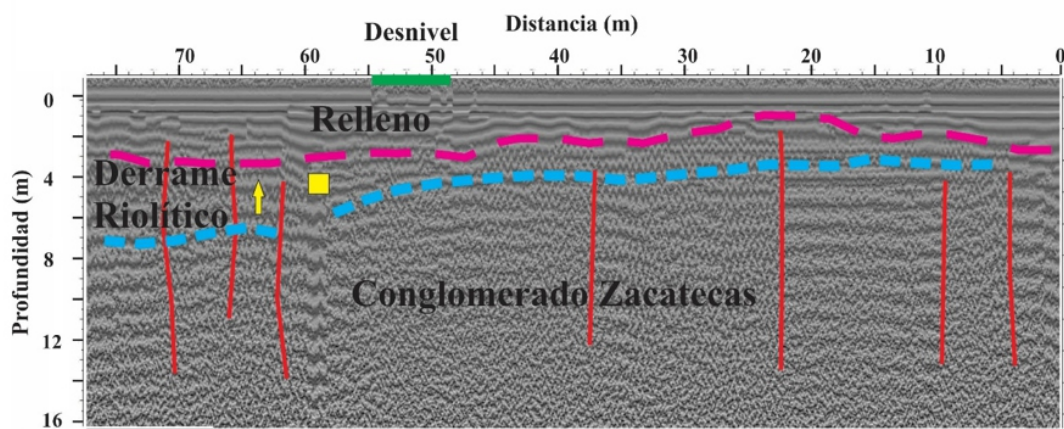
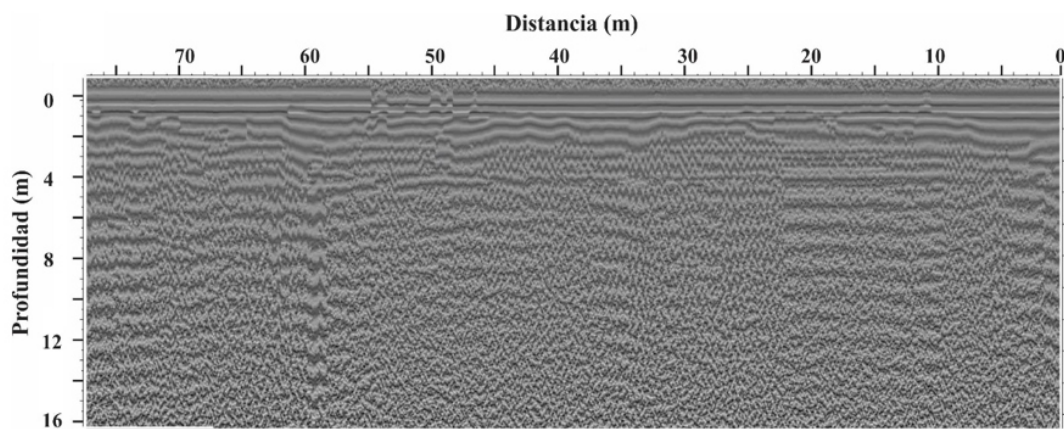


# Geofis



# GEOS

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

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

GEOS se publica dos veces al año patrocinada 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 2018-2019

**Dra. Ligia Pérez Cruz**  
*Instituto de Geofísica, UNAM*  
Presidenta

**Dra. Vanesa Magar Brunner**  
*Instituto de Geofísica, UNAM*  
Vicepresidenta

**Dra. Aída Martínez López**  
*CICIMAR, IPN*  
Secretaria General

**Dr. David Adams**  
*Centro de Ciencias de la Atmósfera, UNAM*  
Secretario de Investigación

**Dr. Víctor H. de la Luz**  
*Instituto de Geofísica, Morelia, UNAM*  
Secretaria de Difusión

**Dra. Susana Alaniz Álvarez**  
*Centro de Geociencias, UNAM*  
Secretaria de Educación

**Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi**  
*Instituto de Geofísica, UNAM*  
Secretario Internacional

**Dr. Víctor Manuel Wong Ortega**  
*Unión Geofísica Mexicana*  
Tesorero

#### Editores Principales

Luis A. Delgado Argote  
[ldelgado@cicese.mx](mailto:ldelgado@cicese.mx)  
CICESE

Víctor de la Luz  
[vdelaluz@geofisica.unam.mx](mailto:vdelaluz@geofisica.unam.mx)  
UNAM

#### Comité Editorial

Harald Böhnel, 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, UNAM  
Gustavo Tolson, UNAM  
Felipe Escalona, UAZ

#### Apoyo Técnico Editorial

Humberto S. Benítez Pérez  
Angel Daniel Peralta Castro  
Sergio Manuel Arregui Ojeda  
María Cristina Álvarez Astorga

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, 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](mailto: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**

**Ciencia, riqueza y crecimiento responsable** ...285

**ARTÍCULOS**

**Estudio gravimétrico y modelo estructural del Valle de San José de Guaymas, Sonora, México** ...287

Anaid Fragoso Irineo, Silvia Martínez Retama y Ricardo Vega Granillo

**DIVULGACIÓN**

**Cálculo de coordenadas GPS con software libre, comercial y procesos online, utilizando órbitas rápidas en intervalos estáticos cortos y largos** ...305

Hydyn Santiago Jiménez, Mauricio Breton González, Juan José Ramírez Ruiz, Héctor Medina

**La XXIII Olimpiada de Ciencias de la Tierra: Erupciones volcánicas** ...321

Loïc Peiffer, Rebeca López Montes

**REPORTE**

**Susceptibilidad por deslizamientos en el sector Baracoa-Cajobabo, provincia Guantánamo, Cuba** ...341

Sandra Rosabal Domínguez y Ricardo Oliva Álvarez

**Identificación de peligros naturales a partir de la cartografía geológica y perfiles de georadar en la Unidad Académica de Ciencias Biológicas de la Universidad Autónoma de Zacatecas** ...357

Ma. Teresa Flores González, Felipe de Jesús Escalona Alcázar, Jorge Bluhm Gutiérrez, Santiago Valle Rodríguez, Josefina Huerta García, Luis Felipe Pineda Martínez, Baudelio Rodríguez González, Patricia de Lira Gómez, Sayde María Teresa Reveles Flores

**NOTA**

- ¿Ha impactado el TLCAN los recursos de agua y uso del suelo en la frontera de México y EE.UU.?** ...375  
Enrique R. Vivoni y Theodore J. Bohn

**COMUNICACIONES**

- POLÍTICA EDITORIAL** ...379

## Ciencia, riqueza y crecimiento responsable

En este periodo de revisión de la iniciativa de Ley de Humanidades, Ciencias y Tecnologías se ha mencionado que el ritmo de crecimiento guarda una estrecha relación con la riqueza de un país. Ambos se benefician de la generación del conocimiento científico y de la tecnología, los cuales, a su vez, contribuyen a la formación de recursos humanos bien calificados. El desarrollo científico y tecnológico en el mundo ha promovido una tasa de crecimiento demográfico y de requerimientos de bienes para su manutención y bienestar que amenazan colapsar tanto el precario equilibrio del medio ambiente como las relaciones económicas y sociales. El crecimiento es desigual y mucho depende del uso eficiente de los recursos físicos y humanos, así como de su conservación.

Con frecuencia las políticas públicas reaccionan a las demandas de ciertos sectores de la población y diseñan programas para resolverlas. Algunas veces las demandas son tan básicas como las alimenticias, de agua o de espacio; otras, son más complejas, como los recursos energéticos y minerales, servicios médicos o informáticos, por citar las más obvias. Salvo las dos últimas, las geociencias tienen una participación directa en la identificación y análisis de la composición química, de las características físicas y de la abundancia de los materiales.

La importancia de la aplicación de criterios científicos en la solución de problemas inmediatos o urgentes radica en la probabilidad mayor de impactar menos al ambiente, hacer uso más eficiente de las tecnologías y en consecuencia, de los recursos económicos. El crecimiento, en el amplio sentido, conlleva riesgos a la vida y a los bienes de la sociedad. La contaminación del suelo, del agua y del aire deben monitorearse bajo criterios estrictos y alejados de los intereses económicos, de la misma forma que los fenómenos naturales de periodos de recurrencia largos, como los sismos, el volcanismo, el cambio climático y las variaciones del nivel del mar, deben estar presentes en los planes de desarrollo. Dicho trabajo de seguimiento normalmente requiere de fuertes inversiones económicas para equipamiento y operación, así como de personal altamente calificado, que genera un conocimiento cuyos beneficios pueden traducirse en términos de seguridad, los cuales, en general, pasan desapercibidos para la mayoría de la gente. Además, una bondad de las instituciones donde se hace investigación es la de ser centros de innovación y entrenamiento permanentes.

La comunidad encargada de la investigación científica y tecnológica, dependiente de los gobiernos federal y estatales han demostrado ser eficiente en la generación de conocimiento bajo condiciones económicas adversas o inestables, en particular, durante la última década, en la que el porcentaje del PIB destinado a la ciencia y la tecnología se ha mantenido alrededor del 0.5% (la UNESCO recomienda aplicar el 2%) y la inversión proveniente de la iniciativa privada, es demasiado pequeña.

Esperamos que nuestras autoridades consoliden en un futuro cercano, proyectos nacionales que incluyan el conocimiento del entorno natural que sirvan para garantizar un desarrollo económico y social más balanceado.

## **Estudio gravimétrico y modelo estructural del Valle de San José de Guaymas, Sonora, México**

Anaid Fragoso Irineo<sup>1</sup>, Silvia Martínez Retama<sup>1\*</sup> y Ricardo Vega Granillo<sup>1</sup>

Departamento de Geología, Universidad de Sonora, Blvd. Luis Encinas y Rosales, Hermosillo, Sonora, México.

\*smartinez@ciencias.uson.mx

### **Resumen**

El Valle de San José de Guaymas se ubica cerca de la costa de Sonora a unos 120 km al sur de Hermosillo. Los graves problemas de abastecimiento de agua en esa región han impulsado la realización de diversos estudios geohidrológicos. En este trabajo se utilizó el método gravimétrico para determinar la morfología y profundidad del basamento rocoso con respecto a la cobertura sedimentaria. Al basamento se le atribuyó una densidad de 2.67 g/cm<sup>3</sup> y al relleno sedimentario una de 2.2 g/cm<sup>3</sup>. La configuración del basamento muestra la presencia de una cuenca con una profundidad promedio de 850 m formada por dos fosas orientadas NW-SE. Los relieves que limitan la cuenca se orientan en dirección ~N-S pero se interrumpen en su parte NE y SW a lo largo de líneas que tienen una orientación ~N50°W. Dicho rumbo es similar al de las fallas de deslizamiento lateral derecho que provocaron el desplazamiento de la península de Baja California con respecto a Sonora y Sinaloa. Por su ubicación al interior de Sonora, las fallas con rumbo ~N50°W pueden asociarse a la denominada Provincia Extensional del Golfo, la cual se considera activa del Mioceno Medio al Tardío. La cuenca también es limitada por relieves tanto en su flanco NW como el NE, que se interpretan como fallas normales secundarias con rumbo NE-SW. Además, es segmentada por tres fallas menores con rumbo ~N-S. En este contexto, la cuenca de San José de Guaymas se considera que pudo formarse por la transferencia de movimiento entre dos fallas de deslizamiento lateral asociadas con el evento transtensivo previo a la apertura del Golfo de California.

**PALABRAS CLAVE:** San José de Guaymas; estudio gravimétrico; morfología del basamento; modelo estructural; Provincia Extensional del Golfo de California.

### **Abstract**

Geohydrologic studies were conducted in the San José de Guaymas valley, located about 120 km south of Hermosillo, Sonora, due to strong water supply problems in that region. The gravimetric method was used in this work in order to define the morphology and depth of the basement with respect to the overlying sedimentary cover. The density considered for the basement was 2.67 g/cm<sup>3</sup>, while for the infill a density of 2.2 g/cm<sup>3</sup> was used. The basement distribution shows a basin with an average depth of 850 m, which is formed by two troughs elongated NW-SE. The basin is limited in the SW and NE sides by linear reliefs with ~N50°W direction. That direction is similar to the dextral strike-slip faults causing the displacement of the Baja California peninsula with respect to Sonora and Sinaloa. By its location inside of Sonora, these structures can be ascribed to the Gulf Extensional Province, which is considered active by the Middle-Late Miocene. The basin is also limited by reliefs in its NW and SE flanks, which are interpreted as secondary normal faults oriented NE-SW, and it is segmented by three minor faults oriented ~N-S. In this context, the San José de Guaymas basin may be originated along a transfer zone between two strike-slip faults related with the transtensive event previous to the Gulf of California opening.

**KEYWORDS:** San José de Guaymas; gravimetric survey; basement morphology; structural model; Gulf of California Extensional Province.

## Introducción

El Valle de San José de Guaymas se localiza en la costa suroeste del estado de Sonora (Figura 1). Este valle es una importante fuente de agua para las actividades agrícolas y ganaderas de esta región. En las últimas décadas, la región ha presentado un problema de abastecimiento de agua debido a la baja precipitación y la alta evaporación, así como a la sobreexplotación de los acuíferos a la que se asocia el fenómeno de intrusión salina. En busca de una solución a estos problemas, y para lograr un manejo sustentable de los acuíferos, en la región de Guaymas se

han realizado diversos estudios geológicos, geofísicos y geohidrológicos desde décadas pasadas. Ejemplos de trabajos previos son los de Macías et al. (1975) y la Comisión Nacional del Agua (1982) en el Valle de Guaymas y el Valle de Boca Abierta localizados al este de la Sierra de Santa Úrsula (Figura 1). El Valle de Guaymas es la zona más estudiada y entre los diversos trabajos se encuentran los de Herrera et al. (1984) y Álvarez (1991), quienes realizaron dos modelos de la profundidad del basamento derivados de la interpretación de datos gravimétricos. En ambas interpretaciones el subsuelo fue parametrizado en dos medios, el superior correspondiente a los

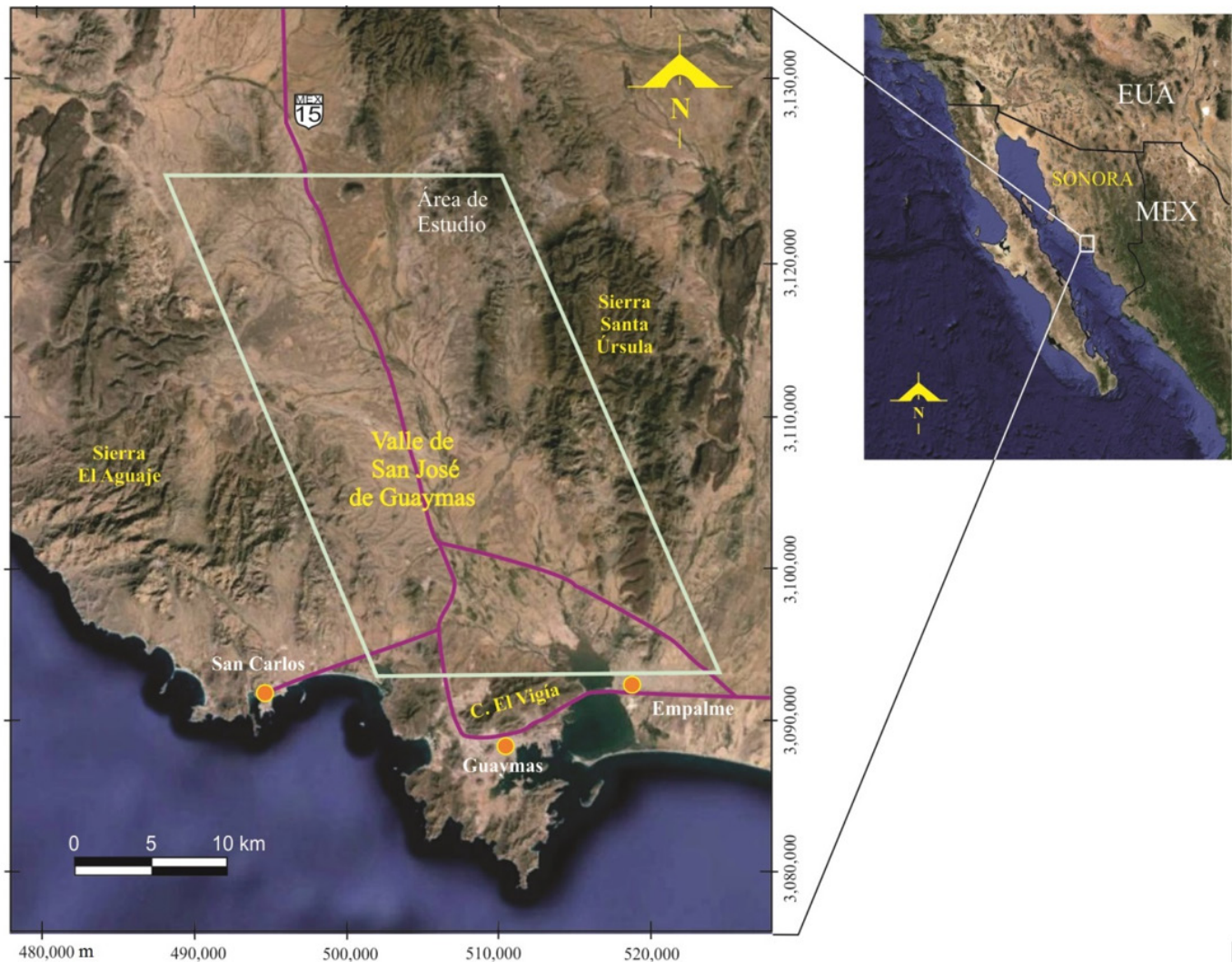


Figura 1. Localización del área de estudio en el Valle de San José de Guaymas, Sonora.

sedimentos de cuenca y el inferior que se asocia con el basamento ígneo y metamórfico. Herrera et al. (1984) determinaron un basamento con relieve estructural abrupto, con profundidades máximas cercanas a 4 km, mientras que Álvarez (1991) determinó un basamento mucho más somero, con profundidades máximas cercanas a 1 km. Estas diferencias se deben a variaciones en la determinación de la anomalía regional y a los contrastes de densidad utilizados. En esta área también se realizaron estudios para determinar el avance de la intrusión salina en la zona costera, utilizando el método de transitorios electromagnéticos (Martínez-Retama et al., 2007). En el Valle de San José de Guaymas se han realizado algunos estudios de resistividad y geohidrológicos. Macías et al. (1975), mencionan la presencia de intrusión salina, principalmente en la parte sur del área. Vega-Granillo et al. (2004), realizaron un estudio de geología urbana, donde definieron rasgos geológicos e hidrológicos en la región de Guaymas y San Carlos.

El objetivo de este estudio fue definir un modelo para el basamento, así como el espesor de la cobertura sedimentaria, mediante la aplicación del método gravimétrico, ya que uno de los factores primordiales para definir la capacidad de almacenamiento de un acuífero es poder determinar su geometría y extensión, lo cual, aunado al establecimiento de su capacidad de almacenamiento (porosidad) entre otros parámetros, permitiría determinar el grado de explotación-recarga del mismo y entonces, lograr una extracción sustentable. Para definir la morfología del acuífero, los métodos geofísicos son muy útiles debido a su rapidez y costo relativamente bajo comparado con el de las perforaciones. La determinación de la morfología junto con estudios de resistividad permitirá también establecer cuáles son los puntos de extracción óptimos en la región de estudio.

## Contexto Geológico

El valle de San José de Guaymas se ubica entre la Sierra de Santa Úrsula al este, el cerro El Vigía al sur, la sierra El Aguaje al oeste y los cerros Los Pajaritos y El Zacatoso de la región de San Carlos al suroeste (Figura 1). Las rocas más antiguas se encuentran en afloramientos aislados en el sur, suroeste y norte de la sierra Santa Úrsula, y también en la parte norte y sur de la Sierra El Aguaje (Mora-Álvarez, 1992; Vega-Granillo et al., 2004). Corresponden a rocas con metamorfismo de contacto como cuarcitas, corneanas pelíticas, corneanas calcosilicatadas y metaconglomerados, formadas a partir de un protolito sedimentario detrítico, las cuales han sido correlacionadas con el Grupo Barranca (Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Vega-Granillo et al., 2004), cuya unidad intermedia denominada Formación Santa Clara contiene fósiles atribuidos al Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Alencáster de Cserna, 1961; Weber, 1997). Dichas rocas aparecen como colgantes del techo de un plutón granodiorítico que las intrusión y metamorfiza (Figura 2) y que ha sido nombrado Granitoide Laramídico. En la Sierra de Santa Úrsula el intrusivo fue datado en 78 Ma (U-Pb en zircón, Mora-Álvarez y McDowell, 2000) y en San Carlos tiene edades de 83 y 81 Ma (K-Ar en hornblenda y biotita, respectivamente; Mora-Álvarez y McDowell, 2000). El Grupo Barranca y el Granitoide Laramídico fueron levantados y erosionados y sobre ellos se depositó un paquete de rocas volcánicas de al menos 580 m de espesor denominado aquí Unidad Volcánica Miocénica. En la Sierra de Santa Úrsula la secuencia más antigua de ~300 m de espesor está representada por un volcanismo máfico-intermedio que incluye flujos andesíticos, domos de andesita, rocas volcánicas con intercalaciones de basalto y andesitas basálticas. Estas rocas han sido fechadas entre 23.5 y 15.3 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000; MacMillan et al., 2005). El segundo episodio de volcanismo es félsico y está representado por flujos y domos félsicos, ignimbritas y tobas, con un espesor en

conjunto de hasta 280 m. En estas rocas se han obtenido edades entre 12.3 y 11.4 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000; MacMillan et al., 2005). A su vez, los flujos félsicos son cubiertos en discordancia por basaltos fechados entre 11.7 y 11.5 Ma (MacMillan et al., 2005) y entre 10.3 y 8.5 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000). Además de las rocas volcánicas mencionadas se presenta un cuerpo intrusivo hipabisal de composición granítica que ha sido denominado Granófiro de Empalme-Ortiz (Cochemé, 1981), el cual aflora también en el cerro El Vigía del norte de la ciudad de Guaymas (Vega-Granillo et al., 2004) y se extiende hasta la parte oriental de la Sierra de Santa Úrsula (Mora-Álvarez, 1993). Este granófiro ha sido fechado en distintas localidades arrojando edades entre 14 y 10.7 Ma (Paz-Moreno, 1992; Till, 2005; Gans et al., 2013).

### Geología Estructural

Las estructuras principales en la región de estudio son un conjunto de fallas normales que conforman un sistema de semigrábenes escalonados, con rumbo ~N-S y que buzan principalmente hacia el W. Dichas fallas provocan un basculamiento de las unidades volcánicas de hasta 40° hacia el E (Mora-Álvarez, 1993; Vega-Granillo et al., 2004). Según Mora-Álvarez y McDowell (2000) una primera fase de fallamiento ocurrió antes de 10.3 Ma. Según Vega-Granillo et al. (2004), asociadas con esa primera fase se produjeron fallas con rumbo ~E-W en la región de San Carlos, las que probablemente acomodaron movimientos diferenciales de los bloques alargados N-S (Figura 1). Una segunda fase de fallamiento, afectó a las tobas y a los basaltos del Mioceno Tardío produciendo un basculamiento no mayor a 5°. Esta segunda etapa pudo producir el graben de Empalme y el levantamiento de la Sierra de Santa Úrsula (Stewart y Roldán-Quintana, 1994). Según Johnpeer (1977) el cerro El Vigía de la ciudad de Guaymas es una estructura formada por fallas semicirculares que sugieren una estructura de caldera (Figura 2).

### Marco Tectónico

Es aceptado que un proceso de subducción de litósfera oceánica debajo de la placa Norteamericana ocurrió en el noroeste de México y suroeste de la Cordillera Norteamericana, al menos desde el Jurásico (p. ej. Anderson et al., 2005; Haxel et al., 2005), pero tuvo su punto culminante en Sonora entre el Cretácico Tardío y el Eoceno Medio (90 a 40 Ma), con la intrusión de cuerpos graníticos de dimensiones batolíticas (p. ej. Damon et al., 1983; Ramos et al., 2008; Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011). Durante este episodio se emplazaron los cuerpos granodioríticos de San Carlos y de la Sierra de Santa Úrsula, intrusionando secuencias detríticas correlacionadas con el Grupo Barranca del Triásico Superior-Jurásico Inferior. Después del evento magmático de fines del Cretácico, la región debió experimentar un proceso de levantamiento y erosión, el cual expuso las rocas graníticas y dejó las rocas metasedimentarias como remanentes de erosión sobre ellas. El régimen tectónico de Sonora cambió de compresivo a fines del Cretácico y principios del Cenozoico, a extensional durante el Oligoceno y el Mioceno (p. ej. Calmus et al., 2011). La principal etapa de extensión ha sido constreñida entre 26 y 15 Ma (Nourse et al., 1994; Gans, 1997; Wong y Gans, 2008) en la parte centro-norte, centro y centro-oeste de Sonora. El proceso extensional coincide temporalmente con la llegada de fragmentos de la dorsal del Este del Pacífico a la paleo-trinchera (p. ej. Engebretson et al., 1985; Wilson et al., 2005). Durante el Oligoceno-Mioceno Temprano, en la parte central de Sonora, se produjo una fuerte extensión que formó cuencas donde se depositaron gruesos paquetes sedimentarios de la Formación Báucarit (Bartolini et al., 1994; McDowell et al., 1997) y se desarrollaron los llamados complejos de núcleo metamórfico (metamorphic core complexes) como el de la Sierra de Mazatán (Nourse et al., 1994; Vega-Granillo y Calmus, 2003; Wong y Gans, 2008). Durante el Mioceno, en la región costera

de Sonora se produjo un evento magmático generalizado, sin presencia de depósitos de la Formación Báucarit, que generó la denominada Unidad Volcánica Miocénica (Johnpeer, 1977; Sheridan et al., 1979; Mora-Álvarez y McDowell, 2000; Vega-Granillo et al., 2004; Till, 2005). El volcanismo está representado por basaltos, tobas ignimbríticas, andesitas y dacitas. Sin embargo, el fallamiento asociado con la extensión pudo ser contemporáneo con el magmatismo como

fue sugerido por Vega-Granillo et al. (2004). Las rocas volcánicas que bordean el valle de San José de Guaymas, así como las que afloran en la Sierra de Santa Úrsula y en los alrededores de San Carlos, se correlacionan con rocas de la región de Bahía Kino (Gastil et al., 1999) y con las del Grupo Comondú en Baja California sur que han sido fechadas entre 30 y 12 Ma (Umhoefer et al., 2001; Puy Alquiza et al., 2010). El magmatismo calcoalcalino producto de la subducción continuó

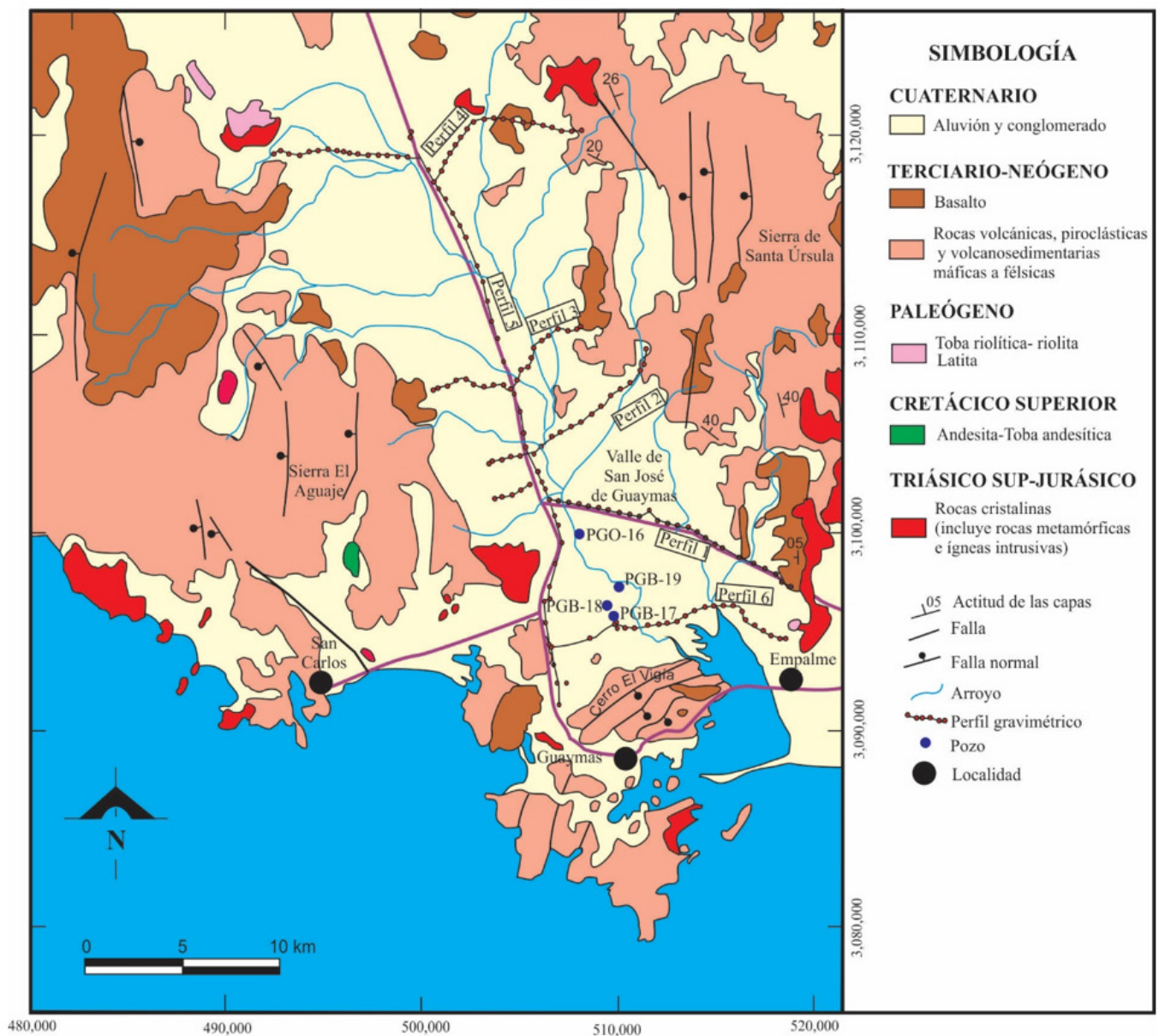


Figura 2. Geología del área de estudio (modificado de Peña-Leal et al., 2000) con la localización de perfiles gravimétricos y pozos.

hasta el Mioceno Medio (p. ej. Gómez-Valencia, 2014). Hacia los 12 Ma, se produjo la extrusión de rocas félsicas hiperalcalinas, ya sea como flujos o como extensos depósitos de ignimbrita, los cuales han sido reportados en la Sierra Libre al norte del área de estudio (Vidal-Solano, 2005; Barrera-Guerrero, 2012). Se interpreta que dichas rocas reflejan la apertura de una ventana astenosférica entre las placas del Pacífico y Farallón, debajo de la placa Norteamericana (Vidal-Solano et al., 2013). Debido a que la placa del Pacífico tiene un movimiento absoluto hacia el NW, su inserción parcial debajo de la placa Norteamericana indujo esfuerzos transtensionales que empezaron afectando una zona desde el borde oriental de Baja California hasta Sonora. Los esfuerzos transtensivos produjeron fallas incipientes de deslizamiento lateral derecho con dirección NW-SE, con posibles zonas de relevo que crearon cuencas de separación (pull-apart basins) orientadas ~NE-SW como el graben de Empalme (Vega-Granillo et al., 2004; Roldán-Quintana et al., 2004), y posteriormente una extensión con dirección aproximada E-W la cual es evidenciada por el ligero basculamiento de los basaltos de 8-10 Ma. La zona afectada por estos esfuerzos ha sido denominada Provincia Extensional del Golfo, la cual se considera más activa entre 12 y 6 Ma, tiempo en que se produjo el denominado proto-Golfo (Lylle y Ness, 1991). Las fallas generadas en esta etapa, sirvieron como conductos para la extrusión de rocas basálticas datadas entre 10.3 y 8.5 Ma (Mora-Álvarez y McDowell, 2000) que se derramaron en ambos costados de las fallas y parcialmente rellenan los valles como el Graben de Empalme. Posteriormente, los esfuerzos transtensivos se concentraron a lo largo de la zona que actualmente ocupa el Golfo de California y provocaron el desplazamiento de la península de Baja California al menos 250 km al NW (Oskin et al., 2001). Aún dentro del golfo, las fallas de deslizamiento a rumbo y las cuencas de separación asociadas se han ido desplazando progresivamente hacia el este (p. ej. Aragón-Arreola y Martín-Barajas, 2007). Los valles

actuales están formados por rocas sedimentarias provenientes de las formaciones geológicas descritas antes, las cuales fueron erosionadas y transportadas por corrientes fluviales, relleno de las cuencas del valle de San José de Guaymas. El depósito de estos materiales inició en el Plioceno y continuó hasta el Holoceno. La planicie aluvial y fluvial de la cuenca es una zona importante para el estudio geohidrológico de la región, ya que debajo de ella se aloja el principal sistema acuífero de la cuenca. Los sedimentos clásticos que se pueden encontrar son intercalaciones de boleo, grava, arena, limo y arcilla, con diferentes espesores, según el análisis de las columnas litológicas de los pozos en el área (CNA, 1982).

