noticia.php?stat=Cmt&n=334#.Us75JPti1U5> (30diciembre de 2013).

Gastil, R.G., Phillips, R. and Allison, E. (1975) Reconnaissance geology of the state of Baja California. Geological Society of America Memoir 140, 170 pp.

Hart, M.W. (1993). Geologic investigations in Baja California, Mexico. Annual field trip guide book No. 21, South Coast Geological Society, p.43-48.

Pérez-Flores, M.A., Méndez-Delgado, S. y Gómez-Treviño, E. (2001). Imaging of low-frequency and DC electromagnetic fields using a simple linear approximation. *Geophysics*, 66 (4) 1067-1081.

Pérez-Flores, Marco A., Luis A. Delgado-Argote y Fernando Herrera-Barrientos. (2014) Resistividad y cargabilidad eléctricas en función de los rasgos geológicos en la zona de deslizamiento del km 93 de la carretera de cuota Tijuana-Ensenada. Informe Confidencial para Proyectos Geotécnicos e Infraestructura S.A de C.V. (TGC), 20 pp., marzo de 2014. Circulación restringida.

México. Secretaría de Obras Públicas. (1975) Deslizamientos en la autopista Tijuana-Ensenada (edición bilingüe), 220 pp.

Recibido: 24 de septiembre de 2014

Recibido corregido por el autor: 21 de enero de 2015

Aceptado: 26 enero de 2015

Revisión documental sobre la dinámica de los magmas

Tomás A. Peña-Alonso

tpeña@geociencias.unam.mx

Centro de Geociencias, UNAM, 76230, Querétaro, Querétaro, México.

Resumen

El objetivo de este trabajo es contribuir con la discusión de los viejos paradigmas asociados con los distintos procesos dinámicos que experimentan los magmas (desde su generación hasta su emplazamiento), en especial con el diapirismo y la propagación de fracturas, así como con la difusión de los nuevos, como por ejemplo las “zonas calientes”, los pulsos magmáticos y la construcción de los plutones. Para alcanzar este objetivo, en este trabajo se mencionan y discuten los avances teóricos más recientes relacionados con la dinámica magmática, haciendo hincapié, entre otras cosas, a los parámetros físicos que controlan el transporte de los magmas y a los modelos más aceptados que explican su generación, segregación, ascenso y emplazamiento.

Palabras clave: transporte magmático, dinámica magmática, pulsos magmáticos, construcción de los plutones.

Abstract

The technological advances of the last two decades permitted the questioning and calibration of magma-associated old paradigms. They also have allowed the postulation of new paradigms associated with the distinct dynamic processes experienced by magmas, from their generation in the upper mantle and/or the crust base, to their emplacement and assembly into composite bodies. The objective of this work is to contribute to the discussion of the old paradigms, especially with the diapirism and fracture propagation, and to the dissemination of the new ones, for example the “hot zones”, magmatic pulses and the assembly of plutons. To achieve this objective, it will be mentioned and discussed the recent theoretical advances related to magma dynamics emphasizing, among other things, the physical parameters that control the transport of magmas, and the most accepted models explaining its generation, segregation, ascent, and emplacement.

Keywords: magma transport, magma dynamics, magmatic pulses, plutons assembly.

1. Introducción

En las últimas dos décadas se han realizado mejoras tecnológicas y analíticas en el estudio de los magmas que han permitido, entre otras cosas, superar la capacidad para trabajar con un número cada vez mayor de datos y variables en los análisis numéricos (p.ej., Spiegelman y Kelemen, 2003; de Saint Blanquat et al., 2011); desarrollar condiciones más realistas en los análisis experimentales (p.ej., Rosenberg y Handy, 2005); mejorar la precisión en la obtención de los datos geoquímicos y almacenar bases de datos cada vez mayores (p.ej., Hughes y Mahood, 2008); analizar composiciones isotópicas en escala de cristales individuales en los estudios isotópicos (p.ej., Kemp et al., 2007), etc. Tales progresos han contribuido a cambios sustanciales en el marco teórico sobre la dinámica magmática que, por ejemplo, explican de manera más satisfactoria las observaciones geológicas obtenidas en campo o los patrones analíticos de intrusivos asociados a algún ambiente tectónico. El marco teórico no solamente sostiene el inicio de muchos trabajos de investigación realizados en un sistema magmático, sino que puede influir enormemente en la interpretación de los datos obtenidos. Es por esto que el objetivo de este trabajo es contribuir a la divulgación en español de los avances teóricos que, de acuerdo con el autor, están influyendo considerablemente en el estado del arte del estudio de la dinámica de los magmas. Para alcanzar este objetivo, este trabajo inicia con la definición del magma y con una breve descripción de los parámetros de viscosidad y cristalización, ambos críticos en el transporte de los magmas. Posteriormente, se tratará con los procesos que describen la evolución normal de la dinámica de los magmas; esto es, la generación, segregación, ascenso y emplazamiento. Muchos de los estudios citados están enfocados a zonas de subducción.

2. ¿Qué es el magma?

El magma es una mezcla multifase de alta temperatura, compuesta por una fracción sólida y otra gaseosa que son acarreados por una fase líquida (Spera, 2000; Petford, 2003). La fase líquida también es referida como “fundido”, mientras que la fase sólida que llega a contener al fundido suele ser referida en la literatura como “matriz”. En condiciones anhidras y a presiones atmosféricas, los fundidos de peridotita y gabro suelen tener temperaturas alrededor de 1600° y 1200°C, respectivamente (Spera, 2000); mientras que los fundidos de tonalita y leucogranito usualmente presentan temperaturas entre 950° y 750°C, con un contenido “ideal” de H₂O del 6% y 4%, respectivamente, a 8 kbar (Petford, 2003). De acuerdo con Sirbescu y Nabelek (2003), los magmas que contienen un alto contenido en elementos incompatibles (Li, B, P), H₂O y CO₂, como aquellos provenientes de sistemas graníticos-pegmatíticos, pueden alcanzar temperaturas de ≤400°C. La fracción sólida del magma consiste principalmente de cristales de silicatos y óxidos. Pueden incluir xenolitos o xenocristales provenientes de la roca que llega a confinar al magma. También pueden contener cristales heredados o reciclados provenientes de otros magmas que no necesariamente comparten la misma historia de cristalización, recientemente denominados con el término de “antecristal” (usado por primera vez por Wes Hildreth en una conferencia en 2001). Por su parte, la fracción líquida de los magmas es generalmente un fundido rico en sílice. Los fundidos calco-alcalinos de composición ácida a intermedia son ricos en O-Si-Al-Na-K-H, en los cuales predomina la cristalización de cuarzo y feldespato con la presencia subordinada de micas y anfíboles. Mientras tanto, los fundidos de manto, de composición máfica, son ricos en O-Si-Al-Ca-Mg-Fe, en los cuales predomina la cristalización de piroxeno, olivino y plagioclasa (Spera, 2000; Rogers y Hawkesworth, 2000). La fracción de vapor está dominada por agua

en forma de H_2O molecular o radical OH^- y por CO_2 disuelto (Spera, 2000). Cuando el magma está sobresaturado en volátiles se llega a formar vapor discreto o un fluido supercrítico (en el que el estado líquido y gaseoso no se distinguen) rico en O-H-C-S-N-Cl-F. A temperaturas y presiones corticales, los fluidos supercríticos tienen la capacidad de disolver parcialmente a la fracción sólida (Spera, 2000). La presencia de fracción de vapor también baja dramáticamente la densidad de la fracción líquida y la viscosidad del magma.

3. Viscosidad

La proporción relativa entre sólidos, líquido y volátiles tiene una influencia crítica en las propiedades reológicas de los magmas. Esta proporción relativa varía durante la evolución normal de los magmas e influye enormemente en su dinámica, desde su generación hasta su completa cristalización. Una implicación generalmente vigente en la evolución de los magmas es que experimentan transporte, o sea que el sitio en donde son generados suele ser distinto al sitio en donde cristalizan. La habilidad del fundido de segregarse mecánicamente de la matriz de donde es generado y la capacidad de los magmas de ascender y emplazarse son procesos fuertemente dependientes de su viscosidad: a menor viscosidad, mayor será la capacidad de un magma de fluir y viceversa.

3.1. Viscosidad del fundido

La viscosidad del fundido es fuertemente dependiente de la composición, en especial de la sílice. Un fundido tenderá a ser más viscoso a mayor contenido de tetraedros de SiO_4 (T) y a menor contenido de átomos de oxígeno que son compartidos por los tetraedros (non-bridging-oxygen; NBO) (Spera, 2000; Best, 2003). La tasa NBO/T suele usarse como un indicativo del grado de polimerización de las estructuras que conforman el fundido y, por lo tanto, de la viscosidad. A menores tasas de NBO/T mayor será la viscosidad y viceversa. Por esta razón

los magmas félsicos, más enriquecidos en sílice, tienden a ser más viscosos con respecto a los magmas máficos. Los cationes como el K, Na, Ca y Mg que sostienen las estructuras polimerizadas del fundido suelen ser referidos como “modificadores estructurales”, los cuales abarcan un mayor espacio en la estructura del fundido en comparación con los tetraedros de SiO_4 . Los radios iónicos de los modificadores estructurales que suelen contener los magmas félsicos (por ejemplo, K y Na) son, en general, mayores que aquellos que contienen los magmas máficos (por ejemplo, Ca, Mg y Fe). Esto significa que los cationes de los magmas félsicos suelen ocupar un mayor espacio en las estructuras del fundido en comparación con los máficos (Best, 2003). Por lo tanto, los modificadores estructurales influyen en la mayor compresibilidad de los magmas félsicos y en la menor dependencia de la viscosidad a la presión.

3.1.1. Influencia del contenido de volátiles

La viscosidad del fundido también es menor a mayor temperatura, presión y contenido en volátiles (Spera, 2000). De estos tres parámetros, el contenido en volátiles es el más crítico (Baker, 1998; Nabelek et al., 2009); aunque a mayor temperatura, el efecto de los volátiles sobre la viscosidad sea menor (Zhang et al., 2003). La importancia del H_2O sobre la viscosidad del fundido es expuesta por Zhang et al. (2003) quienes, a través estudios experimentales sobre fundidos riolíticos hidratados, reportan un contenido mínimo de H_2O del orden de centenas de ppm que puede afectar significativamente la viscosidad del magma, en especial a bajas temperaturas. Aunque el contenido de H_2O puede considerarse como uno de los parámetros físicos que más influye en la viscosidad de los fundidos. Clemens y Petford (1999) clarifican que la temperatura y el contenido de H_2O son parámetros interdependientes, de tal manera que, por ejemplo, los líquidos félsicos formados por medio de reacciones de fusión parcial a

temperaturas relativamente bajas serán más húmedos que aquellos formados por medio de reacciones de temperaturas relativamente mayores. Bajo este contexto, la viscosidad de los líquidos tonalíticos y leucograníticos sería aproximadamente 1.2 órdenes de magnitud menor que la viscosidad de los magmas no diferenciados. Para magmas diferenciados, generalmente el contenido de H_2O aumenta y la temperatura disminuye. Estos dos efectos se compensarían entre sí para mantener la viscosidad aproximadamente constante, de $\sim 10^4$ Pa·s para presiones de 800 MPa (Petford et al., 2000) o a $\sim 10^{4.5}$ Pa·s (Scaillet et al., 1998). Para darnos una idea del significado de estos valores de viscosidad, usando la Ley de Stokes, a un cristal de oligoclasa de 1mm^3 le tomará 53 días para hundirse un metro en un fundido riolítico con una viscosidad de 10^4 Pa·s. También como comparación, la roca encajonante suele tener viscosidades de 10^{15} a 10^{20} Pa·s (Vigneresse y Clemens, 2000). A partir de estos datos, Clemens y Petford (1999) mencionan que debe abandonarse la idea de que el estilo de emplazamiento de los magmas graníticos está predominantemente controlado por la composición del fundido. Los mismos autores también señalan que los magmas máficos pueden ser entre uno a tres órdenes de magnitud menos viscosos que los félsicos. Vale la pena señalar que una diferencia de tres órdenes de magnitud en términos de viscosidad es poco considerable, similar a la diferencia en viscosidad entre la glicerina y el etanol. Como el contenido de H_2O es un factor crítico en la viscosidad de los fundidos, los valores que se reportan en la literatura para fundidos anhidros deben ser tomados con mucha cautela. Asimismo, aquellos valores de H_2O para fundidos hidratados deben ser considerados como máximos. Esto último porque el contenido de volátiles de las rocas que se analizan experimentalmente, o de los fenocristales de los cuales se analizan sus inclusiones fluidas para estimar el contenido de H_2O , debió ser mayor antes de su completa cristalización (Cervantes y Wallace, 2003).

3.1.2. Influencia de la tasa de deformación

Además del contenido de H_2O y la composición, otro parámetro que afecta a la viscosidad del fundido es la tasa de deformación. Webb y Dingwell (1990a; 1990b) estudiaron el comportamiento viscoelástico de fundidos de varias composiciones a distintas tasas de deformación y reportan que su comportamiento, independientemente de su composición, cambia de newtoniano a bajas tasas de deformación ($\lesssim 10^{-4}\text{s}^{-1}$) a no-newtoniano a altas tasas de deformación ($\gtrsim 10^{-4}\text{s}^{-1}$), con un decremento de 0.25 a 2.5 órdenes de magnitud en la viscosidad. Vale la pena señalar que la magnitud de este decremento por tasa de deformación está más o menos dentro del rango que presenta la diferencia en viscosidad entre los magmas máficos y félsicos mencionada en la sección anterior.

4. Cristalización

Aun cuando la composición, temperatura, presión, tasa de deformación y el contenido de volátiles son los parámetros dominantes que influyen en la viscosidad del fundido, el parámetro que rige la viscosidad y la reología del magma, como mezcla multifase, es la carga de sólidos acarreada por la fase líquida (Pinkerton y Stevenson, 1992; Spera, 2000) acompañada del decremento del contenido de H_2O (Annen et al., 2006). Obviamente, el fenómeno que domina la carga de sólidos en el líquido es la cristalización. Durante su cristalización, la viscosidad y las propiedades reológicas de los magmas varían enormemente por la modificación del porcentaje de fracción sólida acarreada por el magma; de tal manera que: se comporta como una fase simple cuando el líquido apenas comienza a producirse (generación); se comporta como dos fases separadas cuando el líquido es segregado de la matriz (segregación); se comporta como un líquido con sólidos suspendidos cuando el magma es concentrado y transportado hacia profundidades más someras (ascenso); o se

comporta como un cuerpo muy viscoso al final de su historia de cristalización (emplazamiento) (p.ej. Vigneresse et al., 1996).

4.1. Cristalización por descompresión

En la literatura, la cristalización es usualmente considerada como una consecuencia del enfriamiento de los magmas, donde el magma experimentará una nucleación más intensa conforme el contraste de temperatura en el sistema magmático sea mayor (como por ejemplo en el contacto entre intrusivo y la roca que lo encajona). Sin embargo, de acuerdo con Blundy y Cashman (2005), los cristales en un magma hidratado también pueden formarse en respuesta a la desgasificación por descompresión magmática. La cristalización inducida por descompresión es promovida cuando el magma pasa el punto de saturación de H_2O (Blundy y Cashman, 2001). Este tipo de cristalización está acompañada por el incremento en la temperatura del magma en el orden de decenas de $^{\circ}C$ debido a la liberación de calor latente promovida por su cristalización (Blundy et al., 2006). A través de análisis experimentales en roca natural o sintética saturada en H_2O , Hammer y Rutherford (2002) y Martel y Schmidt (2003), respectivamente, reportan que, durante la cristalización inducida por descompresión, el proceso de crecimiento cristalino (menos cristales de mayor tamaño) es el dominante cuando el sistema experimenta una descompresión a altas presiones (≥ 50 MPa), mientras que el proceso de nucleación (más cristales de menor tamaño) es el dominante cuando el sistema experimenta descompresión a bajas presiones (≤ 50 MPa). Para darnos una mejor idea de estos valores de presión, Di Toro et al. (2005) estimaron que, a 10 km de profundidad, el esfuerzo de cizalla de las fallas transcurrentes que componen la zona de fallas Gole Larghe, en Italia, no superan los 45 MPa. La cristalización inducida por descompresión es ampliamente reportada en ambientes volcánicos, y es considerada por varios autores como un mecanismo importante

y vigente durante el ascenso magmático (Carmichael, 2002; Annen et al., 2006; Zellmer et al., 2005). En este sentido, cabe la posibilidad que la descompresión magmática quizá sea el mecanismo dominante en la cristalización de los diques félsicos en general, más que el enfriamiento inducido a través de la roca que los encajona.

4.2. Escalas de tiempo de la cristalización

Para estimar la escala de tiempo de la cristalización, Hawkesworth et al. (2000) usaron un modelo de balance térmico para una cámara magmática hipotética y lo compararon con constreñimientos geológicos e isotópicos para estimar las tasas de cristalización y diferenciación. Según sus resultados, los magmas basálticos y riolíticos en una cámara magmática de 10 km^3 deberían alcanzar un 50% de cristalización después de ~ 2500 y <1500 años, respectivamente. Resultados similares fueron obtenidos por Zellmer et al. (2005), quienes a través del análisis de la difusión intracristalina de Sr calcularon tasas de cristalización en el orden de 10-1000 años para las andesitas del volcán Soufrière Hills, en las Antillas Menores.

5. Generación magmática en zonas de subducción

En los arcos magmáticos, la generación del magma inicia con la liberación de fluidos provenientes de la placa en subducción que promueven una significativa hidratación en la cuña de manto (Tarney y Jones, 1994); aunque también puede ocurrir por la descompresión del manto al ascender hacia la cuña de manto (Elkins-Tanton y Grove, 2001) o por la fusión parcial de la placa en subducción bajo condiciones específicas (Best, 2003). Por medio de la compilación de trabajos experimentales sobre reacciones de distintas fases minerales, Schmidt y Poli (1998) describen que la deshidratación de la losa en subducción ocurre a partir de 50 km de profundidad (hasta

>250 km según Kawakatsu y Watada, 2007) a través de reacciones de descomposición de las fases minerales hidratadas que la constituyen. Tales fluidos provenientes de la deshidratación de la placa en subducción metasomatizan el manto y/o facilitan su fusión parcial (Tarney y Jones, 1994) generando fundidos hidratados. Los fundidos hidratados tienen una flotabilidad alta y tienden a ascender hacia profundidades más someras con material de manto más caliente. En tales condiciones, los fundidos entran en desequilibrio y reaccionan con la fracción sólida del manto formando más fundido. Este proceso continúa hasta la parte más caliente de la cuña de manto (Grove, 2000). Grove et al. (2006) proponen que la máxima cantidad de fundido que ocurre en el núcleo caliente de la cuña de manto es de 10-15% y se localiza entre 40 y 63 km de profundidad. Sin embargo, Schmidt y Poli (1998) y Abers et al. (2006) a través de análisis experimentales y de una tomografía sísmica realizada por debajo de Alaska, sugieren la presencia de una región de acumulación de fundido localizado a >80 km de profundidad. Independientemente de la profundidad en donde se acumule la mayoría del líquido proveniente de la fusión parcial del manto, los fundidos hidratados en ascenso que superan la parte más caliente de la cuña de manto entran en contacto con su porción más somera y fría. Bajo estas nuevas condiciones, los fundidos comienzan a enfriarse y a cristalizar. Los magmas generados en el manto son de composición basáltica a andesítica rica en MgO (Grove, 2000). Por su parte, la generación de los magmas de composición intermedia y ácida en los arcos magmáticos se atribuye a tres procesos principales: a) la diferenciación de los magmas del manto (magmas primarios) al cristalizar en la parte superior del manto o dentro de la corteza (Grove et al., 2003); b) la fusión parcial de metabasalto en la base de la corteza (Rapp y Watson, 1995; Annen et al., 2006); y c) la incorporación de material cortical en los magmas primarios (Kemp et al., 2007).

5.1. Zonas calientes

Un modelo integral muy popular en la literatura para la generación de magmas de composición intermedia y silícica es el de las “zonas calientes” propuesto por Annen et al. (2006) y esquematizado en la Figura 1. Este modelo plantea: a) la formación de una zona caliente en la base de la corteza producida por la acumulación de magma basáltico, calor y volátiles provenientes del manto; y b) la generación de magmas de composición intermedia y ácida a partir de la cristalización incompleta de los magmas del manto, con una contribución compartida por la re-fusión de intrusiones basálticas anteriores y por la fusión parcial de rocas corticales más viejas. Este modelo es afín con el trabajo de Davidson et al. (2007) quienes, después de analizar una base de datos geoquímicos de varios volcanes provenientes de cinco distintos sistemas de subducción activos, sugieren que la producción de los magmas de composición intermedia y ácida ocurre en gran parte por la diferenciación y el fraccionamiento del anfíbol de los magmas primarios estacionados en la corteza media-inferior. Este modelo también está en sintonía con los estudios experimentales de Rapp y Watson (1995), quienes indican que los magmas de composición intermedia y ácida también pueden generarse en la base de la corteza por la fusión parcial de metabasalto (anfíbolita) a partir de 1000°C a 800 MPa, o sea a ~25-30 km de profundidad. Si se toma en cuenta que el fenómeno de *underplating* (acreción magmática) es gobernado por la tasa en la cual la corteza oceánica hidratada accede a la trinchera (Schmidt y Poli, 1998), esta perspectiva también está en sintonía con la correlación positiva entre la presencia de calderas y la tasa de convergencia ortogonal que Hughes y Mahood (2008) encontraron a partir del análisis estadístico de 91 calderas de arcos activos. Los análisis experimentales realizados por Sisson et al. (2005) también indican que durante la cristalización de basaltos hidratados a presiones correspondientes

a profundidades de la corteza media a superior, y con un amplio rango de H_2O y contenido de K, se pueden generar una amplia diversidad de fundido residual de composición félsica. En el modelo de Annen et al. (2006), los procesos promotores de la variación composicional de los magmas ocurren en gran parte en la base de la corteza. Este panorama también es propuesto

por Kemp et al. (2007) por medio del análisis de isótopos de Hf y O en zircón, y por Coleman et al. (2004). De igual forma, este panorama también es formulado como consecuencia del paradigma de la construcción de los intrusivos (ver Miller, 2008) que será discutido más adelante.

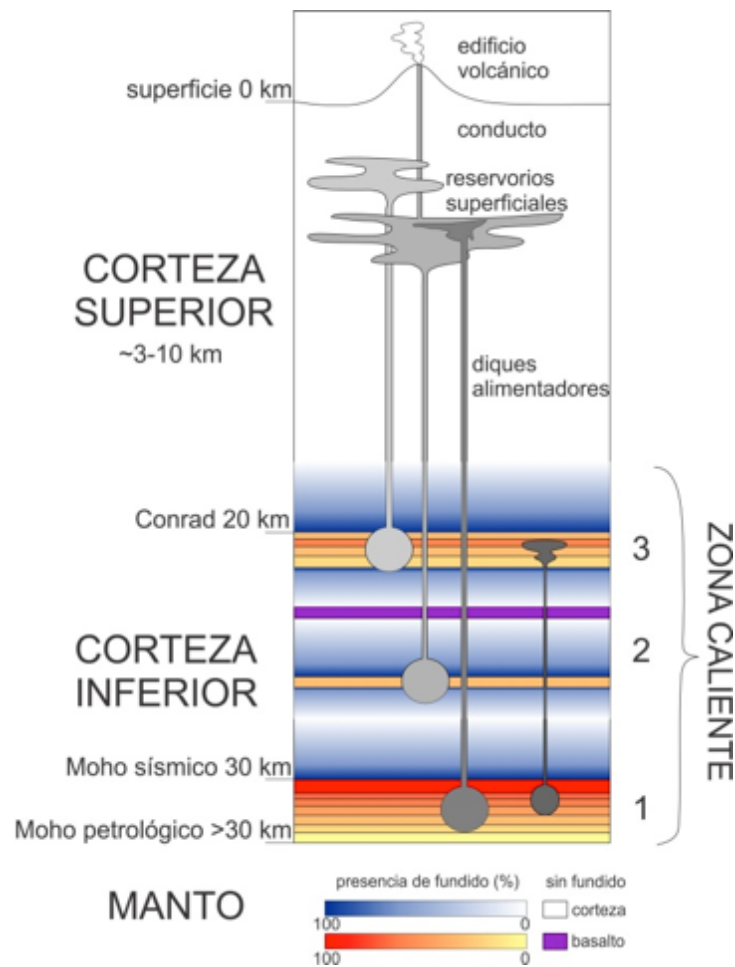


Figura 1. Representación conceptual de una zona caliente. Sills de magma basáltico derivados del manto son inyectados a distintas profundidades, incluyendo (1) el Moho, (2) la corteza inferior y (3) la Discontinuidad de Conrad, entre las corteza superior e inferior. Los sills inyectados en el Moho desplazan a los sills más antiguos hacia el manto, creando un contraste entre el Moho petrológico (la base del complejo de sills) y el Moho sísmico (la cima del complejo de sills). Los sills cristalizan desde la temperatura en la que son inyectados hasta la temperatura de la geoterma del medio, dando como resultado una amplia variedad de fracciones de fundido residual a cualquier tiempo dado, desde 100% (sill recién inyectado cerca del Moho) hasta 0% (sill antiguo en la corteza inferior). La fracción de fundido cortical varía a lo largo de la zona caliente de acuerdo con la edad y la proximidad de los sills basálticos. Los fundidos ascienden de la zona caliente a reservorios someros, dejando atrás cumulos refractarios o restitas. Los fundidos residuales y corticales de las distintas porciones de la zona caliente pueden mezclarse entre sí antes de ascender o dentro de los reservorios someros. La figura no está escalada; modificada de Annen et al. (2006).

5.2. Relación entre fundido y residuo cristalino

La propuesta de que los grandes cuerpos batolíticos félsicos son el producto diferenciado de nuevas adiciones máficas provenientes del manto (Petford et al., 1996; Davidson et al., 2007) requiere de una gran cantidad de residuo cristalino o cumulos en la base de la corteza. De acuerdo con Ducea (2002), la relación entre “masa del residuo cristalino” y “masa del fundido” debe ser de 1:1 a 3:1. Esto quiere decir que debería producirse en la corteza inferior un volumen de material de residuo cristalino igual o mayor al volumen de los batolitos félsicos en la corteza superior. Como consecuencia, la corteza tendería a experimentar tal aumento en su espesor que obligaría a la raíz restítica de los arcos magmáticos a separarse y hundirse en el manto por flotabilidad negativa y/o por delaminación. Aunque tal fenómeno es inferido a través de una tomografía sísmica reportada por Zandt et al. (2004) para el batolito de Sierra Nevada, EUA, cálculos de correspondencia (entre las masas tanto del manto que experimenta fusión parcial, como del fundido de manto generado, del residuo cristalino anclado en la corteza inferior y del material félsico que conforma a los batolitos) exigen la incorporación de fundidos corticales en la reserva magmática para los batolitos de arco. La contribución de fundidos corticales a la generación de magmas de composición intermedia y ácida se lleva a cabo principalmente por la deshidratación de las micas (Thompson, 1982). En un gradiente de temperatura ascendente, la muscovita es el primer mineral en fundirse a 700°C en condiciones de baja presión (300 MPa; ~10 km), seguido por la biotita a ~800°C (Patiño Douce y Beard, 1995). La contribución de los fundidos corticales en la formación de magmas de composición intermedia y ácida suele variar de un cuerpo magmático a otro, y de una región a otra. Específicamente en los arcos continentales de Norteamérica, Ducea y Barton (2007) proponen que la contribución promedio de fundidos corticales en la formación de los

arcos continentales en Norteamérica fue del ~50%.

6. Segregación

Después de la generación del fundido, el siguiente proceso en la evolución de los magmas es su separación mecánica de la roca en donde son generados, ya sea en el manto y/o en la base de la corteza (aunque también puede ocurrir en cualquier cuerpo intrusivo que experimente cristalización; Weinberg, 2006). La habilidad del fundido de segregarse mecánicamente de la matriz sólida que la contiene está fuertemente controlada por su viscosidad (Daines, 2000).

6.1. Fronteras reológicas durante la fusión parcial

Para que ocurra la segregación de un fundido hay que tomar en cuenta que debe haber una fuerza que lo expulse y producirse un espacio en donde el fundido pueda moverse. Sin embargo, para que el fundido pueda moverse es necesario que se forme una red interconectada de fundido y que la matriz sea permeable (Sawyer, 1994). Vigneresse et al. (1996) representan las condiciones necesarias para que la segregación se lleve a cabo a través de fronteras reológicas semi-cuantitativas, las cuales fueron definidas por medio de la aplicación de ecuaciones de viscosidad obtenidas experimentalmente. De acuerdo con estos autores, primero debe superarse la frontera de percolación líquida (LPT; liquid percolation threshold). Esto se consigue con una concentración mínima de 8% de fundido (o 7% de fundido según Rosenberg y Handy, 2005) para que se pueda formar una red interconectada de películas de fundido presente entre los contactos granulares. Al superar la LPT, la resistencia de la roca baja dramáticamente (Rosenberg y Handy, 2005) y el transporte del fundido se restringe a una escala local de centímetros a decímetros (Vigneresse et al., 1996). Conforme la generación de magma continúa, al alcanzar 20-25% de fundido, se supera la frontera de escape de

fundido (MET; melt escape threshold), a partir de donde se desarrolla la segregación y el transporte del magma a escalas más regionales. De acuerdo con Rabinowicz y Vigneresse (2004), es a partir de este punto que la segregación puede llevarse a cabo por medio de la canalización del fundido a través de venas o vetas paralelas entre sí. Vale la pena mencionar que el límite propuesto para superar la MET es consistente con el contenido máximo de leucosoma de ~20% comúnmente presente en migmatitas (Brown et al., 1999).

Según McKenzie (1984), la compactación gravimétrica puede ser suficiente para promover la segregación de los magmas primarios en el manto. Sin embargo, como la compactación es insuficiente para que los magmas félsicos sean segregados debido a su mayor viscosidad (Petford et al., 2000), varios estudios sugieren que la compactación debe ser complementada por la deformación del manto superior (Kelemen y Dick, 1995; Kohlstedt y Holtzman, 2009) y de la base de la corteza, la cual promovería la canalización de los fundidos hacia niveles corticales más someros (Vigneresse et al., 1996; Vigneresse y Clemens, 2000; Holtzman et al., 2003; Rabinowicz y Vigneresse, 2004). Esto implica que la sección de manto o de corteza en donde se lleve a cabo la segregación magmática debe estar sometida a un campo de esfuerzos para que el proceso sea efectivo (Vigneresse, 2007). Ello explicaría la asociación común entre el magmatismo y las zonas de cizalla (McCouri, 1987; Karlstrom et al., 1993; Ingram y Hutton, 1994; Tommasi et al., 1994; Nzenti et al., 2006; Searle, 2006; Peña-Alonso et al., 2012; Oberc-Dziedzic et al., 2013).

Vigneresse y Burg (2003) modelaron el comportamiento de una roca parcialmente fundida con el porcentaje de líquido necesario para experimentar segregación magmática, sujeta a distintas tasas de deformación. Al integrar argumentos teóricos con observaciones estructurales, estos autores señalan que a altas

tasas de deformación, el contraste de viscosidad entre el fundido y su matriz disminuye ~1-3 órdenes de magnitud, lo que permite que estas dos fases se deformen como una sola unidad cuasi-sólida. Sin embargo, a bajas tasas de deformación, el contraste de viscosidad entre el fundido y su matriz aumenta ~6 órdenes de magnitud, por lo que el fundido tenderá a deformarse y relajarse mucho más rápido que la matriz, promoviendo inestabilidades internas. Una implicación de este estudio es que para que se lleve a cabo la segregación magmática de manera eficiente, el campo de esfuerzos vigente deberá imprimir bajas tasas de deformación o experimentar una variación temporal. Otra implicación importante es que como las inestabilidades internas que promueven la segregación magmática aparentemente son intermitentes, la segregación magmática debería ser discontinua (Vigneresse y Burg, 2000; Vigneresse et al., 2008).

7. Ascenso

7.1. Influencia de la densidad, contenido de volátiles y cristalización en el ascenso magmático.

Los parámetros físicos que dominan el ascenso de los fundidos son su viscosidad y su densidad. La densidad de los fundidos es controlado por el peso molecular de los elementos que contienen y por su proporción relativa, por lo que es fuertemente dependiente de la composición. La densidad oscila de 2.5 a 2.9 gr/cm³ a temperaturas magmáticas (~1100°C) y a presiones relativamente bajas (Spera, 2000). La adición de FeO, MgO, TiO₂ y CaO al fundido incrementa su densidad mientras que la adición de álcalis y volátiles (que son relativamente compresibles) produce el efecto contrario. Por lo tanto, la adición de volátiles contribuye a la dependencia de la densidad de los magmas con la presión (Spera, 2000). El efecto del H₂O en la densidad del magma es tal que la adición de 1% disuelto en un fundido basáltico es equivalente a un incremento de ~400°C en el fundido o

al decremento de ~5 kbar de presión (Ochs y Lange, 1999). La densidad de los magmas también depende de la cristalización. Por ejemplo, Stolper y Walker (1980) reportan que la densidad del fundido en los magmas basálticos: (a) primero decrece si cristaliza primero el olivino; (b) después vuelve a incrementarse si posteriormente la plagioclasa y el piroxeno se unen a la secuencia de cristalización debido a que, durante esta etapa, el fundido experimenta un enriquecimiento en FeO y el fraccionamiento de componentes ligeros incorporados en la plagioclasa; y (c) finalmente volvería a disminuir cuando comienzan a cristalizar los óxidos de Fe-Ti, promoviendo la remoción de FeO en el fundido residual.

7.2. Mecanismos promotores del ascenso magmático

Aunque los procesos de segregación operan en su mayoría en la corteza inferior (20-40 km de profundidad), muchos plutones son emplazados en la corteza superior (0-10 km de profundidad), por lo que los magmas comúnmente ascienden 10-40 km en la corteza hasta alcanzar sus niveles de emplazamiento (Clemens, 1998). En la literatura, dos son los principales modelos propuestos para el ascenso de los magmas: el diapirismo y la propagación de fracturas (diques).

7.2.1. Diapirismo

El fenómeno de diapirismo implica el ascenso de grandes cuerpos intrusivos como una gran masa (Cruden, 1988) que adquiere una geometría de gota invertida (Castro, 1987; Chávez-Cabello et al., 2006). El mecanismo promotor de este modelo es el contraste de densidad entre el magma y su roca encajonante. El alcance de este mecanismo está limitado por la capacidad elástica de la roca encajonante para deformarse al acomodar el magma ascendente y para recuperarse de tal deformación. El modelo del diapirismo ha perdido popularidad a raíz

de varias inconsistencias teóricas y por la falta de observaciones de campo que la sostengan (Clemens y Mawer, 1992). Por ejemplo, el contraste de densidad entre los fundidos félsicos y el de la roca encajonante suele ser muy pequeño (0.3-0.5 gr/cm³; Vigneresse y Clemens, 2000). Además, el aumento de la viscosidad del magma promovido por cristalización restringe su profundidad de emplazamiento a la corteza media e inferior (Weinberg y Podladchikov, 1994), por lo tanto el diapirismo no puede ser considerado para el ascenso de magmas emplazados a profundidades de 2-10 km. Tales profundidades corresponden a la facies de esquistos verdes, en donde se reportan una gran cantidad de plutones gabróicos (Johnson et al., 2002) de densidades relativamente altas. La cristalización también limitaría la velocidad de ascenso de los diapiros a 10-100 m/año (Weinberg y Podladchikov, 1994). Sin embargo, estos valores entran en conflicto con la velocidad de ascenso calculada por medio de métodos más directos. Ante tales inconsistencias, Miller y Paterson (1999) introducen el término “diapiro viscoelástico”, donde dos o más cuerpos magmáticos ascienden juntos gracias al flujo viscoelástico de la roca encajonante en respuesta a la flotabilidad del magma y a una deformación regional.

7.2.2. Propagación de fracturas

En el modelo de propagación de fracturas los mecanismos promotores del ascenso son tres: a) el gradiente de presión según el espesor de la corteza, b) la presión magmática en los diques (a su vez dependiente de su contenido de volátiles) y c) la flotabilidad de los magmas (que a su vez depende del contraste entre la densidad del magma y la de la roca que lo encajona). De igual forma, la propagación de fracturas se sostendría gracias al continuo incremento en el volumen del magma por descompresión (Clemens y Mawer, 1992). A diferencia del diapirismo, la propagación de fracturas permite una transferencia rápida de magma y el establecimiento de una red de

estructuras que vuelve permeable a la corteza y que facilita el ascenso (Brown, 2004).

Al considerar estudios de mecánica de rocas realizados en cerámicas y metales en condiciones de altas temperaturas, y al proyectarlos en materiales con equivalencias geológicas, Eichhubl y Aydin (2003) reportan “fracturas dúctiles” generadas a través del crecimiento y la coalescencia de “huecos” en la roca afectada bajo condiciones de alta temperatura. Estos autores infieren que este tipo de fracturamiento es el resultado de la transferencia de masa y posiblemente de movimiento de fundido durante fusión parcial. Las fracturas dúctiles pueden ocurrir en la corteza inferior y se propagan a través de mecanismos fuertemente dependientes a la temperatura (Schultz y Fossen, 2008). Las fracturas dúctiles producen geometrías en zigzag, tienen puntas suaves (Brown, 2004) y no presentan desplazamientos laterales o relaciones cortantes (Weinberg y Regenauer-Lieb, 2010). De acuerdo con Weinberg y Regenauer-Lieb (2010), el fracturamiento dúctil es un mecanismo eficiente para la segregación en rocas con una fracción de fundido de $\leq 7\%$, y es el responsable de la migración de magma en sistemas profundos y calientes.

Una característica importante de la propagación de fracturas, ya sean frágiles o dúctiles, es que tiende a ser ortogonal a la dirección de la mínima compresión del régimen de esfuerzos vigente durante el ascenso. Esto no significa que el ascenso magmático por propagación de fracturas esté restringido a un régimen extensivo. De hecho, el transporte y el ascenso magmático se lleva a cabo bajo cualquier régimen de esfuerzos (Vigneresse et al., 1999; Zellmer y Annen, 2008), gracias a la presencia de anisotropías preexistentes (Petford et al., 1993) y de redes interconectadas de zonas de cizalla y de estructuras dilatantes (Brown y Solar, 1998).

7.2.3. Escalas de tiempo

Resultados de modelado numérico de la variabilidad química de rocas volcánicas (Spiegelman y Kelemen, 2003) y del desequilibrio entre isótopos de vida corta de la serie del U (McKenzie, 2000; Turner et al., 2001; Zellmer et al., 2005) sugieren que, en su viaje hacia la superficie, el fundido generado en el manto experimenta velocidades más rápidas que las permitidas por percolación a escala granular, lo que obligaría a los fundidos a separarse de su zona de generación por canales de alta porosidad. Asimismo, después de comparar el exceso de ^{226}Ra con la contribución de fluidos provenientes de la losa en subducción (p.ej. Ba/Th) en más de 40 lavas de composición máfica a intermedia provenientes de siete distintos arcos de islas, Turner et al. (2001) sugieren que el transporte de los magmas de arco realizado desde de la cuña de manto hasta la superficie se lleva a cabo en el orden de años. Estos valores, obtenidos al aprovechar el desequilibrio en la serie de U, son mayores que los obtenidos utilizando aproximaciones por difusión. Kelley y Wartho (2000) infieren velocidades de transporte de kimberlitas de ~ 4 m/s por medio de edades Ar-Ar en flogopitas. Velocidades similares de 6 ± 2 m/s y 0.2-0.5 m/s fueron obtenidos por Demouchy et al. (2006) y Peslier y Luhr (2006), respectivamente, usando coeficientes de difusión para la hidratación de olivino provenientes de xenolitos de manto. Tales velocidades de transporte dan un tiempo de ascenso del orden de horas a días. El estudio de Shaw et al. (2006) puede explicar esta disparidad en el tiempo de ascenso magmático estimado por medio del desequilibrio de la serie de U o usando coeficientes de difusión. Por medio de la difusión de Mg-Fe en olivinos con zonación interna en una de las islas de Cabo Verde, estos autores distinguen dos texturas distintas en xenolitos de manto, una generada en cuestión de días y la otra generada en decenas de días a años. Estos autores proponen que las texturas generadas en años (rango temporal en sintonía

con los estudios de isótopos de vida corta) puede estar relacionadas al almacenamiento de los xenolitos en uno o varios reservorios antes de alcanzar al superficie; mientras que las texturas generadas en días (rango temporal en sintonía con los estudios de difusión) puede estar asociadas al rápido transporte que el magma experimentó entre los reservorios y la superficie (también ver Turner y Costa, 2007). Vale la pena señalar que estos valores ponen en tela de juicio al modelo de diapirs viscoelásticos, cuyas velocidades de ascenso estarían en el orden de 10^{-2} a 1 m/año (Miller y Paterson, 1999). Además, dos de las implicaciones más importantes de las altas tasas de velocidad para el ascenso magmático aquí expuestas son que el fenómeno de la cristalización inducida por descompresión podría ser más común de lo que actualmente se piensa, y que gran parte de la diferenciación magmática debería ocurrir antes del ascenso, tal como lo proponen Annen et al. (2006).