## Metodología

Para realizar este estudio se trazaron seis perfiles con una separación promedio de 6 km, cuyas longitudes van de 9 a 32 km. Cuatro de los perfiles se realizaron en dirección ENE-WSW, de manera transversal al valle, y dos longitudinales en dirección NW-SE (Figuras 2 y 4b). Los sitios para iniciar y finalizar los perfiles fueron cuidadosamente seleccionados en lugares donde aflora el basamento. Este procedimiento se realizó en todos los perfiles transversales al valle, lo que permitió tener control de la profundidad del basamento al inicio y al final de cada uno de los perfiles. Se registraron un total de 173 estaciones con un espaciamiento aproximado de 500 m entre cada una (Figura 2). La estación base se ubicó en el área de descanso El Valiente, con coordenadas UTM 505,863 m E y 3,102,064 m N. La mayoría de las estaciones se tomaron sobre la carretera y caminos rurales. Las lecturas de la gravedad se realizaron con un gravímetro marca Scintrex CG-5, el cual tiene una resolución de 0.001 mGal y un rango máximo de operación de 8,000 mGal. Para ubicar cada estación se utilizó un geoposicionador (GPS) portátil marca Garmin Etrex, con coordenadas UTM y un datum WGS84 (World Geodetic System). La gravedad observada se corrigió por deriva, elevación, Bouguer,

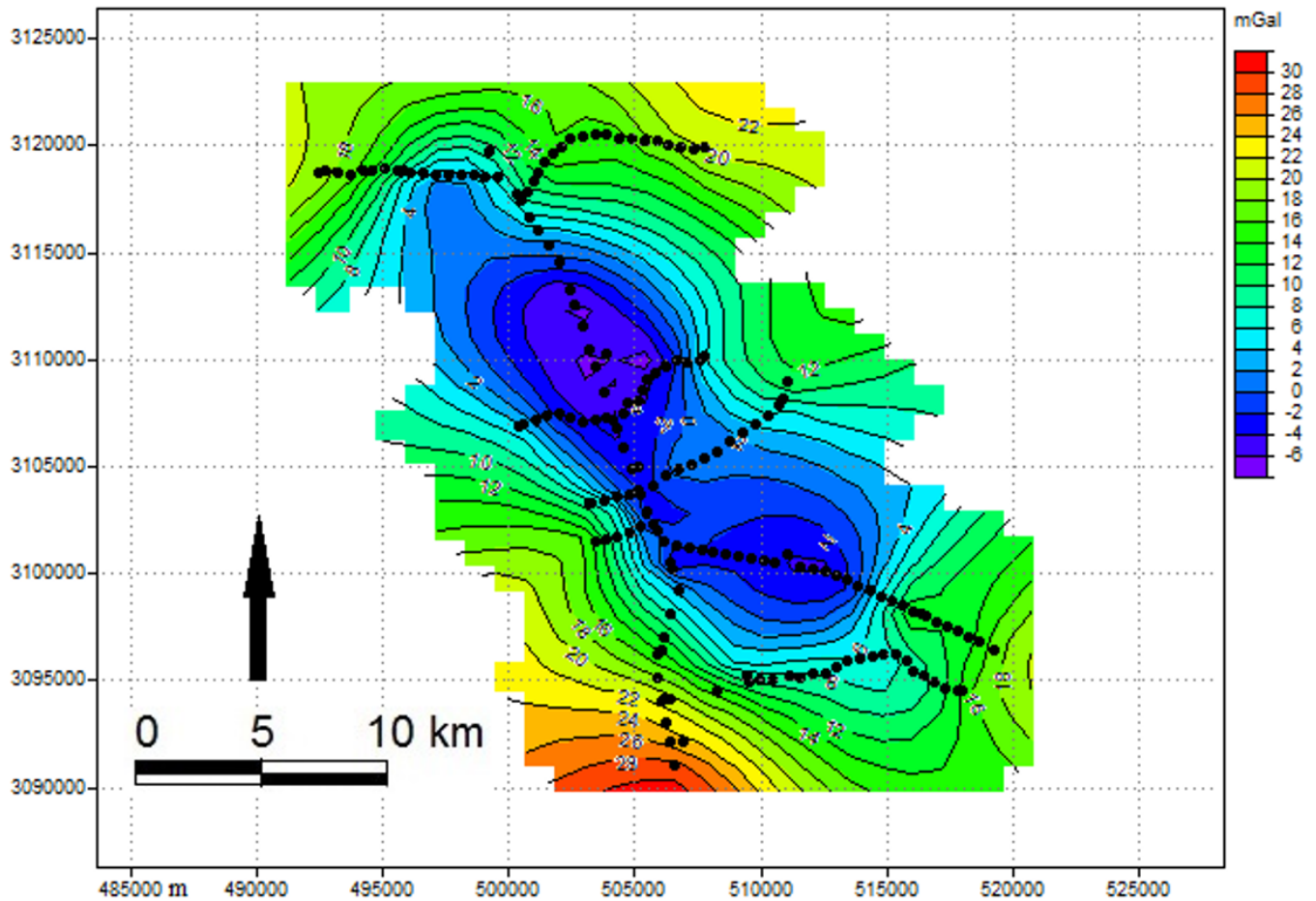


Figura 3. Mapa de anomalía de Bouguer, en el cual se muestra la ubicación de las estaciones del estudio gravimétrico. Este mapa está formado por anomalías gravimétricas originadas por la contribución de diferentes masas o estructuras, tanto profundas, que representan la anomalía regional, como someras que conforman la anomalía residual.

latitud y topografía. Para calcular la corrección de Bouguer se consideró una densidad para el material de relleno de  $\delta = 2.2 \text{ g/cm}^3$  (Telford et al., 1976), tomando en cuenta que el material de relleno está constituido principalmente por grava, arena y arcilla, con espesores variables (CNA, 1982). Para la corrección topográfica se utilizó el modelo de elevación digital del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), con resolución de  $90\text{m} \times 90\text{m}$ . El programa utilizado (Juan García Abdeslem, comunicación personal, 2012) requiere como entrada el número de estaciones, sus coordenadas y un mapa vectorial. Después de calcular las correcciones, se obtuvo

la anomalía de Bouguer para cada perfil. A partir de los valores de dicha anomalía se generó una malla utilizando el método de interpolación de "curvatura mínima" con el programa WinGLink. Con estos valores se preparó el mapa de anomalía de Bouguer correspondiente a la zona de estudio (Figura 3). La anomalía regional se calculó por ajuste polinomial de primer, segundo y tercer grado de la anomalía de Bouguer, obteniendo mapas de anomalía de Bouguer regionales y sus correspondientes residuales. Se eligió el ajuste polinomial de segundo grado, debido a que éste delimita mejor las subcuencas sin perder información (4).

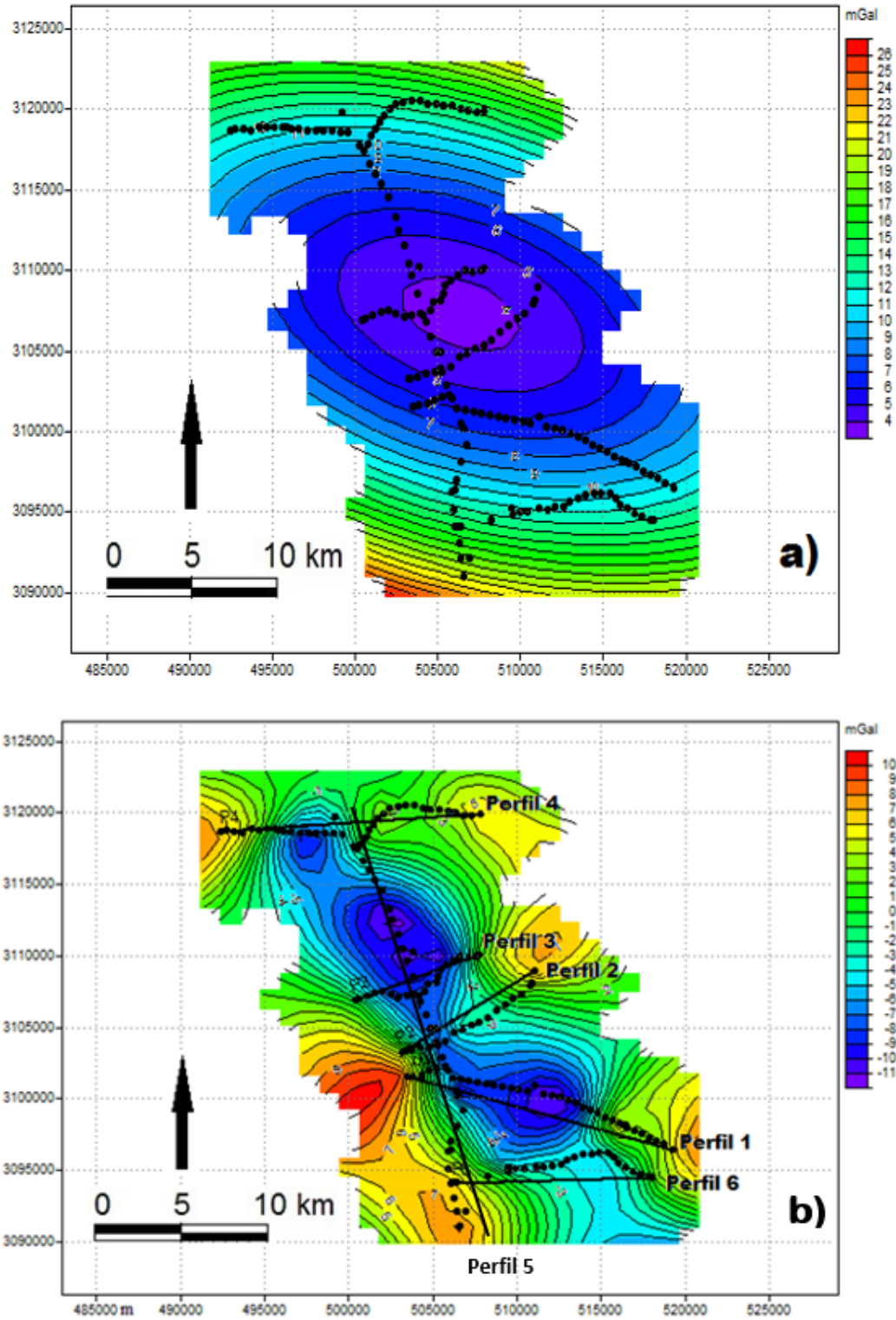


Figura 4. Separación de la anomalía regional – residual. a) Anomalía regional determinada por ajuste polinomial de segundo grado. Este mapa representa la tendencia regional asociada a grandes masas o estructuras profundas; b) Anomalía residual obtenida al restar la anomalía de Bouguer obtenida en las estaciones de la anomalía regional. Este mapa muestra anomalías asociadas a masas someras o locales de extensión limitada

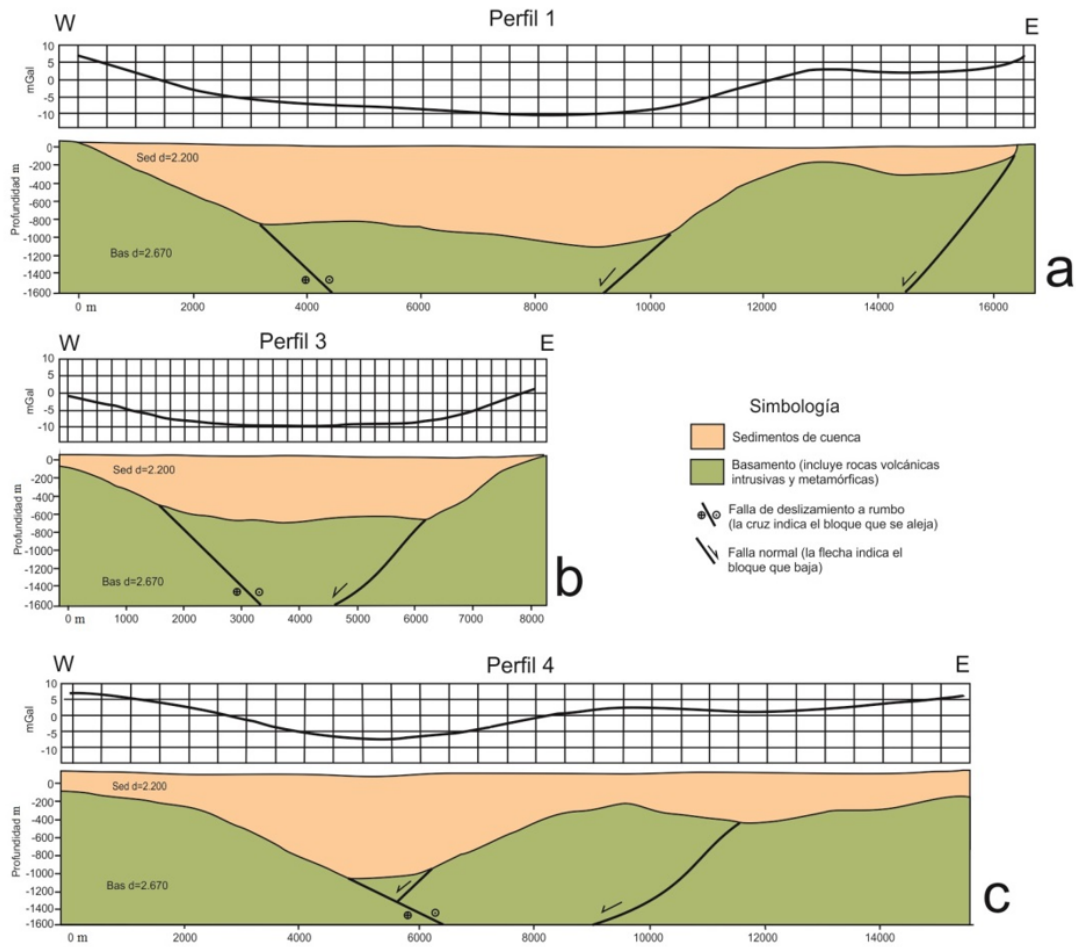


Figura 5. a) Perfil 1; b) Perfil 3; c) Perfil 4. En la gráfica superior de cada perfil se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta del modelo geológico. Debido a la precisión del ajuste ambas líneas se empalman y gráficamente sólo se observa una. En la gráfica inferior se muestra el modelo geológico propuesto. Debe señalarse que la inclinación de las estructuras graficadas corresponde a un echado aparente, menor al echado real, debido a que la dirección de las secciones no es perpendicular al rumbo de las fallas.

## Resultados

### Anomalías Regional y Residual

En el mapa de anomalía de Bouguer (Figura 3) resalta un bajo gravimétrico alargado en dirección NW-SE. La anomalía regional obtenida (Figura 4a), muestra el eje mayor de la elipse con una orientación hacia el NW, presentando el mínimo en la parte central del área con valores de 4 mGal. En la anomalía residual resultante (Figura 4b) se delimitan tres subcuencas extendidas en dirección NW-SE, en donde se observan mínimos de hasta -11 mGal.

### Modelación

La modelación se realizó sobre cinco perfiles transversales al valle trazados sobre la anomalía residual seleccionada. La ubicación de los perfiles y el mapa de anomalía residual se muestran en las Figuras 2 y 4b, respectivamente. Para proponer el modelo geológico se revisó la información de pozos disponible en el área de estudio. La información que se encontró corresponde a los pozos PGO-16, PGB-17 y PGB-19 (CNA, 1982), con profundidades máximas de 265, 412 y 252 m, respectivamente, cuya localización se muestra en la Figura 2. Las columnas litológicas

de estos pozos corresponden a intercalaciones de arcilla, arena, grava, y caliche, con espesores variables. Como se mencionó, la geología del área de estudio es muy variada, con grandes afloramientos de rocas volcánicas. Sin embargo, debido a que no hay datos de perforaciones que nos permitan confirmar el espesor de sedimentos sobre el basamento, se optó por un modelo simple de dos capas. Por lo tanto, el subsuelo fue parametrizado en dos medios: el superior, que corresponde a los sedimentos de la cuenca constituidos por grava, arena y arcilla, con una densidad promedio de  $2.2 \text{ g/cm}^3$ ; y el inferior, que corresponde al basamento granítico y metamórfico con una densidad promedio de  $2.67 \text{ g/cm}^3$ . Para modelar los perfiles se utilizó el algoritmo de Talwani y Ewing (1960). Los modelos obtenidos para los perfiles 1, 3 y 4, en los cuales se obtuvo un ajuste perfecto entre la anomalía residual observada y calculada, se presentan en las figuras 5a, 5b y 5c, respectivamente.

En la parte superior de la Figura 5a se presenta el mejor ajuste entre la anomalía residual y la respuesta calculada para el modelo. Debido a la precisión del ajuste, ambas líneas se empalman y gráficamente solo se observa una. En la parte inferior se presenta el modelo geológico propuesto. Las profundidades máximas interpretadas del perfil 1 son de 1,100 m. Las profundidades disminuyen hacia el lado oriental del perfil donde afloran rocas basálticas y el granófono de Empalme-Ortiz. El modelo geológico para el Perfil 3 se muestra en la Figura 5b. Este perfil se ubica en la parte central del área y muestra una profundidad al basamento de unos 600 m. En los extremos este y oeste se encuentran afloramientos de roca basáltica. Además, en la Sierra Santa Úrsula se tiene muy próximo un afloramiento de rocas metasedimentarias, que se considera como parte del basamento cristalino.

En la Figura 5c se muestra el modelo geológico para el Perfil 4, donde se observa una cuenca mayor y una subcuenca. La cuenca mayor está

limitada por pendientes de entre  $10^\circ$  y  $15^\circ$  y se interpretan profundidades de hasta 1,000 m. La subcuenca presenta bordes suaves y una profundidad de 430 m aproximadamente y se encuentra sobre la Unidad Volcánica Miocénica. Cerca de la parte oriental del perfil se encuentran afloramientos del Granitoide Laramídico y de rocas metasedimentarias del Grupo Barranca que forman el basamento, produciendo en el perfil una zona de menor profundidad. Para obtener un modelo aproximado de la profundidad del basamento como el que se muestra en la Figura 6, se utilizó la expresión simple del estrato equivalente, así como las profundidades obtenidas de los perfiles modelados en 2D, las cuales se interpolaron y se graficaron con el programa Surfer.

## Discusión

### Modelo estructural

En la Figura 6 se puede apreciar que la cuenca del Valle de San José de Guaymas no tiene una morfología simple, sino que está conformada por tres subcuencas que se extienden en dirección NW-SE, limitadas en su flanco SW por un talud más o menos continuo con rumbo  $\sim N50^\circ W$ . Cada subcuenca está limitada en su flanco oriental por un relieve más o menos lineal con orientación aproximada NNE-SSW, los cuales transectan la estructura orientada  $\sim N50^\circ W$ . Considerando que la orientación general de la cuenca es muy distinta a la de las cuencas asociadas con la provincia fisiográfica de Sierras y Valles que es generalmente NNW-SSE (Stewart y Roldán-Quintana, 1994), o incluso distinta a la del graben de Empalme que se orienta en dirección NNE-SSW, y con base en las estructuras y en la evolución tectónica descritas en trabajos previos de áreas cercanas (p. ej. Vega-Granillo et al., 2004; Roldán-Quintana et al., 2004; Mora-Álvarez, 1992), se interpreta que la cuenca pudo generarse debido a una zona de relevo extensional que generó una cuenca de separación (pull-apart basin) entre dos

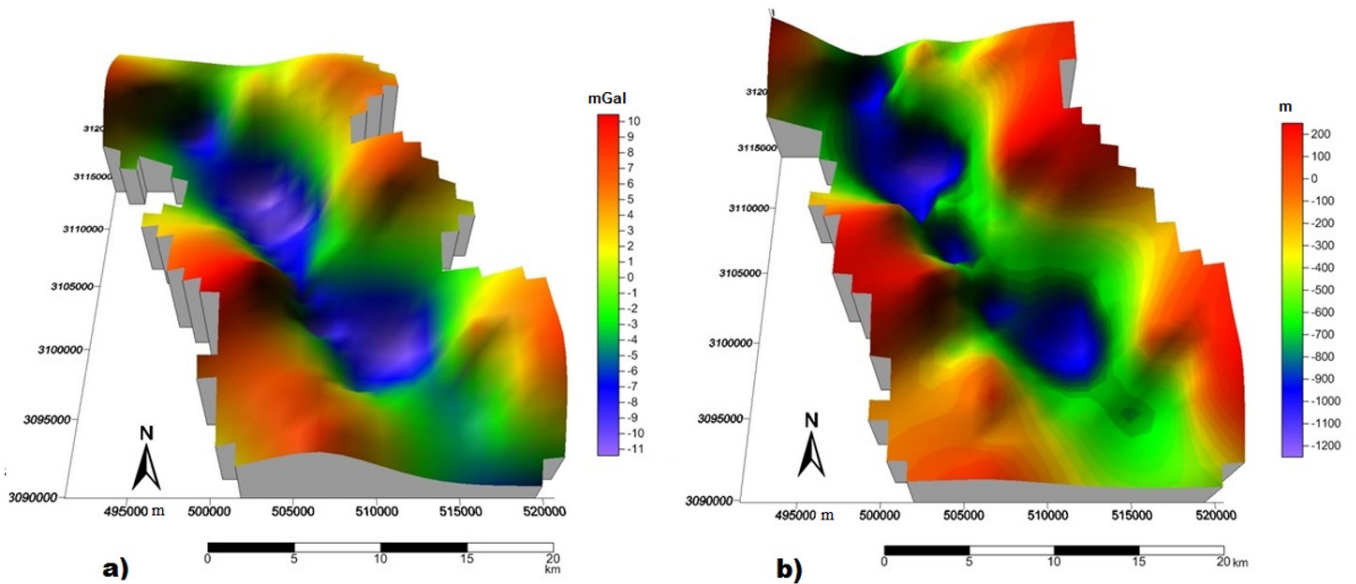


Figura 6. a) Anomalía residual (mGal); b) Configuración de la profundidad estimada al basamento obtenida a partir de la expresión simple del estrato equivalente, así como de las profundidades obtenidas de los perfiles modelados en 2D (escala en m).

fallas de deslizamiento a rumbo con dirección  $\sim N50^{\circ}W$  (Figura 7a y b). Todas estas estructuras actualmente están sepultadas bajo sedimentos. Dichas fallas a rumbo tienen una orientación muy similar, tanto a fallas encontradas en el área de San Carlos (Vega-Granillo et al., 2004), como a la de las grandes fallas transformantes del Golfo de California (e.g. Umhoefer et al., 2002). Estas fallas pudieron generarse en una etapa incipiente de la transtensión, cuando los esfuerzos afectaron la región costera de Sonora. El tiempo de transtensión, antes de la focalización de los esfuerzos en lo que hoy es el Golfo de California, ocurrió en la región de Bahía Kino entre 9 y 6 Ma (Bennett et al., 2013; Bennett y Oskin, 2014). El desplazamiento lateral derecho de las dos fallas generaría en la zona de relevo una cuenca alargada NW-SE, limitada en sus extremos NW y SE por fallas normales con dirección aproximada NE-SW (Figura 7c.1 y c.2). Posteriormente, cuando los esfuerzos transtensionales se concentraron en el área que actualmente ocupa el Golfo de California, alrededor de 8 Ma, según Bennett y Oskin (2014), se generarían esfuerzos extensionales en dirección aproximada  $\sim E-W$

que reactivaron fallas con rumbos  $\sim N-S$  (Figura 7c.3) que cortarían la cuenca generando las tres subcuencas que actualmente se observan en el valle. Esas fallas también aumentaron unos  $5-10^{\circ}$  el basculamiento de las rocas volcánicas terciarias formando sistemas de semi-graben escalonados con rumbo aproximado N-S.

## Conclusiones

Dentro del Valle de San José de Guaymas, la morfología del basamento indica la existencia de tres subcuencas alineadas en dirección general  $N50^{\circ}W$ . La profundidad promedio determinada para el basamento fue de 850 m. La subcuenca central, en las cercanías del poblado Nochebuena, alcanza profundidades máximas de 1,100 m según el modelo gravimétrico. La profundidad del basamento para un modelo de dos capas, nos indica la existencia de un relleno sedimentario potente, con buenas posibilidades para contener un acuífero, las áreas más adecuadas para la ubicación de dicho acuífero corresponden a las tres subcuencas principales.

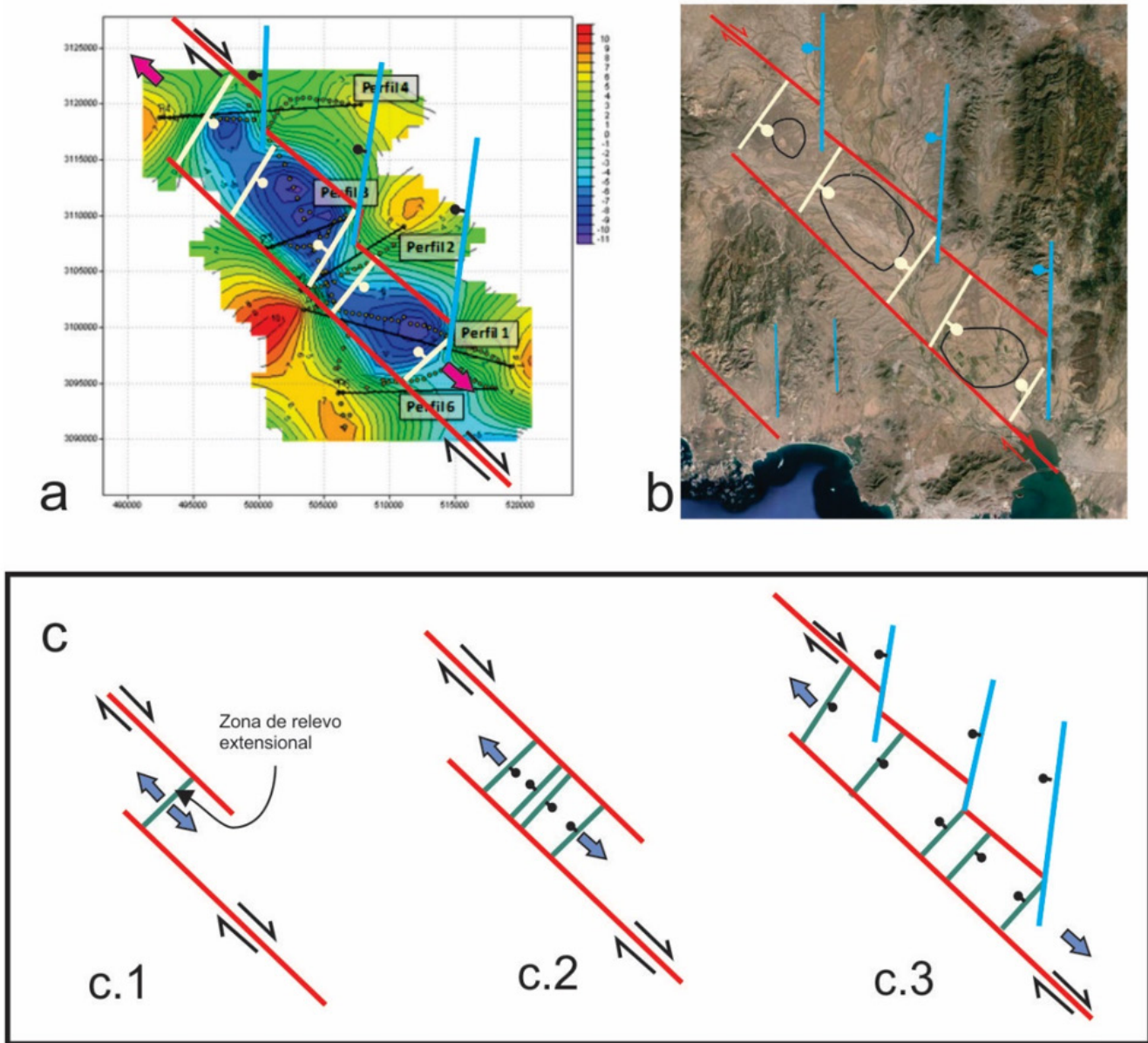


Figura 7. A) Modelo de fallamiento en el Valle de San José de Guaymas sobrepuesto al modelo de anomalía residual resultante. El valle pudo originarse por fallas de deslizamiento a rumbo (en color rojo) con dirección  $\sim N50^{\circ}W$ , las cuales tienen una zona de relevo que generó fallas normales con dirección  $\sim N40^{\circ}E$  (en color blanco). Las estructuras en azul, con rumbo  $\sim N-S$ , posiblemente son fallas preexistentes reactivadas; B) Modelo de fallamiento ubicado en un mapa satelital; C) Modelo evolutivo del fallamiento.

Los estudios realizados en esta área son escasos y algunos no están actualizados, por lo tanto desde el punto de vista geohidrológico, estos resultados serán útiles para ayudar a definir la geometría del acuífero. Sin embargo, el modelo sencillo de dos capas que se propone, así como

las profundidades al basamento obtenidas, pueden definirse mejor cuando se incorpore más información geofísica y geológica al área de estudio. Por lo tanto, se recomienda realizar otros estudios geofísicos para calibrar mejor el modelo.

Con base en el estudio gravimétrico y en la morfología de la cuenca derivada del mismo, se interpreta que la cuenca principal del Valle de San José puede asociarse con una zona de relevo entre dos fallas de deslizamiento lateral derecho orientadas ~N50°W, cuyo desplazamiento generó fallas normales en sus extremos NW y SE que dan lugar a una pequeña cuenca de separación. Estas posibles fallas, actualmente sepultadas por sedimentos, pudieron estar activas durante el Mioceno Medio, cuando esfuerzos transtensionales afectaron la región costera de Sonora creando la Provincia Extensional del Golfo. Después, dichos esfuerzos migraron progresivamente hacia la zona actual de actividad tectónica, culminando con la separación de la península de Baja California.

### Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento al Ing. Guillermo M. Ohlmaier por el apoyo brindado durante el trabajo de campo. A la M.C. Santa Barrera Guerrero, al Dr. Juan García Abdeslem, al M.C. Juan Manuel Espinoza Cardeña y al Dr. Carlos Flores Luna del CICESE por la discusión y sugerencias que contribuyeron a mejorar el trabajo. Se agradecen las revisiones y sugerencias detalladas realizadas al manuscrito por la Dra. Xóchitl Torres Carrillo y el Dr. Felipe de Jesús Escalona Alcázar. Este estudio fue apoyado por el Departamento de Geología y la División de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Sonora.

### Referencias

Alencáster de Cserna, G., 1961, Fauna fósil de la Formación Santa Clara (Cárnico) del estado de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Paleontología Mexicana, No. 11, Parte 3, p. 19–45.

Alvarez, R., 1991, Geophysical determination of buried geological structures and their influence on aquifer characteristics. *Geoexploration*, 27, 1-24.

Anderson T.H., Rodríguez-Castañeda, J.L., Silver, L.T., 2005, Jurassic rocks in Sonora, Mexico: relations to Mojave-Sonora megashear and its inferred northward extension, in Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., and Steiner, M.B., eds., *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper*, 393, 51–95.

Aragón-Arreola, M., Martín-Barajas, A., 2007, Westward migration of extension in the northern Gulf of California, Mexico: *Geology*, 35(6), 571-574.

Barrera-Guerrero, S., 2012, Contribución al estudio del evento volcánico hiperalcalino del Mioceno Medio en el NW de México: petrología de la Sierra Libre, Sonora: Universidad de Sonora, Tesis de Maestría en Ciencias Geología, 103 pp.

Bartolini, C., Damon, P.E., Shafiqullah, M., Morales-Montaña, M., 1994, Geochronologic contribution to the Tertiary sedimentary-volcanic sequences (Báucarit Formation) in Sonora, México: *Geofísica Internacional*, 33, 67-77.

Bennett, S.E.K, Oskin, M.E., 2014, Oblique rifting ruptures continents: Example from the Gulf of California shear zone: *Geology* 42(3), 215-218.