8. Emplazamiento

El emplazamiento puede ser definido como el acoplamiento mecánico del magma en la corteza. Este acoplamiento mecánico ocurre cuando el magma comienza a comportarse como un sólido en respuesta al incremento de su fracción sólida o cristalización. Desde su generación, el fundido comienza a experimentar cristalización, inducida ya sea por enfriamiento o por descompresión.

8.1. Fronteras reológicas de los magmas

Según análisis experimentales en fundidos naturales de composición granítica a gabrítica, los magmas con un contenido de porción sólida entre ~15-35% tienden a comportarse como un fluido newtoniano (Arzi, 1978; Champallier et al., 2008; Lejeune y Richet, 1995); esto es, que hay una respuesta lineal entre el esfuerzo al que el magma es sometido y la deformación que, como resultado, experimenta. Los magmas con

este porcentaje de fracción sólida suelen ser referidos en la literatura como una “suspensión” (Marsh, 1989). De acuerdo con Vigneresse et al. (1996), los cristales de los magmas félsicos con un contenido similar de porción sólida de $\leq 20\%$ rotan libremente en el fundido y comienzan a definir una fábrica. El magma adquiere un comportamiento pseudoplástico (Champallier et al., 2008) a mayor contenido de porción sólida, lo que significa que a partir de ese momento ya no hay una respuesta lineal entre esfuerzo y deformación. Cuando los magmas todavía están dominados por la fracción líquida (con un contenido de sólidos del $\leq 50\%$) los granos pueden hundirse o flotar dentro de la fracción líquida (Bachmann y Bergantz, 2008) dependiendo de la composición. Como se muestra en la Figura 2, el sistema de los magmas félsicos alcanza la frontera de percolación rígida (RPT; rigid percolation threshold; Vigneresse et al., 1996) en cuanto la

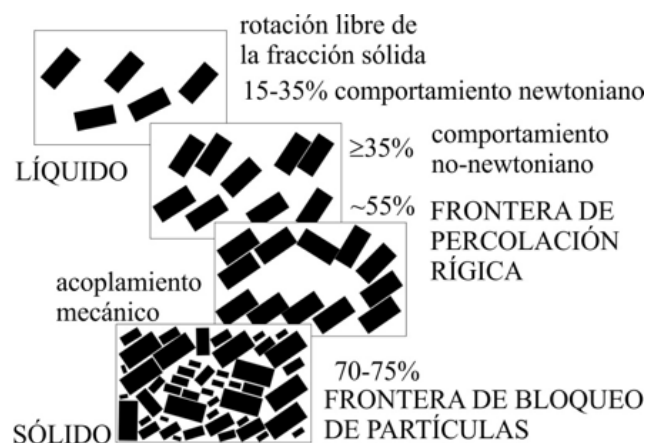


Figura 2. Esquema de las transiciones reológicas en sistemas parcialmente fundidos de Vigneresse et al. (1996). A un bajo porcentaje de fundido las partículas rotan libremente en la fracción líquida y el magma se comporta como un fluido newtoniano. A mayor porcentaje de fracción sólida ($\geq 35\%$) el magma cambia su comportamiento a no-newtoniano hasta alcanzar la frontera de percolación rígida ($\sim 55\%$), en donde la fracción sólida forma un esqueleto rígido que es capaz de sostener esfuerzos. A mayor porcentaje de fracción sólida el magma desarrolla estructuras frágiles internas. Ver texto para detalles. Debe tenerse en cuenta que la transición de líquido a sólido no es la antípoda de la transición de sólido a líquido. Figura modificada de Vigneresse et al. (1996).

fracción sólida supera el ~55%. Es a partir de aquí donde los cristales comienzan a interactuar entre sí para construir una estructura rígida (Costa, 2005; van der Molen y Paterson, 1979).

De acuerdo con Vigneresse et al. (1996), las altas temperaturas a las que cristalizan los magmas primarios derivados del manto pueden promover la deformación plástica de sus cristales (Kelemen y Dick, 1995) y, por lo tanto, suscitar a que su estructura rígida sea más susceptible al régimen de esfuerzos. Según Vigneresse et al. (1996), esto implicaría que la densidad de la porción sólida sea mayor en comparación con la de una estructura rígida sin deformación plástica. Como resultado, los magmas primarios alcanzarán la frontera RPT con una mayor porción sólida (~80% en gabros ofiolíticos; Nicolas e Idelfonse, 1996) con respecto a los magmas félsicos. A partir de la RPT la fracción líquida todavía tiene la capacidad de fluir, por lo que las agrupaciones cristalinas comenzarán a reaccionar con el régimen de esfuerzos regional para segregar fundido residual (John y Stunitz, 1997). Los magmas con este porcentaje de fracción sólida suelen ser referidos en la literatura como “mush” (Marsh, 1989) y ser visualizados como una “esponja rígida” (Hildreth, 2004). En esta etapa de cristalización, los magmas sólo pueden experimentar transporte con la ayuda de zonas de cizalla locales que desarrollen dilatación (Vigneresse et al., 1996). Finalmente, el sistema de los magmas félsicos se cierra por completo a una concentración de sólidos de ~72-75% y define la frontera de bloqueo de partículas (PLT; particle locking threshold). Los magmas con este porcentaje de fracción sólida suelen ser referidos en la literatura como “mesh” (Marsh, 1989). A partir de este punto el magma no puede segregarse sin la ayuda de una deformación regional (Brown y Solar, 1998; Vigneresse et al., 1996). Respecto a los magmas máficos, la PLT también se presentaría con una concentración aún mayor de fracción sólida (Vigneresse et al., 1996). La RPT y PLT reflejan un cambio crítico en la reología de los magmas, a partir de

donde se comportan más como un sólido frágil que como una masa dúctil. Por lo tanto, si el cuerpo magmático es suficientemente grande como para presentar un gradiente de presión a través de él, el aumento en su viscosidad y su acoplamiento mecánico resultará en la migración y percolación de cualquier fundido remanente a través de canales, frágiles o dúctiles, en vez de la migración dúctil del cuerpo entero (Bagdassarov y Dorfman, 1998; Barros et al., 2001; Geshi, 2001; Rabinowicz y Vigneresse, 2004), tal como lo propone el diapirismo.

8.2. Mecanismos promotores del emplazamiento

Al considerar a la propagación de fracturas como el mecanismo promotor del ascenso magmático, la profundidad a la que un cuerpo magmático se emplaza es controlado (además de por la cristalización) por: (a) la flotabilidad neutral, (b) la presencia de barreras corticales horizontales o discontinuidades, (c) la modificación del campo de esfuerzos y/o (d) la reducción de la presión magmática (Maccaferri et al., 2011).

La flotabilidad neutral es el proceso en donde se inhibe el ascenso del magma y su transporte se vuelve horizontal al igualarse la densidad del magma ascendente con la densidad de la roca que lo encajona. Vigneresse y Clemens (2000) y Menand (2011) exponen las contradicciones teóricas y observacionales que exhibe esta propuesta de emplazamiento: (1) la densidad de los fundidos granodioríticos a leucograníticos con 2-5 % de H_2O , de 2.1-2.5 gr/cm³, y de los fundidos basálticos, de 2.6-2.8 gr/cm³, suelen ser menores que las densidades de la gran mayoría de las rocas corticales, de 2.6 a 3.4 gr/cm³. Esto implicaría que la profundidad del emplazamiento de los magmas estaría restringida entre los 11 y 20 km de profundidad por el traslape de densidades; (2) como lo dicta el modelo de la propagación de fracturas, el magma asciende en parte gracias tanto al gradiente de presión generado por la columna sobre la cámara magmática como a

la incorporación de fluidos corticales, y puede extenderse más allá del hipotético nivel de flotabilidad neutral (Takada, 1989; Chen et al., 2011); (3) estudios gravimétricos en la literatura reportan anomalías negativas en intrusiones graníticas correspondientes a densidades menores que la roca que las encajona; (4) la flotabilidad neutral no explica por qué intrusivos contemporáneos de composición basáltica y granítica, y por lo tanto de distintas densidades, fueron emplazados en el mismo nivel cortical. Aun con estas restricciones, este fenómeno puede llegar a influir y controlar el emplazamiento de muchos intrusivos, como es el caso de los intrusivos granitoides reportados por Hurtado-Brito (2012) al norte de Isla Ángel de la Guarda, expuestos en el fondo del Golfo de California.

Otro mecanismo que puede promover el cambio del transporte del magma de vertical a horizontal es la presencia tanto de discontinuidades reológicas como de horizontes estructurales fácilmente deformables que impidan la propagación de los diques (Clemens y Mawer, 1992). De acuerdo con el modelo de emplazamiento inducido por la modificación del campo de esfuerzos (Figura 3; Parsons y Thompson, 1991; Vigneresse et al., 1999), los planos a través de los cuales ascienden los magmas son verticales y perpendiculares al eje de la mínima compresión (σ_3) en un régimen extensivo o transcurrente. Por el simple hecho de ocupar un espacio dentro de tales planos, el magma promueve un incremento de presión proporcional al espesor de la intrusión (p_m) en el eje de la mínima compresión ($\sigma_3 \rightarrow \sigma_3 + p_m$). El eje de compresión intermedia también se incrementa según el coeficiente de Poisson (ν ; parámetro físico que mide la relación que hay entre la distorsión transversal y longitudinal de un sólido que se deforma elásticamente) de la roca encajonante ($\sigma_2 \rightarrow \sigma_2 + \nu$). Asimismo, la componente de máxima compresión (σ_1) permanece constante. Si el incremento en el volumen de la intrusión es tal que la presión magmática contribuye a que la magnitud del eje

de mínima compresión supere al del componente de máxima compresión ($\sigma_3 + p_m > \sigma_1$) el campo de esfuerzos local cambiará a contractivo y el plano a través del cual fluye el magma se volverá horizontal (Figura 3).

Una vez que el sistema alcanza esta etapa, el cuerpo magmático adoptará una geometría de sill y su porción horizontal podrá fungir como una discontinuidad estructural en donde se

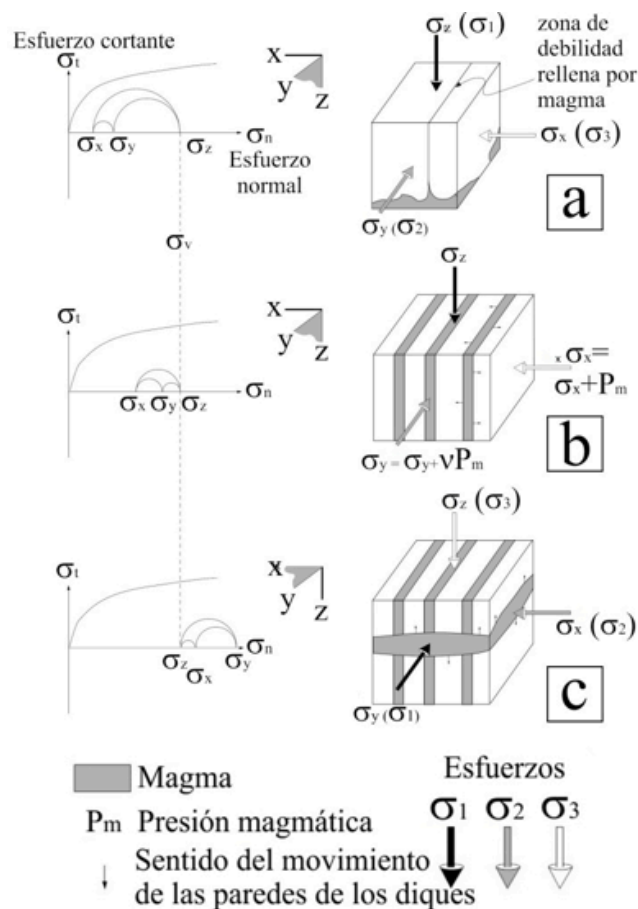


Figura 3. Proceso esquemático del cambio en los ejes de esfuerzos bajo la influencia de una intrusión magmática bajo condiciones tensionales. (a) Inicialmente, el plano de apertura es vertical (y - z) y perpendicular a la componente de mínimo esfuerzo (σ_3). (b) Debido a la presión de la intrusión magmática (P_m), el mínimo esfuerzo se incrementa a $\sigma_3 + P_m$, en donde el eje intermedio se incrementa proporcionalmente al coeficiente de Poisson (ν). (c) Los dos componentes horizontales sobrepasan la componente litostática y el plano de apertura se vuelve horizontal. Figura modificada de Parsons y Thompson (1991).

podrán acumular nuevos magmas en ascenso (Vigneresse et al., 1999). En un régimen contractivo, el magma tenderá inicialmente a moverse horizontalmente y permanecerá estancado (Vigneresse et al., 1999) hasta que la presión magmática reduzca la resistencia de la roca encajonante para fracturarla, promoviendo la canalización del magma (Brown y Solar, 1998).

9. Construcción de los plutones

9.1. Geometría de los plutones

Los mecanismos responsables del emplazamiento de los magmas han sido deducidos en gran parte gracias a la geometría inferida de los plutones. Los estudios geofísicos a detalle que actualmente se llevan a cabo, como por ejemplo sísmicos y gravimétricos combinados con susceptibilidad magnética y otros métodos, permiten una resolución espacial del orden de metros y, por lo tanto, la visualización de las geometrías de los plutones con un alto grado de confianza (Joly et al., 2009).

A través de estudios geofísicos y de mediciones de campo, McCaffrey y Petford (1997), Cruden y McCaffrey (2001), Améglio et al. (1997) y Vigneresse et al. (1999) sugieren que, durante su emplazamiento, los plutones se expanden lateralmente (L) y aumentan su espesor (T) de acuerdo con la fórmula empírica $L = kTa$ (donde k es constante y a es la pendiente de una línea de regresión en una gráfica log-log, cuyo valor es 0.6 ± 0.1 para plutones y 0.88 ± 0.1 para lacolitos; Figura 4).

Después de realizar varios estudios geofísicos en el cinturón Herciniano en Europa occidental, Améglio et al. (1997) y Vigneresse et al. (1999) sugieren que los plutones tienen en general dos tipos de geometrías: plana y de cuña. Estos dos tipos de geometrías también fueron documentados por Cruden y McCaffrey (2001), como se muestra en la Figura 5.

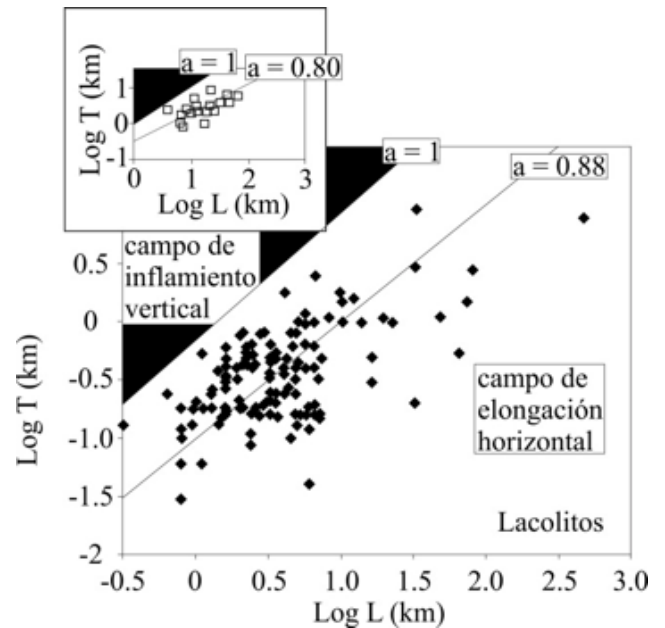


Figura 4. Diagramas de espesor (T) vs. extensión (L) para 135 lacolitos y 21 plutones graníticos. En ambos casos, los datos exhiben una relación de potencia. La regresión de los datos (línea continua) asigna $T=0.12$ y $L=0.88$ a los lacolitos y $T=0.29$ y $L=0.80$ a los plutones. La línea ($a=1$) marca la frontera entre los campos de inflación (zona oscura) y elongación. Figura modificada de McCaffrey y Petford (1997).

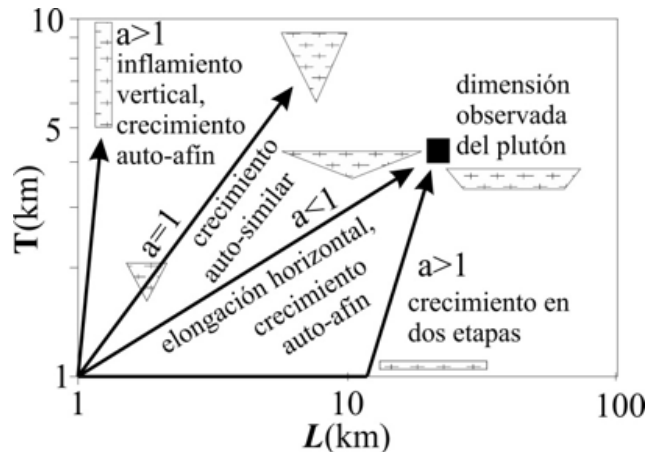


Figura 5. Posibles modos de crecimiento de los plutones. Un plutón de determinado tamaño (cuadrado negro) puede crecer por medio de un crecimiento auto-afín de una etapa o por un mecanismo de dos etapas. Figura modificada de Cruden y McCaffrey (2001).

Tal como se exhibe en la Figura 6, los plutones de forma plana ($L/T > 5$) tienen espesores de 2-3 km, se extienden en las dos direcciones horizontales (N-S y W-E) y exhiben pisos sub-horizontales con varios cuerpos con inclinaciones moderadas interpretadas como conductos alimentadores. Por su parte, los plutones de forma de cuña ($L/T < 5$) tienen espesores mayores (~10 km); su geometría suele estar elongada en planta y presentar asimetrías con forma de V en perfil debido a que sus paredes van haciéndose más verticales conforme profundizan. Según Vigneresse et al. (1999), los plutones de forma plana se emplazan al toparse con trampas corticales horizontales, mientras que los plutones de forma de cuña se emplazan al rellenar cavidades controladas por fracturas.

Por su parte, Cruden y McCaffrey (2001) sugieren que los plutones de forma plana se forman a partir de una etapa inicial donde el magma viaja cierta distancia de manera horizontal, y que los plutones de forma de cuña presentan una subsiguiente etapa de inflamamiento marcado por el aumento vertical en su espesor. Para explicar la relación invariable entre extensión y espesor que presentan los plutones y los lacolitos, Petford et al. (2000) y Cruden y McCaffrey (2001) sugieren que tanto los plutones como los batolitos grandes se forman por medio de la amalgama de cuerpos magmáticos más pequeños. La relación invariable del crecimiento de los plutones también sugiere una interacción continua entre los cuerpos magmáticos y el campo de esfuerzos (Vigneresse, 2007).