- Bennett, S.E.K., Oskin, M.E., Iriondo, A., 2013, Transtensional Rifting in the Proto-Gulf of California Near Bahía Kino, Sonora, México: Geological Society of America Bulletin, 15(11/12), 1752-1782.
- Calmus, T., Vega-Granillo, R., Lugo-Zazueta, H., 2011, Evolución geológica de Sonora durante el Cretácico Tardío y el Cenozoico, in Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 7, 227–266.
- Cochemé J. J., 1981, Mise en évidence d'un granite subvolcanique associé aux laves tertiaires du Sonora (Mexique): Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, tome 293, Serie II, p. 989–992.
- Comisión Nacional del Agua (CNA), Gerencia Estatal de Sonora, 1982, Compendio de registros litológicos de pozos para el Valle de Guaymas: Reporte Técnico, 103 pp.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Cochemé, J.J., 1983, El Batolito Laramide (90-40 Ma) de Sonora: Memoria XV Convención Nacional, Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, México, 65-95.
- Engebretson, D.C.; Cox, A.; y Gordon, R.G., 1985, Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin: Geological Society of America Special Paper 206, 59 p.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora—Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: Tectonics, 16, 388–408.
- Gastil, R.G., Neuhaus, J., Cassidy, M., Smith, J.T., Ingle, J. C., Krummenacher, D., 1999, Geology and Paleontology of southwestern Isla Tiburón, Sonora, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 16 (1), 1-34.
- Gómez-Valencia, A., 2014, Evolución espacio-temporal y petrológica del magmatismo Oligoceno-Mioceno en Sonora, México: énfasis en el magmatismo adakítico relacionado al cese de la subducción: Universidad de Sonora, Tesis de maestría, 298 pp.
- Haxel, G.B., Wright, J.E., Riggs, N.R., Tosdal, R.M., and May, D.J., 2005, Middle Jurassic Topawa Group, Baboquivari Mountains, south-central Arizona; volcanic and sedimentary record of deep basins within the Jurassic magmatic arc: Geological Society of America Special Paper, 393, 329–357.
- Herrera, I., Rodríguez, R., Lima, E., González, T., Alvarez, R., Del Río, L., Niedzielsky, H., Ortega, A., 1984, Ampliación al estudio geofísico del Valle de Guaymas, Sonora: Reporte del Instituto de Geofísica, UNAM a la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, 313 p.
- Johnpeer, G.D., 1977, Reconnaissance geology and petrology of the Guaymas area, Sonora, Mexico: Tempe, Arizona State University, M. Sc. thesis, 67 pp.
- Lylle, M., Ness, G.E., 1991. The opening of the Southern Gulf of California, in Dauphin, J.P., Simoneit, R.T. (eds.), The gulf and peninsular province of the Californias. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 43, 403-423.

- Macías, L., Ramírez, A., González, A., 1975, Interpretación de datos y determinación del potencial actual del acuífero en la costa de Guaymas, Sonora: Reporte de Técnicas Modernas de Ingeniería a la Secretaría de Recursos Hidráulicos, 591 p.
- MacMillan, I., Gans, P. B., Till, C. B., 2005, Tectonic Implications of the Volcanic and Structural History of the Sierra Santa Ursula, Sonora Mexico: Abstracts with Programs - Geological Society of America, 37 (4), 64.
- Martínez-Retama, S., Flores, C., Castillo-Gurrola, J., 2007, Saline intrusion in Guaymas Valley, Mexico, from time-domain electromagnetic soundings: *Geofísica Internacional* 46, (3), 175-198.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Amaya-Martínez, R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: *Bulletin of the Geological Society of America*, 109, 1349-1360.
- Mora-Álvarez, G, 1992, History of Cenozoic magmatism in the Sierra Santa Úrsula, Sonora: The University of Texas at Austin, Austin Texas, B. S. thesis, 153 p.
- Mora-Álvarez, G., McDowell, F.W., 2000, Miocene volcanism during late subduction and early rifting in the Sierra Santa Ursula, Sonora, Mexico, in: *Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico*, Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J. (eds.). Geological Society of America Special Paper 334, 123-142.
- Nourse, J.A., Anderson, T.H., Silver, L.T., 1994, Tertiary metamorphic core complexes in Sonora, northwestern Mexico: *Tectonics*, 13 (5), 1161-1182.
- Oskin, M., Stock J., Martin-Barajas, A., 2001, Rapid localization of Pacific-North America plate motion in the Gulf of California: *Geology*, 29(5), 459-462.
- Paz-Moreno, F. A., 1992, Le volcanisme Plio-Quaternaire de 1' état du Sonora (nord-ouest du Mexique)- évolution spatiale et chronologique; implications petrogénétiques: Marseille, France, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, Faculté des Sciences et Techniques de St. Jérôme, tesis doctoral 220 p.
- Peña-Leal, J.L., Zamora-Tovar, R.E., Orantes-Contreras, V., 2000, Carta Geológico-Minera Sierra Libre H12-11 Sonora, Escala 1:250-000, Servicio Geológico Mexicano.
- Puy Alquiza, M.J., Miranda-Avilés, R., López-Martínez M., 2010, Revisión estratigráfica de Punta Coyote (Baja California Sur, México) e implicaciones para el volcanismo de la Sierra Madre Occidental y el arco Comondú: *Estudios Geológicos* 66(2), p. 193-208 (<http://estudiosgeol.revistas.csic.es/index.php/estudiosgeol/index>).
- Ramos-Velázquez, E., Calmus, T., Valencia, V., Iriondo, A., Valencia-Moreno, M., Bellon, H., 2008, U-Pb and 40Ar/39Ar geochronology of the coastal Sonora batholith: New insights on Laramide continental arc magmatism: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 314-333.
- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., Lozano-Santacruz, R., 2004, El graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California: *Revista Mexicana*

de Ciencias Geológicas, 21, 320-334.

- Sheridan, M., Wilson, T., Johnpeer, G.D., 1979, Geology of the coastal region near Guaymas, Sonora: Universidad de Sonora, Boletín del Departamento de Geología 2, 1-15.
- Stewart, J.H., Roldán-Quintana, J., 1994, Map showing Late Cenozoic extensional tilt patterns and associated structures in Sonora and adjacent areas, Mexico: Miscellaneous Field Studies Map, U.S Geological Survey, 1:1'000,000 map MF-2238.
- Talwani, M., Ewing, M., 1960, Rapid computation of gravity attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape: Geophysics, 25, 203-225.
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R., Keys, D., 1976, Applied Geophysics, Cambridge University Press, New York, 770 pp.
- Till, C.B. 2005, The transition from Oligo-Miocene subduction-related volcanism to late Miocene transtensional volcanism in southern Sonora, Mexico: a case study in petrotectonic fingerprinting: Master of Science thesis. University of California, Santa Barbara, 55 pp.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J. Willsey, S, Mayer, L, Renne, P., 2001, Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California sur, Mexico: Sedimentary Geology 144, 125-147.
- Umhoefer, P. J., Mayer, L., Dorsey, R. J., 2002, Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California peninsula, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 114(7), 849-868.
- Valencia-Moreno, M., Ortega-Rivera, A., 2011, Cretácico Tardío-Eoceno Medio en el noroeste de México—Evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide), in Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 6, p. 201-226, 25 figs.
- Vega-Granillo, R., Calmus, T., 2003, Mazatán metamorphic core complex (Sonora, Mexico) - Structures along the detachment fault and its exhumation evolution: Journal of South American Earth Sciences, 16(4), 193-204.
- Vega-Granillo, R., De La O-Villanueva, M., Vega-Granillo, E.L., Araux-Sánchez, E., 2004, Geología Urbana y Riesgos Geológicos de la Región de Guaymas y San Carlos, Sonora: Universidad de Sonora Colección de Textos Académicos.
- Vidal-Solano, J.R., 2005, Le volcanisme hyperalcalin d'âge MioceneMoyen du Nord-Ouest du Mexique (Sonora): Minéralogie, Géochimie, cadre géodynamique: Universidad Paul Cézanne, tesis doctoral, 256 p.
- Vidal-Solano, J.R., Lozano-Santa Cruz, R., Zamora, O., Mendoza-Cordova, A., Stock, J.M., 2013, Geochemistry of the extensive peralkaline pyroclastic flow deposit of NW Mexico, based on conventional and handheld X-ray fluorescence. Geochemical and Tectonic Implications in a regional context: Journal of Iberian Geology, 39(1), 121-130.

Weber, R., 1997, How old is the Triassic flora of Sonora and Tamaulipas and news on Leonardian floras in Puebla and Hidalgo, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, p. 225–243.

Wilson, D.S., McCrory, P.A., Stanley, R.G., 2005, Implications of volcanism in coastal California for the Neogene deformation history of western North America: *Tectonics*, 24, 1-22.

Wong, M.S., Gans, P.B., 2008, Geologic, structural, and thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the Sierra Mazatán core complex, Sonora, Mexico—New insights into metamorphic core complex formation: *Tectonics*, 27, 1-31.

Recibido: 6 de abril de 2018

Recibido corregido por el autor: 24 de septiembre de 2018

Aceptación: 28 de septiembre de 2018



## **Cálculo de coordenadas GPS con software libre, comercial y procesos online, utilizando órbitas rápidas en intervalos estáticos cortos y largos.**

Hydyn Santiago Jiménez<sup>1</sup>, Mauricio Breton González<sup>1</sup>, Juan José Ramírez Ruiz<sup>1</sup>, Héctor Medina<sup>2</sup>.

<sup>1</sup>Centro Universitario de Estudios e Investigaciones de Vulcanología, Universidad de Colima. <http://www.ucol.mx>

<sup>2</sup>GEONOMAD, <http://www.geo-nomad.com/>

### **Resumen**

En la última década han surgido organismos gubernamentales y privados que ofrecen servicios de procesamiento GNSS online (Global Navigation Satellite System, por sus siglas en inglés), que utilizan algoritmos rigurosos para realizar cálculos de coordenadas, así como herramientas de software libre. Los sistemas online y software libre han acortado la brecha entre un proceso de carácter científico y un procesamiento tradicional. En el software científico el uso de órbitas precisas es primordial. Estas son publicadas con 13 días de retraso, tiempo suficientemente amplio para realizar un uso rápido del dato GNSS. El tiempo de posicionamiento ideal de 24 horas de registro hace que los usuarios comunes declinen utilizar el proceso científico. En este trabajo se realizó un análisis con herramientas de procesamiento de datos GPS online, con tiempos de medición de 1 a 24 horas utilizando órbitas rápidas, con la finalidad de obtener tiempos óptimos para que usuarios GNSS puedan delimitar los rangos de posicionamiento estático de acuerdo al orden de precisión requerido.

Palabras clave: GPS, Orbitas rápidas, Tiempo, Precisión.

### **Abstract**

On the last decade, governmental and private agencies that offer processing GNSS (Global Navigation Satellite System) online emerged. They use rigorous algorithms to perform the calculations of coordinates. There also exist free software tools. Online and free software systems have shortened the have help traditional processing and scientific process.

In scientific software the use of precise orbits is critical. They are published with 13 days of delay, time enough to make a quick use of the data GNSS. 24 hours is required for positioning promoting common users to decline using the scientific process. It was conducted the analysis using online tools for GPS data processing using measurement times of 1 to 24 hours of fast orbits to obtain optimal times for GNSS users.

Key words: GPS, fast ephemerides, time, precision.

## Introducción

Desde el inicio del Sistema de Posicionamiento Global Satelital los usuarios han estudiado los distintos fenómenos que causan error en las coordenadas GPS. Para ello, el surgimiento de software científico ha mejorado la precisión en la obtención de coordenadas finales del GPS, sin embargo, lo complejo de estos paquetes de programación hace su uso difícil para los usuarios comunes del sistema GPS. A nivel mundial se destacan programas utilizados para la investigación concerniente a la geodinámica terrestre, tales como el BERNESE GNSS, multi-GNSS desarrollado en el Instituto Astronómico de la Universidad de Berna (AIUB). (<http://www.bernese.unibe.ch/>), el GIPSY-OASIS, o GIPSY, es el paquete de software de simulación del análisis de órbitas y del sistema de posicionamiento GNSS. GIPSY lo desarrolló el Laboratorio de Propulsión a Chorro (JPL), y mantenido por el Near Earth Tracking Applications and Systems (<https://gipsy-oasis.jpl.nasa.gov/>). En ambos existen las versiones de adquisición comercial y de investigación. La primera es usada por particulares u organismos gubernamentales y la segunda para fines de investigación científica, así como en las universidades con las cuales se han establecido convenios de licencia y colaboración. La segunda es el GAMIT/ GLOBK, que forman un conjunto completo de programas para analizar las mediciones de GPS principalmente para estudiar la deformación de la corteza. Desarrollado por el MIT, Scripps Institution of Oceanography, y Harvard University con el apoyo de la National Science Foundation, el software puede obtenerse con un acuerdo por escrito o con una tarifa de regalías por parte de universidades y agencias gubernamentales para fines no comerciales. (<http://www-gpsg.mit.edu/~simon/gtgk/>).

Estos paquetes son herramientas de procesamiento complejo a los que se les dedica mucho tiempo de ejecución, ya que un dato o un error en la gramática de los archivos detiene los

procesos, provocando desaliento en los usuarios que comienzan a procesar datos GPS.

Actualmente se pueden ejecutar los procedimientos necesarios para la obtención de coordenadas mediante organismos internacionales que ofrecen servicios de procesos de datos GPS y GNSS en forma gratuita, como es el caso del Sistema AUSPOS (Australian Surveying and Land Information Group's Online GPS Processing), que utiliza en su servicio el Bernese GNSS Software Version 5.2, el APPS The Automatic Precise Positioning Service of the Global Differential GPS (GDGPS) System quienes utilizan la versión 6.4 del Gipsy y Scripps Orbit and Permanent Array Center que utilizan el GAMIT/ GLOBK. Por problemas técnicos este último sistema de proceso en línea no fue tomado en cuenta para este análisis.

Además de estos sistemas, existen compiladores de gran calidad en línea:

El **CSRS-PPP** es una aplicación en línea para GNSS datos post-procesamiento. Utiliza las órbitas satelitales precisas para producir las coordenadas corregidas de una precisión constante. (<http://www.nrcan.gc.ca/earth-sciences/geomatics/geodetic-reference-systems/tools-applications>).

**Opus** servicio de posicionamiento en línea para receptores GPS de doble frecuencia. (<http://www.ngs.noaa.gov/OPUS/about.jsp>).

**Trimble RTX™** (Real Time eXtended) es una tecnología de corrección GNSS global de alta precisión que combina datos en tiempo real con innovadores algoritmos de posicionamiento y compresión que proporciona precisión de posicionamiento a nivel de centímetro. (<http://www.trimblertx.com/Home.aspx>).

**MagicGNSS** incluye un conjunto de herramientas GNSS y Servicios que han sido desarrollados y adaptados por el grupo empresarial internacional

GMV. Realiza determinación de la órbita precisa y sincronización de tiempo de GPS, GLONASS, GALILEO, BeiDou y QZSS. (<http://magicgnss.gmv.com/>).

**GAPS** proporciona a los usuarios información precisa de posicionamiento por satélite utilizando un único receptor GNSS tanto en modo estático como cinemático. (<http://gaps.gge.unb.ca/>).

Estos sistemas son online, por lo tanto se requiere acceso a internet. Existen herramientas libres para ser instaladas en computadoras personales que utilizan los sistemas operativos Linux y Windows. En este trabajo se utilizarán paquetes amigables con el usuario bajo el entorno Windows.

**Glab** es un conjunto de herramientas de software desarrollado bajo un contrato de la Agencia Espacial Europea (ESA) por el grupo de investigación de Astronomía y Geomática (GAGE) de la Universidad Politécnica de Cataluña (UPC). Es un paquete educativo multiuso para procesar y analizar datos GNSS.

**RTKLIB** es un paquete de programas de código abierto para el posicionamiento estándar y preciso con GNSS. RTKLIB consiste en una biblioteca de programas portátil y varios puntos de acceso (programas de aplicación) que utilizan la biblioteca (<http://www.rtklib.com/>).

Otros paquetes trabajan en el entorno computacional Matlab; tal es el caso del goGPS, GGMatlab, GPSTools. Son herramientas de proceso en donde se requiere que el usuario tenga conocimiento sobre el software y programación. Dado que uno de los objetivos de este trabajo es proporcionar a los usuarios mecanismos de fácil acceso, estas herramientas no fueron contempladas en este análisis.

La información sobre su funcionamiento puede ser consultada en sus respectivas páginas electrónicas y manuales correspondientes.

## Antecedentes

El sistema global de navegación por satélite (GNSS) pasó de ser de uso exclusivo del ejército de los Estados Unidos, a ser parte de la vida cotidiana. A partir de 1990 sus aplicaciones se han diversificado en forma exponencial. Sin embargo, la calidad en las mediciones y desconocimiento en las variables involucradas en la obtención de una buena precisión ha generado un manejo poco profesional en el establecimiento de vértices para obras de ingeniería.

En estudios científicos, las técnicas y metodologías utilizadas para estos estándares hacen que sea compleja su aplicación en mediciones de uso común. Durante varios años, los científicos han utilizado el GPS como herramienta fundamental en el estudio de velocidades de la superficie de la corteza. Un ejemplo son los resultados de las mediciones GPS que determinaron un desplazamiento de 4.7 a 3.2 mm/yr en la península Ibérica en periodos largos de observación durante varias campañas, haciendo uso del software científico GAMIT/GLOBK (Echeverría et al. 2012).

Otros estudios en los que se aplican mediciones GPS incluyen los desplazamientos cosísmicos. Tal es el caso del sismo ocurrido en el año 2003 frente a las costas de Colima, México, de magnitud entre 7.4 y 7.3 Mw, que provocó desplazamientos en la estación GPS COLI de la Red Geodésica Nacional Activa del INEGI, México, de -70.4 mm Este, -105.7 Oeste y -18.3 vertical (Schmitt et al., 2007). Todos los datos recolectados en las estaciones de la investigación de Schmitt et al. (2007) fueron procesados con el software GIPSY OASIS, utilizando la estrategia Punto Preciso de Posicionamiento (Zumberge et al., 1997) con sesiones de 12 a 24 horas.

Otra de las áreas en donde se aplican posicionamientos GPS es en el monitoreo de la deformación de las superficie de volcanes

activos (Lee et al., 2015). En casi todas las zonas volcánicas del planeta existen redes GNSS para detectar pequeños movimientos donde se pueda inferir el posible ascenso de magma.

No solo para cuestiones de investigación se utiliza el sistema GNSS. También en el control y monitoreo de estaciones de referencia para usos de agrimensura, ingeniería, geofísica (Herrada et al., 2010) y áreas afines, es de vital importancia.

En los últimos años, estudios comparativos de varios procesos online demuestran la calidad de estos servicios. La necesidad de usar herramientas libres para el proceso GNSS para usuarios con poca experiencia (Abd-Elazeem et al., 2011) ha originado que varios organismos gubernamentales y privados generen algoritmos para suplir esta necesidad creciente. Sin embargo, algunos desarrollos pueden carecer de la precisión requerida por lo que se debe tener cuidado en la elección de estas herramientas.

La obtención de coordenadas precisas requiere de tiempos de observación extensos y parámetros de orbitales precisos para los ajustes de datos GNSS. Muchos autores realizan recolección de datos en tiempos de registro de 24 horas y utilizan órbitas finales. Esto implica esperar un tiempo de 13 días a partir de la fecha de medición para la obtención de las órbitas exactas.

Las mediciones GNSS para estudios topográficos, geofísicos, tectónicos y monitoreo, requieren de diversos tipos de exactitudes. El dato más cercano al valor verdadero dará la certeza de las coordenadas calculadas en los posicionamientos realizados con equipos GNSS. Para lograr precisiones centimétricas, de acuerdo a los lineamientos de Instituto Nacional de Estadística y Geografía, un error por debajo de 5 cm se considera como vértice Geodésico de orden "A", aceptable para estudios de tectónica (Compendio de criterios y especificaciones técnicas para la generación de datos e información de carácter

fundamental, 07. Geodesia, 07.2 Estándares de Exactitud Posicional, INEGI, 2010). Sin embargo para la investigación con GPS, estos errores son grandes, por lo que en este tipo de estudios se utilizan parámetros y software complejos para la obtención de coordenadas más precisas.

La complejidad de estos paquetes de software, los tiempos prolongados para la obtención de parámetros de orbitales precisos (13 días para ser emitidos), que para cuestiones de mitigación de riesgo o trabajos técnicos no es muy adecuado por los costos- beneficio, y el acceso a los software científicos, Bernese, Gipsy y GAMIT/GLOBK, aleja a posibles usuarios, haciéndolos optar por el uso de programas comerciales, los cuales sólo se limitan a usar órbitas de navegación precisas y archivos de centro de fase de antenas.

En los últimos años han surgido muchos servicios de procesamientos GPS online. En la actualidad algunos cuentan con procesamiento de datos GNSS como: trimble rtx, GAPS, CSRS-PPP y Magic GNSS. Diversos estudios sobre estos métodos muestran comparaciones de sus ventajas y desventajas (Abd-Elazeem et al., 2011). Con estos procesamientos se pueden llegar a mejorar las precisiones, con mediciones de 24 horas en forma estática, utilizando los métodos PPP y/o diferencial con épocas de 15 segundos y el uso de efemérides precisas se pueden obtener desviaciones estándar entre 2 y 15 mm (Ocalan et al., 2013).

En el 2011, Abd-Elazeem et al. realizaron una investigación utilizando sesiones de medición de 60, 90 y 120 minutos con receptores de una sola frecuencia, utilizando efemérides precisas en sus ajustes. Los errores encontrados oscilan en los 20 cm. De acuerdo con su conclusión, la precisión obtenida es alta para la finalidad de su investigación.

Por otra parte, los resultados de Moya et al. (2015), muestran que el uso de procesamiento

GNSS en línea es una alternativa adecuada para ser usada en algunas de las tareas clásicas de la topografía y la geodesia, en las que se requieran precisiones del orden de los 10 mm a 15 mm. Sin embargo, en su análisis utiliza registros de 24 horas para su estudio, utilizando parámetros precisos y rápidos. Moya et al. (2015) hacen mención del uso de efemérides rápidas (IGR con tiempo de emisión de 17h) en periodos de registro de 24 horas como una buena alternativa. En el uso común de topografía, geodesia y probablemente geofísica sigue siendo, sin embargo, un rango de tiempo muy extenso ya que mantener un equipo en un periodo de registro largo requiere de alimentación externa adecuada.

La precisión de las coordenadas depende de la duración del registro de datos GPS (Beutler et al., 2007). Gómez et al. (2013) señalan que a partir de 3 horas se mejora la precisión, y que posterior a las 6 horas el uso de efemérides rápidas o precisas influye poco en los resultados; el rango de su trabajo consistió en sesiones de 20 minutos, 3, 6 y 12 horas, en modo estático y sus procesos mediante los métodos PPP y DGPS.

En este trabajo será analizado el uso de efemérides precisas en su formato IGR en cálculos de 1 a 24 horas de posicionamiento en modo estático utilizando los ajustes Precise Point Positioning (Zumberge et al., 1997) y DGPS. No se pretende determinar cuál es mejor. La intención es dar un panorama amplio de los errores respecto al tiempo de observación para mediciones en forma estática de GNSS.

## Metodología

El procesamiento de mediciones de precisión, como las realizadas en este trabajo, requiere de un tratamiento riguroso de los datos, la aplicación de un modelo matemático de mínimos cuadrados y un modelo estocástico que permitan una estimación de parámetros con la mayor calidad posible.

En este estudio se utilizaron los datos de la estación COL2 perteneciente a la red geodésica nacional activa del INEGI. Esta estación se encuentra sobre un pilar de concreto en donde se ubica la antena Zephyr Geodetic con ID IGS TRM41249.00, que tiene como recolector un receptor Trimble 5700 de doble frecuencia con sistema GPS. La ventana de tiempo de observación comprendió las semanas GPS 1880, 1881, 1882 y 1883 (días del año 2016 del 17 al 44). En este periodo las velocidades generadas por los desplazamientos de la corteza terrestre en la estación COL2 es mínima, siendo  $V_x = -0.0047$ ,  $V_y = -0.0011$  y  $V_z = -0.0008$  m/año calculado por el DGFI, Instituto de Geodesia de Alemania (Manual y software ITRF08PR 2016).

Los datos fueron analizados por el software libre TEQC de UNAVCO (University NAVSTAR Consortium), para encontrar algún tipo de anomalía, se analizaron un total de 28 sesiones de 24 horas. Como la idea principal de este trabajo es procesar en intervalos desde 1 hasta 24 horas, se procedió a dividir los archivos originales con WinTEQC Editor versión 2016 (<http://teqc.silkwerks.com/>). Se generaron 672 archivos en total. Cada paquete de datos se envió para su procesamiento en los sistemas online que utilizan los métodos Punto Preciso de Posicionamiento "PPP" (Zumberge et al., 1997) y "DGPS" Diferencial GPS. El método PPP es usado por CSRS PPP, APPS, GAPS y MAGIC GNSS (Ocalan et al., 2013), también TRIMBLE RTX utiliza este método, mientras que el proceso DGPS es usado por OPUS, AUSPOS (Ocalan et al., 2013); los software libres para pc gLAB y RTKLIB ajustan mediante PPP y este último también realiza los cálculos mediante DGPS de la misma forma que el Software comercial Leica Geo Office.

Los parámetros de ajuste varían con cada sistema. Los más utilizados son órbitas de satélites (archivos con extensión sp3), efemérides de tiempo "clk" (ambas pueden ser descargadas en sus versiones "IGS" órbitas precisas), "IGU" efemérides

UltraRápidas, “IGR” efemérides rápidas (usadas en este trabajo) disponibles 17 horas posterior al día de observación. El archivo de rotación “ERP” (Earth Rotation Parameter) se obtiene de ([https://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods\\_cb.html](https://igscb.jpl.nasa.gov/components/prods_cb.html)), la carga oceánica “blq” se calcula acorde a la posición gps, por Onsala Space Observatory (<http://holt.oso.chalmers.se/loading/>). La carga de ionosfera “ion” proporcionado por (<ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/gps/products/ionex/>) y archivo de calibración de antenas “atx” (<ftp://igs.prg/pub/station/general/>).

El procesamiento se realizó dentro de las dos semanas previas a la emisión de órbitas precisas finales. Los servicios online recuperan las órbitas y parámetros disponibles en la fecha de solicitud, mientras que el reenvío de la información procesada se realiza generalmente vía correo electrónico, a excepción del APPS, el cual permite la recuperación directa desde el servidor una vez realizado el proceso. Se enviaron un total de 24 archivos por día a cada servicio de procesamiento GNSS online. Por problemas técnicos los días del año (doy) 20, 21, 22 y 23 no fueron procesados online, por lo que se enviaron 576 archivos para cada servidor, haciendo un total de 4032 procesamientos. Sumando a esto los procesos con el software freeware disponibles para PC y el Leica Geo Office, fueron un total de 2016 archivos (con estos programas se procesaron todos los días utilizados en este trabajo) y un total de 6048 procesamientos.

## Resultados

Los resultados obtenidos por los diferentes servicios están referidos al ITRF 08 época 2016 (Xc, Yc, Zc). La comparación se realizó utilizando las coordenadas cartesianas geocéntricas de la estación COL2, emitidas por el INEGI en diciembre de 2013, en el marco de referencia ITRF08 época 2010; esta posición fue ajustada al ITRF 08 época 2016 (XR, YR, ZR) para estar acorde a las soluciones obtenidas en los diferentes

procesamientos online. Para actualizar las coordenadas de la estación COL2 a la fecha actual, se utilizó el software ITRF08PR, el cual toma en consideración los desplazamientos en el tiempo de las estaciones que comprenden la Red Geodésica Nacional del INEGI (*ITRF08PR Herramienta de apoyo para el procesamiento de datos GNSS V. 2016.59*).

Los valores de sigma se calcularon obteniendo el valor de la media con respecto a la coordenada calculada Xc, Yc y Zc por cada hora de medición a partir del día 17 al 44, menos la coordenada real de vértice XR, YR y ZR, (1). Obteniendo la media hasta llegar a 24h.

Para X:

$$\bar{x}_X = \frac{(X_{c_{doy17}} - X_R) + (X_{c_{doy18}} - X_R) + (X_{c_{doy19}} - X_R) + \dots + (X_{c_{doy44}} - X_R)}{n} \quad (1)$$

Para Y:

$$\bar{x}_Y = \frac{(Y_{c_{doy17}} - Y_R) + (Y_{c_{doy18}} - Y_R) + (Y_{c_{doy19}} - Y_R) + \dots + (Y_{c_{doy44}} - Y_R)}{n} \quad (2)$$

Para Z:

$$\bar{x}_Z = \frac{(Z_{c_{doy17}} - Z_R) + (Z_{c_{doy18}} - Z_R) + (Z_{c_{doy19}} - Z_R) + \dots + (Z_{c_{doy44}} - Z_R)}{n} \quad (3)$$

Las desviaciones se calcularon mediante las siguientes expresiones:

$$\sigma_X = \sqrt{\frac{\sum_{doy=17}^{n=44} |X_{c_{doy}} - \bar{x}_X|^2}{(n-17)+1}} \quad 4$$

$$\sigma_Y = \sqrt{\frac{\sum_{doy=17}^{n=44} |Y_{c_{doy}} - \bar{x}_Y|^2}{(n-17)+1}} \quad 5$$

$$\sigma_Z = \sqrt{\frac{\sum_{doy=17}^{n=44} |Z_{c_{doy}} - \bar{x}_Z|^2}{(n-17)+1}} \quad 6$$

Después de 6 horas los errores por órbitas son mínimas (Gómez *et al.*, 2013). Durante la primera hora de medición la desviación estándar máxima de las diferencias entre las coordenadas calculadas ( $X_c, Y_c, Z_c$ ) con respecto a la coordenada obtenida mediante el modelo de deformación del INEGI con el programa ITRFPR08 ( $X_R, Y_R, Z_R$ ), muestran valores de  $\sigma_x = 60$  cm,  $\sigma_y = 20$  cm y  $\sigma_z = 35$ cm (Figura 1). A partir de la segunda hora de medición la mayoría de los procesos están debajo de los 5 cm (Figura 1).

De la Figura 1 se pueden determinar los tiempos que están dentro del rango de error de 5 cm (Tabla 1). Los servicios CSRS PPP CANADIAN y TRIMBLE RTX con observaciones de 1 hora cumplen con la precisión de 5 cm; los servicios online Auspos, GAPS, APPS y Magic PPP requieren de un tiempo mínimo de 2 horas para que sus dispersiones estén dentro del rango de 5 cm, mientras que para Leica GeoOffice y OPUS se requiere de 3 horas. Este último no procesa tiempos menores a 2 horas; gLAB requiere de 8 horas y RTKLIB muestra que para la coordenada X con 5 horas se encuentra dentro del rango, mientras que para la coordenada Y su rango es superior a los 5 cm, aunque se mantiene con una buena dispersión en el rango de 7 y 9 cm con respecto a la coordenada base.

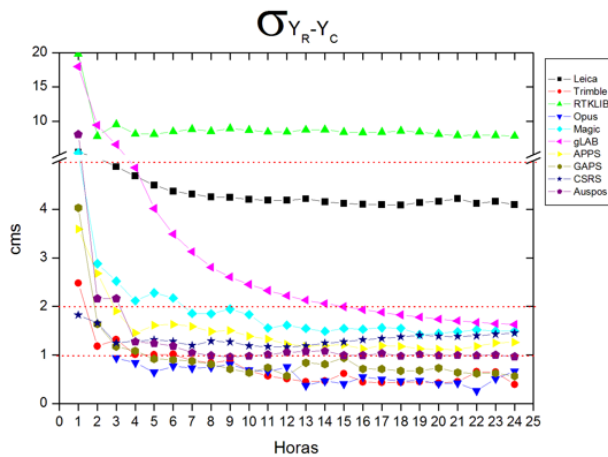
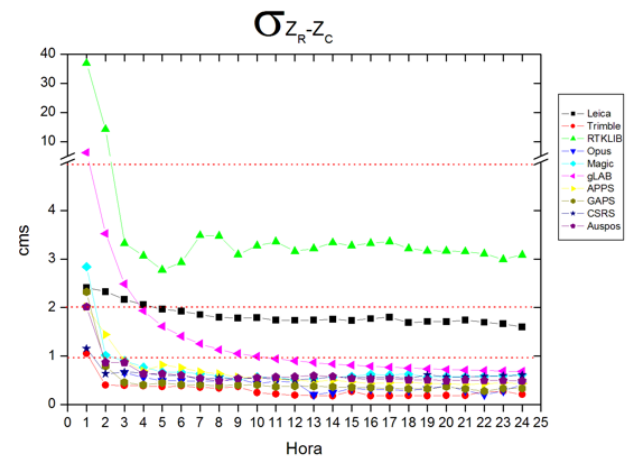
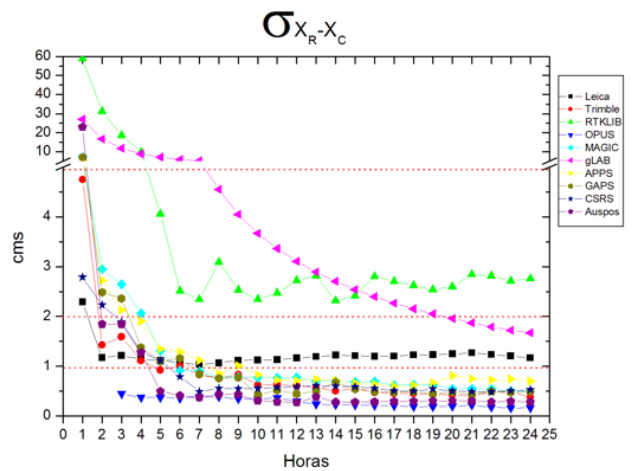


Figura 1.- Desviaciones de los procesos para GPS con respecto a los tiempos de medición.

Tabla 1.- Tiempo requerido para desviaciones menores a 5 cm.

| Proceso    | $\sigma_x < 5\text{cm}$<br>/ T (h) | $\sigma_y < 5\text{cm}$<br>/ T (h) | $\sigma_z < 5\text{cm}$<br>/ T (h) |
|------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| Auspos     | 2                                  | 2                                  | 1                                  |
| CANADIAN   | 1                                  | 1                                  | 1                                  |
| GAPS       | 2                                  | 2                                  | 1                                  |
| APPS       | 2                                  | 1                                  | 1                                  |
| gLAB       | 8                                  | 4                                  | 2                                  |
| Magic PPP  | 2                                  | 2                                  | 1                                  |
| OPUS       | 3                                  | 3                                  | 3                                  |
| RTKLIB     | 5                                  | $\sigma_y > 5\text{cm}$            | 3                                  |
| TRIMBLE    | 1                                  | 1                                  | 1                                  |
| Geo Office | 1                                  | 3                                  | 1                                  |

Los valores de las desviaciones indican la precisión de la diferencia entre los datos calculados y el real, mostrando a partir de qué tiempo de observación se obtienen coordenadas finales con precisión menor a 5 cm cumpliendo con los requisitos de los lineamientos de Instituto Nacional de Estadística y Geografía. Un error por debajo de 5 cm se considera como vértice Geodésico de orden "A", aceptable para estudios de tectónica (Compendio de criterios y especificaciones técnicas para la generación de datos e información de carácter fundamental, 07. Geodesia, 07.2 Estándares de Exactitud Posicional, INEGI, 2010).

La Tabla 1 proporciona, con base en los datos procesados, los rangos de tiempo para obtener una precisión menor a 5 cm. Sin embargo al realizar un análisis de la serie de datos de cada procesamiento online, se puede determinar un rango de tiempo para precisiones de órdenes de posicionamiento "sin equivalencia  $\leq 1\text{cm}$ " y "AA  $\leq 2\text{cm}$ " (*Norma Técnica de Estándares de Exactitud Posicional, DOF 23 de diciembre de 2010*).

Para calcular estos rangos de cada servicio online y software libre usados en este trabajo, se analizan por separado las coordenadas horizontales (X, Y) y la coordenada vertical Z ya que se manejan diferentes estándares para precisiones horizontales y verticales.

En las coordenadas finales calculadas existen valores atípicos (outliers), que pueden ser discriminados utilizando la mediana de las diferencias entre las coordenadas de referencia (XR, YR, ZR) y las calculadas (XC, YC, ZC), delimitando de esta manera el rango de 5 cm.

La Figura 2, muestra que el sistema online Magic PPP tiene outliers en el lapso de las 24 horas y que después de la cuarta hora los valores atípicos disminuyen teniendo una  $\sigma_x = 10.9\text{ mm}$  y  $\sigma_y = 19.6\text{ mm}$  hasta la decimosegunda hora donde el error es del orden de 2 cm con una  $\sigma_x = 6.8\text{ mm}$

y  $\sigma_y = 15.7\text{ mm}$ .

En esta misma Figura 2 se muestra el proceso Trimble RTX, que a partir de la quinta hora no se visualizan outliers. Después de la decimosegunda hora, los rangos de variación oscilan dentro de los 2 cm con una  $\sigma_x = 4.7\text{ mm}$  y  $\sigma_y = 4.6\text{ mm}$ .

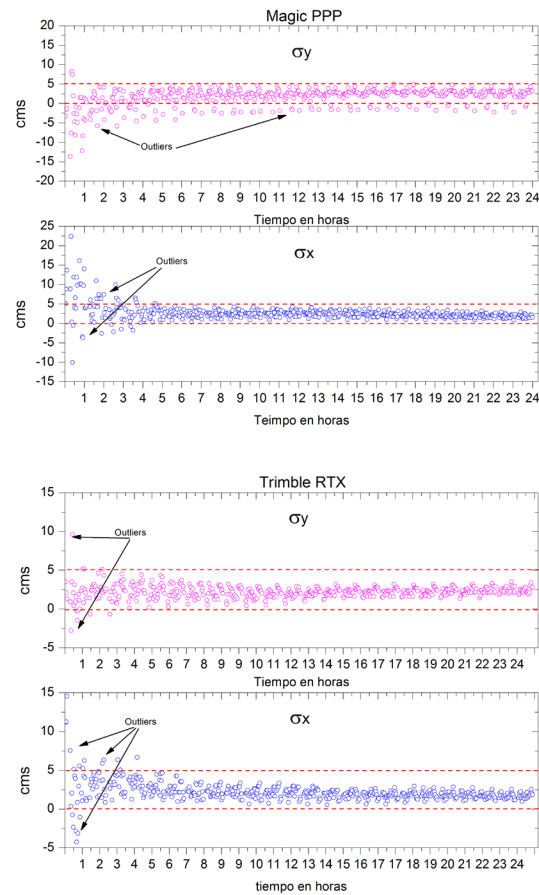


Figura 2.- Variaciones de los procesamientos GPS Magic PPP y Trimble RTX, con respecto al tiempo.

Los datos obtenidos por el cálculo con el sistema Auspos muestran que a partir de la tercera hora la información es estable y que después de la octava hora los rangos oscilan en los 2 cm con  $\sigma_x = 1.6\text{ mm}$  y  $\sigma_y = 4.4\text{ mm}$  y, posterior a la decimoquinta hora, los datos se encuentran dentro del rango de 1 cm con una  $\sigma_x = 1.2\text{ mm}$  y  $\sigma_y = 4.1\text{ mm}$  (Figura 3).

En la Figura 3, el software freeware gLAB, contiene valores atípicos en su procesos dentro de las 24 horas; a partir de la decimosegunda hora la información es más estable, después de este tiempo el porcentaje de outliers disminuye, y en este caso no se puede determinar rangos menores a 2 cm en la serie de datos.

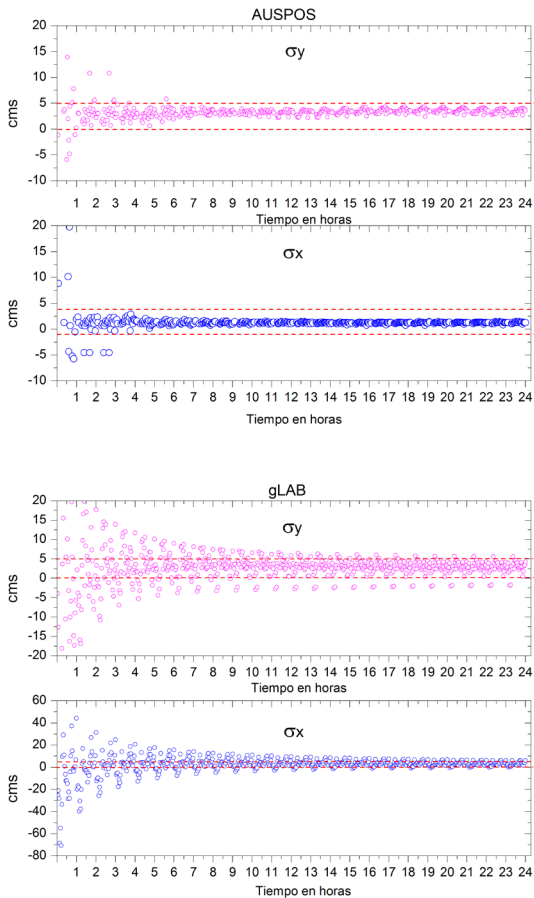


Figura 3.- Variaciones de los procesamientos GPS, Auspos y gLAB con respecto al tiempo.

En el proceso online APPS que utiliza el software Gipsy, a partir de la decimoquinta hora los valores se localizan dentro de los 2 cm con  $\sigma_x = 7.0$  mm y  $\sigma_y = 6.1$  mm (Figura 4).

Con los resultados del programa comercial Leica Geo Office no se puede determinar los rangos de 1 y 2 cm (Figura 4).

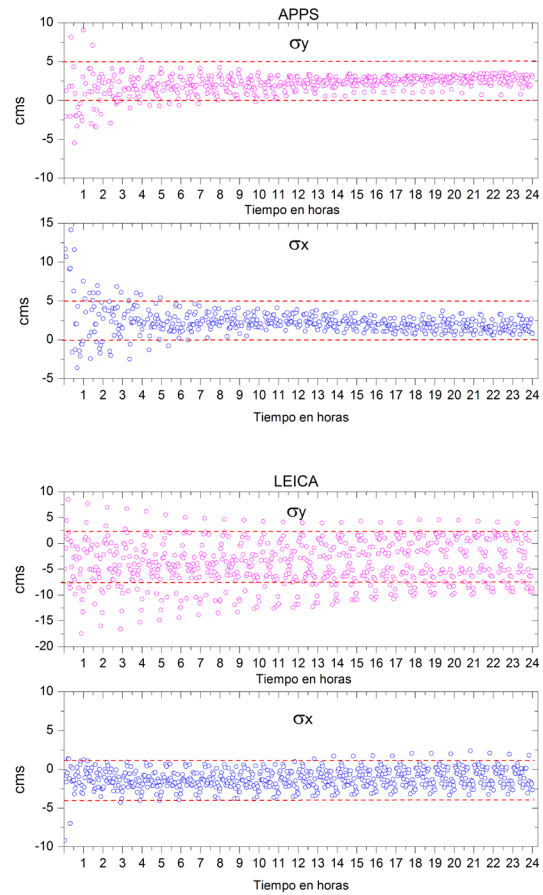


Figura 4.- Variaciones de los procesamientos de GPS con APPS y Leica Geo Office con respecto al tiempo.

A partir de novena hora los cálculos online con el servicio OPUS están dentro de los 2 cm con una  $\sigma_x = 3.4$  mm y  $\sigma_y = 7.2$  mm y a partir de la decimosegunda están en el orden de 1 cm con una  $\sigma_x = 2.1$  mm y  $\sigma_y = 5.0$  (Figura 5).

Utilizando la configuración para el método PPP recomendada por los desarrolladores del software libre RTKLIB, muestra que después de la cuarta hora las dispersiones son altas teniendo  $\sigma_x = 60.1$ mm y  $\sigma_y = 87.8$  mm, lo que impide determinar los rangos de error de 1 y 2 (Figura 5).

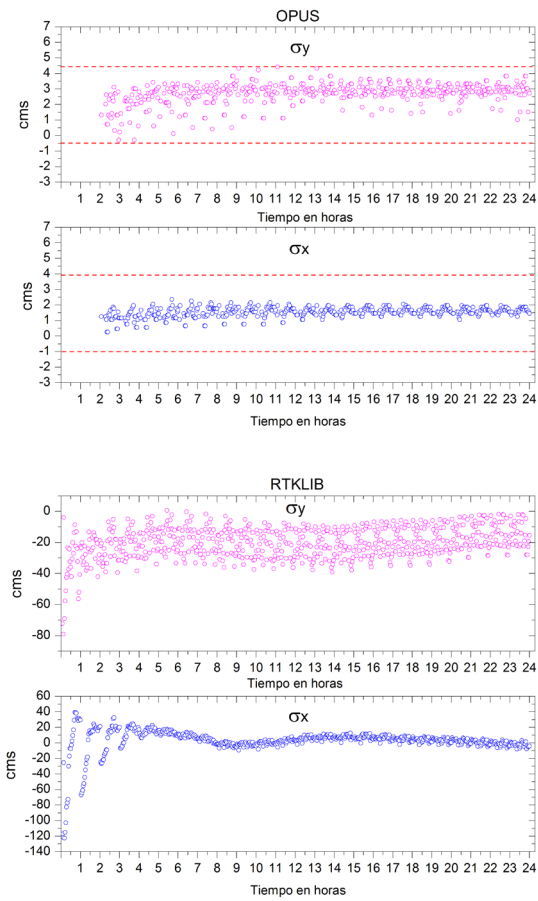


Figura 5.- Variaciones de los procesamientos GPS con Opus y RTKLIB con respecto al tiempo.

Los cálculos resultantes del servicio canadiense CSRS muestran que a partir de la decimosegunda hora los valores están dentro de los 2 cm con una  $\sigma_x = 5.8$  mm y  $\sigma_y = 13.4$  mm (Figura 6).

El servicio de procesamiento GAPS, no soporta el envío continuo de datos por lo que se obtuvieron menos resultados que los procesos utilizados en este trabajo. GAPS muestra que a partir decimosegunda hora el error se encuentra dentro de los 2 cm con  $\sigma_x = 5.4$  mm y  $\sigma_y = 6.8$  mm (Figura 6).

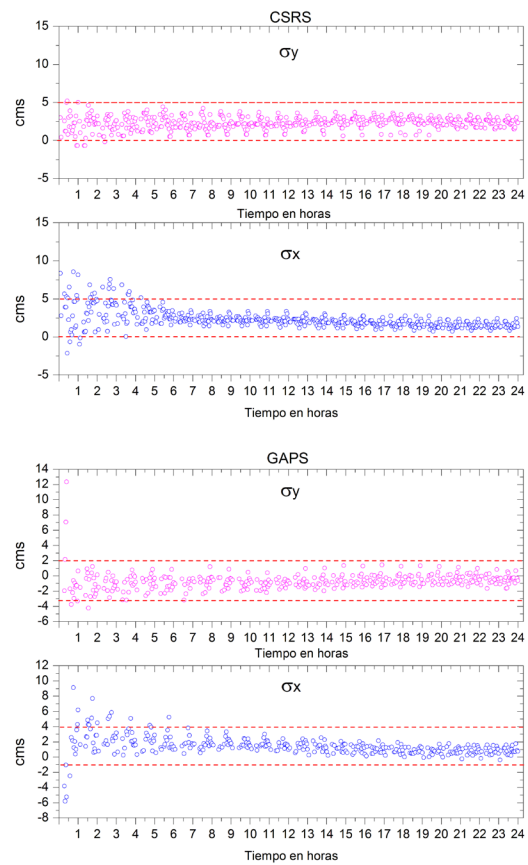


Figura 6.- Variaciones de los procesamientos GPS con CSRS y GAPS con respecto al tiempo.

Con la información generada determinamos que en el lapso de las semanas GPS 1880, 1881, 1882 y 1883 utilizadas para este trabajo, los tiempos de observación mínimos en los cuales las coordenadas calculadas con procesos online están dentro del rango de error de 5 cm, van desde 1 hora hasta 4 horas. El software freeware gLAB después de 8 horas puede determinar la exactitud de 5 cm, RTKLIB y el programa comercial Leica Geo Office no logran llegar a este margen.

En el rango de 8 a 15 horas se tienen exactitudes de 2 cm, exceptuando en este grupo a gLAB, Geo Office y RTKLIB, mientras que para Auspos y OPUS después de 15 y 12 horas respectivamente, los datos oscilan en el error de 1 cm (Tabla 2).

Tabla 2.- Tiempos requeridos para exactitudes en X, Y de orden 5, 2 y 1 cm.

| PROCESO    | $[(XR, YR)-(XC, YC)] \leq 5\text{cm}$                           | $[(XR, YR)-(XC, YC)] \leq 2\text{ cm}$                         | $[(XR, YR)-(XC, YC)] \leq 1\text{cm}$                        |
|------------|---|--|--|
| Trimble    | 1 h<br>$\sigma_x = 17.8\text{ mm}, \sigma_y = 11.6\text{mm}$    | 12 h<br>$\sigma_x = 4.7\text{ mm}, \sigma_y = 4.6\text{mm}$    | NA   |
| Magic PPP  | 4 h<br>$\sigma_x = 10.8\text{ mm}, \sigma_y = 19.6\text{mm}$    | 12 h<br>$\sigma_x = 6.8\text{ mm}, \sigma_y = 15.7\text{mm}$   | NA   |
| Auspos     | 3 h<br>$\sigma_x = 9.3\text{ mm}, \sigma_y = 12.2\text{ mm}$    | 8 h<br>$\sigma_x = 1.6\text{ mm}, \sigma_y = 4.4\text{ mm}$    | 15 h<br>$\sigma_x = 1.2\text{ mm}, \sigma_y = 4.1\text{ mm}$ |
| gLAB       | 8 h<br>$\sigma_x = 22.9\text{ mm y } \sigma_y = 18.7\text{mm}$  | NA   | NA   |
| Geo Office | NA  | NA   | NA   |
| APPS       | 4 h<br>$\sigma_x = 10.8\text{ mm}, \sigma_y = 10.3\text{mm}$    | 15 h<br>$\sigma_x = 7.0\text{ mm y } \sigma_y = 6.1\text{ mm}$ | NA   |
| RTKLIB     | NA  | NA   | NA   |
| OPUS       | 3 h<br>$\sigma_x = 4.1\text{ mm}, \sigma_y = 8.4\text{ mm}$     | 9 h<br>$\sigma_x = 3.4\text{ mm}, \sigma_y = 7.2\text{ mm}$    | 12 h<br>$\sigma_x = 2.1\text{ mm}, \sigma_y = 5.0\text{ mm}$ |
| GAPS       | 2 h<br>$\sigma_x = 14.7\text{ mm y } \sigma_y = 10.9\text{ mm}$ | 12 h<br>$\sigma_x = 5.4\text{ mm}, \sigma_y = 6.8\text{ mm}$   | NA   |
| CSRS       | 4 h<br>$\sigma_x = 9.5\text{ mm}, \sigma_y = 12.5\text{ mm}$    | 12 h<br>$\sigma_x = 5.8\text{ mm}, \sigma_y = 13.4\text{ mm}$  | NA   |

En tiempo de posicionamiento estático de 1 a 4 horas, con varios servicios de procesamiento GNSS online, se pueden tener datos de orden A. Con mediciones de 8 hasta 15 horas el orden de precisión estará en AA y de 12 a 15 horas tendremos un orden de precisión “sin equivalencia” de acuerdo a la Norma técnica sobre estándares de exactitud y posicionamiento del INEGI.

Para la coordenada Z las variaciones son más estables que las posiciones X, Y. Los cálculos realizados por Trimble TX en la primeras 2 horas están dentro del rango de 2 cm con una  $\sigma_Z = 7.9$ . Posterior a éste tiempo la información está en el rango de 1 cm con una  $\sigma_Z = 2.5\text{ mm}$ . Desde la primera hora Magic con  $\sigma_Z = 8.8\text{ mm}$ . Auspos con  $\sigma_Z = 6.9\text{ mm}$  desde la primera hora sus datos están dentro del margen de los 2 cm y a partir de la séptima hora no se observan outliers. Entre la hora 1 y 4, Gipsy está dentro de los 5 cm con  $\sigma_Z = 13.4\text{ mm}$ , entre las 5 y 11 horas dentro del margen de los 2 cm con  $\sigma_Z = 6.2\text{ mm}$  y de las 12 a 24 horas en 1 cm con  $\sigma_Z = 4.7\text{ mm}$ . Opus con  $\sigma_Z$

$= 4.1$ , la información oscila en el rango de los 2 cm desde la tercera hora. Gaps con  $\sigma_Z = 6.4\text{ mm}$ , desde la primera hora los valores están dentro del orden de 1 cm con un porcentaje mínimo de outliers. En el orden de los 5 cm CSRS con  $\sigma_Z = 6.3\text{ mm}$  desde la primera hora, y gLAB a partir de la cuarta hora con una  $\sigma_Z = 9.5\text{ mm}$  (Figura 7). Los resultados de Leica son dispersos pero desde la primera hora de procesamientos la mayoría de sus datos está dentro del rango de los 5 cm con una  $\sigma_Z = 18.6\text{ mm}$  (Figura 7) y por último, RTKLIB con una  $\sigma_Z = 87.3\text{ mm}$  no puede determinarse un tiempo para estar dentro de los rangos (Figura 7).

Actualmente en la reglamentación del INEGI, de los estándares verticales para GNSS la especificación técnica recomienda utilizar la formula  $EPV = 1.9600 (\sigma^2_{GNSS} + \sigma^2_N)^{1/2}$  (Norma técnica, DOF, Diciembre 2010), donde  $\sigma^2_N =$  Desviación estándar del modelo de alturas geoidales para México y su valor es de 20 cm (<http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/geodesia/ggm>). Tomando como  $\sigma_z = 2.6\text{ cm}$  de todas las series el valor de  $EPV = 10.13\text{ cm}$ , el

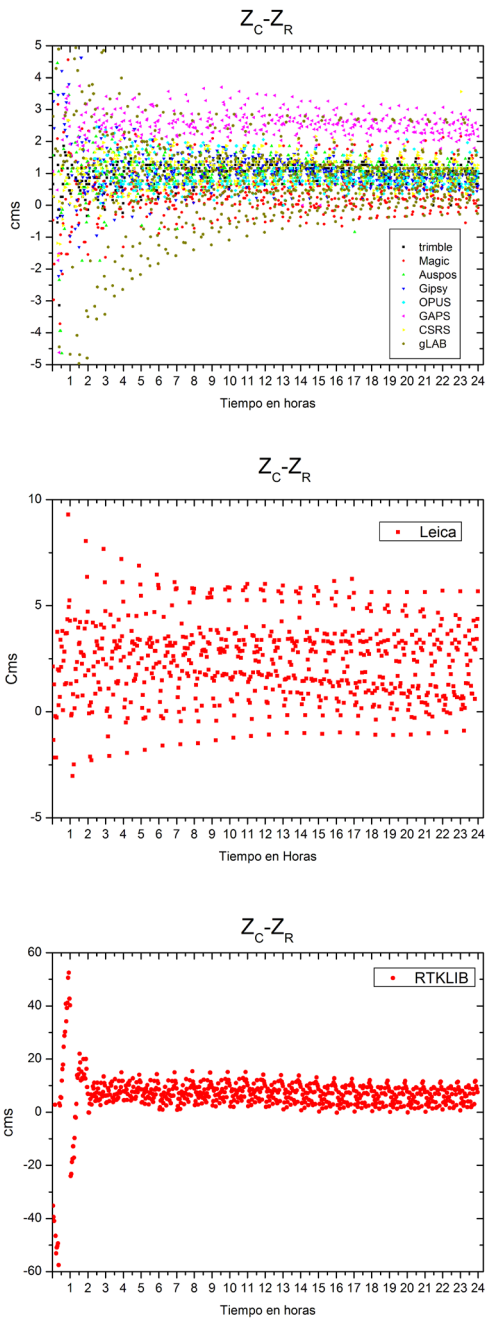


Figura 7.- Graficos de Variaciones en la coordenada Z

dato es muy superior a los errores esperados en una nivelación mediante GPS, de acuerdo a las especificaciones técnicas de los equipos GPS, por eso no es correcto su uso.

En este trabajo solamente se consideraron las estimaciones horizontales.

En el software freeware gLAB después de 4 horas de registro se obtienen valores con un rango de 5 cm, mientras que el mismo resultado se obtiene para Leica Geo Office con 1 hora, igualmente para los servicios GNSS online Magic PPP, APPS y CSRS. En el rango de 2 cm se encuentran los cálculos realizados por Trimble TX y Auspos con 1 hora, APPS con 5 horas y OPUS con 3 horas de registro. Finalmente en el rango de 1 cm GAPS con 1 hora, Trimble TX con 3 horas y APPS con 12 horas (Tabla 3). El único proceso que no cumplió con los parámetros establecidos en Z fue el software freeware RTKLIB.

Tabla 3- Tiempos requeridos para exactitudes en Z de orden 5, 2 y 1 cm

| Proceso    | (ZR-ZC) < 5cm               | (ZR-ZC) < 2 cm             | (ZR-ZC) < 1 cm              |
|------------|-----------------------------|----------------------------|-----------------------------|
| Trimble    | NA                          | 1 h<br>$\sigma_z = 7.9$ mm | 3 h<br>$\sigma_z = 2.5$ mm  |
| Magic PPP  | 1 h<br>$\sigma_z = 8.8$ mm  | NA                         | NA                          |
| Auspos     | NA                          | 1 h<br>$\sigma_z = 6.9$ mm | NA                          |
| gLAB       | 4 h<br>$\sigma_z = 9.5$ mm  | NA                         | NA                          |
| Geo Office | 1 h<br>$\sigma_z = 18.6$ mm | NA                         | NA                          |
| APPS       | 1 h<br>$\sigma_z = 13.4$ mm | 5 h<br>$\sigma_z = 6.2$ mm | 12 h<br>$\sigma_z = 4.7$ mm |
| RTKLIB     | NA                          | NA                         | NA                          |
| OPUS       | NA                          | 3 h<br>$\sigma_z = 4.1$ mm | NA                          |
| GAPS       | NA                          | NA                         | 1 h<br>$\sigma_z = 6.4$ mm  |
| CSRS       | 1 h<br>$\sigma_z = 6.3$ mm  | NA                         | NA                          |

## Conclusiones

El procesamiento de datos GPS en línea, por sus características técnico-científicas, ofrece una buena alternativa en los cálculos de posicionamientos GPS. De acuerdo con los resultados de los procesadores en línea, se pueden utilizar tiempos de observación desde 1 hasta 24 horas de posicionamiento utilizando órbitas rápidas, obteniendo coordenadas del orden de ~5 cm. Las coordenadas de la estación que se utilizó para este trabajo, fueron calculadas con órbitas precisas. La comparación de las coordenadas calculadas con órbitas rápidas de los procesamientos de datos GPS en línea con las finales de la estación, muestran datos confiables para los análisis de cualquier proyecto que tenga mediciones GPS. Con tiempos de observación cortos, sin necesidad de esperar los parámetros precisos que en su emisión tardan 13 días, los resultados finales tienen una certidumbre aceptable. Las características científicas de estos paquetes y la calidad de sus resultados hacen que su aplicación en estudios de geofísica y topográficos sea aceptable. Los datos utilizados en este trabajo son GPS; en mayo de 2016 la estación fue actualizada a GNSS; en la actualidad los servicios de procesamiento en línea están migrando al GNSS, lo que debe mejorar las precisiones. Gráficamente es visible que las variaciones entre periodos de observación de pocas horas (2 a 4) con respecto a observaciones prolongadas (más de 12 horas) se van minimizando; el usuario del sistema de posicionamiento global puede obtener coordenadas geocéntricas precisas con la utilización de software libre y procesamientos GPS online.

## Agradecimientos:

La realización de este trabajo se completó gracias al apoyo y revisión de dos árbitros anónimos y editores de la revista quienes, con sus observaciones, enriquecieron la estructura de este escrito. Así mismo agradecemos al Dr.

Luis Alberto Delgado Argote por su tiempo y dedicación en la revisión de este artículo. También agradecemos al INEGI por el acceso libre a los datos GPS y GNSS de la estación COL2 a través del sistema CORS.

## Referencias

- Abd-Elazeem, M., Farah, A., and Farrag, F. (2011). Assessment study of using online (CSRS) GPS-PPP Service for mapping applications in Egypt. *Journal of Geodetic Science*, 1(3), 233-239.
- Australian Government Geoscience Australia (2012). AUSPOS - Online Processing: Australia. Recuperado de <http://www.ga.gov.au/bin/gps.pl>
- Beutler G, Bock, R. Dach, R. Fridez, A. Gade, U. Hugentobler, A. Jaggi, M. Meindl, L. Mevart, L. Prange, Schaer, T. Springer, C. Urschl and P. Walser (2007). *Bernese GPS Software versión 5.0*, Astronomical Institute, University of Bern, 2007. Tomado de <http://www.bernese.unibe.ch/docs/DOCU50.pdf>.
- Diario Oficial de la Federación (2010). Norma Técnica de Estándares de Exactitud Posicional 23 de Diciembre de 2010. Recuperado de [http://dof.gob.mx/nota\\_detalle.php?codigo=5172208&fecha=23/12/2010](http://dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5172208&fecha=23/12/2010).
- Echeverría A., Khazaradze, G., Asensio, E, Garate, J. y Suriñach, E. (2012). Deformación cortical de las Béticas orientales observada mediante GPS y su relación con el terremoto de Lorca, *Física de la Tierra*, vol. 24, pp. 113-127.
- gACE, Research Group of Astronomy and Geomatic (2016). GLAB. Tomado de <http://gage.upc.edu/gLAB>

- GAPS, GNSS Analysis and positioning software: Canada (2007). Tomado de <http://gaps.gge.unb.ca/>
- Gómez, M.E., Del Cogliano, D., Lahitte, C., Rodríguez-Tello, M.N. (2013). Análisis de la performance de tres servicios de posicionamiento gps online en Argentina, *Geoacta* Vol.38 (2), pp 95-106.
- Herrada, A., Miranda, S., Fuentes, C., Torres-Lobato, O., Pintos, H., Smalley Jr., R. (2010). Monitoreo de la calidad de datos gps continuo: la estación unsj. (San Juan, Argentina), *GEOACTA*, Vol. 35, pp 55-62.
- INEGI (2010). Compendio de criterios y especificaciones técnicas para la generación de datos e información de carácter fundamental, 07. Geodesia, 07.2 Estándares de Exactitud Posicional, Tomado de [http://www.inegi.org.mx/inegi/spc/doc/INTERNET/6-%20estandares\\_de\\_exactitud\\_posicional.pdf](http://www.inegi.org.mx/inegi/spc/doc/INTERNET/6-%20estandares_de_exactitud_posicional.pdf).
- INEGI (2016). Procesamiento de datos GPS considerando deformaciones del Marco Geodésico en el Tiempo, procedimiento para la minimización de errores debido a la deformación del marco de referencia ITRF. En: [http://internet.contenidos.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod\\_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/nueva\\_estruc/702825295561.pdf](http://internet.contenidos.inegi.org.mx/contenidos/productos/prod_serv/contenidos/espanol/bvinegi/productos/nueva_estruc/702825295561.pdf)
- JPL (Jet Propulsion Laboratory) (2016). The Automatic Precise Positioning Service of the Global Differential GPS System: California USA. Recuperado de <http://apps.gdgps.net/>.
- Lee, S. W., Yun, S. H., Kim, D. H., Lee, D., Lee, Y. J., and Schutz, B. E. (2015). Real-time volcano monitoring using GNSS single-frequency receivers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(12), 8551-8569.
- MAGIC GNSS (2016). Tomado de <http://magicgnss.gmv.com/>
- Moya-Zamora, J., Bastos-Gutiérrez, S. (2015). Procesamientos GNSS en línea como potenciales alternativas a diferentes aplicaciones geodésicas. *Uniciencia*, Vol. 29 (2), pp. 1-14.
- National Geodetic Survey (2016). OPUS: Online Positioning User Service: USA. Tomado de <https://www.ngs.noaa.gov/OPUS/>
- Natural Resources Canada (2016). Canadian Spatial Reference System-PPP. Recuperado de <https://webapp.geod.nrcan.gc.ca/geod/tools-outils/ppp.php>.
- Ocalan, T., Erdogan, B., and Tunalioglu, N. (2013). Analysis of web-based online services for GPS relative and precise point positioning techniques. *Boletim de ciencias geodesicas*, 19(2), 191-207.
- Software Leica GeoOffice (2008). Recuperado de [http://www.leica-geosystems.es/es/Leica-Geo-Office\\_4611.html](http://www.leica-geosystems.es/es/Leica-Geo-Office_4611.html)
- Software RTKLIB (2014). Recuperado de <http://www.rtklib.com/>
- Schmitt, S. V., DeMets, C., Stock, J., Sánchez, O., Márquez-Azúa, B., and Reyes, G. (2007). A geodetic study of the 2003 January 22 Tecoman, Colima, Mexico earthquake. *Geophysical Journal International*, 169(2), 389-406.

Trimble (2014). CenterPoint RTX Post-Processing: USA. Tomado de <http://www.trimblertx.com/UploadForm.aspx>.

Zumberge, J. F., Heflin, M. B., Jefferson, D. C., Watkins, M. M., and Webb, F. H. (1997). Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of geophysical research: solid earth*, 102(B3), 5005-5017.

Recibido: 11 de diciembre de 2017

Recibido corregido por el autor: 16 de agosto de 2018

Aceptación: 29 de agosto de 2018



## La XXIII Olimpiada de Ciencias de la Tierra: Erupciones volcánicas

Loïc Peiffer, Rebeca López Montes

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

peiffer@cicese.mx

### Presentación

Para esta nueva edición de las olimpiadas, la División de Ciencias de la Tierra de CICESE eligió como tema “Erupciones volcánicas”. El presente documento guiará a los estudiantes en su investigación sobre la temática en cuestión, sirviéndoles de apoyo en su preparación para el día de la competencia. La edición 2018 de la olimpiada, cuenta con 25 preguntas nuevas inspiradas en esta guía, mientras que las 75 preguntas restantes, serán extraídas de las tres ediciones pasadas organizadas del 2015 al 2017, cuyos temas fueron en orden cronológico: “Geotermia y la Teoría de la Tierra Bola de Nieve”, “Energía” y “El Cosmos y Nuestro Planeta”. Estas 75 preguntas las pueden consultar en los informes disponibles en la página: <http://olimpiadas.ugm.org.mx>. Las 25 preguntas nuevas tendrán un valor total de 75 puntos (3 puntos cada una), mientras que las 75 preguntas pasadas valdrán 25 puntos (1/3 de punto c/u). Para quienes no han asistido a nuestras olimpiadas, se les recomienda ver el siguiente video en YouTube: <https://www.youtube.com/watch?v=Ps1xh3QgcvY>.