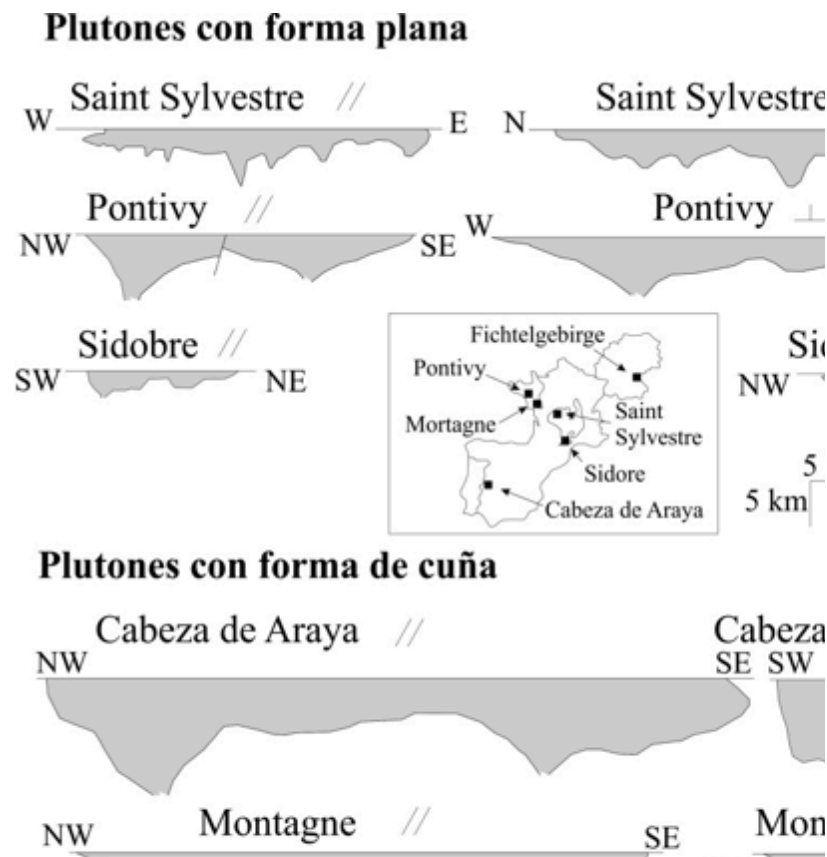


Figura 6. Perfiles de la morfología de algunos plutones masivos de Europa occidental inferidos a través de la inversión 3D de datos gravimétricos. Todas las secciones tienen la misma escala sin exageración vertical. A la izquierda y a la derecha, los perfiles son paralelos (//) y perpendiculares (⊥) al eje mayor de los plutones, respectivamente. Las raíces de los plutones son evidenciados por los cambios abruptos en las inclinaciones de las paredes. Figura modificada de Améglio et al. (1997).

9.2. El problema de espacio

La existencia de los plutones presupone la generación de un espacio en la corteza similar al tamaño de los mismos, lo que plantea un “problema de espacio” que se comenta frecuentemente en la literatura. Los mecanismos propuestos para solucionar este problema de espacio incluye la asimilación de la roca encajonante (Wolff et al. 1999; Glazner, 2007), el rebaje (Marsh, 1982; ver Glazner y Bartley, 2006), el levantamiento de las rocas sobreyacentes y la depresión de las rocas subyacentes (Cruden, 1998; Petford et al., 2000; Cruden y McCaffrey, 2001). Aunque estos mecanismos pueden contribuir en la generación de espacio, la manera más eficiente de obtenerla ocurriría si se involucran aperturas promovidas por deformación tectónica que serían rápidamente rellenadas de magma (Hutton, 1990; Tikoff y Teyssier, 1992; Brown y Solar, 1998). Aun así, el “problema de espacio” en el emplazamiento de los plutones es una cuestión vigente si se sigue considerando que tal espacio se genera en un período de tiempo restringido. De acuerdo con Petford et al. (2000), Vigneresse (2004) y Menand (2011), si el magma se segrega, asciende y se emplaza de manera discontinua, la roca encajonante tiene más tiempo para relajarse entre dos entradas de magma y menos deformación que acomodar (Figura 7). Este panorama es sugerido por la construcción de los plutones a través de la sucesión de pulsos de magma (de Saint Blanquat et al., 2011).

9.3. Evidencias geocronológicas y escalas de tiempo

Por medio de un estudio geocronológico U-Pb, Coleman et al. (2004) plantean que la cristalización de los magmas que conforman el batolito Tuolumne, EUA, ocurrió en períodos de tiempo mucho mayores a los que le correspondería a plutones individuales obtener

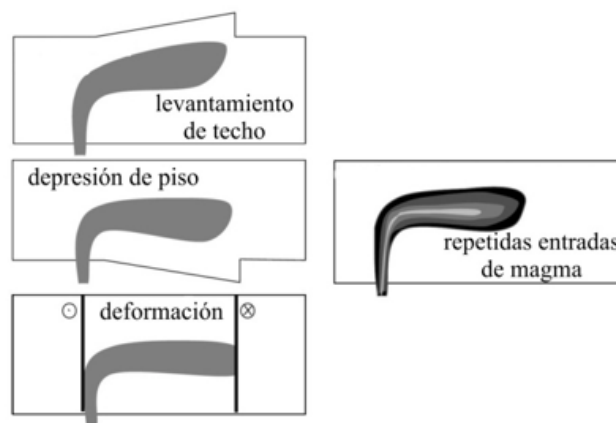


Figura 7. Esquema de modelos propuestos para solucionar el problema de espacio. A la izquierda, el problema de espacio es tratado con el levantamiento del techo, la depresión del piso o por aperturas asistidas por deformación. A la derecha, se representan repetidas entradas de magma que dejan tiempo suficiente entre una y otra entrada para que la roca encajonante se relaje y pueda acomodar el emplazamiento de nuevas entradas. Figura modificada de Vigneresse (2004).

su diversidad composicional por medio de procesos de fraccionamiento o de mezcla. Por lo tanto, estos autores sugieren que tales períodos de formación del batolito son consistentes con el emplazamiento de series de pequeñas intrusiones. En otros plutones, por ejemplo en el batolito Mount Stuart y en el plutón Tenpeak en Washington, EUA, Matzel et al. (2006) llegan a conclusiones similares.

Para precisar los tiempos de emplazamiento y construcción de plutones, Michel et al. (2008) realizaron un estudio geocronológico de U-Pb con ID-TIMS (espectrómetro de masas con ionización térmica y dilución isotópica) en el complejo intrusivo Torres del Paine, Chile. Estos autores identificaron tres pulsos magmáticos responsables de la construcción de ese complejo espaciados cada 10^4 años. De acuerdo con sus resultados, los mismos autores sugieren que la construcción de un plutón individual toma $\sim 10^5$ años y la construcción de batolitos compuestos se estima en 10^6 - 10^8 años. Con un número mayor

de datos geocronológicos a su disposición, de Saint Blanquat et al. (2011) reportan períodos menores para la construcción de los plutones: 10^2 años para varios pulsos de $\sim 1 \text{ km}^3$ en el plutón Black Mesa, Utah, EUA; 10^4 años para plutones pequeños ($\sim 10^2 \text{ km}^3$), como en el plutón Papoose Flat, Sierra Nevada, California, EUA; 10^5 años para plutones grandes ($\sim 10^3 \text{ km}^3$) como el plutón Mono Creek, Sierra Nevada, California, EUA; y 10^6 años para series intrusivas grandes ($\sim 10^4 \text{ km}^3$) como en la serie intrusiva Toulomne, Sierra Nevada, California, EUA. Al respecto, de Saint Blanquat et al. (2011) diferencian la tasa de construcción instantánea, que es la tasa en la que el magma se acumula durante la inyección de un pulso, de la tasa de construcción promedio, que es la relación entre el volumen del plutón y la duración total de su construcción.

9.4. Evidencias composicionales

La sucesión de pulsos magmáticos, responsables de la construcción progresiva de los plutones, también ha sido inferida a través de observaciones de campo y de estudios geoquímicos, isotópicos y geocronológicos. Por ejemplo, Pitcher (1979) menciona que varios plutones muestran contactos abruptos en gradientes composicionales "... con suficientes diferencias químicas a través de ellos que sugiere que los plutones fueron construidos por la inyección de múltiples magmas...". De acuerdo con Vigneresse y Clemens (2000), la presencia de distintos tipos de magma dentro de un reservorio común también se evidencia en los plutones con zonamiento composicional y en la abundancia de enclaves de distinta composición dentro de un intrusivo.

Por otro lado, la composición isotópica de O y Hf en los zircones de varias series intrusivas localizadas en el Cinturón Plegado Lachlan, al este de Australia, también sugiere que la construcción de los plutones se desarrolla por medio del ensamblaje progresivo de cuerpos más pequeños (Kemp et al., 2007). En el estudio

citado, los autores interpretaron que las composiciones isotópicas de los zircones en cada roca que muestrearon indican temperaturas de cristalización y asimilación cortical diversas, lo que implica que fundidos de composiciones dispares se encuentren ahora yuxtapuestos en el mismo volumen de roca.

10. Conclusiones

Un factor crítico en la dinámica de los magmas es la viscosidad. Varios estudios experimentales hechos en rocas naturales apuntan a que el contenido de H_2O es un factor de enorme influencia en la viscosidad de los fundidos, quizá mayor que la composición. La temperatura y el contenido de H_2O en los fundidos aparentemente son interdependientes, por lo que el contraste de viscosidad entre magmas de distinta composición sería relativamente bajo. Sin embargo, considerando a los magmas como una mezcla multifase, el factor dominante de su viscosidad es la carga de sólidos, que a su vez está intensamente controlada por la cristalización.

La gran influencia de la fusión parcial de la base de la corteza como responsable en la generación de magmas silícicos es una de las más recientes premisas que es continuamente mencionada en la literatura. Esta premisa es apoyada por el modelo de las "zonas calientes", que a su vez está en sintonía con estudios geoquímicos, isotópicos, analíticos y estadísticos robustos. La compactación gravimétrica puede ser suficiente para la segregación de los magmas máficos en el manto; sin embargo, para la segregación de los fundidos en el manto y en las zonas calientes aparentemente es necesaria la presencia de deformación. Estudios numéricos y estructurales sugieren que si las tasas de deformación son bajas, el contraste de viscosidad entre el fundido y su matriz promoverá inestabilidades internas y una segregación eficiente. La viscosidad y la densidad son de los parámetros físicos que más influyen en el ascenso del fundido. La densidad

está a su vez controlada por la composición, el contenido de H₂O y la cristalización. Además del enfriamiento, la cristalización inducida por descompresión puede ser un fenómeno importante en los magmas en ascenso. Argumentos teóricos y observaciones de campo sugieren que el modelo de la propagación de fracturas es el modelo dominante en el ascenso magmático, por encima del diapirismo. Se reportan dos rangos temporales para el tiempo en que se genera el ascenso magmático, desde el manto hasta la superficie, según la metodología usada para su cálculo: del orden de años según modelos numéricos y datos geoquímicos e isotópicos de vida corta, y del orden de horas a días usando coeficientes de difusión. El primero podría representar el progresivo almacenamiento de los magmas en uno o varios reservorios, mientras que el segundo quizá corresponde al transporte del magma entre los reservorios hasta la superficie. De acuerdo con los avances teóricos mencionados en este trabajo, los cuales fueron generados a través del estudio de distintos fenómenos y realizados bajo distintas metodologías, los pulsos magmáticos y la construcción de los plutones son dos de los paradigmas más importantes y recientes en el estudio de los sistemas magmáticos. Ambas premisas son sostenidas directa o indirectamente por: (a) la naturaleza intermitente que debería tener la segregación magmática para que sea eficiente; (b) el ascenso a través de la propagación de fracturas; (c) las tasas de ascenso de los magmas en escala de horas a días; (d) las tasas de cristalización de los plutones del orden de años a miles de años; (e) el emplazamiento intermitente de magmas individuales durante la construcción de los plutones como una posible solución al “problema de espacio”; (f) las variaciones composicionales abruptas que exhiben algunos plutones; (g) las variaciones isotópicas y la presencia de distintos grupos de las edades de cristalización que aparentemente llegan a presentar los zircones ígneos; y (h) la geometría invariable de los plutones.

Agradecimientos

Gracias a Luis Delgado Argote y a Gabriel Chávez Cabello por contribuir a la considerable mejora de este trabajo. Este trabajo fue en su mayoría financiado con el proyecto CONACyT 45817 dirigido por Luis Delgado Argote.

Referencias

- Abers, G.A., van Keken, P.E., Kneller, E.A., Ferris, A., and Stachnik, J.C., 2006, The thermal structure of subduction zones constrained by seismic imaging: Implications for slab dehydration and wedge flow, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, p. 387-397.
- Améglio, L., Vigneresse, J.L., and Bouchez, J.L., 1997, Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. En: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E., editores, *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, Kluwer, Dordrecht, p. 199-214.
- Annen, C., Blundy, J.D., and Sparks, R.S., 2006, The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones, *Journal of Petrology*, v. 47, p. 505-539.
- Arzi, A.A., 1978, Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks, *Tectonophysics*, v. 44, p. 173-184.
- Bachmann O., and Bergantz, G., 2008, The magma reservoirs that feed supereruptions, *Elements*, v. 4, p. 17-21.
- Bagdassarov, N., and Dorfman, A., 1998, Granite rheology: magma flow and melt migration, *Journal of the Geological Society*, v. 155, p. 863-872.
- Baker, D.R., 1998, Granite melt viscosity and dike formation. *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 1395-1404.

- Barros, C.E.M., Barbey, P., and Boullier, A.M., 2001, Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of the syntectonic A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil), *Tectonophysics*, v. 343, p. 93-109.
- Best, M.G., 2003, *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Publishing, Turin, 735 p.
- Blundy, J., and Cashman, K., 2001, Ascent-driven crystallization of dacite magmas at Mount St. Helens, 1980-1986. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 140, p. 631-650.
- Blundy, J., and Cashman, K., 2005, Rapid decompression-driven crystallization recorded by melt inclusions from Mount St. Helens volcano, *Geology*, v. 33, p. 793-796.
- Blundy, J., and Cashman, K., Humphreys, M., 2006, Magma heating by decompression-driven crystallization beneath andesite volcanoes, *Nature*, v. 443, p. 76-80.
- Brown, M., 2004, The mechanism of melt extraction from lower continental crust of orogens, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, v. 95, p. 35-48.
- Brown, M., and Solar, G.S., 1998, Shear-zone systems and melts: feedback relations and self-organization in orogenic belts, *Journal of Structural Geology*, v. 20, p. 211-227.
- Brown, M.A., Brown, M., Carlson, W.D., and Denison, C., 1999, Topology of syntectonic melt-flow networks in the deep crust; inferences from three-dimensional images of leucosome geometry in migmatites, *American Mineralogist*, v. 84, p. 1793-1818.
- Carmichael, I.S.E., 2002, The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105-99°W) Mexico, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 143, p. 641-663.
- Cervantes, P., and Wallace, P.J., 2003, Role of H₂O in subduction-zone magmatism: New insights from melt inclusions in high-Mg basalts from central Mexico, *Geology*, v. 31, p. 235-238.
- Castro, A., 1987, On granitoid emplacement and related structures. A review, *Geologische Rundschau*, v. 76, p. 101-124.
- Champallier, R., Bystricky, M., and Arbaret, L., 2008, Experimental investigation of magma rheology at 300 MPa: From pure hydrous melt to 76 vol. % crystals, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 267, p. 571-583.
- Chávez-Cabello, G., Molina-Garza, R., Delgado-Argote, L., Contreras-Flores, R., Ramírez, E., Ortega-Rivera, A., Böhnell, H., and Lee, J., 2006, *Geology and paleomagnetism of El Potrero pluton, Baja California: Understanding criteria for timing of deformation and evidence of pluton tilt during batholith growth*, *Tectonophysics*, v. 424, p. 1-17.
- Chen, Z., Jin, Z.-H., and Johnson, S.E., 2011, Transient dike propagation and arrest near the level of neutral buoyancy, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 203, p. 81-86.
- Clemens, J.D., 1998, Observations on the origins and ascent mechanisms of granitic magmas, *Journal of the Geological Society, London*, vol. 155, pp. 843-851.
- Clemens, J.D., and Mawer, C.K., 1992, Granitic magma transport by fracture propagation, *Tectonophysics*, v. 204, p. 339-360.
- Clemens, J.D., and Petford, N., 1999, Granitic melt viscosity and silicic magma dynamics in contrasting tectonic settings, *Journal of the Geological Society*, v. 156, p. 1057-1060.
- Coleman, D.S., Gray, W., and Glazner, A.F., 2004, Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, v. 32, p. 433-436.

- Costa, A., 2005, Viscosity of high cristal content melts: Dependence on solid fraction, *Geophysical Research Letters*, v. 32, L22308, DOI:10.1029/2005GL024303.
- Cruden, A.R., 1988, Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere, *Tectonics*, v. 7, p. 1091-1101.
- Cruden, A.R., 1998, On the emplacement of tabular granites, *Journal of the Geological Society*, v. 155, p. 853-862.
- Cruden, A.R., and McCaffrey, K.J.W., 2001, Growth of plutons by floor subsidence: Implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt-extraction mechanism, *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, vol. 26, p. 303-315.
- Daines, M.J., 2000, Migration of melt. En: Sigurdsson, H., editor, *Encyclopedia of Volcanoes*, San Diego and London, Academic Press, p. 69-88.
- Davidson, J., Turner, S., Handley, H., Macpherson, C., and Dosseto, A., 2007, Amphibole "sponge" in arc crust?, *Geology*, v. 32, p. 787-790.
- Demouchy, S., Jacobsen, S.D., Gaillard, F., and Stern, C.R., 2006, Rapid magma ascent recorded by water diffusion profiles in mantle olivine, *Geology*, v. 34, p. 429-432.
- de Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., and Tikoff, B., 2011, Multiscale magmatic cyclicity, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs, *Tectonophysics*, v. 500, p. 20-33.
- Di Toro, G., Pennacchioni, G., and Teza, G., 2005, Can pseudotachylytes be used to infer earthquake source parameters? An example of limitations in the study of exhumed faults, *Tectonophysics*, v. 402, p. 3-20.
- Ducea, M.N., 2002, Constraints on the bulk composition and root foundering rates of continental arcs: A California arc perspective, *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. B11, doi:10.1029/2001JB000643.
- Ducea, M.N., and Barton, M.D., 2007, Igniting flare-up events in Cordilleran arcs, *Geology*, v. 35, p. 1047-1050.
- Eichhubl, P., and Aydin, A., 2003, Ductile opening-mode fracture by pore growth and coalescence during combustion alteration of siliceous mudstone, *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 121-134.
- Elkins-Tanton, L.T., and Grove, T.L., 2001, Hot, shallow mantle melting under the Cascades volcanic arc, *Geology*, v. 29, p. 631-634.
- Geshi, N., 2001, Melt segregation by localized shear deformation and fracturing during crystallization of magma in shallow intrusions of the Otoge volcanic complex, central Japan, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 106, p. 285-300.
- Glazner, A.F., 2007, Thermal limitations on incorporation of wall rock into magma, *Geology*, v. 35, p. 319-322.
- Glazner, A.F., and Bartley, J.M., 2006, Is stopping a volumetrically significant pluton emplacement process?, *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, p. 1185-1195. DOI: 10.1130/B25738.1
- Grove, T.L., 2000, Origin of magmas. En: Sigurdson, H., editor, *Encyclopedia of Volcanoes*, New York: Academic Press, p. 133-147.
- Grove, T.L., Elkins-Tanton, L.T., Parman, S.W., Chatterjee, N., Müntener, O., and Gaetani, G.A., 2003, Fractional crystallization and mantle-melting controls on calc-alkaline differentiation trends, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 145, p. 515-533.
- Grove, T.L., Chatterjee, N., Parman, S.W., Médard, E., 2006, The influence of H₂O on mantle wedge melting, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 249, p. 74-89.
- Hammer, J.E., and Rutherford, M.J., 2002, An experimental study of the kinetics of decompression-induced crystallization in silicic melt, *Journal of Geophysical Research*,