En la XXIII Olimpiada participaron escuelas preparatorias provenientes de los cinco municipios del estado: Mexicali, Tecate, Tijuana, Rosarito y Ensenada. Gilberto Daniel Partida Coria, estudiante de la Preparatoria Xochicalco Campus Mexicali, ganó el primer lugar; su asesor fue el profesor Pedro Castro Olivas. Por su parte, Eduardo Magaña Torres, asesorado por el profesor Guillermo Martínez García, del Cecyte de Ensenada, obtuvo el segundo lugar. Alondra Valdez García del COBACH Rosarito, de Playas de Rosarito, con la asesoría del profesor José Artemio Cazarez Ibarra logró el tercer lugar. Los ganadores recibieron su constancia respectiva así como premios en efectivo de 2,500 pesos para el primer lugar, 2,000 para el segundo y 1,500 para el tercero. Todos los participantes del concurso obtuvieron una constancia de participación

**Erupciones volcánicas: Guía para la XXIII Olimpiada de Ciencias de la Tierra para estudiantes de preparatoria de Baja California. Viernes 22 de junio de 2018 en el auditorio institucional del CICESE, Ensenada, Baja California.**

### Introducción

Los volcanes fascinan y asustan a la vez. Fascinan por su belleza natural, por su fuerza pura y por hacernos recordar los tiempos más primitivos de la Tierra, cuando el hombre aún no imprimía su huella en cada rincón del planeta, con grandes

ciudades y carreteras. Son aterradores cuando entran en erupción y llegan a aniquilar todo a su alrededor en cuestión de (a veces) tan solo unos minutos. A través de esta guía, te vamos a llevar a investigar ciertos mecanismos fisicoquímicos que desencadenan la furia de un volcán; también te vamos a explicar lo que es un sistema hidrotermal, cómo funciona un geiser y cómo monitorear la actividad de un volcán a partir de la composición química de sus manantiales termales. Reflexionarás sobre la cantidad de energía liberada por las más grandes erupciones volcánicas y sus consecuencias. Finalmente, te contaremos algunas anécdotas sobre algunos volcanes del mundo y de México.

## Magma, gases, burbujas y erupción

El magma se define como una masa de rocas fundidas que se forma a decenas de kilómetros de la superficie, dentro del manto superior o en la base de la corteza terrestre. Esta masa fundida es menos densa que la roca que no se fundió (residuo sólido), lo que le permite ascender hasta profundidades más someras por un efecto de “flotabilidad”, el cual viene establecido por el principio de Arquímedes. Si el magma llega a encontrar una salida hacia la superficie, se generará una erupción volcánica. La dinámica de las erupciones volcánicas está muy estrechamente ligada a la concentración de gases contenidos en el magma. Si un magma no contiene gases o contiene muy pocos, el estilo de erupción será de tipo “efusivo”. Se reconoce en superficie por la emisión de flujos de lava o domos de lava. Al contrario, cuando el magma tiene un alto contenido en gases, la erupción se vuelve explosiva. El término explosivo se refiere a que el magma se fragmenta (se parte en pedacitos) y es eyectado por la fuerza de los gases. Este tipo de erupciones se pueden manifestar de varias maneras, como son las fuentes de lava, las columnas eruptivas constituidas de cenizas, bloques y gases ardientes, así como los flujos piroclásticos. Te sugerimos profundizar tu conocimiento sobre estos diferentes tipos de manifestaciones eruptivas. ¿Conoces ejemplos de volcanes cuya actividad eruptiva es principalmente efusiva o explosiva? Revisa también el principio de Arquímedes.

De los gases principales que emite un magma, el vapor de agua (H<sub>2</sub>O) es el más abundante, mientras que el dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) viene en segundo lugar. Luego siguen, en concentraciones menores, gases como el dióxido de azufre (SO<sub>2</sub>), el ácido sulfhídrico (H<sub>2</sub>S) y el ácido clorhídrico (HCl), entre otros. Estos gases se encuentran inicialmente disueltos en el magma, cuando aquel se encuentra a gran profundidad debajo del volcán. ¿Qué significa eso? Piensa

en una botella de soda. Cuando se embotellan estas bebidas, se les inyecta CO<sub>2</sub> gaseoso con suficiente presión para que se disuelva en el líquido, es decir que las burbujas de gas ya no son visibles, desaparecieron en el líquido. Al momento de abrir la botella, el CO<sub>2</sub> pasa de ser disuelto a gaseoso y se forman un montón de burbujitas de CO<sub>2</sub>. Ocurre un fenómeno similar con un magma. Bajo ciertas condiciones de presión y temperatura, si la concentración de gases no rebasa un cierto límite, el gas se queda disuelto y no forma burbujas. A este límite se le llama “solubilidad de los gases” y depende de varios parámetros como la presión de confinamiento (similar a la presión de “embotellamiento”), la composición del magma y su temperatura. Durante las últimas décadas, los vulcanólogos han realizado experimentos en laboratorio para estudiar las leyes de solubilidad de los gases en los magmas. En la figura 1, se puede observar la solubilidad del agua (H<sub>2</sub>O) en magmas riolíticos y basálticos en función de la presión. ¿Sabes a que corresponde la unidad % en peso en la figura? ¿Sabes cuál es la diferencia entre un basalto y una riolita?

En esta figura se muestra también la profundidad correspondiente a la presión. Para calcularla,

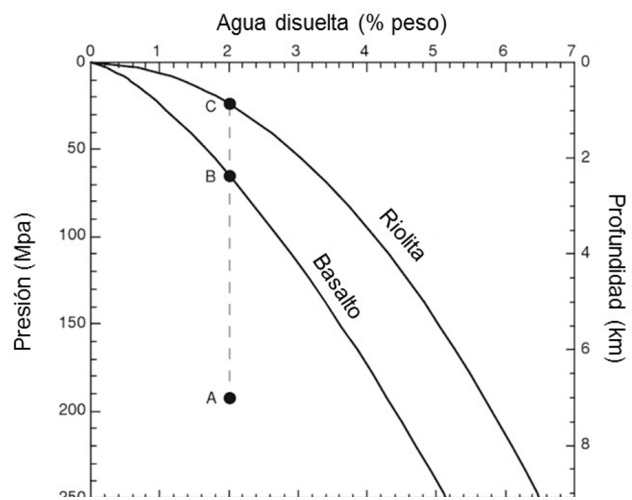


Figura 1. Solubilidad del agua en magmas riolíticos y basálticos en función de la presión y profundidad correspondiente (modificada de Parfitt y Wilson, 2008).

se considera que la presión (que controla la solubilidad de los gases dentro del magma) está regida por el peso de las rocas que constituyen el volcán, es decir la presión litostática. ¿Te queda claro este concepto? La presión litostática se calcula de la siguiente manera:

$$P = \rho \times g \times h \quad (1)$$

Donde P es la presión litostática (en pascal, Pa),  $\rho$  es la densidad de la roca ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ), g es la aceleración de la gravedad ( $\text{m}/\text{s}^2$ ) y h es la altura de la columna de roca (m). ¿Conoces la densidad de los magmas? ¿Sabes convertir la unidad de presión pascal a atmósfera (atm)?

Las dos curvas de solubilidad en la figura 1 te dicen cuál es la concentración máxima de agua que un magma basáltico y riolítico pueden disolver a una cierta presión y profundidad correspondiente. Sin embargo, no implica que el magma contenga esta concentración máxima de agua disuelta. Por ejemplo, a una presión de 190 megapascuales (MPa), que corresponde a una profundidad de 7 km, la solubilidad máxima en H<sub>2</sub>O es de 4.2 % en peso (Figura 1). En realidad, el magma a esta profundidad suele contener menos H<sub>2</sub>O, digamos, por ejemplo, 2 % en peso (punto A, Figura 1). En este caso, se dice que el magma es sub-saturado en agua. Si este mismo magma, con este contenido en agua asciende hacia profundidades más someras por flotabilidad, su concentración en agua llegará a igualar a una cierta profundidad su límite de solubilidad. Esto ocurre, de acuerdo a la Figura 1, a profundidades de 2.5 km (punto B) si el magma es basáltico, y a 1 km (punto A) si es de composición riolítica. En este momento, se dice que el magma es saturado en agua. Si el magma sigue ascendiendo hacia la superficie, ya no puede acomodar de manera líquida su contenido de agua, y se empiezan a formar burbujas. En este caso, el magma se vuelve sobresaturado en agua. Si la cantidad de burbujas que se forman es alta, estas burbujas pueden lograr agruparse, y tener el potencial de

fragmentar el magma, lo que lleva a un proceso eruptivo. Al contrario, cuando la cantidad de gases o de magma no es suficiente para provocar una erupción, el volcán se queda en estado de reposo. Esto es a grandes rasgos cómo funciona la dinámica eruptiva de un volcán. En algunos casos, las erupciones pueden ocurrir cuando el magma se mezcla con un acuífero cerca de la superficie. Estas erupciones tienen un nombre particular, investigálo.

### Sistema hidrotermal

Cuando un volcán se encuentra en una región donde llueve con abundancia, el agua de lluvia se filtra dentro del volcán y se mezcla con los gases magmáticos. Se forma lo que se llama un sistema hidrotermal. Al infiltrarse hacia las partes más profundas del sistema hidrotermal, el agua se calienta y se vuelve menos densa que en las partes más someras, pues el magma de la cámara magmática funciona como una fuente de calor. Estas diferentes densidades (flotabilidad) sumadas a la presión generada por la inyección de gases magmáticos generan celdas de convección dentro del sistema hidrotermal (Figura 2). ¿Tienes idea de la densidad del agua a una temperatura de 300°C? La roca que constituye un volcán suele ser altamente fracturada. Si te parece extraña esta terminología, imagina una serie de fisuras o canales delgados y ramificados donde el agua puede circular. Por lo tanto, el agua y los gases del sistema hidrotermal pueden migrar hacia la superficie a través de estas fracturas y formar manantiales de aguas termales y fumarolas en superficie.

También, a veces ocurre que los cráteres volcánicos albergan lagos con colores exóticos, es otro tipo de manifestación de un sistema hidrotermal. La figura 3 es una fotografía del lago cratérico del volcán El Chichón, ubicado en el noroeste del estado de Chiapas. Su color se debe principalmente a las comunidades de algas que viven en sus aguas ácidas.

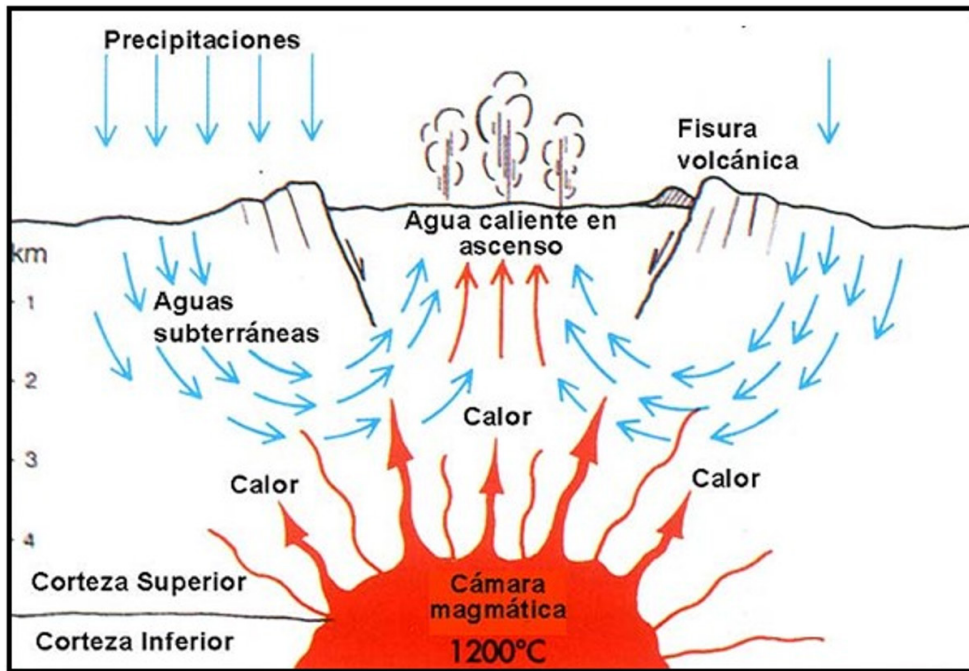
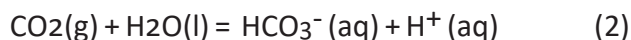


Figura 2. Esquema de un sistema hidrotermal donde se puede observar la cámara magmática, la infiltración de agua de lluvia, los movimientos de convección, fracturas y manifestaciones superficiales como manantiales y fumarolas. Imagen tomada de la página: [http://www.redes-cepalcala.org/ciencias1/geologia/islandia/geologia.islandia\\_nesjavellir.htm](http://www.redes-cepalcala.org/ciencias1/geologia/islandia/geologia.islandia_nesjavellir.htm)



Figura 3. Fotografía del lago cratérico del volcán El Chichón (Chiapas, fotografía por L. Peiffer).

Al estudiar la composición química de los gases fumarólicos y del agua de los manantiales, los vulcanólogos pueden monitorear el estado de un volcán. Por ejemplo, un aumento de la acidez (pH más bajo) de los manantiales puede reflejar un aumento de aporte de gases magmáticos, como el CO<sub>2</sub>. Consideramos la siguiente reacción:



Al disolverse en agua, el CO<sub>2</sub> causa la formación de iones bicarbonatos (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) e hidrogeno (H<sup>+</sup>). La cantidad de iones de hidrogeno se relaciona al pH por una relación bien conocida que te pedire investigar. Regresando a la reacción (2), los índices (g), (l) y (aq) se refieren a gaseoso, líquido y acuoso, respectivamente.

La clásica ley de acción de masas nos dice que la constante de equilibrio (K) de la reacción (2) equivale a:

$$K = ([\text{HCO}_3^-] \times [\text{H}^+]) / P_{\text{CO}_2} \quad (3)$$

Donde [HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>] y [H<sup>+</sup>] son las concentraciones (unidad: mol por litro, mol/l) de los iones bicarbonatos e hidrogeno, respectivamente, mientras P<sub>CO<sub>2</sub></sub> es la presión (unidad: atmósfera, atm) que el gas CO<sub>2</sub> ejerce sobre el agua. Formalmente, se llama la presión parcial en CO<sub>2</sub>.

Para poder interpretar correctamente el valor de pH del agua en términos del estado de actividad del volcán, el vulcanólogo necesita primero conocer el valor "normal" del pH del agua, es decir el pH del agua de lluvia antes de haber interactuado con los gases volcánicos, para tener un punto de referencia. Se sabe que el agua de lluvia tiene una P<sub>CO<sub>2</sub></sub> de 3.5 x 10<sup>-4</sup> atm, debido a su equilibrio con el dióxido de carbono de la atmósfera. Ahora, la estequiometria (es decir los coeficientes) de la reacción (2) nos dice que una cantidad X de moles de CO<sub>2</sub>(g) que reacciona con un cuerpo de agua pura, generara la misma cantidad X de moles de bicarbonatos (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) y

X moles de iones de hidrogeno (H<sup>+</sup>). Con esta información, puedes transformar la ecuación (3) de esta manera:

$$K = X^2 / 3.50 \times 10^{-4} \quad (4)$$

donde X es la concentración en mol/l de ion hidrogeno. Si el valor de K a una temperatura de 25°C es 1.53 x 10<sup>-8</sup>, ¿cuál es el valor de pH de un agua al equilibrio con el CO<sub>2</sub> de la atmósfera? Este valor sería el punto de referencia para el vulcanólogo. ¿Cómo cambiaría el pH del agua si el magma subyacente causa un aumento de 10 veces en el valor de la presión parcial de CO<sub>2</sub> (P<sub>CO<sub>2</sub></sub>)?

### El caso particular de los géiseres

Un géiser es una manifestación muy especial y poco común de un sistema hidrotermal. En efecto, mientras que la mayoría de los volcanes albergan manantiales de agua caliente y fumarolas, muy pocos de ellos presentan manifestación de geiser. Este hecho tiene que ver con las condiciones especiales que se tienen que cumplir para que exista un geiser. ¿Te las sabes? Aquí te las explicamos, y te dejamos unas pistas de reflexión para el día del examen. Imagina primero un reservorio subterráneo lleno de agua fría. Este reservorio está conectado con la superficie a través de un sistema de fracturas. Si estos términos te parecen extraños, mira la figura 4. El reservorio es como una bolsa de agua, mientras que las fracturas se asemejan a una serie de canales o tuberías delgadas y ramificadas.

Debajo del reservorio, a mayor profundidad, se encuentra una fuente de calor que puede ser la cámara magmática del volcán. De manera similar a lo que comentamos anteriormente, el agua más profunda se vuelve menos densa al calentarse y busca subir hacia la parte superior del reservorio, entrar a la red de fracturas y finalmente alcanzar la superficie. Sin embargo, la presión generada por el agua contenida dentro de las fracturas y el

reservorio, llamada presión hidrostática ( $P_{hidro}$ ), tiende a bloquear la ascensión del agua menos densa. Sin embargo, al recibir el suficiente aporte de calor, el agua va a empezar a formar burbujas de vapor, en otras palabras, entra en ebullición. La presión generada por el vapor dentro de cada burbuja se suma, y logra vencer la presión hidrostática. A esta presión del vapor, se le llama sencillamente presión de vapor ( $P_{vap}$ ). Entonces, cuando la presión de vapor rebasa la presión hidrostática, el géiser empieza a emitir un chorro de agua y vapor (entra en erupción).

La presión de vapor en equilibrio con un cuerpo de agua líquida se puede calcular por la siguiente relación:

$$\log_{10} P_{vap} = 5.51 - 2048/T \quad (5)$$

Donde la temperatura es en grados Kelvin, y  $P_{vap}$  la presión de vapor en atmósfera.

Esta relación por sencilla que parezca, se basa en las leyes termodinámicas del agua, pero no entraremos en tanto detalle sobre este tema bastante complejo. Más bien, te dejamos investigar como calcular la presión hidrostática; eso te será útil para estimar a partir de qué valor crítico la presión de vapor puede vencer a la presión hidrostática ( $P_{vap} \geq P_{hidro}$ ). El día del examen, te contaremos unas anécdotas sobre unas personas que provocaron erupciones de geiseres, basándose en este principio.

### Erupciones importantes, energía liberada y consecuencias

Para poder clasificar las erupciones volcánicas, los vulcanólogos usan una escala llamada el Índice de Explosividad Volcánica (IEV). Es una escala de 8 grados que considera el volumen total de



Figura 4. Infografía ilustrando el funcionamiento de un géiser en 4 etapas. Infografía modificada de <https://expertosendetalles.files.wordpress.com/2013/07/infografia.jpg>. La fotografía corresponde al géiser “Old Faithful” del parque nacional “Yellowstone” (EE.UU.), foto tomada de la galería de fotos del parque nacional.

productos expulsados por un volcán, así como la altura alcanzada por su columna eruptiva. En la Tabla 1, se alistan los nombres de las erupciones correspondientes a cada escala del IEV, así como una breve descripción, el volumen de material expulsado (en metros cúbicos, m<sup>3</sup>) y la altura de la columna eruptiva (en metros, m), así como la frecuencia con la cual ocurre cada tipo de erupción.

¿Te has preguntado qué tanta energía puede liberar una erupción volcánica importante? Durante una erupción, gran parte de la energía esta emitida en forma de calor, es decir energía térmica. La cantidad de energía térmica liberada depende de la cantidad de material eyectado, de su temperatura y también de su composición. Puede variar de 1 MJ/kg (megajoule por kilogramo, mega = 10<sup>6</sup>) para un magma riolítico a una temperatura de 850°C hasta 1.5 MJ/kg

para un magma basáltico a 1150°C. Al estimar la cantidad de material emitido, puedes entonces calcular la cantidad de energía emitida durante una erupción.

Se estima que la energía térmica liberada durante la erupción del volcán Toba, ubicado en la isla de Sumatra en Indonesia, fue equivalente a la detonación de 40 millones de bombas atómicas (como la de Hiroshima), lo que equivale a la explosión de 800 mil millones de toneladas de explosivo trinitrotolueno (TNT), el famoso explosivo. En términos de referencia, una tonelada de TNT equivale a 4.184 GJ (gigajoules, giga = 10<sup>9</sup>). La erupción de Toba fue una de las más grandes jamás registrada, la cual se pudo estudiar a través del mapeo y la estimación volumétrica de sus depósitos volcánicos. En efecto, no hay testimonios históricos de la erupción dado que ocurrió hace aproximadamente 75,000 años.

Tabla 1: El esquema de clasificación de las erupciones volcánicas, llamado el Índice de Explosividad Volcánica (IEV)

| IEV | Clasificación                                  | Descripción   | Altura   | Volumen de material expulsado | ¿Qué tan seguido ocurre? |
|-----|--|---------------|----------|-------------------------------|--------------------------|
| 0   | Erupción Hawaiana                              | no-explosiva  | < 100 m  | < 104 m <sup>3</sup>          | Diario                   |
| 1   | Erupción Stromboliana                          | ligera        | <1 km    | 106 m <sup>3</sup>            | Diario                   |
| 2   | Erupción Stromboliana/<br>Vulcaniana           | explosiva     | 1-5 km   | 107 m <sup>3</sup>            | Semanal                  |
| 3   | Erupción Vulcaniana<br>(sub-Pliniana)          | violenta      | 5-15 km  | 108 m <sup>3</sup>            | Anual                    |
| 4   | Erupción Vulcaniana<br>(sub-Pliniana)/Pliniana | cataclísmica  | 10-25 km | 109 m <sup>3</sup>            | Cada 10 años             |
| 5   | Erupción Pliniana                              | paroxística   | > 25 km  | 1010 m <sup>3</sup>           | Cada 100 años            |
| 6   | Erupción Pliniana/Ultrapliniana                | colosal       | > 25 km  | 1011 m <sup>3</sup>           | Cada 100 años            |
| 7   | Erupción Ultrapliniana                         | super-colosal | > 25 km  | 1012 m <sup>3</sup>           | Cada 1000 años           |
| 8   | Erupción Ultrapliniana<br>(Supervolcánica)     | apocalíptica  | > 25 km  | > 1012 m <sup>3</sup>         | Cada 100 000 años        |

Se clasifica como IEV 8 y es considerada como ultraplíniana. Liberó  $\sim 10^{10}$  toneladas de cenizas y  $\sim 10^9$  toneladas de gases azufrados, como el dióxido de azufre ( $\text{SO}_2$ ). Esta mezcla de cenizas y gas alcanza alturas de hasta 37 km por encima del volcán. A estas alturas, la nube volcánica se juntó a la circulación atmosférica de la tierra y empezó a dispersarse alrededor del mundo. Las cenizas y los aerosoles bloquearon los rayos de sol, lo que conllevó a una disminución de la temperatura en el planeta. Se estima que la temperatura anual hemisférica en superficie disminuyó de 3 a 5°C durante el año que siguió a la erupción del volcán Toba. Aunque parece poco, eso ayudó a acelerar la transición climática que se estaba dando en esa época. En efecto, el planeta estaba entrando en un periodo glaciario. Además, los gases liberados durante la erupción se mezclaron con el agua de la atmósfera causando lluvias ácidas y destruyendo la vegetación. Se cree que hubo consecuencias terribles para los seres humanos que poblaban la Tierra en estas épocas. En particular, se habla de la teoría de la catástrofe de Toba. Aunque es controversial, esta teoría supone que los efectos de la erupción causaron una casi-extinción de la raza humana, reduciendo la población humana a solamente unas 1,000 parejas reproductoras, lo que habría generado un efecto de cuello de botella en la genética de la especie humana. Sin embargo, estas “súper” erupciones afortunadamente no son tan comunes. Se cree que ocurren cada 100,000 años. ¿Has escuchado de otros “súper” volcanes que podrían generar efectos parecidos?

Otra erupción de dimensiones colosales fue la erupción del volcán Santorini en Grecia, la cual es considerada como responsable de la caída de la civilización minoica, en 1645 AC. Sin embargo, liberó 40 veces menos energía que la erupción de Toba. Su IEV está estimado entre 6 y 7. Dentro de las erupciones más recientes, se destaca por ejemplo en 1980 la erupción del volcán Santa Helena en el estado de Washington, Estados Unidos. Fue de menor magnitud que las de

los volcanes Toba y Santorini (IEV = 5), ¡¡¡ solo se compara a la explosión de 12,000 bombas atómicas !!! En el año 1982, el volcán El Chichón (Figura 3) salió de un largo periodo de reposo que había durado varios siglos. A lo largo de una semana (del 28 de marzo al 4 de abril de 1982), el volcán tuvo 3 erupciones explosivas con columnas eruptivas que alcanzaron alturas de más de 25 km, por lo que la erupción se clasificó como un IEV 5, como el Monte Santa-Helena. La erupción se considera como uno de los peores desastres naturales en México, los flujos piroclásticos emitidos por el volcán destruyeron 9 pueblos matando aproximadamente 2,000 personas. Para el examen, te pedimos investigar sobre los flujos piroclásticos: ¿Qué son, que tan caliente y a qué velocidad se pueden desplazar? ¿Por qué son más peligrosos que los flujos de lava?

Las consecuencias de una erupción no siempre son tan negativas. En el año 2010, la erupción del volcán islandés con nombre Eyjafjallajökull (IEV 4) emitió cenizas hacia la atmósfera, las cuales viajaron al sur hacia Europa. Dado que las cenizas volcánicas son fragmentos de roca muy finos (¿qué tan finos?), pueden llegar a tapar los reactores de los aviones. Por esta razón, los gobernantes europeos decidieron cerrar el espacio aéreo durante más de una semana, lo que se tradujo en pérdidas económicas importantes, además de caos y estrés para todos los pasajeros varados en los diversos aeropuertos europeos afectados. Pero ahí va lo bueno... Al no volar durante este tiempo, la cantidad de  $\text{CO}_2$  que generalmente emiten los aviones al quemar carburante, pues simplemente no se emitió. Se estima que durante este periodo los aviones hubieran emitido 344,109 toneladas de  $\text{CO}_2$ . Como ahora ya sabes, los volcanes también emiten  $\text{CO}_2$ . ¿Cuánto  $\text{CO}_2$  fue liberado por el Eyjafjallajökull durante este mismo periodo? 150,000 toneladas. Por lo tanto, gracias al volcán Eyjafjallajökull, la tierra se ahorró una contaminación de 206,465 toneladas de  $\text{CO}_2$ .

¿Conoces otras ventajas relacionadas a la presencia de los volcanes? Las tierras volcánicas son generalmente muy fértiles. Los depósitos volcánicos como las cenizas contienen nutrientes que convierten los suelos en lugares fértiles para la agricultura. Te sugerimos investigar sobre otras ventajas para el día del examen.

### Volcanes de México: monogénéticos versus poligenéticos

Existen miles de volcanes sobre el territorio mexicano, pero afortunadamente solo una decena de ellos son considerados como activos. Ya hemos hablado del volcán El Chichón, seguro has escuchado hablar del Popocatepetl y del volcán de Colima. En el siguiente mapa (Figura 5) podrás ver la ubicación de algunos volcanes de México. ¿Sabes cuáles son los activos?

¿Te sabes la historia del volcán Parícutín, el volcán más joven de México? El 20 de febrero del año 1943, entre los poblados de San Juan Parangaricutiro y Angahuan, en el estado de Michoacán, un campesino de nombre Dionisio Pulido trabajaba en su campo cuando de repente se abrió una grieta de la cual salió humo y un olor fétido a azufre. Un par de horas después, la grieta se hizo más grande y empezó a expulsar cenizas y bloques de roca. El día después por la mañana, Dionisio descubre en su propiedad un cono volcánico constituido de cenizas y escorias que alcanzaba una altura de 10 metros. ¡¡¡Había nacido el volcán Parícutín, su erupción duró 9 años y 11 días!!! La lava emitida por el volcán recorrió unos 10 kilómetros, sepultó las casas de los poblados y rodeo una iglesia. Hoy en día, alcanza una altura de aproximadamente 280 m sobre su base (Figura 6).

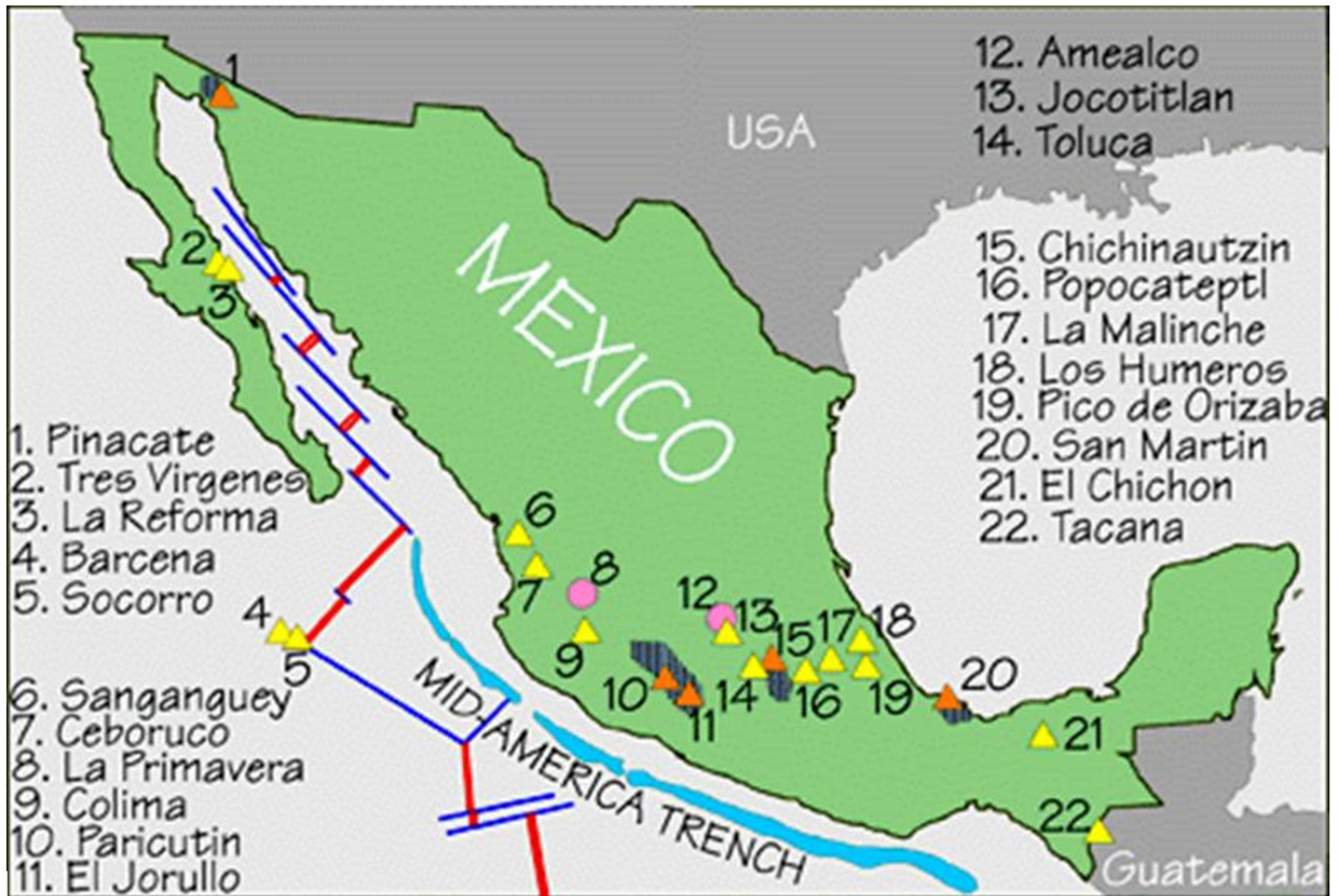


Figura 5. Localización de algunos volcanes de México. Mapa tomado de <http://www.economia-sniim.gob.mx/sicia/Volcanes.htm>.



Figura 6. a) El Parícutín durante su periodo eruptivo (Fuente: <http://morelianas.com/eventos-morelia/exposicion-volcan-paricutin-memoria-paisaje>). b) Iglesia parcialmente sepultada por el flujo de lava (Fotografía por L. Peiffer).



Figura 7. Imagen satelital del campo monogenético de San Quintín, ubicado al oeste de la ciudad de San Quintín, Baja California (Fuente: Google Earth).

A pesar de los importantes daños materiales, afortunadamente no hubo víctimas humanas, dado que la gente tuvo tiempo de desalojar. Actualmente, el Parícutín es considerado como un volcán “monogenético”, es decir que solo tuvo un periodo eruptivo, y no volverá a entrar en erupción. Su morfología en forma de cono de baja altura ( $\leq 400$  metros sobre el terreno base) es característica de este tipo de vulcanismo. Los volcanes monogenéticos son los más abundantes en México y se estiman en más de 3000. Se encuentran generalmente agrupados y forman campos de volcanes monogenéticos. ¿Conoces el campo de volcanes monogenéticos al oeste de la ciudad de San Quintín, en Baja California? Se aprecian en la figura satelital siguiente (Figura 7), un total de 11 edificios volcánicos formados por escudos de lava y conos de ceniza, de los cuales uno forma la isla San Martín. Se formaron entre 126,000 y 90,000 años atrás, o si queremos referirnos a la escala de tiempo geológico, durante el final de la época Pleistocena. También, a sólo unas horas de Mexicali, en el estado de Sonora, se encuentra el campo volcánico El Pinacate, el cual cuenta con más de 400 conos monogenéticos, de edad Pleistoceno tardío a Holoceno. Te invitamos a apreciar estos conos a través del programa Google Earth.

En el sentido opuesto, a un volcán cuya actividad eruptiva alterna entre periodos de erupción y periodos de descanso, se le llama “poligenético”. El Popocatepetl, el volcán de Colima, El Chichón, Tacaná, Evermann (Isla de Socorro), Ceboruco, Pico de Orizaba, así como el complejo volcánico Tres Vírgenes son ejemplos de este tipo de actividad en nuestro país. ¿Ubicas estos volcanes? Algunos de estos volcanes alcanzan grandes alturas mientras que otros no. ¿Sabes por qué? ¿Qué controla la altura de los volcanes? Te invitamos a revisar estos conceptos para el día de examen.