- v. 107, n. B1, DOI 10.1029/2001JB000281.
- Hawkesworth, C.J., Blake, S., Evans, P., Hughes, R., MacDonald, R., Thomas, L.E., Turner, S.P., and Zellmer, G., 2000, Time scales of crystal fractionation in magma chambers – Integrating physical, isotopic and geochemical perspectives, *Journal of Petrology*, v. 41, p. 991-1006.
- Hildreth, W., 2004, Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Moho craters: several contiguous but discrete systems, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 136, p. 169-198.
- Holtzman, B.K., Groebner, N.J., Zimmerman, M.E., Ginsberg, S.B., Kohlstedt, D.L., 2003, Stress- driven melt segregation in partially molten rocks, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, 8607.
- Hughes, G.R., and Mahood, G.A., 2008, Tectonic controls on the nature of large silicic calderas in volcanic arcs, *Geology*, v. 36, p. 627-630.
- Hurtado-Brito, J.C., 2012, Registro volcánico de las cuencas rift del norte del Golfo de California a partir de sísmica de reflexión, Tesis de Maestría, División de Ciencias de la Tierra, CICESE, 101 p.
- Hutton, D.H.W., Dempster, T.J., Brown, P.E., and Becker, S.D., 1990, A new mechanism of granite emplacement – intrusion in active extensional shear zones, *Nature*, v. 343, p. 452-455.
- Ingram, G.M., and Hutton, D.H.W., 1994, The Great Tonalite Sill: Emplacement into a contractional shear zone and implications for Late Cretaceous to early Eocene tectonics in southeastern Alaska and British Columbia, *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 715-728.
- John, B.E., and Stunitz, H., 1997, Evidence for magma fracturation and small scale melt segregation during pluton emplacement. En: *Granites: from segregation of melt to emplacement fabric*. Bouchez, J.L., Hutton, D.H., and Stehpen, E.S., editores, Bordrecht, Kluwer Academics, p. 55-75.
- Johnson, S.E., Schmidt, K.L. and Tate, M.C., 2002, Ring complexes in the Peninsular Ranges Batholith, Baja California, México and southern California, USA: middle- to upper-crustal magma plumbing systems, *Lithos*, v. 61, p. 187-208.
- Joly, A., Faure, M., Martelet, G., and Chen, Y., 2009, Gravity inversion, AMS and geochronological investigations of syntectonic granitic plutons in the southern part of the Variscan French Massif Central, *Journal of Structural Geology*, v. 31, p. 421-443.
- Karlstrom, K.E., Miller, C.F., Kingsbury, J.A., and Woodern, J.L., 1993, Pluton emplacement along an active ductile thrust zone, Piute Mountains, southeastern California: Interaction between deformational and solidification processes, *Geological Society of American Bulletin*, v. 105, p. 213-230.
- Kawakatsu H., and Watada, S., 2007, Seismic evidence for deep-water transportation in the mantle. *Nature*, v. 316, p. 1468-1471.
- Kelemen, P.B., and Dick, H.J.B., 1995, Focused melt flow and localized deformation in the upper mantle: Juxtaposition of replacive dunite and ductile shear zones in the Josephine peridotite, SW Oregon, *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 423-438.
- Kelley, S.P., and Wartho, J-A., 2000, Rapid kimberlite ascent and the significance of Ar-Ar ages in xenolith phlogopites. *Science*, v. 289, p. 609-611.
- Kemp, A.I.S., Hawkesworth, C.J., Foster, G.L., Paterson, B.A., Woodhead, J.D., Hergt, J.M., Gray, C.M., and Whitehouse, M.J., 2007, Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon, *Science*, v. 315, p. 980-983.
- Kohlstedt, D.L., and Holtzman, B.K., 2009, Shearing Melt Out of the Earth: An experimentalist's

- perspective on the influence of deformation on melt extraction, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 37, p. 561-593.
- Lejeune, A.-M., and Richet, P., 1995, Rheology of crystal-bearing silicate melts: An experimental study at high viscosities, *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 4215-4229.
- Maccaferri, F., Bonafede, M., and Rivalta, E., 2011, A quantitative study of the mechanisms governing dike propagation, dike arrest and sill formation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 208, p. 39-50.
- Marsh, B.D., 1982, On the mechanics of igneous diapirism, stoping, and zone melting, *American Journal of Science*, v. 282, p. 808-855.
- Marsh, B.D., 1989, Magma chambers, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 17, p. 439-474.
- Martel, C., and Schmidt, B.C., 2003, Decompression experiments as an insight into ascent rates of silicic magmas, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 144, p. 397-415.
- Matzel, J.E.P., Bowring, S.A., and Miller, R.B., 2006, Time scales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington, *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, p. 1412-1430.
- McCaffrey, K.J.W., and Petford, N., 1997, Are granitic intrusions scale invariant?, *Journal of the Geological Society*, v. 154, p. 1-4.
- McKenzie, D., 1984, The generation and compaction of partially molten rock, *Journal of Petrology*, v. 25, p. 713-765.
- McKenzie, D., 2000, Constraints on melt generation and transport from U-series activity ratios, *Chemical Geology*, v. 162, p. 81-94.
- McCouri, S., 1984, Shear zones bounding the central zone of the Limpopo Mobile Belt, southern Africa, *Journal of Structural Geology*, v. 9, p. 127-137.
- Menand, T., 2011, Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review, *Tectonophysics*, v. 500, p. 11-19.
- Michel, J., Baumgartner, L., Putlitz, B., Schaltegger, U., and Ovtcharova, M., 2008, Incremental growth of the Patagonian Torres del Paine laccolith over 90 k.y., *Geology*, v. 36, p. 459-462.
- Miller, J.S., 2008, Assembling a pluton...one increment at a time, *Geology*, v. 36, p. 511-512.
- Miller, R.B., and Paterson, S.R., 1999, In defense of magmatic diapirs, *Journal of Structural Geology*, v. 21, p. 1161-1173.
- Mysen, B.O., Virgo, D., and Seifert, F.A., 1982, The structure of silicate melts: Implications for chemical and physical properties of natural magma, *Reviews of Geophysics*, v. 20, p. 353-383.
- Nabelek, P.I., Whittington, A.G., and Sirbescu, M.-L.C., 2009, The role of H₂O in rapid emplacement and crystallization of granite pegmatites: resolving the paradox of large crystals in highly undercooled melts, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, DOI: 10.1007/s00410-009-0479-1.
- Nicolas, A., and Ildefonse, B., 1996, Flow mechanism and viscosity in basaltic magma chambers, *Geophysical Research Letters*, v. 23, p. 2013-2016.
- Nzentia, J.P., Kapajikaa, B., Wörner, G., and Lubalab, R.T., 2006, Synkinematic emplacement of granitoids in a Pan-African shear zone in Central Cameroon, *Journal of African Earth Sciences*, v. 45, p. 74-86.
- Oberc-Dziedzic, T., Kryza, R., Pin, C., and Madej, S., 2013, Sequential granite emplacement: a structural study of the late Variscan Strzelin intrusion, SW Poland, *International Journal of Earth Science*, v. 102, p. 1289-1304.
- Ochs III, F.A., and Lange, R.A., 1999, The density of hydrous magmatic liquids, *Science*, v.

- 283, p. 1314-1317.
- Parsons T., and Thompson, G.A., 1991, The role of magma overpressure in suppressing earthquakes and topography: Worldwide examples, *Science*, v. 253, p. 1399-1402.
- Patiño Douce, A.E., and Beard, J.S., 1995, Dehydration-melting for biotite gneiss and quartz amphibolites from 3 to 15 kbar, *Journal of Petrology*, v. 36, p. 707-738.
- Peña-Alonso, T.A., Delgado-Argote, L.A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., y Valencia, V., 2012, Geology and emplacement history of the Nuevo Rosarito plutonic suite in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, p. 1-23.
- Peslier, A.H., and Luhr, J.F., 2006, Hydrogen loss from olivine in mantle xenoliths from Simcoe (USA) and Mexico: Mafic alkaline magma ascent rates and water budget of the sub-continental lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 242, p. 302-319.
- Petford, N., 2003, Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement, *Annual Review of Earth and Planetary Science*, v. 31, p. 399 – 427.
- Petford, N., Kerr, R.C., and Lister, J.R., 1993, Dike transport of granitoid magmas, *Geology*, v. 21, p. 845-848.
- Petford, N., Atherton, M.P., and Halliday, A.N., 1996, Rapid magma production rates, underplating and remelting in the Andes: isotopic evidence from northern – central Peru (9-11 °S), *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9, p. 69-78.
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., and Vigneresse, J.-L., 2000, Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust, *Nature*, v. 408, p. 669-673.
- Pinkerton, H., and Stevenson, R.J., 1992, Methods of determining the rheological properties of magmas at sub-liquidus temperatures, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 53, p. 47-66.
- Pitcher, W.S., 1979, The nature, ascent and emplacement of granitic magmas, *Journal of the Geological Society*, v. 136, p. 627-662.
- Rabinowicz, M., and Vigneresse, J.L., 2004, Melt segregation under compaction and shear channeling: Application to granitic magma segregation in a continental crust, *Journal of Geophysical Research*, v. 109, B04407, DOI: 10.1029/2002JB002372.
- Rapp R.P., and Watson B., 1995, Dehydration melting of metabasalt at 8-26 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling, *Journal of Petrology*, v. 36, p. 891-931.
- Rogers N., and Hawkesworth C., 2000, Composition of magmas. En: Sigurdson, H., editor, *Encyclopedia of Volcanoes*, New York: Academic Press, p. 115-131.
- Rosenberg, C.L., and Handy, M.R., 2005, Experimental deformation of partially melted granite revisited: implications for the continental crust, *Journal of metamorphic Geology*, v. 23, p. 19-28.
- Sawyer, E.W., 1994, Melt segregation in the continental crust, *Geology*, v. 22, p. 1019-1022.
- Scaillet B., Holtz, F., and Pichavant, M., 1998, Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas 1. Volcanic-plutonic comparison, *Journal of Geophysical Research*, v. 103, p. 27257-27266.
- Schmidt, M.W., and Poli, S., 1998, Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 163, p. 361–379.
- Schultz, R.A., and Fossen, H., 2008, Terminology for structural discontinuities, *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 92, p. 853-867.
- Searle, M.P., 2006, Role of the Red River Shear zone, Yunnan and Vietnam, in the continental extrusion of SE Asia, *Journal of*

- the Geological Society, v. 163, p. 1025-1036.
- Shaw, C.S.J., Heidelbach, F., and Dingwell, D.B., 2006, The origin of reaction textures in mantle peridotite xenoliths from Sal Island, Cape Verde: the case for "metasomatism" by the host lava, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 151, p. 681-697.
- Sirbescu, M.-L.C., and Nabelek, P.I., 2003, Crustal melts below 400°C, *Geology*, v. 31, p. 685-688.
- Sisson, T.W., Ratajeski, K., Hankins, W.B., and Glazner, A.F., 2005, Voluminous granitic magmas from common basaltic sources, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 148, p. 635-661.
- Spera, F.J., 2000, Physical properties of magmas. En: Sigurdson, H., editor, *Encyclopedia of Volcanoes*, New York, Academic Press, p. 171-190.
- Spiegelman, M., and Kelemen, P.B., 2003, Extreme chemical variability as a consequence of channelized melt transport, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, n. 9, doi:10.1029/2002GC000336.
- Stolper, E., and Walker, D., 1980, Melt density and the average composition of basalt, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 74, p. 7-12.
- Takada, A., 1989, Magma transport and reservoir formation by a system of propagating cracks, *Bulletin of Volcanology*, v. 52, p. 118-126.
- Tarney, J., and Jones, C.E., 1994, Trace element geochemistry of orogenic igneous rocks and crustal growth models, *Journal of the Geological Society*, v. 151, p. 855-868.
- Tikoff, B., and Teyssier, C., 1992, Crustal-scale, en echelon 'P-shear' tensional bridges: a possible solution to the batholithic room problem, *Geology*, v. 20, p. 927-930.
- Thompson, A.B., 1982, Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids, *American Journal of Science*, v. 282, p. 1567-1595.
- Tommasi, A., Vauchez, A., Fernandes, L.A., and Porcher, C.C., 1994, Magma-assisted strain localization in an orogen-parallel transcurrent shear zone of southern Brazil, *Tectonics*, v. 13, p. 421-437.
- Turner, S., and Costa, F., 2007, Measuring timescales of magmatic evolution, *Elements*, v. 3, p. 267-272.
- Turner, S., Evans, P., and Hawkesworth, C., 2001, Ultrafast source-to-surface movement of melt at island arcs from ²²⁶Ra-²³⁰Th systematic, *Science*, v. 292, p. 1363-1366.
- van der Molen, I., and Paterson, M.S., 1979, Experimental deformation of partially-melted granite, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 70, p. 299 – 318.
- Vigneresse, J.L., 2004, Toward a new paradigm for granite generation, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science*, v. 95, p. 11-22.
- Vigneresse, J.L., 2007, The role of discontinuous magma inputs in felsic magma and ore generation, *Ore Geology Reviews*, v. 30, p. 181-216.
- Vigneresse, J.L., and Burg, J.P., 2000, Continuous vs. discontinuous melt segregation in migmatites: insights from a cellular automaton model, *Terra Nova*, v. 12, p. 188-192.
- Vigneresse, J.L., and Burg, J.P., 2003, Strain rate-dependent rheology of partially molten rocks. En: Grocott, J., McCaffrey, K., Taylor, G., and Tikoff, B., editors, *Vertical and Horizontal Decoupling in the Lithosphere*, Geological Society, London, Special Publication, v. 227, p. 327-336.
- Vigneresse, J.L., and Clemens, J.D., 2000, Granitic magma ascent and emplacement: Neither diapirism nor neutral buoyancy, *Geological Society, London, Special Publications*, v. 174, p. 1-19.
- Vigneresse, J.L., Barbey, P., and Cuney, M., 1996, Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer,

- Journal of Petrology, v. 37, p. 1579-1600.
- Vigneresse, J.L., Tikoff, B., and Améglio, L., 1999, Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons, *Tectonophysics*, v. 302, p. 203-224.
- Vigneresse, J.L., Burg, J.P., and Moyen, J-F., 2008, Instabilities development in partially molten rocks, *Bollettino de lla Societa Geologica Italiana*, v. 127, p. 235-242.
- Webb, S.L., Dingwell, D.B., 1990a, Non-Newtonian rheology of igneous melts at high stresses and strain rates: Experimental results for rhyolite, andesite, basalt, and nephelinite, *Journal of Geophysical Research*, v. 95, p. 15695-15701.
- Webb, S.L., and Dingwell, D.B., 1990b, The onset of non-newtonian rheology of silicate melts: A fiber elongation study. *Physics and Chemistry of Minerals*, v. 17, p. 125-132.
- Weinberg, R.F., 2006, Melt segregation structures in granitic plutons, *Geology*, v. 34, p. 305-308.
- Weinberg, R.F., and Podladchikov, 1994, Diapiric ascent of magmas through power law crust and mantle, *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 9543-9559.
- Weinberg, R.F., and Regenauer-Lieb, K., 2010, Ductile fractures and magma migration from source, *Geology*, v. 38, p. 363-366.
- Wolff, J.A., Ramos, F.C., and Davidson, J.P., 1999, Sr isotope disequilibrium during differentiation of the Bandelier Tuff: Constraints on the crystallization of a large rhyolitic magma chamber, *Geology*, v. 27, p. 495-498.
- Zandt, G., Gilbert, H., Owens, T.J., Ducea, M., Saleeby, J., and Jones, G.H., 2004, Active foundering of a continental arc root beneath the southern Sierra Nevada in California, *Nature*, v. 431, p. 41-46.
- Zellmer, G.F., and Annen, C., 2008, An introduction to magma dynamics. En: Annen C., Zellmer, G.F., editores, *Dynamics of crustal magma transfer, storage and differentiation*, Geological Society Special Publication, v. 304, p. 1-13.
- Zellmer, G.F., Annen, C., Charlier, B.L.A., George, R.M.M., Turner, S.P., and Hawkesworth, C.J., 2005, Magma evolution and ascent at volcanic arcs: constraining petrogenetic process through rates and chronologies, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 140, p. 171-191.
- Zhang, Y., Xu, Z., and Liu, Y., 2003, Viscosity of hydrous rhyolitic melts inferred from kinetic experiments, and a new viscosity model, *American Mineralogist*, v. 88, p. 1741-1752.

Recibido: 22 de mayo de 2014

Recibido corregido por el autor: 27 de noviembre de 2014

Aceptación: 15 de diciembre de 2014

Trilateración: Sismos, GPS, rayos y teléfonos celulares, y la XIX Olimpiada de Ciencias de la Tierra

Gómez Treviño, Enrique

egomez@cicese.mx

División de Ciencias de la Tierra, CICESE, Ensenada, Baja California, México.

Presentación

Es muy posible que el lector, al igual que millones de personas en el mundo, haya utilizado o lo hará en el futuro, localizadores que permiten saber con bastante precisión en dónde estamos. Los sistemas de posicionamiento global están en pleno desarrollo y pronto serán un lugar común, si no es que ya lo son. Su funcionamiento se basa en la primera fórmula de física que aprendemos en la escuela, $d=vt$, donde d representa distancia, v es velocidad y t es tiempo. Esta es la fórmula que intuitivamente utilizamos cuando viajamos en automóvil y deseamos saber dónde estaremos en una o dos horas con la velocidad que llevamos. Al final del recorrido miramos el reloj y minutos más minutos menos comprobamos que nuestra estimación era correcta. ¿Alguna duda sobre la medición del tiempo? Ninguna, excepto por aquello de la Teoría de la Relatividad de Einstein de que el tiempo no transcurre igual en la carretera, que no se está moviendo, que en un vehículo que se mueve con respecto a la carretera. Desde que se dio a conocer en 1905 esta teoría fue plenamente aceptada por la comunidad científica, pero desde entonces hasta la fecha para el común de los mortales esto es y seguirá pareciendo pura ciencia ficción.

Y sin embargo no es ciencia ficción. De hecho, ya pasó de la ciencia a la tecnología. Resulta que la medición del tiempo en el caso de los sistemas de posicionamiento global es extremadamente delicada, a tal grado que se deben hacer correcciones según las teorías de la relatividad. En ciencia una teoría no es una creencia sino un conjunto de conocimientos comprobados. En el caso de las teorías de Einstein no sólo han sido comprobadas por otros científicos sino que ya hasta las utilizamos a diario millones de personas, aunque no nos demos cuenta.

En esta la XIX olimpiada abordamos el tema de localizaciones mediante el método que se conoce como trilateración. En realidad el método es muy antiguo. Actualmente se utiliza para localizar sismos y rayos así como en desarrollos tecnológicos recientes como los celulares y los sistemas de posicionamiento global. El método es muy simple y está perfectamente al alcance de estudiantes de preparatoria. Además, permite explorar otros temas como las órbitas de los satélites y las correcciones relativistas a las mediciones de tiempo.

En la XIX Olimpiada participaron quince escuelas preparatorias provenientes de los cinco municipios del estado: Mexicali, Tecate, Tijuana, Rosarito y Ensenada. Vannesa Carrillo Parra, estudiante del Colegio de Bachilleres (COBACH) plantel La Mesa, Tijuana, ganó el primer lugar; su asesor fue el profesor Manuel Armando Gómez Piñón. Por su parte, Martha Amisadai Ornelas Medina, asesorada por la maestra Rita Guevara Alcaráz, del Centro Educativo Patria de Ensenada, obtuvo el segundo lugar. José Raúl Prieto García del COBACH, plantel Baja California de Mexicali, regresó a la capital del estado con el tercer lugar que

logró con la asesoría de su profesor Diego Fernando Pérez Garibay. Los ganadores recibieron su constancia respectiva y una medalla así como premios en efectivo de 1,500 pesos para el primer lugar, 1,000 para el segundo y 750 para el tercero. Todos los participantes del concurso obtuvieron una constancia de participación y una playera conmemorativa. El evento fue patrocinado por la Unión Geofísica Mexicana (UGM), el CICESE y la APACICESE.

La guía de estudio que se presenta a continuación se da a conocer un mes antes del examen. El propósito es familiarizar a estudiantes y maestros con el tema del año y orientarlos en sus búsquedas en Internet. Después de la guía encontrarán las 25 preguntas sobre el tema de año, las cuales no se dan a conocer hasta el día del examen, a diferencia de las 75 restantes que fueron objeto de exámenes anteriores.

Trilateración: Sismos, GPS, rayos y teléfonos celulares. Guía para la XIX Olimpiada de Ciencias de la Tierra para estudiantes de preparatoria de Baja California. Viernes 30 de mayo de 2014. Auditorio de Ciencias de la Tierra. CICESE. Ensenada, Baja California.

Introducción

A mediados del mes de abril de 2014, a media noche, se pudo observar desde todo el país un eclipse total de Luna similar al que observó hace muchísimos siglos Aristarco de Samos. Se le dio mucho espacio en los medios de comunicación, pero para nada se mencionó la increíble hazaña del gran Aristarco, quien con sus observaciones y razonamientos determinó por primera vez el tamaño de la Luna y su distancia a la Tierra. De haberlo mencionado, seguramente habría despertado la curiosidad de algunas personas para indagar al respecto, pero no se dijo nada, así es que ustedes son de los pocos afortunados que están en el secreto. Como han podido comprobar, las observaciones y razonamientos de Aristarco son una obra maestra digna de contarse una y otra vez. En estas olimpiadas será la cuarta y última vez porque este año el tema ya pasó al final de la fila.