## Últimas palabras...

Por favor recuerden que es muy conveniente para nosotros que se inscriban con anterioridad a través de la página <http://olimpiadas.ugm.org.mx>. Esto nos permitirá planear mejor la cantidad de exámenes que debemos preparar, además de realizar los gafetes con sus nombres, imprimir los diplomas de participación, organizar el número de mesas y sillas que necesitaremos, así como la cantidad de comida que debemos ordenar. Se regalará una playera para cada participante registrado antes del 15 de junio 2018.

Esperamos que hayas disfrutado leer esta guía y que hayas aprendido algo nuevo sobre este mundo que es la vulcanología. ¡Te esperamos el 22 de junio en CICESE!

### Itinerario del día

8:00-9:45: registro y entrega de gafetes con sus nombres. Habrá pan, café, chocolate y frutas para quienes no hayan desayunado.

9:45-10:00: Discurso de bienvenida.

10:00-12:00: Examen<sup>1</sup>.

12:00-14:00: Visita guiada a varios laboratorios<sup>2</sup>.

14:00-14:30: Comida.

14:30-15:00: Ceremonia de premiación.

1 Durante el examen, los profesores visitaran los laboratorios.

2 Para no repetir la visita, los profesores e investigadores del CICESE tendrán una mesa redonda con título: ‘Educación en geociencias a nivel preparatoria’.

## XXIII Olimpiada en Ciencias de la Tierra Problemas

Nota: Los primeros 25 problemas están relacionados al tema de este año 'Erupciones volcánicas'. Las 75 preguntas restantes son extraídas de las tres ediciones pasadas organizadas del 2015 al 2017, cuyos temas en orden cronológico fueron: "Geotermia y la Teoría de la Tierra Bola de Nieve", "Energía" y "El Cosmos y Nuestro Planeta". Para cada pregunta, existe una sola respuesta correcta.

1. La figura 1 te permite calcular la concentración máxima de agua (en unidad de porcentaje en peso) que puede disolver un magma basáltico o riolítico en función de la presión.

Es aceptado que la presión que controla la solubilidad de los gases en el magma es la presión litostática, es decir, la presión causada por el peso de las rocas que constituyen el volcán. Recuerda que la presión litostática se obtiene de la siguiente manera:

$$P = \rho \times g \times h \quad (1)$$

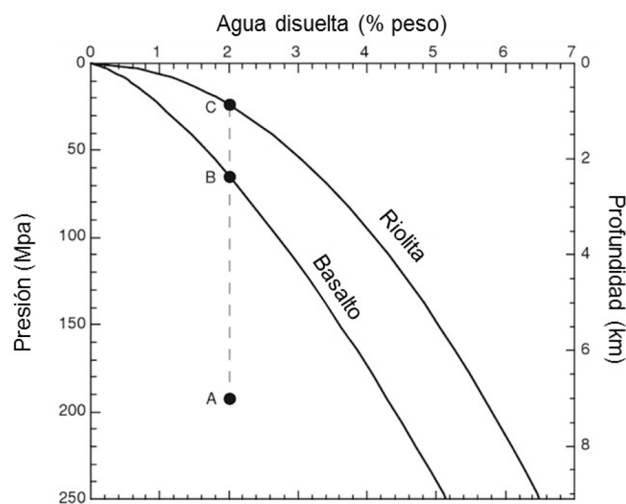


Figura 1. Solubilidad del agua en magmas riolíticos y basálticos en función de la presión y profundidad correspondiente (modificada de Parfitt y Wilson, 2008).

Donde  $P$  es la presión litostática (en pascal, Pa),  $\rho$  es la densidad de la roca ( $\text{kg/m}^3$ ),  $g$  es la aceleración de la gravedad ( $\text{m/s}^2$ ) y  $h$  es la altura de la columna de roca (m).

Como ejemplo, consideremos el caso de un magma que tiene una concentración de 2% en peso de agua disuelta y se encuentra a una cierta profundidad donde la presión litostática es de 190 MPa. Este magma ocupa la posición A en la figura 1. Si este magma migra a profundidades más someras, su contenido en agua puede rebasar su límite de solubilidad. A partir de este momento, se empezarán a formar burbujas de gas, las cuales al agruparse podrían iniciar una erupción de tipo magmática.

Si consideras una densidad promedio de las rocas volcánicas de  $2800 \text{ kg/m}^3$ , ¿cuál es la concentración máxima en agua que puede disolver un magma basáltico a una profundidad de 4 kilómetros?

- a) 1 % en peso      b) 2% en peso  
c) 3 % en peso      d) 4 % en peso

2. Con la ayuda de la figura 1 contesta esta pregunta. A un magma de composición riolítica con una concentración en agua de 3% en peso, la cual se encuentra a una profundidad de 3 kilómetros, se le dice que es:

- a) Sub-saturado en agua.  
b) Saturado en agua.  
c) Sobresaturado en agua.  
d) Supercrítico.

3. Una concentración de agua disuelta en el magma de 2 por ciento en peso es equivalente a:

- a) Una cantidad de 2 kg (kilogramos) de agua disuelta dentro de 500 kg (kilogramos) de magma.  
b) Una cantidad de 1 g (gramo) de agua disuelta dentro de 50 g (gramos) de magma.

- c) Una cantidad de 2 kg (kilogramos) de agua disuelta dentro de 1 t (tonelada) de magma.
- d) Una cantidad de 2 t (toneladas) de agua disuelta dentro de 1000 t (toneladas) de magma.

4. Un magma basáltico contiene:

- a) Más sílice y más magnesio que un magma riolítico.
- b) Menos sílice y menos magnesio que un magma riolítico.
- c) Más sílice, pero menos magnesio que un magma riolítico.
- d) Menos sílice, pero más magnesio que un magma riolítico.

5. Dentro de un volcán, el magma que se encuentra dentro de la cámara magmática funciona como una fuente de calor. Cuando llueve sobre un volcán, el agua de lluvia se puede infiltrar dentro del volcán. Al infiltrarse hacia las partes más profundas, el agua se calienta y se vuelve menos densa que en las partes más someras. Estas diferentes densidades inducen movimientos de convección dentro del sistema hidrotermal. ¿Te sabes la densidad del agua ( $\rho$ ) a una temperatura de 300°C? si no, existe una fórmula para poder calcularla:

$$\rho = 1000 \times \left(1 - \frac{T+288.9414}{508929.2 \times (T+68.12963)} \times (T - 3.9863)^2\right) \quad (2)$$

donde T es la temperatura en grados centígrados (°C).

La densidad del agua a 300°C es:

- a) 862.334 kg/m<sup>3</sup>    b) 812.115 kg/m<sup>3</sup>
- c) 770.156 kg/m<sup>3</sup>    d) 724.553 kg/m<sup>3</sup>

6. Las actividades humanas como la quema de carbón y combustibles fósiles, la producción de cemento etc., causaron la emisión de más de 2 billones (2 x 10<sup>12</sup>) de toneladas de dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) desde el comienzo de la revolución industrial (año 1750) hasta la fecha. Estudios recientes evaluaron que las erupciones volcánicas emiten en promedio menos de 400 millones de toneladas de CO<sub>2</sub> al año hacia la atmosfera. Considerando el periodo 1750-2018, calcula la cantidad de CO<sub>2</sub> emitido por la actividad volcánica. En porcentaje, ¿cuál es la aportación de CO<sub>2</sub> de origen volcánico en el balance total (volcánico + antropogénico) de CO<sub>2</sub> emitido hacia la atmosfera?

- a) 5%                                    b) entre 5 y 10%
- c) entre 15 y 20%    d) más de 20%

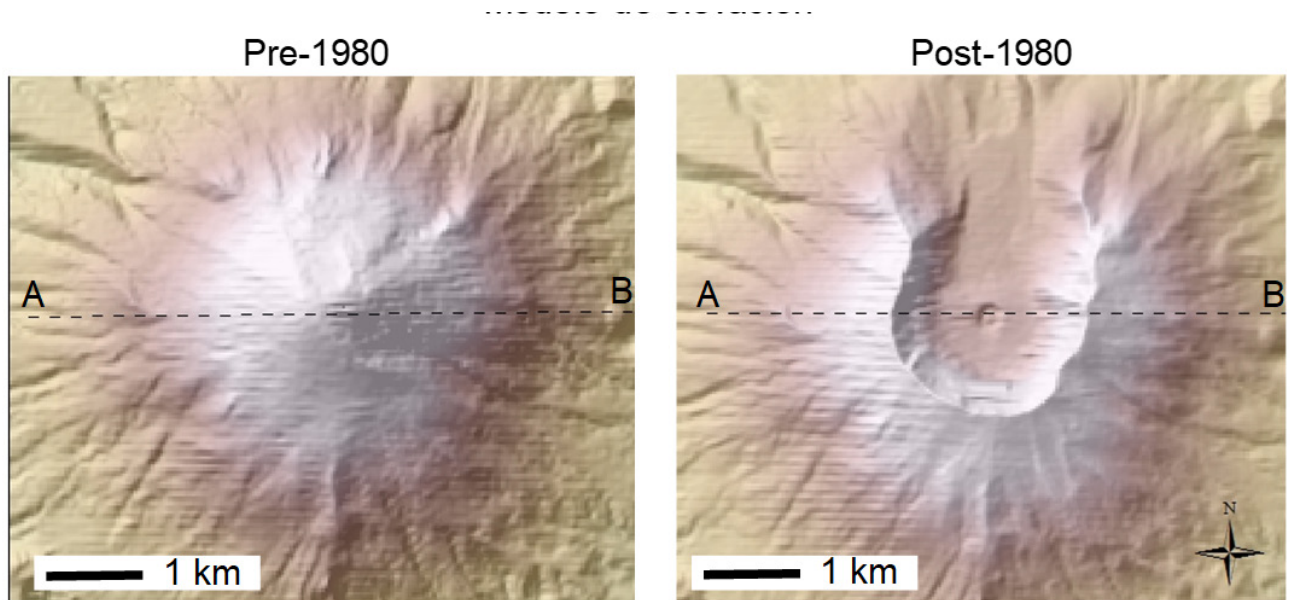
7. Antes de su erupción en el año 1980, el monte Santa-Helena (Estado de Washington, EE.UU.) tenía una morfología de tipo estratovolcán, similar a un cono perfecto. La erupción voló la parte superior del cono y causo la creación de un cráter de más de 500m de profundidad. Basándote en los modelos y perfiles de elevación pre- y post-erupción (Figura 2), estima el volumen de roca que perdió el volcán. Para el cálculo, puedes combinar el volumen de un cono y de un cubo paralelepípedo.

Tu estimación se debería de acercar a una de las 4 proposiciones siguientes. ¿Cuál es la correcta?

- a) 0.279 km<sup>3</sup>    b) 2.79 km<sup>3</sup>
- c) 27.9 km<sup>3</sup>    d) 279 km<sup>3</sup>

8. ¿Cuál es el número más alto del índice de explosividad volcánica (IEV)?

- a) 7                                    b) 8
- c) 9                                    d) 10



Perfiles de elevación (A-B)

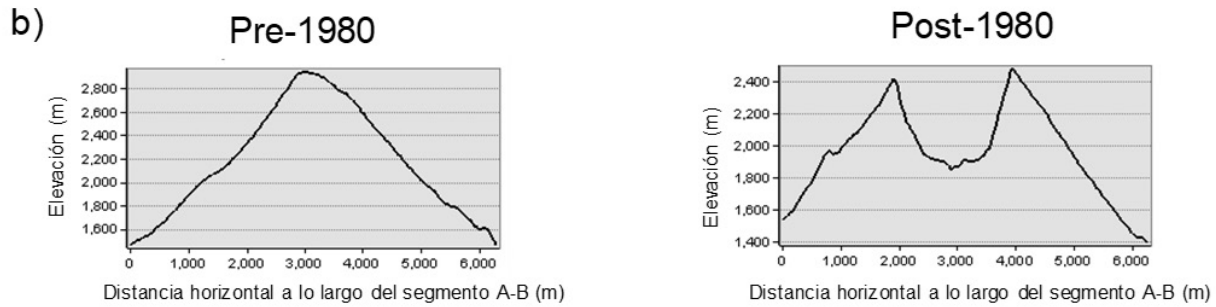
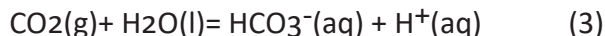


Figura 2. a) Modelos y b) perfiles de elevación del volcán Santa-Helena antes y después de la erupción del 1980. Imagen modificada de <https://lholmesmaps.wordpress.com/my-work-2/5-2/>

9. El despertar de un volcán se puede manifestar en superficie por un aumento de la desgasificación en dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>). Al monitorear el pH de los manantiales termales, el vulcanólogo puede detectar este aumento de desgasificación. En efecto, el CO<sub>2</sub> al disolverse en agua causa una disminución del pH del agua de manantial de acuerdo a la reacción:



Para poder interpretar correctamente el valor de pH del agua en términos del estado de actividad del volcán, el vulcanólogo necesita primero conocer el valor “normal” del pH del agua, es decir el pH del agua de lluvia antes de haber interactuado con los gases volcánicos, para tener un punto de referencia. Se sabe que el agua de lluvia tiene una presión de dióxido de carbono (PCO<sub>2</sub>) de  $3.5 \times 10^{-4}$  atm (atmósfera), debido a su equilibrio con el dióxido de carbono de la atmósfera.

Considera que la reacción de disolución del CO<sub>2</sub> en agua pura ocurre a 25°C, y que la constante de equilibrio de la reacción es de  $1.53 \times 10^{-8}$ .

¿Cuál es el valor del pH del agua pura en equilibrio con el CO<sub>2</sub> atmosférico a 25°C?

- a) 4.1      b) 4.6
- c) 5.2      d) 5.6

10. Esta pregunta está conectada a la anterior. Si la desgasificación del magma causa un aumento de la presión en CO<sub>2</sub> (PCO<sub>2</sub>) de un factor 100 comparado al valor normal de un agua pura equilibrada con el CO<sub>2</sub> atmosférico, ¿Cuántas unidades va a bajar el pH en respuesta a este aumento de PCO<sub>2</sub>?

- a) 1      b) 1.5
- c) 2      d) 2.5

11. La piedra pómez volcánica es un producto común de las erupciones explosivas. Se produce cuando pedazos de magma viscoso con alto contenido en gas son proyectados al aire. Al caer sobre el suelo y enfriarse, los gases se pierden en la atmósfera, pero el espacio que estaba ocupado por las burbujas de gas queda grabado en la roca, lo que confiere a la piedra pómez un aspecto similar a un queso con huecos. Esta particularidad se expresa por una densidad de la piedra pómez muy baja. La densidad de las piedras pómez es tan baja que pueden flotar sobre el agua. La densidad de una piedra pómez puede variar dependiendo del volumen total ocupado por los huecos, los cuales son llamados poros. Ahí te va otra definición. Se le dice porosidad al cociente entre el volumen ocupado por los poros dividido entre el volumen total de una roca. En porcentaje, la porosidad se calcula de la siguiente manera:

$$\text{Porosidad (\%)} = (\text{volumen de los huecos} / \text{volumen total}) \times 100 \quad (4)$$

Por ejemplo, una porosidad de 20% significa que en un volumen de roca de 1 m<sup>3</sup>, los poros ocupan 0.20 m<sup>3</sup> del volumen total de la roca.

De los valores siguientes de porosidad, elige el valor de porosidad más realista para una piedra pómez. Recuerda que la piedra pómez flota sobre el agua. Considera que la sílice que constituye mayoritariamente la piedra pómez tiene una densidad de 2600 kg/m<sup>3</sup>.

- a) 20%      b) 30%
- c) 40%      d) 70%

12. Considerando el resultado de porosidad de la pregunta anterior, ¿cuál es la densidad de esta piedra pómez?

- a) 780 kg/m<sup>3</sup>      b) 990 kg/m<sup>3</sup>
- c) 1250 kg/m<sup>3</sup>      d) 1600 kg/m<sup>3</sup>

13. Un géiser entra en erupción cuando la presión del vapor vence la presión hidrostática. Por presión hidrostática, nos referimos a la presión generada por el peso del agua contenida dentro del reservorio y las fracturas. Basándose en este concepto físico, un islandés que poseía un géiser dentro de su propiedad encontró una manera de provocar la erupción del geiser cuando él quería, con el fin de impresionar a los turistas que lo visitaban. Dado que el géiser se encontraba ubicado sobre el flanco de un cerro, tuvo la idea de perforar un pozo horizontal dentro del cerro hasta llegar al conducto vertical del géiser. De esta manera, solo tenía que abrir la llave del pozo para bajar el nivel del agua dentro del conducto vertical del géiser, lo que inducía una disminución de la presión hidrostática dentro del geiser. La siguiente figura es un esquema de lo que te acabamos de contar.

Considera las siguientes características del sistema:

1. La temperatura promedio del agua dentro del reservorio es de 150°C.
2. La presión hidrostática ejercida sobre el reservorio corresponde a la presión generada por el peso de la columna de agua contenida dentro del conducto vertical. Esta columna mide 100 m de longitud.
3. Para simplificar el problema, considera que la densidad del agua dentro del conducto vertical es de 1000 kg/m<sup>3</sup>.

La siguiente formula te permite estimar la presión de vapor dentro del reservorio:

$$\log_{10} P_{\text{vap}} = 5.51 - 2048/T \quad (5)$$

Donde la temperatura es en grados Kelvin ( $^{\circ}\text{K} = ^{\circ}\text{C} + 273.15$ ), y  $P_{\text{vap}}$  es la presión de vapor en unidad de atmósfera (atm).

La presión hidrostática ( $P_{\text{hidro}}$ ) que se opone a la presión de vapor se calcula de la siguiente manera:

$$P_{\text{hidro}} = \rho_{\text{agua}} \times g \times h \quad (6)$$

Donde la presión esta en unidad de pascal (Pa),  $\rho$  es la densidad promedio del agua (kg/m<sup>3</sup>),  $g$  es la aceleración de la gravedad (m/s<sup>2</sup>) y  $h$  es la altura de la columna de agua en metros (en este caso 100 m). No olvides que una presión de 1 atmosfera equivale a 101,325 pascales.

La pregunta es: ¿A cuántos metros mínimo por debajo de la cima del cerro tuvo el islandés que perforar su pozo horizontal para causar erupciones del geiser bajo las condiciones anteriormente mencionadas?

- a) 44 m    b) 46 m  
c) 48 m    d) 52 m

14. Encuentra la afirmación correcta:

- a) Una columna de agua de 10m de alto con densidad de 1000 kg/m<sup>3</sup> genera una presión hidrostática de 0.968 atm.
- b) Una columna de agua de 10m de alto con densidad de 1000 kg/m<sup>3</sup> genera una presión hidrostática de 1.936 atm.
- c) Una columna de agua de 10m de alto con densidad de 1000 kg/m<sup>3</sup> genera una presión hidrostática de 2.904 atm.
- d) Una columna de agua de 10m de alto con densidad de 1000 kg/m<sup>3</sup> genera una presión hidrostática de 3.872 atm.

15. Encuentra la afirmación correcta:

- a) La erupción del volcán Toba causó la extinción de los dinosaurios.
- b) La erupción del volcán El Chichón fue la más grande jamás registrada.
- c) El Monte Santa Helena es un volcán monogenético.
- d) La erupción del volcán Toba causó una disminución de 3 a 5°C de la temperatura anual hemisférica durante el año que siguió su erupción.

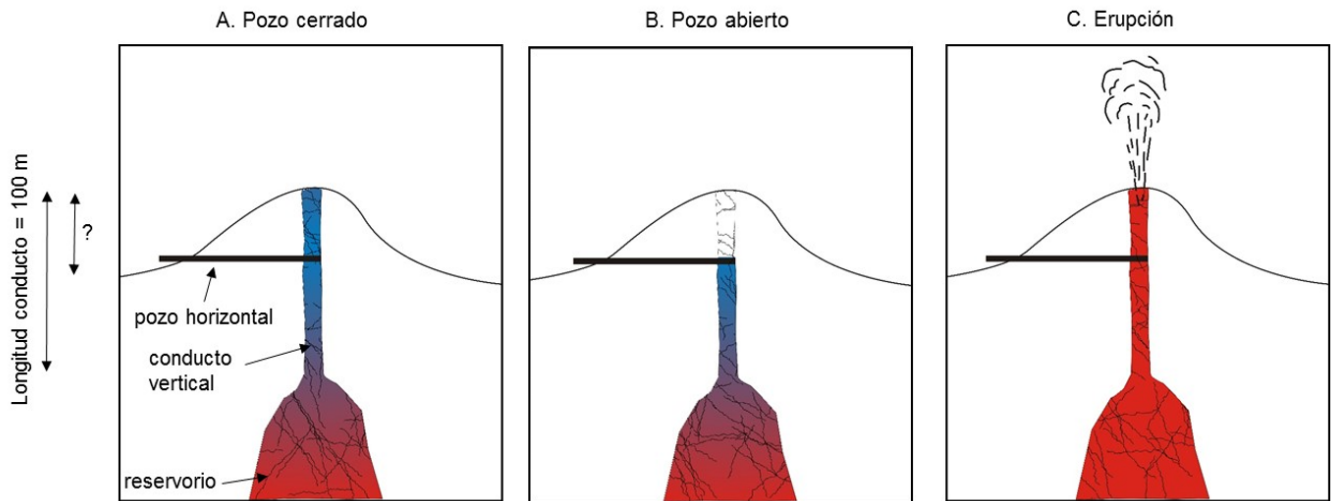


Figura 3. Infografía ilustrando el problema número 13. A. Cuando el pozo horizontal está cerrado, la presión hidrostática rebasa la presión de vapor. B. Al abrir la llave del pozo, se vacía la parte superior del conducto vertical, la presión de vapor se vuelve superior a la presión hidrostática, y C. el geyser entra en erupción.

16. Señala la respuesta más adecuada. Un flujo piroclástico:

- a) Se parece a una lluvia de agua acida e intensa que cae alrededor del volcán durante una erupción pliniana.
- b) Se asemeja a un río de lodo de agua y lodo caliente.
- c) Se puede formar por colapso gravitacional de una columna eruptiva.
- d) Por las tres afirmaciones anteriores.

17. ¿Por qué los flujos piroclásticos son de las manifestaciones más peligrosas que pueden ocurrir durante una erupción volcánica? Señala la respuesta más adecuada:

- a) Porque son nubes constituidas de gases y materia sólida que se desplazan a velocidades de más de 100 km/h dejando poco tiempo para escapar.
- b) Porque alcanzan temperaturas de entre 200°C y 700°C quemando todo en su camino.
- c) Porque son más densos que el aire y bajan del volcán siguiendo los valles.
- d) Por las tres afirmaciones anteriores.

18. Teniendo en mente una velocidad típica de desplazamiento de los flujos piroclásticos, completa la siguiente frase. Un flujo piroclástico emitido por un volcán puede alcanzar un poblado ubicado a 4 km de distancia en:

- a) Menos de 5 segundos.
- b) Menos de 3 minutos.
- c) Horas.
- d) 1 día.

19. Los flujos de lava se pueden asemejar a ríos de roca fundida (magma) que salen de un volcán. Este tipo de manifestación eruptiva es típica de magmas pobres en gases, como se mencionó en la guía de estudios. ¿Te has preguntado si estás en forma como para escapar caminando o corriendo de un flujo de lava? En promedio, un adulto puede caminar a una velocidad de 5 km/hr, correr de manera prolongada a una velocidad de 10 km/hr y tener picos de velocidad de poca duración de 32 km/hr. Ahora bien, la velocidad de un flujo de lava depende de muchos parámetros como: la composición de la lava y su viscosidad, la tasa de emisión del volcán, la pendiente del terreno, entre otros parámetros. Por ejemplo, el frente de un flujo de lava basáltico puede viajar a velocidades de hasta 10 km/hr en un terreno con una gran inclinación. Al contrario, alcanzará

velocidades de menos de 1 km/hr sobre un terreno poco inclinado. Supongamos que te encuentras a 1 km de un volcán, de manera repentina éste comienza a emitir un flujo de lava que viaja en tu dirección sobre un terreno inclinado a una velocidad constante de 10 km/hr. Te asustas al darte cuenta que podrías correr peligro, y empiezas a correr a una velocidad constante de 32 km/hr. Sin embargo, te cansas rápido y después de 20 segundos reduces tu velocidad a 10 km/hr. Conservas este ritmo durante 5 minutos y luego te cansas de nuevo, y empiezas a caminar a una velocidad constante de 5 km/hr. La pregunta es: ¿a partir de qué distancia, considerando tu punto de partida, te alcanzará la lava?

Para resolver este ejercicio, considera que tanto tú como la lava avanzan en línea recta. Afortunadamente, este ejercicio es ficticio porque, aunque no fueras muy bueno para los deportes, en la realidad, podrías correr perpendicular a la dirección del flujo de lava para ponerte a salvo mucho más rápido.

- a) 1133 m    b) 2133 m  
c) 3133 m    d) 4133 m

20. En una edición anterior de las olimpiadas (la XX), se abordó el tema de la energía geotérmica. En la mayoría de los casos, los sistemas geotérmicos son asociados a volcanes, los cuales ya no son lo suficientemente activos para causar erupciones. Sin embargo, el magma a profundidad sigue lo suficientemente caliente como para calentar grandes volúmenes de agua, la cual, es aprovechada para alimentar plantas geotérmicas. Además de poder generar electricidad a partir del calor de un volcán, el agua extraída por los pozos geotérmicos contiene altos contenidos en elementos valiosos, como por ejemplo el Litio (Li). Hoy en día, el Li es un elemento muy buscado por ser un componente esencial de las baterías. Se estima que la planta geotérmica de Cerro Prieto (ubicado al sureste de Mexicali) produce aproximadamente 5,000 toneladas de agua por hora y que la concentración en Li en esta agua es de 20 miligramos por kilogramo de agua. Calcula,

en toneladas, la cantidad de Litio que se podría recuperar teóricamente cada año a partir del agua producida en Cerro Prieto:

- a) 8.76 toneladas    b) 87.6 toneladas  
c) 876 toneladas    d) 8760 toneladas

21. El término “ceniza volcánica” se refiere a un fragmento muy fino de roca volcánica formado durante una erupción explosiva. ¿Cuál es el diámetro de estos fragmentos?

- a) Menos de 2 mm    b) De 2 mm a 1 cm.  
c) De 1 cm a 10 cm    d) Superior a 10 cm

22.Cuál de las siguientes afirmaciones es correcta?

- a) Los volcanes monogenéticos son siempre más altos que los volcanes poligenéticos.  
b) El Parícutín es un volcán poligenético porque su erupción fue prolongada (9 años).  
c) El principal estilo eruptivo del volcán El Chichón es de tipo efusivo.  
d) Los volcanes cuya actividad es principalmente efusiva presentan flancos con pendientes menos inclinados que los volcanes explosivos.

23. El campo volcánico El Pinacate (Sonora) tiene alrededor de 400 conos monogenéticos distribuidos en una superficie circular de 40 km de diámetro. ¿Cuál es la densidad de edificios volcánicos en esta zona? Es decir: Calcula el número de conos monogenéticos por km<sup>2</sup>.

- a) 0.03    b) 0.3  
c) 3    d) 30

24. De las 4 siguientes listas de volcanes, una contiene un volcán que no se encuentra en el territorio mexicano. ¿Cuál es?

- a) Pinacate, Tres Vírgenes, Ceboruco  
b) Popocatepetl, Pico de Orizaba, Tacaná  
c) El Chichón, Reventador, Fuego de Colima  
d) El Parícutín, La Malinche, Nevado de Toluca

25. ¿Hace cuánto tiempo se formó el campo de volcanes monogenéticos de San Quintín?:

- a) Entre 10 y 5 millones de años.
- b) Entre 1 millón de años y 860,000 años.
- c) Entre 126,000 y 90,000 años.
- d) Entre 13,000 y 11,500 años.

<https://expertosendetalles.files.wordpress.com/2013/07/infografia.jpg>

[http://www.redes-cepalcala.org/ciencias1/geologia/islandia/geologia.islandia\\_nesjavellir.htm](http://www.redes-cepalcala.org/ciencias1/geologia/islandia/geologia.islandia_nesjavellir.htm)

Recibido: 9 de febrero de 2019

Corregido por el autor: 11 de febrero de 2019

Aceptación: 25 de febrero de 2019

## Bibliografía

De la Cruz-Reyna, S., Martin del Pozzo, A.L., 2009. The 1982 eruption of El Chichón volcano, Mexico: Eyewitness of the disaster. *Geofísica Internacional*, 48, 21-31.

Giggenbach, W. F. (1980), Geothermal gas equilibria, *Geochimica Cosmochimica Acta*, 44, 2021–2032.

Inbar, M., Hubp, J. L., Villers Ruiz, L., 1994. The geomorphological evolution of the Paricutin cone and lava flows, Mexico, 1943-1990. *Geomorphology*, 9, 57-76.

Kraft, M., 1981. Questions à un volcanologue: Maurice Krafft répond. Hachette, Paris, 234 pp.

Parfitt, E. A., Wilson, L., 2008. *Fundamentals of physical volcanology*. Blackwell Science Ltd, Oxford, 230 pp.

Pyle, D. M., 1995. Mass and energy budgets of explosive volcanic eruptions. *Geophysical Research Letters*, 22, 563-566.

Rampino, M. R., Self, S., 1992. Volcanic winter and accelerated glaciation following the Toba super-eruption. *Nature*, 359, 50-52.

<https://volcano.si.edu/>

<http://ceniza-ecuador.over-blog.com/2016/10/a25-por-que-erupcionan-los-volcanes.html>



## Susceptibilidad por deslizamientos en el sector Baracoa-Cajobabo, provincia Guantánamo, Cuba

Rosabal Domínguez Sandra y Ricardo Oliva Álvarez

Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAIIS).

Calle 17, No. 61 entre 4ta y 6ta. Vista Alegre, CP: 90400, Santiago de Cuba, Cuba.

sandra@cenais.cu, oliva@cenais.cu

### Resumen

En el sector Baracoa-Cajobabo ocurren deslizamientos que afectan principalmente al viaducto La Farola, carretera de primer orden en Cuba. El objetivo de este trabajo fue evaluar la susceptibilidad por deslizamientos, para contribuir con los estudios de prevención de desastres. Se aplicó el método de la zonación pasiva a través de tres variables condicionantes: geología, geomorfología e hidrología. Se utilizaron además métodos morfométricos como el trazado de la red fluvial, densidad de la red hidrográfica y análisis de las pendientes. Los resultados permitieron definir cuatro niveles de susceptibilidad en el área de estudio: nulo, bajo, moderado y alto. Las localidades La Carbonera, Alto de Cotilla, Cagneybaje, El Laurel, El Guayabo y Los Hoyos se localizan en el nivel alto de susceptibilidad.

Palabras Clave: Susceptibilidad, métodos morfométricos, deslizamientos, geología y geomorfología.

### Abstract

The occurrence of landslides in the Baracoa-Cajobabo sector affect the Cuban first order highway named the La Farola viaduct. The objective of this work was to evaluate the susceptibility to landslides, to contribute to the studies of disaster prevention. The passive zonation method was applied through three conditioning variables: geologic, geomorphologic and hydrologic. We also used morphometric parameters as the geometry of fluvial network, the hydrographic density and slope analysis. Four levels of susceptibility, from null to high, were defined in the study area. The localities of La Carbonera, Alto de Cotilla, Cagneybaje, El Laurel, El Guayabo and Los Hoyos are located in areas of high landslide susceptibility

Keywords: Susceptibility, morphometric methods, landslides, geology and geomorphology.

### Introducción

Diversos fenómenos naturales, tales como sismos, incendios forestales, huracanes, inundaciones, penetraciones del mar, lluvias intensas, sequías y deslizamientos, han afectado a la provincia de Guantánamo. Los tipos fundamentales de movimientos en masa que han ocurrido, considerando la clasificación de Costa y Baker (1981) son deslizamientos, flujos, volcamientos (Castellanos, 2008), deslizamientos rotacionales (Rosabal et al., 2009) y caídas de rocas (Ávila, 2015). Todos han afectado las vialidades. El

principal detonante de este fenómeno ha sido la intensa lluvia y por su ubicación geográfica en la zona de mayor peligrosidad sísmica del país (Figura 1), es posible que sismos de moderada a gran intensidad puedan inducir peligros geológicos secundarios como los deslizamientos. Según la Norma Sísmica Cubana (2017) se esperan valores de la aceleración pico ( $S_0$ ) para los municipios de Baracoa e Imías de 0.207g y 0.244g respectivamente, los mismos pueden emplearse para el diseño de las construcciones y para futuros análisis de estabilidad de taludes.

En la literatura internacional la cartografía de la susceptibilidad por deslizamientos se realiza a través de métodos estadísticos, heurísticos y determinísticos (Carrara et al., 1995; Van Westen et al., 1997; Van Westen et al., 1999; Guzzetti et al., 1999; Barredo et al., 2002).

En Cuba el estudio bibliográfico muestra, que aun cuando existen investigaciones detalladas y regionales, no se han aplicado los métodos morfométricos de forma integrada (Del Puerto y Ulloa, 2003; Almaguer, 2005; Reyes et al., 2005; Morejón et al., 2006; Rosabal et al., 2009; Villalón et al., 2012; Galbán y Guardado, 2016).