Para esta XIX Olimpiada les preparamos un tema de actualidad relacionado con nuevas tecnologías como los teléfonos celulares y el sistema de posicionamiento global o GPS por sus siglas en inglés. Utilizaremos estas siglas para referirnos a este sistema porque así se le conoce comúnmente en todo el mundo. El tema en sí es el método que se utiliza para localizar un objeto en el espacio desde puntos alejados, como la triangulación, la cual dicho sea de paso ya era conocida por los antiguos griegos incluido Aristarco. El método, conocido como trilateración, se utiliza para localizar sismos y rayos además de celulares y receptores de GPS. Veremos detalles de cómo se utiliza el método en cada caso. Aprenderán incluso algunas consecuencias de las teorías de la relatividad de Einstein, de las dos, de la especial y de la general, las cuales pasaron de ser consideradas por el público como ciencia ficción para convertirse en una realidad, particularmente para quienes utilizan GPS, aunque no se den cuenta.

Trilateración: Planteamiento geométrico

La trilateración es una técnica geométrica para determinar la posición de un objeto conociendo su distancia a tres puntos de referencia. A diferencia de la más conocida técnica de triangulación, en la que se miden ángulos y distancias, en la trilateración se utilizan sólo distancias como se muestra en la Figura 1.

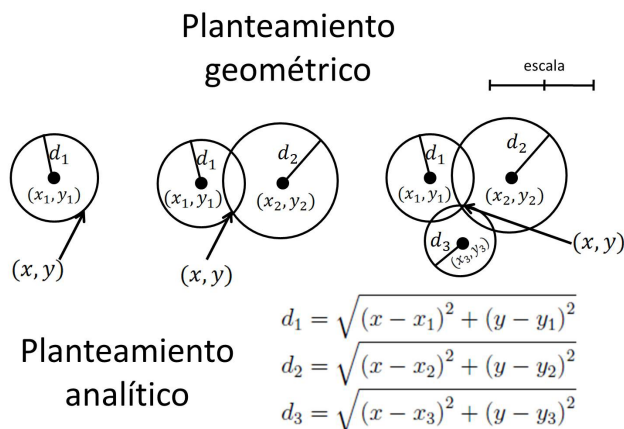


Figura 1. Planteamientos geométrico y analítico de la trilateración. El objetivo es localizar el punto (x, y) conociendo su distancia a tres puntos cuya localización se conoce.

Veamos primero el planteamiento geométrico. Si solamente conocemos la distancia del objeto al punto (x_1, y_1) , el objeto se podría encontrar en cualquier lugar alrededor del círculo de radio d_1 . Si ahora consideramos que también se sabe la distancia del objeto al punto (x_2, y_2) entonces las cosas empiezan a mejorar. El objeto podría encontrarse ya no en cualquier lugar alrededor del primer círculo. Tampoco podría encontrarse en cualquier lugar alrededor del segundo círculo. Solamente hay dos puntos en los dos círculos que cumplen con las dos condiciones de distancia. Estos dos puntos están definidos por las intersecciones de los círculos. Uno de los puntos debe ser la posición del objeto, pero no hay manera de saber cuál de los dos es el verdadero. Para determinar cuál es el verdadero necesitamos más información. Otro círculo que nos diga a qué distancia está el objeto de un tercer punto nos permitirá escoger entre las dos posibilidades. El tercer círculo centrado en (x_3, y_3) no puede sino interceptar a los otros dos en la posición del objeto, porque este punto es el único que está en los tres círculos y por lo tanto cumple con las tres condiciones de distancia.

Trilateración: Planteamiento analítico

Los argumentos geométricos anteriores eran conocidos por los antiguos griegos hace más de dos mil años. Para resolverlos sólo necesitaban regla y compás. No fue sino hasta el siglo XVII cuando René Descartes descubrió la manera de resolver este tipo de problemas con fórmulas de álgebra y así fundó la geometría analítica. Descartes inventó los ejes de coordenadas y mostró cómo las fórmulas de álgebra podían representar figuras geométricas como rectas, círculos, etc., así como encontrar sin hacer dibujos donde se interceptan. En el caso que nos ocupa se trata de tres ecuaciones simultáneas según se muestra en la Figura 1 como planteamiento analítico. Cada una es la representación de uno de los círculos mostrados en la parte de arriba. Resolviendo el sistema de ecuaciones se encuentra el punto donde se cruzan los tres círculos. Los cálculos necesarios se pueden realizar en una fracción de segundo en cualquier computadora, teléfono celular o receptor de GPS. Sin la geometría analítica de Descartes serían impensables las aplicaciones modernas de la trilateración. Sin embargo, las bases geométricas del método son más intuitivas y más fáciles de comprender y aplicar. En el examen tendrán la oportunidad de localizar con el método geométrico un teléfono celular, un receptor GPS, un sismo, y hasta un rayo. El planteamiento analítico lo dejaremos para otra ocasión.

Trilateración: La clave son las distancias

Tanto el método geométrico como el analítico requieren de dos cosas para poder aplicarse. Primero, se necesitan las posiciones de los tres puntos de referencia. En un mapa estos tres puntos se representan simplemente como eso, como tres puntos en un mapa, como en la Figura 1. Si se va a utilizar el método analítico se necesitan las coordenadas (x_1, y_1) , (x_2, y_2) y (x_3, y_3) . Sin embargo, como dijimos anteriormente no utilizaremos el método analítico en esta ocasión.

De cualquier forma, estos puntos de referencia se conocen muy bien. En el caso de teléfonos celulares corresponden a las localizaciones de las antenas que se comunican con los celulares. En el caso de los receptores de GPS son las posiciones en el espacio de los satélites diseñados para tal fin. Por su parte, para la localización de sismos los puntos son las localizaciones de las estaciones sismológicas que registran los movimientos telúricos. En el último ejemplo que veremos, el de los rayos, las referencias son también estaciones o equipos especializados que reciben señales de los rayos. En todos los casos los tres puntos de referencia están muy bien localizados porque se sabe dónde se instalaron.

La otra cosa que se necesita para localizar un objeto mediante trilateración es conocer la distancia a cada uno de los puntos de referencia. ¿Cómo se calculan estas distancias? La respuesta es variada. En el caso de las antenas para celulares y de los satélites del GPS se utilizan señales que envían las antenas mismas y los satélites. Antenas y satélites envían una señal desde tres puntos diferentes y en el receptor se calcula la posición. En los otros dos casos, el de los sismos y los rayos, la situación es al revés: el objeto que se desea localizar es el que envía la señal y los puntos de referencia son los que la reciben. En estos casos los puntos de referencia son los que calculan la posición del objeto, ya sea un sismo o un rayo. En lo que sigue veremos cada caso en particular en lo relativo a cómo se calculan las distancias, y cómo se han superado algunas dificultades para que las localizaciones sean confiables.

Localización de teléfonos celulares

Contrariamente a la creencia popular, los celulares que tienen servicio de GPS no lo utilizan, o bien no lo utilizan en su totalidad y se apoyan más bien en la red local de antenas de la compañía telefónica. En este caso los tres puntos de referencia son antenas cercanas al celular. Para medir la distancia a cada antena se utiliza

el hecho de que la señal se hace más pequeña a medida que nos alejamos de la antena. La Figura 2 muestra esto gráficamente. Los tamaños de la señal en el receptor son enviados por Internet a una computadora central que calcula la posición utilizando el método analítico y la envía de regreso al receptor. Y en el receptor se grafica sobre un mapa y ya sabemos dónde estamos.

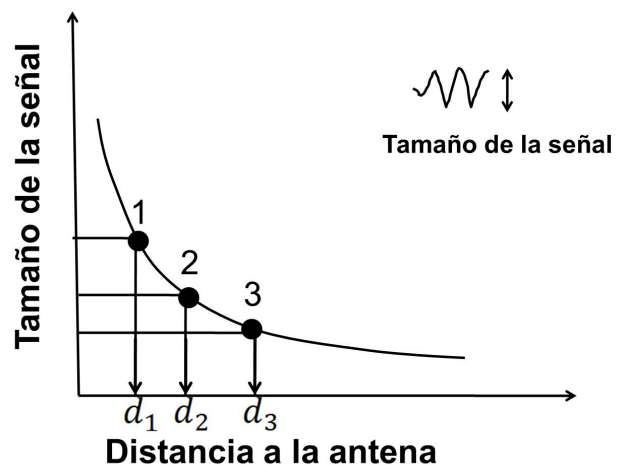


Figura 2. Tamaño de la señal en un teléfono celular que recibe información desde tres estaciones cada vez más lejanas. La atenuación de la señal se convierte a distancias y de ellas se calcula la posición del celular.

Localización mediante GPS

Aunque el concepto es muy sencillo, la ciencia y la tecnología detrás del GPS es una de las maravillas de la época actual. Para explicarlo nos apoyaremos en la Figura 3. Los puntos de referencia en este caso son satélites que orbitan alrededor de la Tierra. Estos satélites envían una señal electromagnética que viaja a la velocidad de la luz, y el receptor en la Tierra mide el tiempo de recorrido de las tres señales y las convierte en distancias, y con estas tres distancias se obtiene la posición del receptor, como se comentó anteriormente. Y esto es todo.

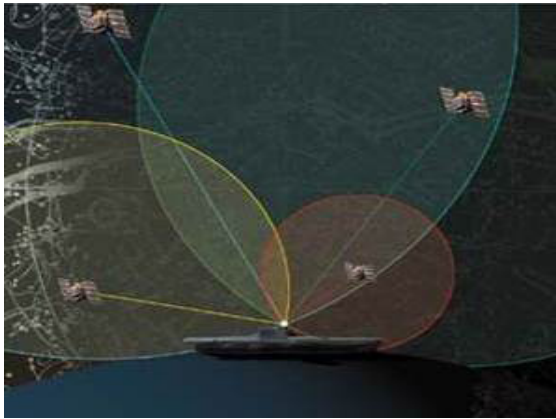
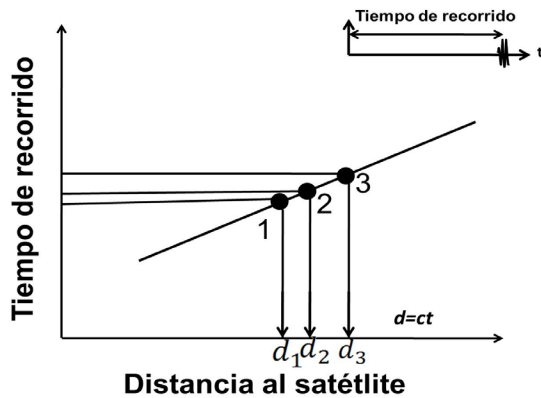
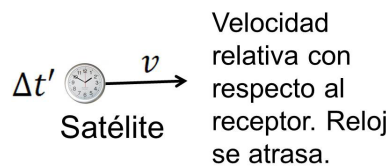


Figura 3. Tiempos de recorrido calculados en un receptor GPS que recibe señales desde tres satélites cada vez más lejanos. Los tiempos se convierten a distancias mediante la ecuación indicada y el receptor calcula su posición. En este caso no se trazan círculos sino esferas.

Y sin embargo, el cuento apenas comienza. Veamos primero un poco acerca de lo que es el GPS. Se trata de un conjunto de 24 satélites que orbitan a una altura de 20,000 km sobre la superficie de la Tierra. Esta distancia es un poco más de tres veces el radio de la Tierra que es de 6,370 km. Están distribuidos uniformemente de tal forma que siempre hay cuatro o cinco de ellos en línea de vista (aunque no se alcancen a ver) desde cualquier punto de la superficie de la Tierra. Tienen el tamaño y peso de un automóvil mediano y cada uno lleva en su interior un reloj muy, muy exacto, que prácticamente no se atrasa ni se adelanta. Mediante una antena se envía una señal de radio (1,500 Mhz), cuyo tiempo

de recorrido hasta el receptor sirve para medir la distancia entre satélite y receptor. El satélite funciona con energía solar y transmite la señal con una potencia ridículamente pequeña de apenas 50 Watts. En el receptor también debe haber un reloj que marque el momento de la llegada de la señal. Para saber el momento de emisión de la señal desde el satélite, el mismo satélite envía esa información al receptor. En el receptor se hace la resta de los dos tiempos y la diferencia se multiplica por la velocidad de la luz. El resultado es la distancia entre receptor y satélite. El receptor hace lo mismo con tres o más satélites y por trilateración se ubica a sí mismo.

Para tener una idea de lo exacto que deben ser los relojes consideren que en un microsegundo la luz viaja 300 m. Esto significa que si el reloj en el satélite y el reloj en el receptor difieren en un microsegundo, la ubicación tendrá un error de 300 m. Esto es demasiado. La tolerancia permitida es del orden de nanosegundos. Hay dos efectos que no tienen nada que ver con la calidad de los relojes pero que si no se corrigen producen errores mayores a los de un microsegundo. Se trata de cómo fluye el tiempo en diversas circunstancias. La teoría especial de la relatividad de Einstein predijo hace más de cien años que el tiempo fluye más despacio en un sistema de referencia que esté en movimiento. Esto significa que en el satélite, que se mueve a mucho más velocidad que un punto en la Tierra, un reloj tenderá a atrasarse. El efecto se ilustra en la Figura 4. El factor de corrección es equivalente a varios microsegundos al día.



Receptor en la Tierra.

Corrección relativista.

$$\Delta t = \Delta t' / \sqrt{1 - v^2/c^2}$$



Satélite

Gravedad es mucho menor aquí. Reloj se adelanta.



Receptor en la Tierra

Corrección por gravedad

$$\Delta t = \Delta t' \sqrt{1 - r_s/r_T}$$

$$r_s = \frac{2Gm}{c^2}$$

Figura 4. Corrección relativista (especial) del intervalo de tiempo.

Por otra parte, la teoría general de la relatividad de Einstein predijo hace casi 100 años que el tiempo fluye más lento a medida que aumenta la gravedad. Los satélites se encuentran a una altura en que la gravedad es muy pequeña en comparación con su valor en la superficie de la Tierra. En este caso un reloj en el satélite tenderá a adelantarse con respecto al situado en la Tierra. O sea que en la superficie de la Tierra el tiempo fluye más despacio que en el satélite. El efecto se ilustra en la Figura 5. La corrección supone que la gravedad es despreciable en la órbita del satélite en comparación con la gravedad en el receptor. Para mayor exactitud se debe aplicar la fórmula dos veces, una para el radio de la Tierra y la otra para el radio de la órbita y luego tomar la diferencia de tiempos. A la variable r_s se le conoce como radio de Schwarzschild. Si un objeto esférico de masa m tiene un radio menor al radio de Schwarzschild entonces ese objeto debe ser un hoyo negro. Allí el tiempo se detiene. La Tierra está muy lejos de ser un hoyo negro porque su radio de 6,370 km es mucho mayor que el radio de Schwarzschild que le corresponde por su masa.

Figura 5. Corrección relativista (general) del intervalo de tiempo. r_s se conoce como radio de Schwarzschild y r_T es el radio de la Tierra. G es la constante de gravitación de Newton, m la masa de la Tierra y c la velocidad de la luz. Esta corrección es mayor que la de la Figura 4.

Los relojes que son muy, muy exactos son también muy, muy caros. Cuestan mucho más que un automóvil de lujo. Y sin embargo, muchos automóviles y teléfonos celulares comunes tienen instalados receptores GPS. Como recordarán, todos los relojes deben ser igualmente exactos para que las distancias sean las correctas. ¿Cómo resolvieron este problema los diseñadores del sistema? Lo resolvieron de una manera muy ingeniosa que permite el equivalente de tener millones de relojes muy exactos en tierra aunque en realidad no lo sean tanto. Alguien tuvo la idea de utilizar la señal de un cuarto satélite y así tener una cuarta ecuación (ver la Figura 1). El tiempo entra como incógnita y se calcula junto con las coordenadas espaciales. Esto además permite sincronizar el reloj del receptor GPS. ¿Resultado? Coordenadas correctas y millones de relojes no muy buenos convertidos en muy, muy buenos, tan buenos como los que están en los satélites.

Localización de sismos y su magnitud en la escala de Richter

En el caso de celulares y GPS los puntos de referencia emiten una señal y el receptor es el objeto cuya posición se desconoce. En el caso de los sismos las cosas están al revés. Los puntos de referencia son los receptores, y el transmisor de la señal es el objeto cuya posición se desconoce. Esto es, el sismo produce la señal y las estaciones de registro la reciben y de alguna manera se coordinan y se calcula el lugar de origen. Una dificultad adicional en el presente caso es que no se sabe ni dónde ni cuándo ocurrió el sismo. Lo único que se tiene son los registros en las estaciones de medición. Es como si en el receptor GPS sólo se tuviera el tiempo de llegada de la señal, sin el aviso de los satélites de cuándo la enviaron. O sea que no se puede tomar la diferencia de tiempos y calcular las distancias y hacer los círculos correspondientes.

Afortunadamente en el caso de los sismos los registros muestran el arribo de dos tipos de onda, una rápida y otra más lenta. La más rápida llega primero a cualquiera de las estaciones (onda P), y la más lenta por supuesto que un poco después (onda S), según se ilustra en la Figura 6.

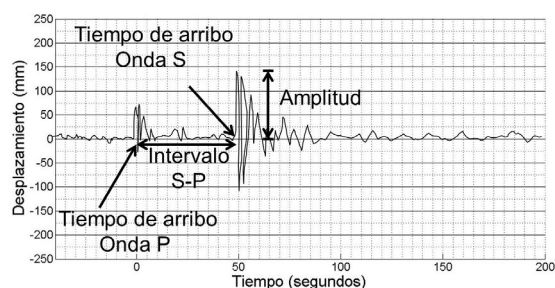


Figura 6. Esbozo de sismograma real. Tiempo cero es artificialmente asignado a la llegada de la onda P para facilitar el cálculo del tiempo S-P.

El tiempo de arribo de la onda S es mayor y el de la onda P es menor. Esto se ilustra en la Figura 7 para valores típicos de velocidades en la corteza terrestre. En esta figura también se grafica la diferencia de tiempos S-P. Se puede observar que la diferencia entre los tiempos de arribo de las ondas S y P se incrementa con la distancia entre el sismo y la estación, y que dada una diferencia de tiempos identifica una única distancia. Esto significa que con tres estaciones se pueden identificar tres distancias, y con esas tres distancias se puede aplicar trilateración y ubicar la posición del sismo en relación con las estaciones. La existencia de estos dos tipos de onda hace innecesario saber cuándo ocurrió el sismo, o en el caso de GPS, cuándo se emitió la señal.

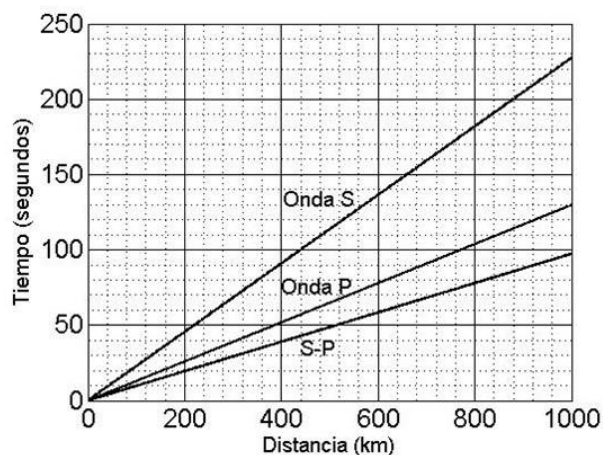


Figura 7. Tiempo de viaje de las ondas P y S en la corteza terrestre desde el origen de un sismo (Distancia=0) hasta estaciones distantes. Las ondas se propagan en todas direcciones por lo que sólo se grafica la distancia a la estación.

Además de la localización de un sismo, en los noticieros también se reporta su magnitud en la escala de Richter. Esta magnitud representa la energía liberada por el temblor, y es independiente de cómo se sintió en un lugar determinado, porque cómo se sintió depende si uno estaba cerca o lejos del epicentro. En la

Figura 8 se muestra cómo se puede calcular la magnitud, conociendo la distancia y la amplitud de la onda S según se muestra en la Figura 6. No importa la distancia ni la amplitud, la magnitud siempre es la misma.