En la provincia Guantánamo se han llevado a cabo varias investigaciones para zonificar los deslizamientos (Castellanos, 2008; AMA-CIMTA, 2012 y Savón et al., 2017). La mayoría de ellos, realizados para los estudios de peligro, vulnerabilidad y riesgos, consideraron en conjunto los elementos sísmicos y ambientales, así como sus catalizadores: lluvia y aceleración pico.

A escala detallada, los estudios se han enfocado en evaluar las características de ingeniería geológica y el nivel de peligrosidad sísmica de la zona (Rosabal et al., 2014). En esta área (en el viaducto La Farola desde la localidad de La Carbonera hasta Paso de Agua) se han desarrollado también algunos trabajos que incluyen el análisis de los factores pasivos (pendiente y su aspecto, litología, densidad de fallas, humedad del terreno) y desencadenantes (sismos y lluvia) (Ávila, 2015).

El peligro por deslizamientos es latente y afecta al viaducto La Farola. Sin embargo, hay pocas investigaciones en las cuales se tengan en cuenta la densidad de la red hidrográfica, como la abordan varios autores en diferentes partes del mundo (Vargas, 2002; y Aristizábal y Yokota, 2006).

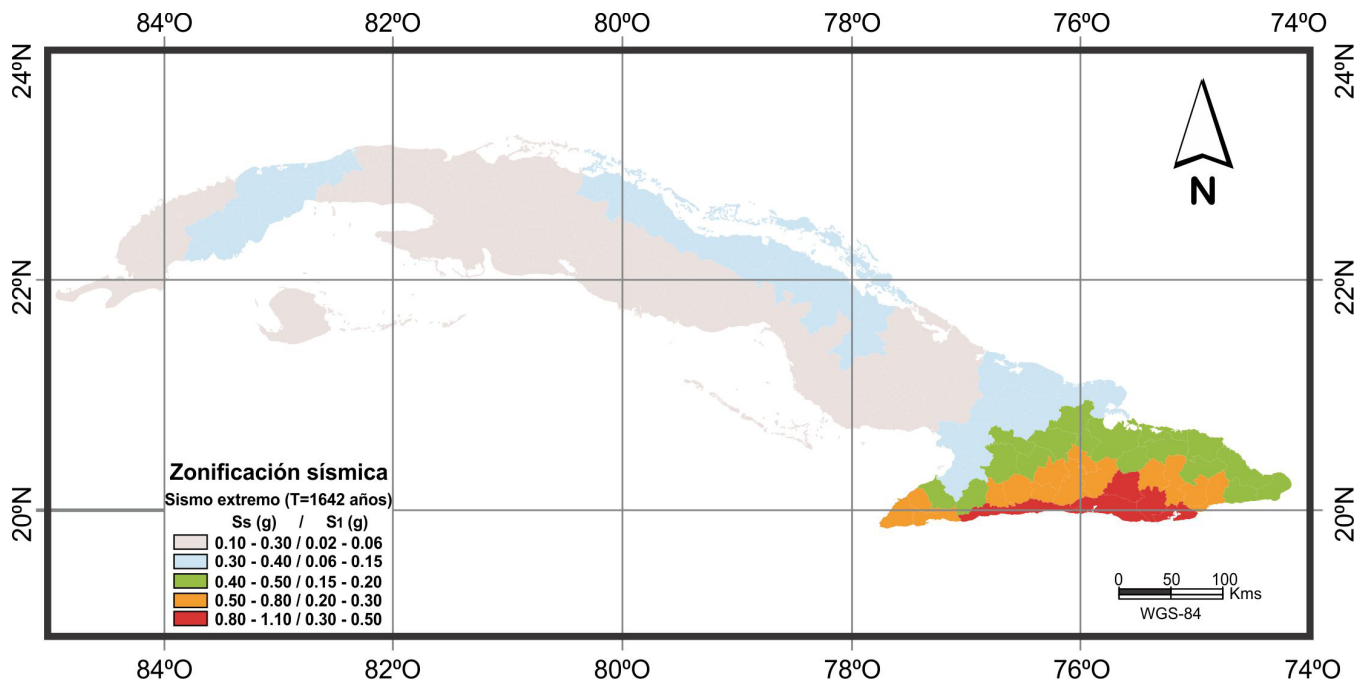


Figura 1. Zonificación sísmica de Cuba Oriental. Ss representa la aceleración espectral para período corto; S1 representa la aceleración espectral para período largo; Sismo extremo es el que tiene una probabilidad del 3% de ser excedido en un período de 50 años de vida útil correspondiente a un período de retorno de 1642 años; T representa el período. Tomado de la Norma Sísmica Cubana, 2017.

## Área de estudio

El sector Baracoa-Cajobabo se ubica en el oriente de Cuba (Figura 2a), al este de la provincia Guantánamo (Figura 2b). Limita al sur con las aguas del mar Caribe y al norte con el océano Atlántico. Se extiende desde las proximidades de la ciudad de Baracoa al oeste hasta el poblado de Barigua al noreste, desde las cercanías del pueblo de Trace al suroeste hasta Jauco al sureste (Figura 2c).

El área se encuentra en parte de los municipios de Maisí, Imías y Baracoa, los mismos se comunican a través del viaducto La Farola. Dicha carretera tiene un trazado relativamente suave en la vertiente del océano Atlántico y una forma sinuosa en la parte central de la Sierra de Baracoa y hacia la vertiente del mar Caribe. Tiene una longitud aproximada de 30 kilómetros, cruzando de sur a norte las sierras de Baracoa y Purial.

## Metodología

Para evaluar la susceptibilidad por deslizamientos se aplicó el método de la zonación pasiva (Mora et al., 1992) que considera que los deslizamientos ocurren cuando una ladera, compuesta por una litología determinada, con cierto grado de humedad y con cierta pendiente, alcanza un grado de susceptibilidad. Se analizaron tres variables condicionantes: geología (con la valoración de aspectos de ingeniería geológica no considerados por este método), geomorfología e hidrología (en esta última se aplicaron métodos morfométricos, como la densidad de la red hidrográfica) para facilitar y precisar áreas susceptibles a deslizamientos y determinar formas del relieve.

A continuación se realiza una breve descripción de las variables condicionantes.

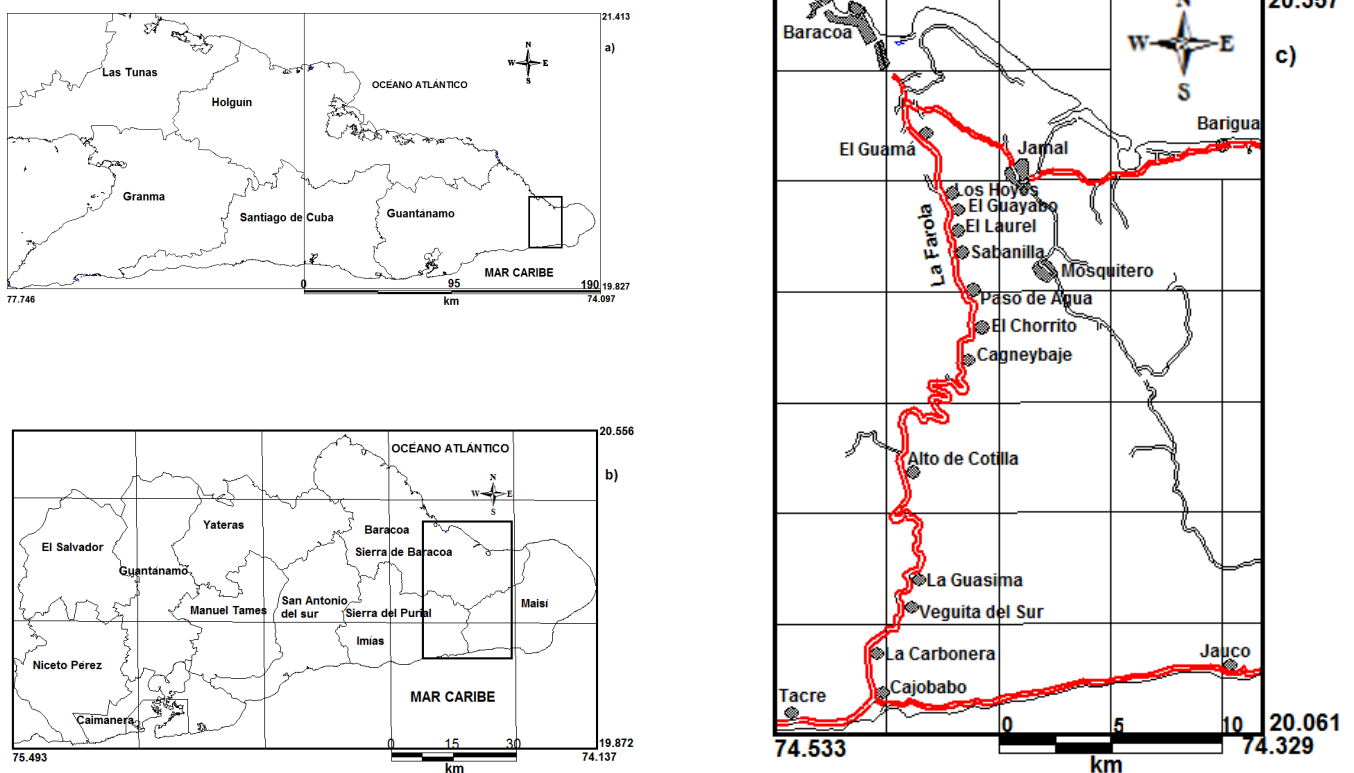


Figura 2. Ubicación geográfica del sector Baracoa-Cajobabo, en Cuba (a) y en la provincia de Guantánamo (b). En c) se muestra el viaducto La Farola que enlaza los municipios de Imías y Baracoa. Las líneas en rojo representan las carreteras del primer orden y las negras muestran el segundo orden.

## Geología

Se realizó la caracterización geológica del territorio a partir del mapa geológico de Cuba Oriental a escala 1:100,000 (IGP, 2003) y el léxico estratigráfico (Servicio Geológico de Cuba, 2013). Los aspectos de ingeniería geológica, fueron tomados de la descripción de Cuba Oriental (Pérez, 1976).

El sector Baracoa-Cajobabo se caracteriza por una alta variedad litológica donde afloran unidades desde el Cretácico Inferior hasta el Cuaternario, representado por las formaciones: Sierra del Purial, grupo El Cobre, Sabaneta, La Picota, San Ignacio, San Luis, Charco Redondo, Jaimanitas, Baracoa, Río Maya, Cabo Cruz, Cabacú, Yaguaneque, Yateras, Maquey, depósitos aluviales y el complejo magmático intrusivo (gabros, dioritas, ultrabasitas serpentinizadas, diabasas y otros (Figura 3).

A continuación se presenta un listado de las unidades litológicas aflorantes en la región de estudio:

1. Formación Sierra del Purial, compuesta según Lomtadze (1997) por andesitas basálticas, basaltos y lavas brechadas del Cretácico Inferior (Aptiano ?) - Cretácico Superior (Campaniano);
2. Grupo El Cobre compuesto por rocas volcánicas y volcanosedimentarias de edad Paleoceno-Eoceno Medio;
3. Formación Sabaneta compuesta por tobas vitroclásticas del Paleoceno Inferior-Eoceno Medio;
4. Formación Yateras constituida por alternancia de calizas biodetríticas y detríticas y calizas biógenas del Oligoceno Inferior-Mioceno Inferior;
5. Formación Jaimanitas compuesta por calizas biodetríticas masivas de edad Pleistoceno Superior;
6. Formación Charco Redondo compuesta por

- calizas compactas órgano-detríticas del Eoceno medio;
7. Formación San Luis constituida por areniscas, limolitas, margas, arcillas, calizas arcillosas y conglomerados del Eoceno Medio-Eoceno Superior;
8. Formación Yaguaneque compuesta por calizas arrecifales del Cretácico Superior;
9. Formación La Picota constituida por conglomerados polimícticos del Cretácico Superior;
10. Formación Baracoa compuesta por calizas biodetríticas arenáceas del Mioceno Superior;
11. Formación Cabo Cruz compuesta por calizas biodetríticas arcillosas del Mioceno Superior;
12. Formación Río Maya formada por calizas biohémicas algáceas de edad Plioceno Superior-Pleistoceno Inferior.
13. Complejo magmático deformado tectónicamente (Pérez, 1976).

Las unidades mencionadas están cubiertas por depósitos aluviales, eluvio-coluviales y rocas friables incoherentes representadas por la Formación Maquey constituida por alternancias de areniscas, limolitas, arcillas calcáreas y margas del Oligoceno Inferior-Mioceno Inferior parte baja y por la Formación Cabacú compuesta por limolitas y areniscas del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior (Servicio Geológico de Cuba, 2013).

## Geomorfología

Se realizó el análisis geomorfológico basado en la descripción morfológica del relieve (Moreno et al., 2017), que permite obtener las categorías de montañas, alturas y llanuras, determinadas a partir del MDT (Modelo Digital del Terreno de GEOCUBA, 2010) y la generación del mapa de pendientes con los intervalos de 0-15°, 15-25°, 25-35°, 35-45° y mayores de 45° (reclasificadas de Kamp et al., 2008), con la finalidad de identificar formas del relieve proclives a desarrollar deslizamientos.

En el sector están presentes las tres categorías del relieve (Moreno et al., 2017). Las zonas de llanuras se localizan próximas a la costa norte y sur, abarcando mayor área en la primera dirección asociada con la llanura fluvial de los ríos Miel, Sabanilla, Boma y Mata. En la costa sur las llanuras se vinculan espacialmente con los arroyos Tacre, Cañas, Yana y los ríos Jojo y Seco. Las pendientes en esta zona de llanura oscilan entre 0°-7°.

Las montañas y alturas están representadas por las sierras de Baracoa y sierra del Purial. Los máximos valores de cotas de alturas se distribuyen al oeste con 788, 706 msnm y al este con 602 msnm (Figura 4) formando montañas pequeñas. Las pendientes en la zona de montañas oscilan entre 25° a 45°, aunque se manifiestan valores más elevados en zonas específicas. En la zona costera sur de este a oeste se desarrollan las terrazas marinas escalonadas de Maisí, con pendientes mayores de 25°.

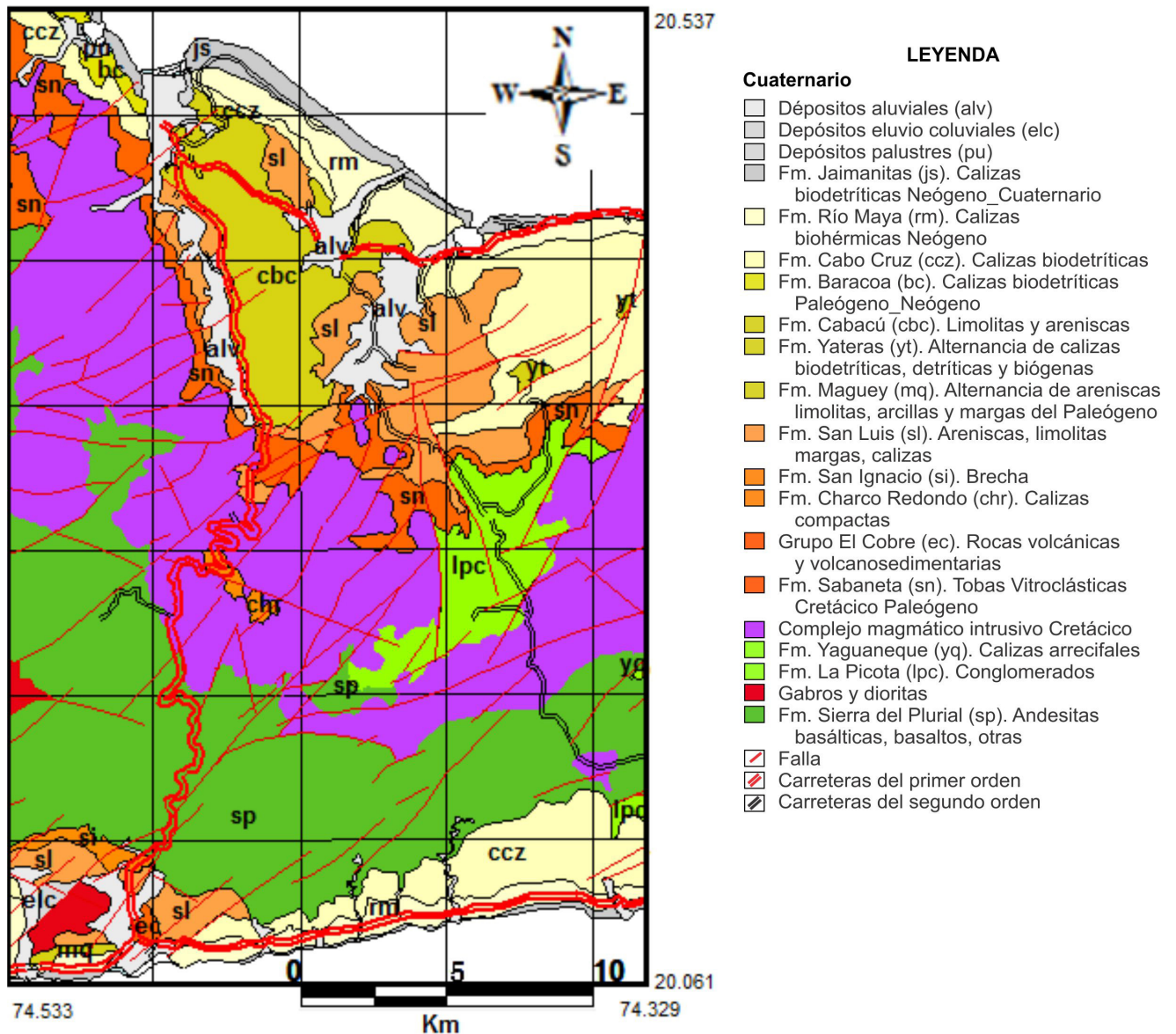


Figura 3. Esquema geológico del sector Baracoa-Cajobabo. Tomado de IGP, 2003.

## Hidrología

Según González de Vallejo et al. (2002), se debe valorar la red del drenaje, los efectos del agua en el terreno, los arrastres, la erosión de los materiales que integran el talud o la ladera, la circulación subsuperficial de agua, entre otros elementos.

Para valorar la hidrografía se aplicaron técnicas

morfométricas tales como el trazado de la red fluvial (GEOCUBA, 2010) y la densidad de la red hidrográfica. El trazado de la red se logra con la digitalización de los ríos y cañadas sobre el MDT del que se obtiene el mapa de red fluvial que identifica los órdenes de los ríos con mayor erosión. La densidad de la red se elaboró teniendo como referencia el número de intersecciones de la red fluvial por unidad de área.

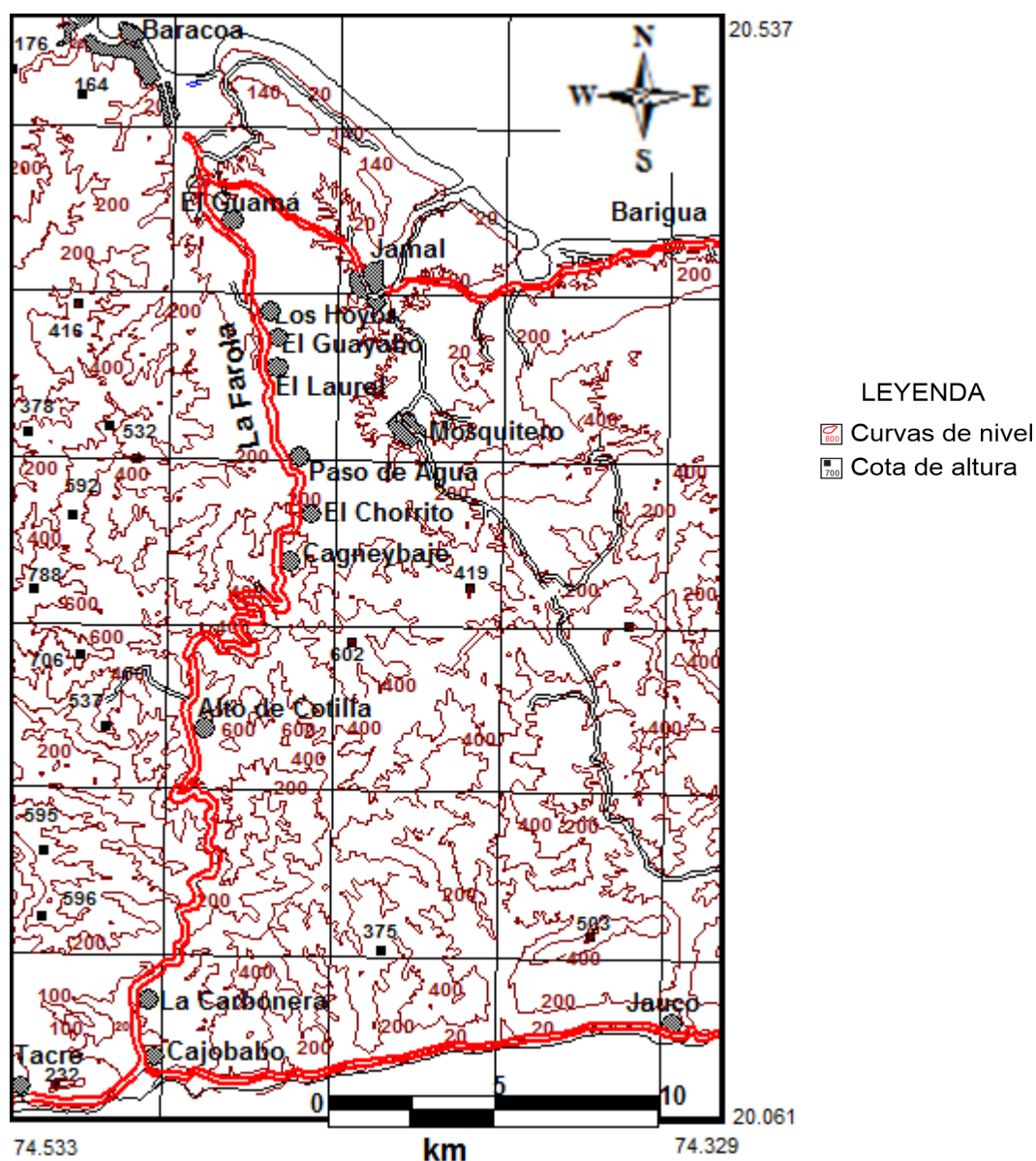


Figura 4. Mapa topográfico del sector Baracoa-Cajobabo.

La red del drenaje se caracteriza por ser paralela a subparalela en gran parte del sector (norte y sur) y dendrítica al centro del sector (Figura 5). Los principales ríos son: Jojo al Sur y Miel al Norte. La fuente de alimentación principal de estos ríos y arroyos, son las precipitaciones pluviales, los cuales influyen en el arrastre del material detrítico de las zonas de mayor pendiente hacia las zonas bajas.

La mayor densidad del drenaje ( $10.4 \text{ km/km}^2$ ) se obtuvo hacia el suroeste y los bajos valores ( $1.9 \text{ km/km}^2$ ) se distribuyen hacia el norte de este a oeste.

### Comprobación de campo

En el terreno se realizó la comprobación del mapa de susceptibilidad por deslizamientos tanto traslacionales como rotacionales, se

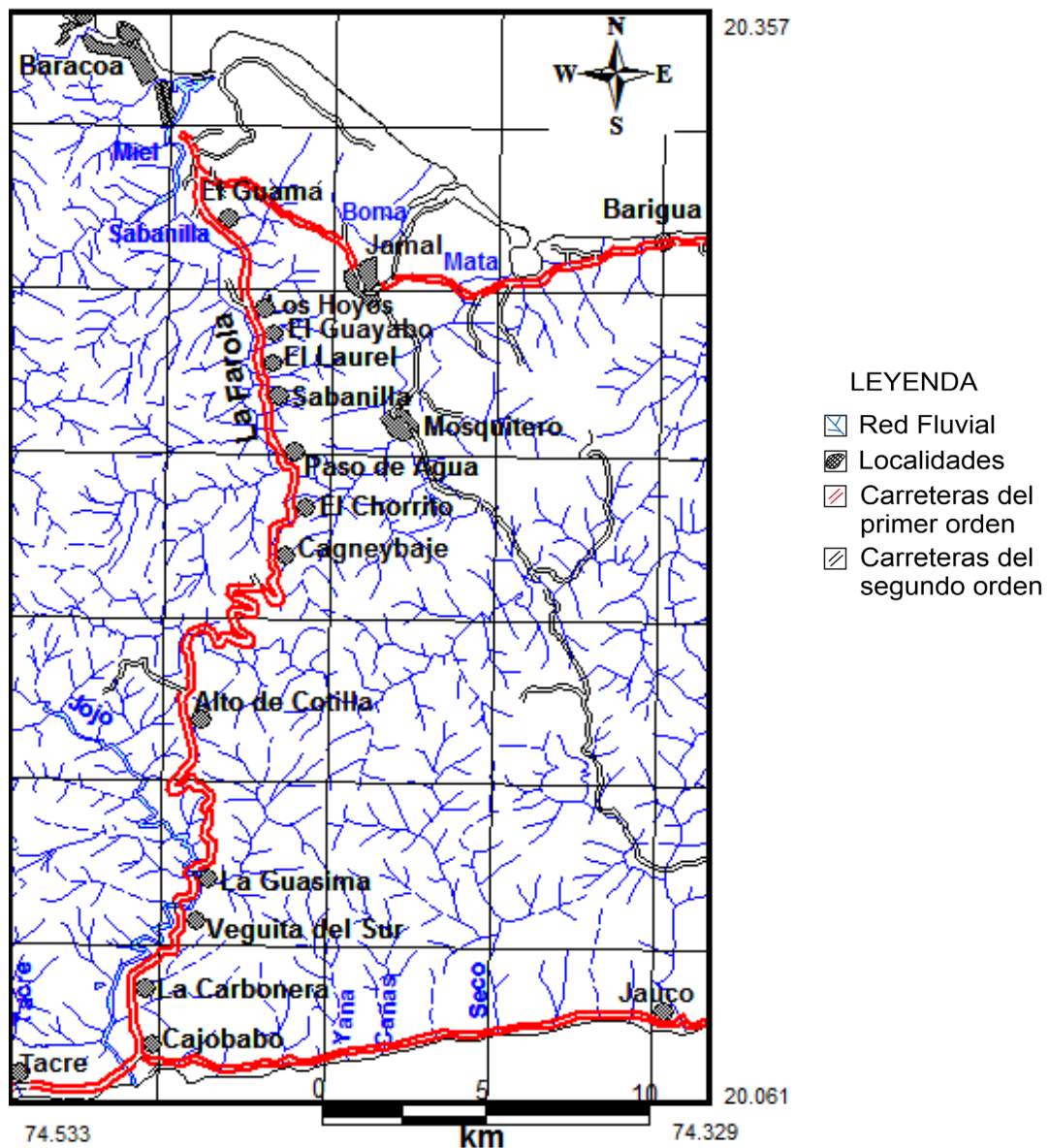


Figura 5. Trazado de la red fluvial del sector Baracoa-Cajobabo.

verificó su comportamiento, por lo que se prevén deslizamientos futuros en base a los indicios de inestabilidad. En este trabajo se anexan deslizamientos que no habían sido documentados.

### Procesamiento de los datos

Apoyados en un SIG (Sistema de Información Geográfica; gvSIG por sus siglas en inglés) se confecciona la base de datos con las variables condicionantes tales como geología, geomorfología e hidrología. Estas variables fueron tratadas cualitativamente e individualmente en el SIG, mediante clasificaciones, con cuatro clases que expresan su aporte a la susceptibilidad, y se realizó el procesamiento de los mapas temáticos

a través de consultas al SIG. La capa resultante es la que se intercepta y de ella se obtuvo el mapa de susceptibilidad a los deslizamientos con cuatro categorías que, como se muestra en la Tabla 1, emplearon:

- Las unidades del relieve dado por los valores topográficos, manteniéndose los valores clasificados por Galbán et al (2012) y Galbán, (2014).
- Los niveles de la susceptibilidad litológica basados en los aspectos de ingeniería geológica (Pérez, 1976; Flores, 2003; COSUDE/ALARN, 2006) (Tabla 2) y las rocas con sus propiedades físico-mecánicas (Tabla 3).
- Las pendientes reclasificadas.

Tabla 1. Niveles de susceptibilidad por deslizamientos para el sector Baracoa-Cajobabo.

| Clasificación      | Pendiente                    | Susceptibilidad litológica  | Relieve   | Hidrología        | Resultados a esperar   |
|--------------------|------------------------------|---|---|-------------------|--|
| Alta               | Mayores de 45° y de 35° -45° | Alta (rocas duras-semiduras con carso, agrietamiento, estratificación, intemperismo, alternancia de rocas duras con débiles, tectonismo). | Montañas con elevaciones altas de más 500 m y entre 200 y 500 m sobre nivel medio del mar | Muy densa         | Caídas, desprendimientos de rocas, desplomes, volcamientos, deslizamientos |
| Moderado           | 25° -35°                     | Moderada (rocas duras con presencia de intemperismo, agrietamiento entre otros aspectos de ingeniería-geológica.                          | Zonas con elevaciones medias entre 50 y 200 m de altura                                   | Moderada densidad | Deslizamientos   |
| Baja               | 15° -25°                     | Baja (rocas duras estables sin o muy poca afectación por meteorización y agrietamiento)   | Zonas bajas, llanuras, o elevaciones bajas de hasta 50 m de altura                        | Baja densidad     | -  |
| Sin deslizamientos | 0° - 15°                     | Baja (litologías carente de sistemas de fracturamiento e intemperismo)  | Zonas bajas   | Baja densidad     | -  |

Tabla 2. Rocas duras firmes y relativamente duras-semiduras del sector Baracoa-Cajobabo y sus aspectos de ingeniería-geológica. Fuente: Lomtadze, 1977; Pérez, 1976.

| Clasificación                       | Litología o Formación presente  | Presencia de estratificación    | Presencia de intemperismo   | Alternancia o intercalaciones de rocas duras y débiles                       | Carso | Deformación                     | Nivel de Susceptibilidad |
|-------------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---|--|-------|---------------------------------|--------------------------|
| Rocas duras firmes                  | Sierra del Purial               | -                               | -   | Basaltos, entre otras rocas duras y areniscas                                | -     | -                               | Baja                     |
|                                     | Gabros, Gabrodioritas, Dioritas | -                               | Muy intemperizadas, forman cortezas de 10 a 100 m. Los gabros forman corteza de 10 a 15 m que puede ser mayor en zonas de fallas. | -  | -     | Muy agrietados                  | Moderado                 |
| Rocas relativamente duras-semiduras | Grupo El Cobre                  | Estratificación                 | Cortezas potentes   | -  | -     | Intenso agrietamiento           | Muy Alta                 |
|                                     | Sabaneta                        | -                               | -   | Tobas vitroclásticas con intercalaciones de tufita                           | -     | -                               | Moderada                 |
|                                     | Yaguaneque                      | -                               | -   | -  | -     | -                               | Baja                     |
|                                     | La Picota                       | -                               | -   | Intercalaciones de areniscas y conglobrechas que se intercalan con argilitas | -     | -                               | Moderada                 |
|                                     | Ultrabasitas serpentinitas      | -                               | Intemperismo arcilloso y de agrietamiento   | -  | -     | Muy afectadas por el tectonismo | Alta                     |
|                                     | Río Maya                        | -                               | -   | Intercalaciones de clastos terrígenos  | carso | -                               | Alta                     |
|                                     | Yateras                         | Estratificación gruesa          | Arcilloso y de agrietamiento  | -  | carso | -                               | Muy alta                 |
|                                     | Jaimanitas                      | Estratificación fina            | -   | En ocasiones con margas  | carso | -                               | Muy alta                 |
|                                     | Charco Redondo                  | Estratificación fina y gruesa   | -   | -  | carso | -                               | Alta                     |
|                                     | San Luis                        | Se encuentra bien estratificada | Las margas se encuentran intemperizadas   | -  | -     | -                               | Alta                     |

Tabla 3. Rocas y sus propiedades físico-mecánicas. Tomado de González de Vallejo et al., 2002.

| Rocas         | Resistencia a la compresión (MPa) | Porosidad (%) | Velocidad de propagación (Vp) de las ondas longitudinales (m/s) |
|---------------|-----------------------------------|---------------|---|
| Gabro         | 147,09-274,58                     | 0,1-0,2       | 4 500-6 500   |
| Basaltos      | 196,13-392,26                     | 0,1-2         | 4 500-6 500   |
| Calizas       | 78,45-147,09                      | 5,0-20        | 2 500-6 000   |
| Conglomerados | 137,29                            | -             | 2 500-5 000   |
| Areniscas     | 7,84-196,13                       | 5-25          | 1 400-4 200   |
| Margas        | 3,43-193,19                       | -             | 1 800-3 200   |
| Serpentinita  | 9,80-460,91                       | 0,1-0,5       | 5 000-6 500   |

## RESULTADOS

La Figura 6 muestra la zonación de la susceptibilidad por deslizamientos translacionales y rotacionales en el sector Baracoa-Cajobabo.