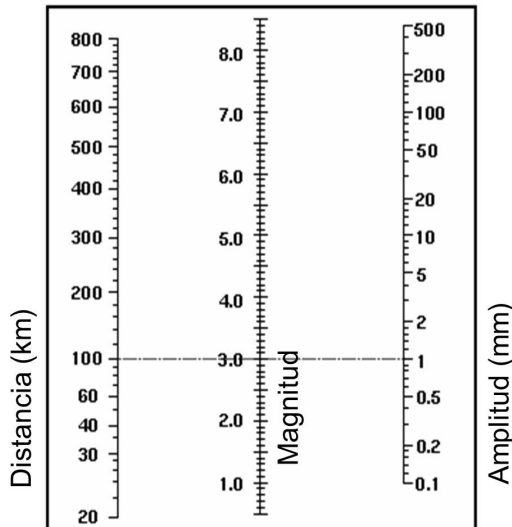


Figura 8. Calculadora gráfica para determinar la magnitud de un sismo en la escala de Richter. Las líneas rectas entre las mediciones en los sismogramas (izquierda y derecha) se cruzan en un mismo punto para todas las estaciones (la magnitud del sismo). En este ejemplo la magnitud es 6.4. La línea horizontal a 100 km es simplemente para referencia de sismos de magnitud 1.

Localización de rayos

Además de luz y sonido, los rayos emiten ondas de radio o electromagnéticas que viajan en el aire a la velocidad de la luz. Estas ondas son las causantes del ruido que se escucha en los aparatos de radio cuando hay tormentas eléctricas cercanas. Existen antenas especiales para detectar estas ondas y utilizarlas para localizar los rayos, de manera similar a como se localizan los sismos. Una de las diferencias es que en el presente caso las ondas viajan mucho más rápido. Aún así, es posible detectar y medir los tiempos de llegada a diferentes estaciones. En la Figura 9 se muestra la señal detectada en una estación cercana al

lugar donde cayó un rayo. Noten que en lugar de segundos la escala está en microsegundos. Con este tipo de señales se puede calcular la cantidad de carga eléctrica que se transfirió a la Tierra, así como la dirección del flujo, si fue un rayo positivo o negativo. Si se tienen varias estaciones de medición se puede calcular la posición utilizando trilateración. Determinar estas localizaciones es importante para ubicar incendios forestales así como encontrar el lugar preciso donde un rayo pudo haber dañado una línea de transmisión eléctrica.

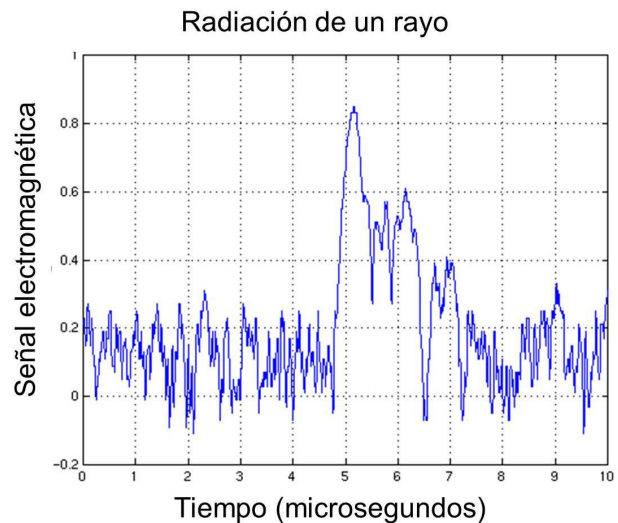


Figura 9. Señal electromagnética producida por un rayo que puede ser detectada a cientos de kilómetros de distancia por estaciones receptoras sensibles a señales en el rango de frecuencias de radio.

Otra diferencia con respecto a los sismos es que en las ondas electromagnéticas no existen dos tipos de ondas. En el caso de los sismos se aprovecha que las ondas P y S viajan a diferentes velocidades, y que la diferencia de tiempo de viaje define un círculo alrededor de la estación. En el caso de los rayos no se puede hacer lo mismo porque las ondas de radio sólo son de un tipo. No se puede tomar la diferencia tampoco con respecto al momento en que cayó el rayo, porque no se conoce ese momento. Esto quiere decir que no podemos trazar círculos alrededor de las estaciones como en los tres casos anteriores.

Es posible, sin embargo, localizar exactamente el rayo pero hay que realizar muchos cálculos. Lo mismo va para la localización de un sismo utilizando el tiempo de arribo de un solo tipo de onda. No vamos a extendernos aquí explicando estos métodos numéricos. Lo que vamos a hacer es presentarles un método muy, muy, pero muy ingenioso de localización que sólo requiere de saber el orden de las estaciones según fueron llegando las señales. En la Figura 10 se representan cuatro estaciones que recibieron la señal emitida por un rayo. La estación 1 la recibió primero, enseguida llegó a la 2 y así sucesivamente hasta la estación 4.

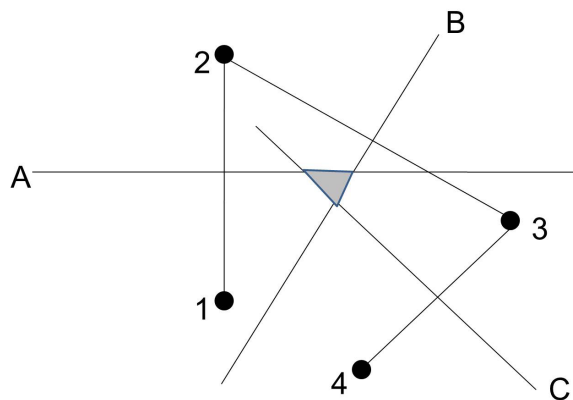


Figura 10. Método para estimar la localización aproximada de un rayo conociendo solamente el orden en que llega la señal a cuatro estaciones. El orden ascendente en la numeración de las estaciones indica también el orden en que llega la señal.

El método es muy simple. Consiste de aplicar el mismo sentido común tres veces. El sentido común consiste en trazar primero una línea recta entre las estaciones 1 y 2. Enseguida trazamos la línea A, perpendicular a la anterior, y a la mitad del camino entre las estaciones 1 y 2. Y aquí viene el sentido común. Como la señal llegó primero a la estación 1, es obvio, obvio, que el rayo debió caer en alguna parte por debajo de la línea A. Haciendo lo mismo con las estaciones 2 y 3, concluimos que el rayo debió caer a la izquierda de la línea B, porque llegó primero a la estación

2. Haciendo lo mismo con las estaciones 3 y 4, llegamos a la conclusión que el rayo debió caer a la derecha de la línea C, porque llegó primero a la estación 3 que a la 4. La intersección de las tres regiones es el triángulo sombreado que se muestra en la Figura 10. En este triángulo debió de caer el rayo. Ensayen ustedes con estaciones en diferentes lugares y con órdenes distintos en la llegada del rayo para que practiquen el método.

Recomendaciones

Practiquen la localización de sismos proponiéndose entre ustedes problemas inventados. Uno de ustedes suponga tres estaciones y la localización de un sismo, consulten las curvas de S-P e inventen los tres sismogramas. Pasen esos sismogramas a sus compañeros y pidan que localicen el temblor. Pueden hacer lo mismo con la magnitud en la escala Richter. Lo mismo va para los celulares, GPS y los rayos. Discutan entre ustedes y con sus maestros. Vean en Internet artículos y videos al respecto, etc. Con respecto a GPS lo más impresionante son las correcciones, porque la idea es tan simple como calcular distancias con la fórmula $d = vt$, la más elemental de las fórmulas en física. Las correcciones relativistas requieren evaluar la expresión $\sqrt{1+x}$. Esto se puede hacer fácilmente en una calculadora. Sin embargo, cuando x es muy pequeña, como en el presente caso, puede ser que tengan problemas dependiendo de la calculadora. Busquen la aproximación de esa raíz cuadrada para el caso en que x es muy pequeña. En cuanto a las teorías de Einstein no le busquen mucho, no son temas de preparatoria. Lo que incluimos aquí es suficiente. Sin embargo, las fórmulas para las correcciones no son complicadas y se espera que las puedan evaluar y manejar. También es conveniente que revisen la fórmula de la velocidad de un satélite en función del radio de la órbita, suponiendo que la fuerza centrípeta es la fuerza de gravedad que le ejerce la Tierra. Ah, y no se olviden: traigan calculadora, escuadra y compás.

El examen

Como siempre, en total serán 100 preguntas. Sobre el presente tema de trilateración serán 25 preguntas. Estas 25 preguntas tendrán un valor de 3 puntos cada una para un valor total de 75 puntos. Traigan su calculadora así como un compás y una escuadra porque los van a necesitar para las localizaciones. Sobre La Fórmula del Calentamiento Global (XVIII Olimpiada) serán 25 preguntas. Sobre Gaia serán 20 (XVII Olimpiada), sobre Aristarco de Samos (XVI Olimpiada) serán 30. Rayos y Centellas (XV Olimpiada) queda fuera y no habrá preguntas al respecto. Estas 75 preguntas las pueden consultar en los informes correspondientes a las olimpiadas mencionadas, que están disponibles en esta misma página (<http://olimpiadas.ugm.org.mx>). Estas 75 preguntas tendrán un valor de 1/3 de punto cada una para un valor total de 25 puntos. Para los que no han asistido a nuestras olimpiadas se les recomienda ver en YouTube: <http://www.youtube.com/watch?v=Q5d-4HvP32U>

Inscripciones

Por favor recuerden que es muy conveniente para nosotros que se inscriban con anterioridad en forma individual llenando el formato de inscripción (<http://olimpiadas.ugm.org.mx/index.php?page=olimpiadas-xix-inscripciones>), porque nos permite planear mejor la cantidad de exámenes que debemos imprimir, preparar un día antes los gafetes con sus nombres, imprimir los diplomas de participación, el número de mesas y sillas que necesitaremos, así como la cantidad de comida que debemos ordenar. Por lo general recibimos a alrededor de 90 participantes. Aunque nunca hemos puesto límites, si es necesario limitaremos a 100 el número de participantes por cuestiones de cupo en el auditorio.

Pan, café, chocolate y frutas para quienes no hayan desayunado. De 8:00 a 10:00 AM se entregarán los gafetes con sus nombres. A las

10:00 AM inicia el examen y se termina a las 12:01 PM. Antes de la comida tendremos, como siempre, la visita a varios laboratorios incluyendo la red sismológica donde se reciben las señales de los sismos que ocurren en Baja California. Entre las 2:00 y 3:00 PM se harán las premiaciones.

Saludos cordiales y buena suerte. Los esperamos en Ensenada.

Atentamente,

Dr. Enrique Gómez Treviño.
Coordinador de las Olimpiadas

Las 25 preguntas del examen nuevo

1. La localización de un sismo se puede realizar utilizando sismogramas de al menos tres estaciones. El procedimiento normal es medir en los sismogramas el intervalo de tiempo entre la llegada de las ondas S y P. Estos tiempos son de 20 segundos para la estación A, de 30 s para la B y de 40 s para la C. Estos intervalos de tiempo se convierten a distancias utilizando la curva S-P que se incluye más abajo como Figura 1. Las coordenadas de las estaciones son A(100,100), B(400,300) y C(150,390), donde los números representan kilómetros, el primero corresponde a la coordenada horizontal y el segundo a la vertical en un sistema estándar (x,y). El origen del sistema de coordenadas y la escala del mismo ustedes los definen en el papel milimétrico que se les provee. Una escala de 1 cm por cada 100 km está bien. Menos de eso se pierde mucha resolución. Con 2 cm por cada 100 km se obtiene mejor resolución que con 1 cm. Sin embargo, con más de 2 cm los círculos resultan muy grandes y el compás puede ya no serles útil. No importa la escala que utilicen, en ese mismo sistema el epicentro del sismo es

- | | |
|--------------|--------------|
| a) (270,0) | b) (500,600) |
| c) (100,300) | d) (220,240) |

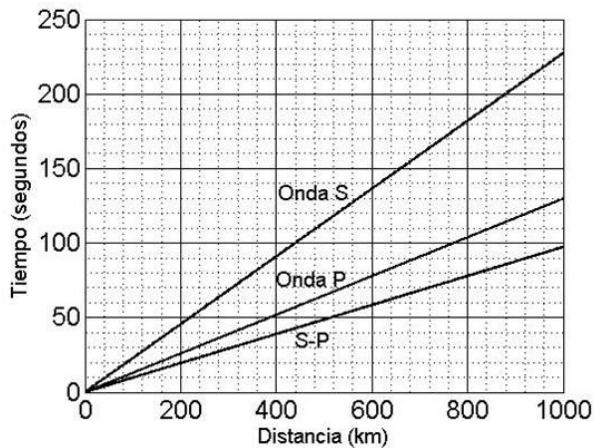


Figura 1

2. En un segundo temblor el intervalo de tiempo S-P para la estación A es de 40 s, también de 40 s para la estación B, y de 55 s para la C. Las estaciones están en los mismos lugares: A(100,100), B(400,300), C(150,390). El epicentro en este caso se localiza en las coordenadas

- a) (270,100) b) (50,600)
c) (440,-100) d) (-100,500)

3. En un tercer temblor en la misma área se perdió mucha información sobre los sismogramas. Lo único que se sabe es el orden en que llegó la onda P a las mismas tres estaciones A(100,100), B(400,300), C(150,390). Sin embargo, ahora se cuenta con una cuarta estación D(150,50). Lo único que se sabe es que la onda P llegó en el orden A,B,C y D. O sea, llegó primero a la estación A y al último a la estación D. Localizar el temblor. El epicentro está en

- a) (270,300) b) (250,200)
c) (440,-100) d) (-100,500)

4. Ahora pasamos a uno de los métodos que se utilizan para localizar teléfonos celulares. En los problemas anteriores los tiempos de arribo de las ondas sísmicas son la clave para localizar los temblores. En el caso de los celulares son las amplitudes de la señal las que dan la clave para determinar la distancia a las antenas. En este caso las antenas están en las coordenadas A(3,1) B(7,3.5) y C(5,5). El tamaño de la señal de cada antena se mide en el celular y éste envía esa información a una de las antenas. La información termina en una computadora que calcula la posición del celular convirtiendo los tamaños a distancias como en la Figura 2 y aplicando trilateración, y esa posición se la envía de regreso al celular. Y así el celular nos dice donde estamos. Los tamaños de la señal de las tres antenas son A=1, B=0.05 y C=0.07. Obtener la posición del celular. La posición es

- a) (3.8,0.5) b) (2.5,0.0)
c) (2.0,1.0) d) (2.75,2.00)

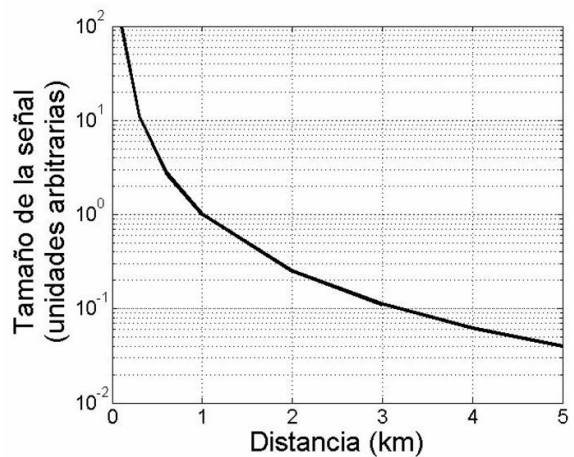


Figura 2

5. Suponer ahora que la información numérica de los tamaños de la señal de las antenas se ha perdido, y que sólo se sabe el orden de los tamaños. Las estaciones son las mismas A(3,1), B(7,3.5) y C(5,5). Sin embargo ahora se cuenta con una cuarta estación D(4,0.5). Suponer que la antena A tiene el mayor tamaño, seguida por la B, luego por la C, y finalmente la antena D es la del menor tamaño de señal. ¿Dónde está el celular?

- a) (4.5,2.5) b) (6,2) c) (2.0,1.0) d) (6,4)

6. La magnitud de un sismo representa la energía que emite en la forma de ondas que se propagan en todas direcciones. Al igual que el sonido, que entre más lejos de la fuente se oye menos, así las ondas sísmicas, entre más lejos del epicentro menos amplitud tienen. La relación entre magnitud, distancia al epicentro y amplitud del sismograma se muestra en la Figura 3. Esta relación se obtuvo comparando diferentes sismos a diferentes distancias y calibrando los instrumentos registradores. Para determinar la magnitud basta con la amplitud de un solo sismograma y éste puede provenir de cualquier estación, con tal de saber su distancia al epicentro. Sin embargo, siempre es conveniente tener más de una estación para comprobar las magnitudes. Suponer que la estación A (400 km del epicentro) registra una amplitud de 400 mm, la B (500 km del epicentro) registra una amplitud de 180 mm, y una tercera C(700 km) registra una amplitud de 50 mm. ¿Cuál fue la magnitud del temblor?

- a) 4 b) 5 c) 6 d) 7

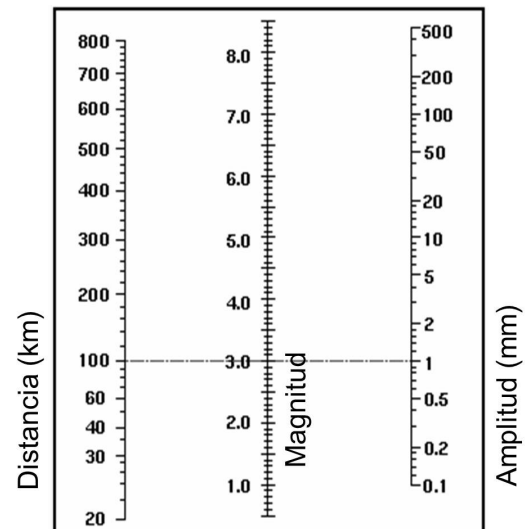


Figura 3

7. Un sismo de magnitud 5 y otro de magnitud 5.5. ¿Cómo se comparan las amplitudes en un lugar determinado? ¿Cuántas veces es mayor la de 5.5 que la de 5?

- a) 0.5 b) 2.5 c) 3.2 d) 5

8. El sismo de enero de 2010 en Haití fue de magnitud 7.0. El de Mexicali de abril del mismo año fue de 7.2. Obviamente las amplitudes de las ondas sísmicas fueron mayores en este último si comparamos sismogramas de estaciones que estén a la misma distancia de sus respectivos temblores. Tomando como referencia el sismo de 7.0, ¿Qué tanto son mayores las oscilaciones del sismo de magnitud 7.2 que las del de magnitud 7.0?

- a) 2 % b) 30 % c) 60 % d) 80 %

9. Determinar la amplitud de un sismograma registrado en Tijuana debido a un sismo de magnitud 8 que ocurra en el área de San Francisco, a 700 km de Tijuana. Esa misma amplitud se puede registrar en Tijuana pero asociada a un temblor en Mexicali pero de menor magnitud, ya que Mexicali está más cerca de Tijuana que de San Francisco. Determinar la magnitud de ese temblor suponiendo una distancia de 200 km entre Tijuana y Mexicali. La magnitud es

- a) 5.4 b) 5.8 c) 6.0 d) 6.2

10. Por lo general a mayor distancia del epicentro de un sismo menor es la amplitud de los sismogramas y también los daños son menores. Sin embargo, esto no siempre es así porque las amplitudes también dependen del tipo de suelo en que se encuentre la estación sísmica o las construcciones susceptibles de ser dañadas. Los suelos blandos oscilan con mayor amplitud que la roca dura al recibir el efecto de las ondas de un sismo lejano. Gran parte de la Cd. de México descansa sobre lo que en tiempos de los aztecas era un lago, el cual poco a poco se fue rellenando con materiales blandos por lo que las ondas sísmicas tienen grandes amplitudes aunque los sismos ocurran en las costas de Guerrero, Oaxaca o Michoacán, a varios cientos de kilómetros. En Baja California, a lo largo de la frontera, tenemos poblaciones que reposan sobre diferentes tipos de suelo, y una de ellas se parece más a la Cd. de México que las otras en cuanto a que descansa sobre sedimentos recientes. En el caso de un sismo de gran magnitud en San Francisco, California, ¿Qué región en la frontera sentiría las mayores amplitudes, suponiendo que todas las regiones están a la misma distancia del epicentro?

- a) Tecate b) Mexicali c) Rumorosa d) Tijuana

11. Los satélites que circulan alrededor de la Tierra lo hacen, al igual que la Luna, sin la necesidad de cohetes propulsores. Lo único que necesitan es una velocidad tangencial suficiente para mantenerse en su órbita. En el caso de la Luna, esa velocidad la traía la propia Luna cuando fue atrapada por la gravedad de la Tierra hace muchísimo tiempo. A los satélites se les proporciona esa velocidad cuando son lanzados al espacio. La velocidad se determina dependiendo del radio de la órbita en que se desee poner al satélite. En el caso de los satélites del GPS este radio es de 26,370 km (20,000 km sobre la superficie de la Tierra más 6,370 del radio de la Tierra). Si la velocidad tangencial es muy pequeña el satélite podría caer a la Tierra, y si es muy grande podría escaparse de la influencia de la Tierra y perderse en el espacio. ¿Cómo se puede calcular la velocidad exacta para que el satélite se mantenga en la órbita deseada? El método es muy ingenioso y ya había sido anticipado por Newton hace alrededor de tres siglos. La solución es igualar la fuerza centrípeta requerida por el satélite a la fuerza de la gravedad de la Tierra en el radio deseado. No podemos modificar la fuerza de la gravedad a nuestra voluntad, pero sí podemos controlar la fuerza centrípeta mediante la velocidad tangencial que le demos al satélite. La fuerza centrípeta que se requiere para mantener a un satélite de masa m a un radio de órbita r y a una velocidad v es

- a) $F_c = m (v/r)$ b) $F_c = m (v/r^2)$
c) $F_c = m (v^2/r)$ d) $F_c = m \sqrt{(v/r)}$

12. La fuerza de gravedad que ejerce la Tierra (masa M) sobre un satélite (masa m) que orbita a un radio r se puede calcular mediante la ley de la gravitación de Newton. Si G representa la constante gravitacional, esta ley se expresa como

- a) $F_g = G (Mm/r^2)$ b) $F_g = G (Mm/r)$
c) $F_g = G \sqrt{(Mm/r)}$ d) $F_g = G ((\sqrt{Mm})/r^2)$

13. Igualando las fuerzas centrípeta F_c y gravitacional F_g se llega a la expresión para calcular la velocidad que debe tener un satélite que orbita a una radio r . Esta expresión es

- a) $v = \sqrt{GMm/r}$ b) $v = \sqrt{GM/r^2}$
c) $v = (GM/r)m$ d) $v = \sqrt{GM/r}$

14. La fórmula anterior se puede reescribir para encontrar el radio de la órbita en función del periodo. El periodo es el tiempo que tarda el satélite en dar una vuelta completa a la Tierra. Esta fórmula es

- a) $r = \sqrt{GM (T^2/4\pi^2)}$
b) $r = \sqrt[3]{GM (T^2/4\pi^2)}$
c) $r = \sqrt[4]{GM (T^2/4\pi^2)}$
d) $r = \sqrt[3]{GM (T^2/4\pi)}$

15. Los satélites del GPS giran alrededor de la Tierra con un periodo de 12 horas, en lo que se conoce como la órbita media. Por otra parte, los satélites geoestacionarios tienen un periodo de 24 horas, y giran en lo que se conoce como la órbita alta. Estos últimos giran a la misma velocidad angular de la Tierra, de tal forma que desde nuestra perspectiva parece que no se mueven. De aquí lo del nombre de geo-estacionarios porque están como estacionados con respecto a nosotros. Los satélites que transmiten canales de televisión son de este tipo, por eso las antenas parabólicas reciben continuamente la señal sin tener que cambiar de su dirección. Por su parte, los satélites del GPS que tienen periodos de 12 horas aparecen y desaparecen en el horizonte dos veces al día. Según la fórmula del problema anterior el radio de la órbita de los satélites geoestacionarios es mayor que la de los del GPS por un factor. El factor es

- a) 2 b) $\sqrt{2}$ c) $\sqrt[3]{4}$ d) $\sqrt[4]{3}$

16. La mayor parte de los satélites que orbitan la Tierra lo hacen en lo que se conoce como la órbita baja, a menos de 2,000 km de la superficie de la Tierra. La estación espacial internacional (ISS por sus siglas en inglés) gira en la órbita baja a una altura sobre la superficie de la Tierra de

- a) 400 km b) 800 km
c) 1,600 km d) 2,000 km

17. La estación espacial internacional gira alrededor de la Tierra en un círculo que hace un ángulo de 52 grados con respecto al ecuador. Los satélites del GPS, que son muchos, giran a diferentes ángulos con respecto al ecuador, de tal forma que se reciben señales de al menos 4 o 5 de ellos en cualquier punto sobre la superficie de la Tierra. Por su parte, los satélites geoestacionarios deben circular en órbitas que tengan un ángulo con respecto al ecuador de

- a) 45° b) 0° c) 90° d) 52°

18. La corrección relativista por efectos de la velocidad del satélite contiene el factor $1/\sqrt{1-v^2/c^2}$, donde v es la velocidad del satélite y c es la velocidad de la luz. Cuando $v \ll c$, como en el caso de los satélites, esta expresión se puede aproximar como $1 + algo$. Este *algo* es el factor de corrección. ¿Cuál es de los cuatro?

- a) $-(v^2/2c^2)$ b) $+(v^2/2c^2)$
c) $-(v^2/c^2)$ d) $+(v^2/c^2)$

19. La corrección relativista por efectos de la gravedad contiene el factor $\sqrt{1-r_s/r_T}$, donde r_s es el radio de Schwarzschild de la Tierra y r_T es el radio real de la Tierra. Cuando $r_s \ll r_T$, como en el presente caso, esta expresión se puede aproximar como $1 + algo$. Este *algo* es el factor de corrección. ¿Cuál es de los cuatro?

- a) $-(r_s/r_T)$ b) $+(r_s/r_T)$
c) $-(r_s/2r_T)$ d) $+(r_s/2r_T)$

20. Utilizando las fórmulas aproximadas para las correcciones relativistas, encontrar el radio de la órbita en donde las correcciones, la de la relatividad especial y la de la relatividad general son iguales pero de signo contrario, de tal forma que un satélite en esa órbita no necesita correcciones por efectos relativistas. Van a necesitar: a) La fórmula de la velocidad del satélite (v) en términos del radio de la órbita (r_o); b) El radio de Schwarzschild de la Tierra $r_s = 2GM/c^2$; c) La diferencia del efecto de gravedad entre r_o , el radio de la órbita y r_T , el radio de la Tierra. El radio de la órbita es

- a) $r_o = 1.5r_T$ b) $r_o = 2r_T$
 c) $r_o = 2.5r_T$ d) $r_o = 3r_T$

21. Las estaciones en el caso del GPS están separadas por decenas de miles de kilómetros. Las estaciones en este caso son los satélites. Es obvio que con la escala apropiada podemos representar en el papel milimétrico distancias de decenas de kilómetro. Sin embargo, aparece un problema cuando utilizamos el compás porque en esa escala el ancho de las líneas del compás equivale a muchos kilómetros. En otras palabras, el método de compás no permite discernir localizaciones del orden de metros, que es lo que requiere el GPS. En la práctica el GPS hace los cálculos en su computadora con el método analítico. Supongan estaciones separadas por 10,000 km: ¿Si en el papel esto se escala a 10 cm, cuántos kilómetros representa un milímetro?

- a) 0.1 b) 1 c) 10 d) 100

22. Supongan que están encargados de diseñar un nuevo sistema de satélites para localización y que ustedes se comprometen a que el sistema tenga como máximo un error de 3 m. Considerando solamente la precisión de los relojes, estos no deberán retrasarse o adelantarse más de

- a) 0.000001 s b) 0.00000003 s
 c) 0.00000001 s d) 0.0000001 s

23. El efecto relativista neto combinando los efectos de la velocidad y la gravedad para el GPS es de 0.45 ns/s (ns=nanosegundos). Como cualquier reloj que se adelanta o se atrasa, el efecto es acumulativo, de tal forma que entre más tiempo pasa el error se hace mayor. ¿Cuánto tiempo debe pasar para que el efecto relativista acumulado sea igual a la solución del problema anterior?

- a) 22 segundos b) 22 minutos
 c) 22 horas d) 22 días

24. Si los efectos relativistas se dejan de corregir por un día las mediciones de distancia tendrían un error de

- a) 11 m b) 110 m c) 1,100 m d) 11,000 m

25. En la órbita de los satélites del GPS el efecto de la gravedad (teoría general de la relatividad) es mayor que el efecto de la velocidad (teoría especial de la relatividad). ¿Cuántas veces es mayor, en valor absoluto, el primer efecto que el segundo?

- a) 2 b) 4 c) 6 d) 8

Recibido: 5 de septiembre de 2014

Recibido corregido por el autor: 7 de septiembre de 2014

Aceptación: 27 de noviembre de 2014

Políticas editoriales

GEOS es el boletín informativo de la Unión Geofísica Mexicana, contiene artículos de investigación originales así como artículos de divulgación y notas cortas sobre aspectos relevantes para la difusión de la actividad científica, tecnológica y docente en las Ciencias de la Tierra, así como noticias de interés para los miembros de la UGM; se publican tres números en el año en forma impresa como electrónica.

Los artículos de investigación publicados en **GEOS** deben ser **originales** y son **arbitrados** por al menos dos expertos del tema; mientras que los trabajos de divulgación son arbitrados por un especialista del tema. Los editores se reservan el derecho de decidir sobre la publicación de notas o reportes.

Son particularmente bienvenidas todas aquellas contribuciones que coadyuven a la difusión y a la enseñanza de las Ciencias de la Tierra.

Una vez concluido el proceso de arbitraje, el manuscrito será devuelto al primer autor con los comentarios de los árbitros y del editor. El manuscrito corregido en forma final será editado por el Editor Técnico de **GEOS** para su publicación impresa y electrónica. El autor principal tendrá oportunidad de revisar la versión final de su trabajo antes de publicarlo en WEB de la UGM (www.ugm.org.mx).

Cualquier cambio a la política editorial de GEOS se publicará en el primer número de cada volumen.

Instrucciones para los autores

Publicar en GEOS es gratuito, todos los manuscritos deberán enviarse en forma electrónica a cualquiera de los editores principales:

Luis Alberto Delgado Argote (CICESE)
ldelgado@cicese.mx

Liga Pérez Cruz (UNAM)
perezcruz@geofisica.unam.mx

Preparación de texto:

Podemos procesar manuscritos en formato WORD, texto ASCII o LaTeX. Se recomienda que los manuscritos no excedan 12 páginas en el formato de la revista (una página contiene aproximadamente 900 palabras).

Las publicación de figuras a color en la versión impresa de GEOS no es posible por ahora, sin embargo la versión electrónica puede contener ilustraciones a todo color, se recomienda a los autores preparar sus figuras pensando en ambas ediciones.

Preparación de figuras e ilustraciones:

Las ilustraciones y figuras se pueden enviar en cualquiera de los siguientes formatos: **TIF, EPS, PS, DXF, DWG, PDF, JPG o WMF; y deben enviarse en archivos individuales y separados del texto.**

Secciones:

Con excepción de las notas, todas las contribuciones deberán incluir: título, resumen (en español y en inglés), introducción, una sección de métodos, una sección de resultados, una sección de discusión y/o conclusiones y una sección de referencias bibliográficas.

Resumen:

El no deberá exceder 350 palabras. Al prepararlo haga énfasis en los objetivos de la investigación, los resultados más importantes y las conclusiones alcanzadas. En el resumen no deben aparecer citas bibliográficas.

Introducción:

La introducción deberá destacar la relevancia del problema e incluir una revisión adecuada de publicaciones antecedentes sobre el tema. El objetivo de la introducción es enmarcar el problema dentro del estado general del conocimiento en el área que le corresponde, destacar la contribución del trabajo y motivar la lectura del artículo completo.

Metodología:

La metodología empleada en el trabajo deberá ser descrita con suficientes detalle para que otros miembros de la comunidad puedan comprenderla, pero al mismo tiempo, debe ser sencilla para que un lector inexperto pueda comprender las ideas fundamentales. Los desarrollos demasiado detallados, pero necesarios, deben diferirse a una sección apéndice.

Resultados:

Usualmente, los resultados de la aplicación de cualquier metodología pueden presentarse en forma de tablas o figuras. Evite redundancias mediante una adecuada selección de sus resultados. Los pies de figura deberán ser lo suficientemente explicativos para resaltar la importancia de lo que se ilustra sin necesidad de acudir al texto.

Discusiones y conclusiones:

En esta sección se deben discutir las implicaciones de los resultados, su concordancia o divergencia con hipótesis anteriores, construir nuevas hipótesis

derivadas de ellos, discutir sus aplicaciones prácticas y posibles limitaciones.

Referencias

Se debe incluir la lista de referencia de las fuentes utilizadas en el artículo.

Las referencias deberán estar agrupadas en orden alfabético por apellido del primer autor. Sugerimos utilizar el estilo de citación recomendado por Harvard University. Presentamos algunos ejemplos para facilitar la citación.

Si la citas textuales tienen 40 palabras o menos, utilice comillas al principio y al final de la misma y mencione el apellido del autor, el año y la página de donde proviene la cita. Si tiene más palabras, utilice párrafo con diferente sangría. Si un autor es citado más de una vez el mismo año, utilice el sufijo: a, b, etc. para distinguir el trabajo.

Aquellos manuscritos que no estén en publicados (aceptados o en prensa) no deberán incluirse en la referencias. Los artículos de divulgación podrán agregar una sección de referencias recomendadas.

Formato para citas:

Para cada autor o co-autor, escriba con mayúscula únicamente la primera letra del apellido y después las iniciales, agregue el año entre paréntesis. Utilice letras mayúsculas sólo en la primera letra del título y para nombres propios.

Cuando haga la referencia de un artículo de publicación periódica, incluya el nombre completo de la revista, volumen y páginas. Por ejemplo:

Alvarez-Borrego, S. (1996). Satellite derived photosynthetic pigment surveys: A review of marine phytoplankton biomass and productivity, *Geofísica Internacional*, v. 35(1), 51-61.

Ripa, P., y Velázquez, G., (1993), Modelo unidimensional de la marea en el Golfo de California, *Geofísica Internacional*, v. 32(1), 41-56.

www.raugm.org.mx/publicaciones/GeofisicaInternacional/GI%201993%20V.32/GI%201993%20V.32%20N.1%20p.%2041.pdf

Sánchez-Sesma, F. J., and Luzón, F., (1995), Seismic response of three-dimensional alluvial valeys for incident P, S, and Rayleigh waves, *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 85(1), 269-284.

Instituto Nacional de Estadísticas y Geografía (México). <https://www.google.com.mx/webhp?sourceid=chrome-instant&ion=1&espv=2&ie=UTF-8#q=inegi>

Cuando haga referencia de un libro completo, incluya los siguientes datos.

Presentaciones gráficas (gráficas, diagramas, mapas, dibujos, figuras, ilustraciones en general, fotografías, etc.)

Winkler, H.G.F. (1967). *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 2nd ed. New York, 237 p.

Cuando las presentaciones gráficas son tomadas de otro autor o página web, debe mencionarse la fuente de donde fue tomada.

Cuando haga la referencia de una parte de un documento o capítulo de libro, incluya los siguientes datos.

Ejemplos:
Tomado de Google Hearth (2014).
Modificado de Pérez (2014) p. 234.

Lomnitz, C., (1995), Diez años después: una reinterpretación de la catástrofe de 1985. En: F. Medina-Martínez, L. A. Delgado-Argote y G. Suárez-Reynoso, editores, *la Sismología en México: 10 años después del temblor de Michoacán del 19 de Septiembre de 1985 (M=8.1)*, (p. 61-67). Unión Geofísica Mexicana, Monografía No. 2.

Cuando haga la referencia de una tesis, debe hacer mención al grado. Ejemplo:

Gutiérrez Carmona, D.M. (2014). Estudio magnetotelúrico de la Falla Agua Blanca, Baja California, México. Tesis de maestría. Centro de Investigación y Educación Superior de Ensenada, Baja California. México.

Cuando haga la referencia de recursos electrónicos, incluya los datos completos y la dirección electrónica. Ejemplo:

Ripa, P. y Velázquez, G. (1993). Modelo unidimensional de la marea en el Golfo de California, *Geofísica Internacional*, 32 (1), 41-56. Recuperado de: <http://>

Unidades

Con algunas excepciones, todas las unidades físicas deberán expresarse en el Sistema Internacional de unidades (SI). Las siguientes excepciones son aceptables:

densidad en g/cm³
presión en bar

Expresiones matemáticas

Escriba sus ecuaciones en la forma más simple posible, utilizando signos de puntuación. Utilice itálicas para todos los símbolos, exceptuando las letras griegas. Vectores y matrices se escribirán con negrillas. Numere en forma consecutiva y entre paréntesis todas las ecuaciones que aparezcan en el texto.

$$\mathbf{u}_h(x, z, t) = (U_j^x(t)\phi_j(x, z), U_j^z(t)\phi_j(x, z))^T \quad (1)$$

Recordamos a todos los miembros de la Unión Geofísica Mexicana, A.C.
que la cuota es de \$400.00 para investigadores
y \$300.00 para estudiantes.

página internet: www.ugm.org.mx

Con un cordial saludo

Luis A. Delgado Argote y Ligia Pérez Cruz
Editores

Costo anual de anuncios en GEOS

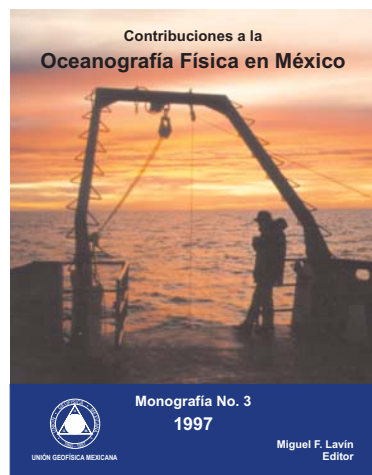
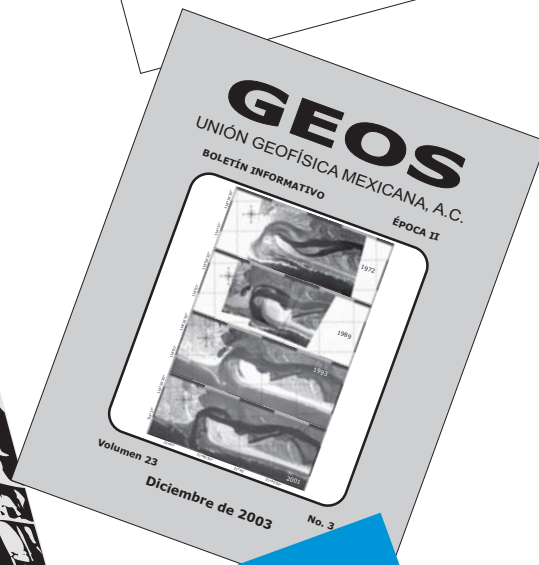
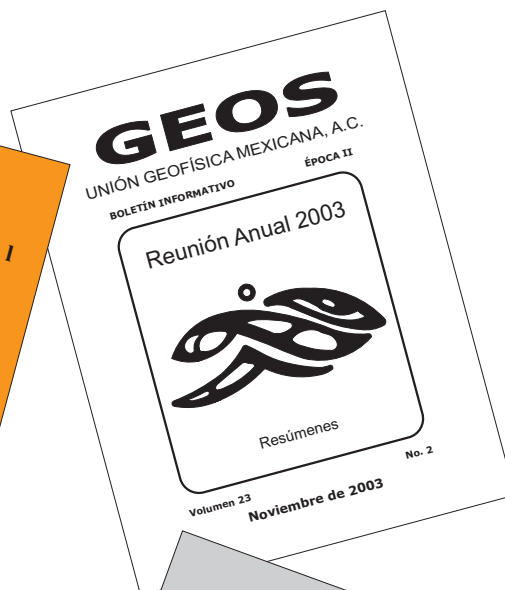
Instituciones:	Comerciales y Gubernamentales	Académicas
Página completa	\$4,000.00	\$2,000.00
Media página	\$2,000.00	\$1,000.00

GEOS

Información con:

Ivonne Pedrín Morales
División de Ciencias de la Tierra
Tel: 01(646)174-5050
Ext: 26004
Correo electrónico: ipedrin@cicese.mx





Tus trabajos de investigación y divulgación tienen cabida en estos foros de la Unión Geofísica Mexicana, A.C.