En alta susceptibilidad se sitúan las rocas relativamente duras-semiduras con presencia de estratificación, carso, intemperismo, fracturas con apertura de 1-5 mm, rugosidad suave, relleno blando < 5 mm, alternancia de rocas duras con débiles y afectadas por tectonismo. Pendientes mayores de 35°, ubicadas en relieves de montañas donde la red hidrográfica es muy densa a moderadamente densa. Localidades como La Carbonera, Alto de Cotilla, Cagneybaje, El Laurel, El Guayabo y Los Hoyos se encuentran en este nivel de susceptibilidad. En estas zonas pueden ocurrir también las caídas de rocas, debido a la presencia de calizas y brecha monomíctica.

La clase de susceptibilidad moderada está representada por rocas duras (gabro,

gabrodioritas, gabrodiabasas, dolerita, diabasas, granodioritas y otros) con intemperismo y agrietadas, así como las rocas relativamente duras-semiduras con similares características ingeniero-geológicas y carso, alternancia de rocas, estratificación, afectación por procesos tectónicos con pendientes menores que las anteriores y red hidrográfica moderadamente densa. Las pendientes en esta clase son moderadas entre 25° y 35°. La localidad El Chorrito se ubica en este nivel de susceptibilidad.

La clase de susceptibilidad baja se vincula con rocas duras estables (andesitas, dacitas, basaltos) sin o muy poca afectación por meteorización y agrietamiento y una red hidrográfica muy densa. En este nivel de susceptibilidad se encuentran las localidades Veguita del Sur y La Guásima. Las zonas sin deslizamientos se caracterizan por pendientes muy suaves (0 grados-15 grados), con litología pobremente fracturada, baja alteración por intemperismo y carente de drenaje integrado.

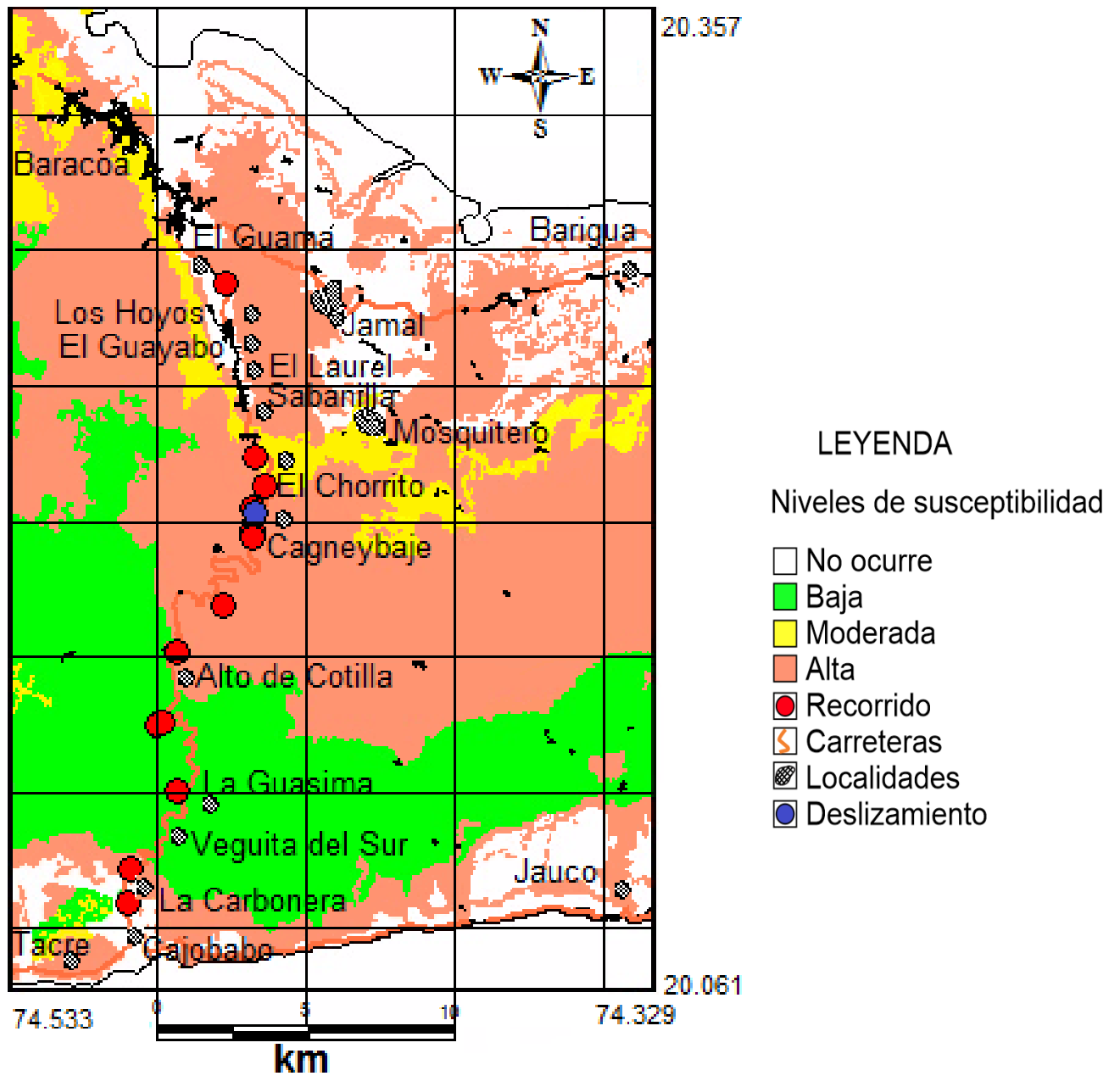


Figura 6. Zonación de la susceptibilidad por deslizamientos traslacionales y rotacionales en el sector Baracoa-Cajobabo, provincia Guantánamo, Cuba. El punto azul representa el deslizamiento rotacional observado durante la verificación.

La inspección de campo permitió la documentación de deslizamientos y caídas de rocas en el tramo Cajobabo-Baracoa del vial La Farola. En la zona de alta susceptibilidad por deslizamientos se observó un deslizamiento rotacional, con coordenadas geográficas 20.209 N y 74.457 W, con afectación al vial rumbo a Baracoa (Figura 7a y b) y una plantación de coco (Figura 7b).

Los vecinos de la localidad argumentan que estas manifestaciones comenzaron entre los años 2008 y 2010, asociadas con intensas lluvias. Como solución ingenieril aplicaron un relleno a la senda afectada con material serpentinitico en agosto de 2013. Este material de relleno, provocó una sobrecarga en la ladera, unido al flujo de agua superficial y subterránea, causando la reactivación del deslizamiento a través de su grieta principal.

### Conclusiones y Recomendaciones

Se obtuvo la zonación de la susceptibilidad por deslizamientos traslacionales y rotacionales del sector Baracoa-Cajobabo con cuatro niveles de susceptibilidad: alta, moderada, baja y sin deslizamientos. En alta se localizan los tramos del viaducto La Farola entre las localidades del Alto de Cotilla hasta Cagneybaje y desde Sabanilla a El Guamá. En moderada susceptibilidad se encuentra el sitio El Chorrillo. En baja susceptibilidad se hallan las localidades Veguita del Sur y La Guásima.

Las áreas clasificadas con alta y moderada susceptibilidad deben ser evaluadas con detalle, con el objetivo de conocer las características de la litología, el agrietamiento, las fallas, el buzamiento, la inclinación, entre otros aspectos. Se recomienda realizar estudios de estabilidad de taludes desde la localidad del Alto de Cotilla a Cagneybaje donde predominan las serpentinitas alteradas, y en el tramo de La Farola desde



Figura 7a. Deslizamiento rotacional ubicado en Cagneybaje.



Figura 7b. Deslizamiento rotacional ubicado en Cagneybaje cerca del consultorio del médico de la familia.



Figura 7c. Afectación a plantación de coco y presencia de material arcilloso arenoso de color pardo rojizo.

Sabanilla a El Guamá donde se encuentran areniscas y limonitas polimícticas.

### Agradecimientos

Los autores agradecen al Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAI), al Centro de Vialidad de la provincia de Guantánamo y al Dr. Tomas Chuy Rodríguez, por la ayuda brindada. También agradecemos a los dos árbitros anónimos de la revista GEOS y a su editor Luis Alberto Delgado Argote.

### Referencias

- Almaguer, Y., 2005, Evaluación de la susceptibilidad del terreno a la rotura por desarrollo de deslizamientos en el yacimiento de Punta Gorda (Tesis doctoral). Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa. Holguín, Cuba.
- AMA-CITMA, 2012, Guía metodológica para el estudio de peligro, vulnerabilidad y riesgo por deslizamientos de terreno a nivel municipal.
- Aristizábal, E. y Yokota, Sh., 2006, Geomorfología aplicada a la ocurrencia de deslizamientos en el valle de Aburra. Dyna Rev. Fac. Nac. Minas, 73(149).
- Ávila, D., 2015, Susceptibilidad por inestabilidad de taludes y laderas en el vial "La Farola". Tesis en opción al título académico de Master en Geología. Instituto Superior Minero Metalúrgico. "Dr. Antonio Núñez Jiménez".
- Barredo, J., Benavidez, A., Hervh, J. & van Westen., 2002, Comparing heuristic landslide hazard assessment techniques using GIS in the Tirajana basin, Gran Canaria Island, Spain. International J. Appl. Earth Observ. Geoinform., 2(1), 9-23.
- Carrara, A., Cardinali, M., Guzzetti, F. & Reichenbach, P., 1995, GIS technology mapping landslide hazard. En A. Carrara y F. Guzzetti (eds.), Geography information systems in assessing natural hazards (pp. 135-175). Kluwe, Dordrecht, T. Netherlands.
- Castellanos, E., 2008, Evaluación multi-escala de riesgo por deslizamientos de terreno en Cuba. Tesis en opción al grado científico de Doctor. International Institute for Geo-information Science and Earth Observation, Enschede, The Netherlands. ISBN no 978-90-6164-268-8. ITC dissertation no 154. Instituto de Geología y Paleontología. Cuba.
- Costa, J.E. and Baker, V.R., 1981, Surficial Geology, building with the Earth. John Willey and Sons, New York, USA, 498 pp.
- COSUDE/ALARN: Proyecto ALARN., 2006, Instrumentos de apoyo para el análisis y la gestión de riesgos naturales. Guía para el especialista. <http://cidbimena.desastres.hn/docum/crid/Abril2006/CD1/pdf/spa/doc14894/doc14894-2c3.pdf>. Consultado mayo 2017.
- Cuba. Oficina Nacional de Normalización., 2017, Norma Cubana NC 46:2017: Construcciones Sismorresistentes. Requisitos Básicos para el Diseño y Construcción. La Habana.
- Del Puerto, J. y Ulloa, D., 2003, Identificación de los peligros geólogo-geomorfológicos de la cuenca de Santiago de Cuba. En Memorias del V Taller Internacional de Ciencias de la Tierra y Medio Ambiente. GEOMIN2003.

- Flores, M. A., 2003, Movimientos en masa: identificación, causas y alternativas de manejo en Medellín. Editorial Alcaldía, Medellín. Pág. 46.
- Galbán, L.; Chuy, T.; Vidaud, I., 2012, Indicadores más comunes en la evaluación de riesgos geológicos. Indicadores cualitativos y cuantitativos para la evaluación de peligro, vulnerabilidad y riesgos geológicos. Editorial Académica Española. ISBN: 978-3-659-02849-6.
- Galbán, L., 2014, Procedimiento para la gestión y reducción de riesgos geológicos en la provincia Santiago de Cuba. Tesis en opción al grado científico de Doctor en Ciencias Geológicas. Instituto Superior Minero Metalúrgico de Moa. ISMMM.
- Galbán, L. y Guardado, R., 2016, Modelación del peligro a deslizamientos en el municipio Santiago de Cuba considerando el peso de las variables determinantes. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, 18(1), 89-99.
- GEOCUBA, 2010, SIG de la Base cartográfica de Santiago de Cuba a escala 1:100 000.
- González de Vallejo, L.; Ferrer, M.; Ortuño, L. y Oteo, C., 2002, Ingeniería Geológica. ISBN 84-205-3104-9. Prentice Hall. Madrid.
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M. & Reichenbach, P., 1999, Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy. *Geomorphology*, 31(1-4), 181-216.
- IGP, 2003, Mapa Geológico Digital de la República de Cuba a escala 1:100 000, Instituto de Geología y Paleontología.
- Kamp et al., 2008, en <http://www2.scielo.org.ve/pdf/rgv/v49n1/art02.pdf>. Consultado mayo 2017.
- Lomtadze, V.D., 1977, Geología aplicada a la ingeniería geodinámica aplicada a la ingeniería. La Habana. Editorial Pueblo y Educación.
- Mora, R., Vahrson, W. y Mora, S., 1992, Mapa de amenaza de deslizamientos, Valle Central, Costa Rica. Centro de Coordinación para la Prevención de Desastres Naturales en América Central (CEPRENAC).
- Morejón, G., Candebat, D., Márquez, I., Ferrera, H., Arango, E., Zapata, J., Chuy, T. y Díaz, L., 2006, Evaluación de la vulnerabilidad ante la ocurrencia de eventos naturales de las carreteras de interés nacional de la provincia Santiago de Cuba: Autopista Nacional [Informe científico-técnico]. [Fondos del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (Cenais)]. Santiago de Cuba.
- Moreno, Y., Labrada, A., Rodríguez, A., Figueroa, Y., 2017, Metodología para la confección del mapa geomorfológico de la república de Cuba a escala 1:100000. Guía para su elaboración. (Geocuba, ISMM, IGP).
- Pérez, N., 1976, Aspectos ingeniero-geológicos del levantamiento geológico de Cuba Oriental. Instituto de Geología y Paleontología, Academia de Ciencias. Editorial Científico - Técnica.
- Reyes, P., Ríos, Y., Vega, N. y Arango, E., 2005, Peligro geológico de la red vial de las provincias orientales para casos de sismos de gran intensidad. En Memorias de VI Congreso de Geología y Minería. Simposio de sismicidad y riesgos geológicos.

- Rosabal, S., Zapata, J. y Gómez, J., 2009, Incidencia de la geomorfología en los deslizamientos de la carretera de Beltrán, Guantánamo, Cuba. *Revista GEOS. Unión Geofísica Mexicana*, 29 (2), 1-12.
- Rosabal, S.; Oliva, R.; Caballero, F.; Guilarte, M., 2014, Evaluación de las características ingeniero-geológicas y determinación del nivel de peligrosidad sísmica de las zonas de emplazamiento de las vías de interés nacional de la provincia Guantánamo. [Fondos del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAI)]. Santiago de Cuba.
- Savón, Y., Mesa, A., Matos, L., Castillo, L., Odilio, M. y Delgado, R., 2017, Las precipitaciones como elemento disparador de movimientos gravitacionales en la provincia Guantánamo. En *Memorias de XII Congreso de Geología. VI Simposio de riesgos geológicos, procesos costeros. VII Convención de Ciencias de la Tierra. La Habana*.
- Servicio Geológico de Cuba, 2013, *Léxico Estratigráfico de Cuba (Colectivo de autores)*. La Habana. Instituto de Geología y Paleontología. Servicio Geológico de Cuba. Ministerio de Energía y Minas.
- Van Westen, C., Rengers, N., Terlien, M. & Soeters, R., 1997, Prediction of the occurrence of slope instability phenomena through GIS-based hazard zonation. *Geologische Rundschau*, 86(2), 404-414.
- Van Westen, C, Seijmonsbergen, A. & Mantovani, F., 1999, Comparing landslide hazard mapping. *Natural Hazards*, 20(2-3), 137-158.
- Vargas, R., 2002, Evaluación de la susceptibilidad a los deslizamientos municipio de La Celia. Departamento de Risaralda. Corporación Autónoma Regional de Risaralda (CARDER).
- Villalón, M., Reyes, C., Aguller, C., Trejo, R., Nápoles, S., Despaigne, G., Salmon, Y., Hernández, C., Rosabal, E., Domínguez, A., Núñez, D., Negret, N., Ginarte, C., Fernández, S., Suarez, O., 2012, Informe sobre los estudios de PVR deslizamientos provincia Santiago de Cuba. [Fondos del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAI)]. Santiago de Cuba.

Recibido: 6 de abril de 2018

Recibido corregido por el autor: 4 de octubre de 2018

Aceptación: 29 de noviembre de 2018



## **Identificación de peligros naturales a partir de la cartografía geológica y perfiles de georadar en la Unidad Académica de Ciencias Biológicas de la Universidad Autónoma de Zacatecas**

Ma. Teresa Flores González<sup>1</sup>, Felipe de Jesús Escalona Alcázar<sup>1\*</sup>, Jorge Bluhm Gutiérrez<sup>1</sup>,  
Santiago Valle Rodríguez<sup>1</sup>, Josefina Huerta García<sup>2</sup>, Luis Felipe Pineda Martínez<sup>1, 3</sup>,  
Baudelio Rodríguez González<sup>1</sup>, Patricia de Lira Gómez<sup>1</sup>, Sayde María Teresa Reveles Flores<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Zacatecas “Francisco García Salinas” (UAZ-“FGS”),  
Calzada de la Universidad 108, Fracc. Progreso, C.P. 98058, Zacatecas, Zac., México.

<sup>2</sup>Unidad Académica de Ciencias Biológicas, UAZ-“FGS”, Calzada Solidaridad esquina Paseo la Bufa s/n, C.P. 98060, Zacatecas,  
Zac., México

<sup>3</sup>Unidad Académica de Ciencias Sociales, UAZ-“FGS”, Planta Baja del Edificio de Posgrados II de la UAZ, Av. Preparatoria s/n,  
Campus Universitario II, Fracc. Progreso, C.P. 98066, Zacatecas, Zac., México

\*papiasca@yahoo.com

### **Resumen**

El edificio de la Unidad Académica de Ciencias Biológicas (UACB) de la Universidad Autónoma de Zacatecas (UAZ) fue construido y puesto en funcionamiento en 2010. Sin embargo, en la elección del sitio de construcción no se consideraron los criterios de riesgo ante fenómenos geológicos y geomorfológicos definidos en la normatividad oficial. El edificio se ubica en el límite oriental de un paleodeslizamiento, sobre un derrame riolítico brechado del que cayó un bloque en junio de 2016, el cual rompió la pared de un laboratorio. En este trabajo se presentan los resultados de la cartografía geológica y la interpretación de perfiles de georadar, con antenas de 100 MHz y 500 MHz, hechas en el edificio de la UACB para evaluar el riesgo geológico por deslizamiento. La estratigrafía local está definida, de la base a la cima, por el Miembro de Tobas Pumicíticas del Conglomerado Zacatecas que se encuentra de moderado a bien consolidado. Lo cubre una Toba Cristalina moderadamente argilitizada de aproximadamente 1 m de espesor. La parte superior de la secuencia es el miembro Derrame Riolítico, el cual está brechado en bloques de hasta 0.50 m de diámetro. En la parte occidental de la UACB hay un paleodeslizamiento con gradación normal formado por clastos principalmente de riolita que en la base tienen en promedio 0.50 m de diámetro.

La ubicación del paleodeslizamiento debajo de la UACB es poco clara en los perfiles de georadar; sin embargo, se infiere la distribución de las unidades litológicas que subyacen al edificio. En la planta baja se interpretaron fracturas perpendiculares a la pendiente y paralelas a las fracturas observadas pendiente abajo, fuera del edificio. En el edificio no se observaron fracturas en pisos o muros ni deformación de pisos; sin embargo, debido a la construcción de un anexo en agosto de 2018 es recomendable monitorear el posible desarrollo de fracturas.

La estructura brechada y la pendiente subvertical en el Derrame Riolítico favorecen la caída de bloques. No se descarta la caída de bloques como el de 2016, principalmente durante la temporada de lluvias, por lo que se recomienda la colocación de tuberías que drenen el agua y anclas para reducir el riesgo de nuevas caídas de bloques.

Palabras clave: Riesgo, Zacatecas, Georadar.

## Introducción

La fundación y el desarrollo de la Ciudad de Zacatecas se debieron principalmente a la actividad minera en la época de la Colonia. Los asentamientos crecieron acorde a la disponibilidad de espacio y a la cercanía con las obras mineras, por lo que el trazo fue irregular y la planeación, deficiente. Urbanísticamente, las edificaciones de la ciudad están condicionadas por la topografía irregular, por lo que las calles y los edificios fueron construidos en desnivel. Actualmente, la normatividad que se aplica en el desarrollo urbano está definida por la Ley de Planeación para el Desarrollo del Estado de Zacatecas (Periódico Oficial del Estado de Zacatecas, 2013), así como por otros documentos oficiales (Gobierno del Estado de Zacatecas, 1989, 2011, 2017). En ellos se menciona que deben considerarse elementos como la geología o la geomorfología, aunque solo son un requisito más por cumplir sin que haya un verdadero análisis o aplicación (Gobierno del Estado de Zacatecas, 1997, 2007, 2016). En términos de riesgo se hace énfasis a los derivados de las actividades mineras, mientras que los de otro tipo, como los asociados con procesos de erosión, son vagamente considerados (Escalona-Alcázar et al., 2012). Por esta situación se han hecho estudios a nivel local y regional sobre los riesgos asociados con la erosión y la influencia de la geomorfología (Enciso-de la Vega, 1994; Escalona-Alcázar, 2010, Escalona-Alcázar et al., 2003, 2012, Beltrán-Zhizhko et al., 2014). Los elementos identificados proporcionan información que debería ser considerada en la planeación del desarrollo urbano para evitar daños o la pérdida de la infraestructura.

Uno de los efectos de no considerar la litología y geomorfología se observa en la Unidad Académica de Ciencias Biológicas (UACB) de la Universidad Autónoma de Zacatecas “Francisco García Salinas” (UAZ) (Figura 1) en donde, en junio de 2016, debido a la lluvia, se desprendió

y cayó un fragmento de un derrame riolítico que rompió la pared del Laboratorio de Docencia de Química y Bioquímica (Figura 2). El edificio de la UACB tiene menos de 10 años de haber sido construido y, además de incumplir con los lineamientos indicados en la normatividad oficial estatal, tampoco se atendió lo establecido en la norma NMX-R-003-SCFI-2011 (Secretaría de Economía, 2011) que establece (artículos 6.1.1.1 y 6.1.1.2) las condiciones hidrometeorológicas, geológicas y geotécnicas bajo las que no se debe de construir una escuela, de cualquier nivel educativo. Las limitantes indicadas en el artículo 6.1.1.2 se refieren a que se deben evitar los sitios propensos a deslizamientos del suelo, cercanos a bloques rocosos, en laderas o partes altas de cerros con posibilidad de rodar o desprenderse, los que puedan ser afectados por una posible zona de deslizamientos, o ubicados en zonas donde se puedan manifestar el fenómeno de subsidencia, hundimiento regional o agrietamiento del terreno, ya sea por un proceso natural o antrópico.

Como se observa en la Figura 1b, la UACB está en el borde de un paleodeslizamiento donde la pendiente del cerro es mayor de 15° y adyacente a un sitio propenso a la caída de bloques rocosos (figuras 2 y 3b) con en donde también hay socavación (Figura 3a) y formación de fracturas perpendiculares a la pendiente (Figura 3b) con formación de cárcavas. Para evaluar el riesgo se realizó la cartografía de las unidades litológicas y estructuras en la superficie, y un georadar para interpretar su extensión en el subsuelo. El georadar es una técnica geofísica en la que una onda electromagnética se inyecta y propaga en el suelo y subsuelo. El detalle de las imágenes del subsuelo dependerá de los contrastes entre las propiedades eléctricas, conductividad y permitividad de los materiales que atraviesa. Mientras mayor sea el contraste, mejor será la definición.

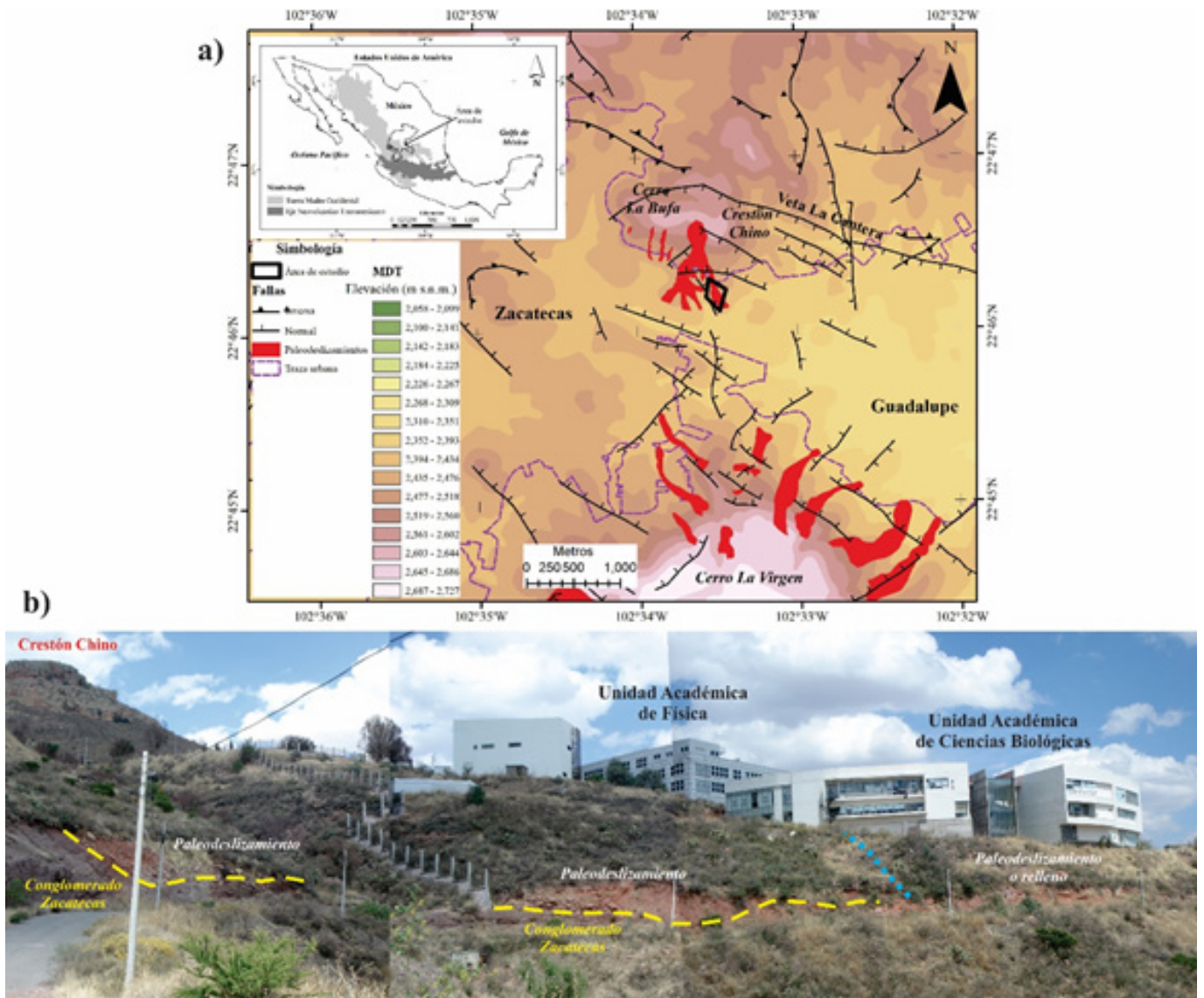


Figura 1. a) La figura insertada muestra la ubicación del estado de Zacatecas en el contexto de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico Transmexicano. La flecha muestra el área ampliada que es un modelo digital del terreno hecho a partir de las curvas de nivel del INEGI (2015) en el que se indica la ubicación del área de estudio y su relación con los paleodeslizamientos y los principales rasgos morfológicos y estructurales que la rodean (las fallas fueron tomadas de Escalona-Alcázar et al., 2003 y 2009). b) Panorámica, viendo al NW, del área de estudio, la línea azul de puntos indica el posible límite del paleodeslizamiento.

### 1.1 Deslizamientos de ladera

El término “deslizamiento” puede tener distintas acepciones dependiendo de si es utilizado por geólogos, ingenieros, constructores u otras áreas del conocimiento. En este trabajo se le agregó el prefijo “paleo” para indicar que fue un evento que ocurrió en el pasado y del que no se tienen datos de cuándo pudo haber ocurrido. El origen

de un deslizamiento incluye factores como el tipo y espesor del suelo, roca, cobertura, pendiente, vibraciones naturales y artificiales del terreno, precipitación, porosidad y permeabilidad, presión de poro, entre otros factores (Sidle y Ochiai, 2006; Highland y Bobrowsky, 2008). Un deslizamiento “es un movimiento de masa, pendiente abajo, de suelo, roca y materia orgánica debido al efecto de la gravedad, agua y también de la forma del



Figura 2. Fragmento de un derrame riolítico que en junio de 2016 rompió la pared del Laboratorio de Docencia de Química y Bioquímica de la UACB de la UAZ.



Figura 3. a) La socavación provocó el hundimiento de una parte de la entrada al edificio de la UACB; b) En el camino de la parte de abajo del edificio de la UACB (Fig. 1b) se observan la caída de bloques (posiblemente algunos son parte del relleno utilizado en la construcción) y fracturas de tensión perpendiculares a la pendiente.

terreno” (Highland y Bobrowsky, 2008). Hay al menos cinco tipos de deslizamientos, cada uno con varias subdivisiones, en el área de estudio hay de dos tipos: deslizamiento de traslación y caída de bloques.

El movimiento de traslación se caracteriza porque el movimiento ocurre a lo largo de una superficie relativamente horizontal (Sidle y Ochiai, 2006; Highland y Bobrowsky, 2008). La distancia de transporte depende de la pendiente y de la cantidad de material en movimiento. La velocidad de movimiento es lenta, de unos pocos centímetros o metros al mes o al año. Su mecanismo de disparo puede ser la estructura de la roca, la intensidad de la precipitación, el movimiento de fluidos o vibraciones. Está formado por fragmentos de rocas de todos tamaños de la parte alta del deslizamiento, así como fragmentos que arranca del sustrato por donde avanza.

El otro tipo de deslizamiento observado es la caída de bloques. Este proceso ocurre cuando hay un desprendimiento de roca, suelo o

ambos en una pendiente subvertical a lo largo de una superficie donde pudo haber ocurrido movimiento de cizalla. El material al descender lo hace por caída, rodando o brincando (Sidle y Ochiai, 2006; Highland y Bobrowsky, 2008). Las formas recomendadas para mitigar este proceso son a partir de la cobertura de los taludes con una lechada, malla ciclónica, anclas o modificación de la pendiente (Sidle y Ochiai, 2006; Highland y Bobrowsky, 2008).

### Metodología

Se realizaron seis perfiles con el georadar (Figura 4). Tres fueron en la parte externa de la UACB, con la antena de 100 MHz, y tres en la planta baja, con la antena de 500 MHz (Tabla I). En los perfiles realizados en la parte externa del edificio, debido a la forma de inmueble, hubo necesidad de cambiar de dirección para poder cubrir la parte externa del edificio; los cambios de azimut y la longitud de cada segmento se indican en la Tabla 1. Los perfiles de la parte externa fueron hechos con la antena de 100 MHz porque al tener mayor capacidad de penetración (aproximadamente

Tabla 1: Características de los perfiles de georadar realizados en la Unidad Académica de Ciencias Biológicas. En el perfil 3 la longitud es la acumulada de cada segmento (indicado con el subíndice) en el que hubo cambio de azimut.

| Perfil | Latitud (°) | Longitud (°) | Antena (MHz) | Az (°)           | Longitud (m) |
|--------|-------------|--------------|--------------|------------------|--------------|
| 1      | 22.77024    | -102.55756   | 100          | 285              | 99           |
| 2      | 22.76973    | -102.55862   | 100          | 270              | 78           |
| 3      | 22.76957    | -102.55844   | 100          | 278 <sub>1</sub> | 55.5         |
|        |             |              |              | 307 <sub>2</sub> | 93           |
|        |             |              |              | 325 <sub>3</sub> | 124          |
|        |             |              |              | 321 <sub>4</sub> | 145          |
|        |             |              |              | 345 <sub>5</sub> | 169          |
| 4      | 22.76997    | -102.55886   | 500          | 255              | 12           |
| 5      | 22.76996    | -102.55876   | 500          | 155              | 18.4         |
| 6      | 22.76991    | -102.55865   | 500          | 165              | 16           |

20 m) permite tener una mejor imagen de la estructura del subsuelo. En cambio, en el interior del edificio se utilizó la antena de 500 MHz porque sus pequeñas dimensiones permitieron su uso en los pasillos y entre los muebles y así identificar estructuras en los dos primeros metros del suelo. Los parámetros de la antena de 100 MHz fueron los siguientes: velocidad de propagación de 90 m/ $\mu$ s, la cual se utiliza de forma estándar porque se desconoce cómo varía en cada capa; autostacking de 4 trazas; frecuencia de muestreo

de 1600 MHz; intervalo de trazas de 0.05 m; ventana de tiempo de 627 ns. En la antena de 500 MHz se utilizaron los mismos parámetros, excepto la frecuencia de muestreo que fue de 10,000 MHz y la ventana de tiempo de 51 ns.

El procesamiento de los radargramas se realizó con el programa RAMAC GroundVision Ver. 1.4.5. Los filtros utilizados permitieron mejorar la calidad de la señal y resaltar los cambios en las propiedades eléctricas de los materiales

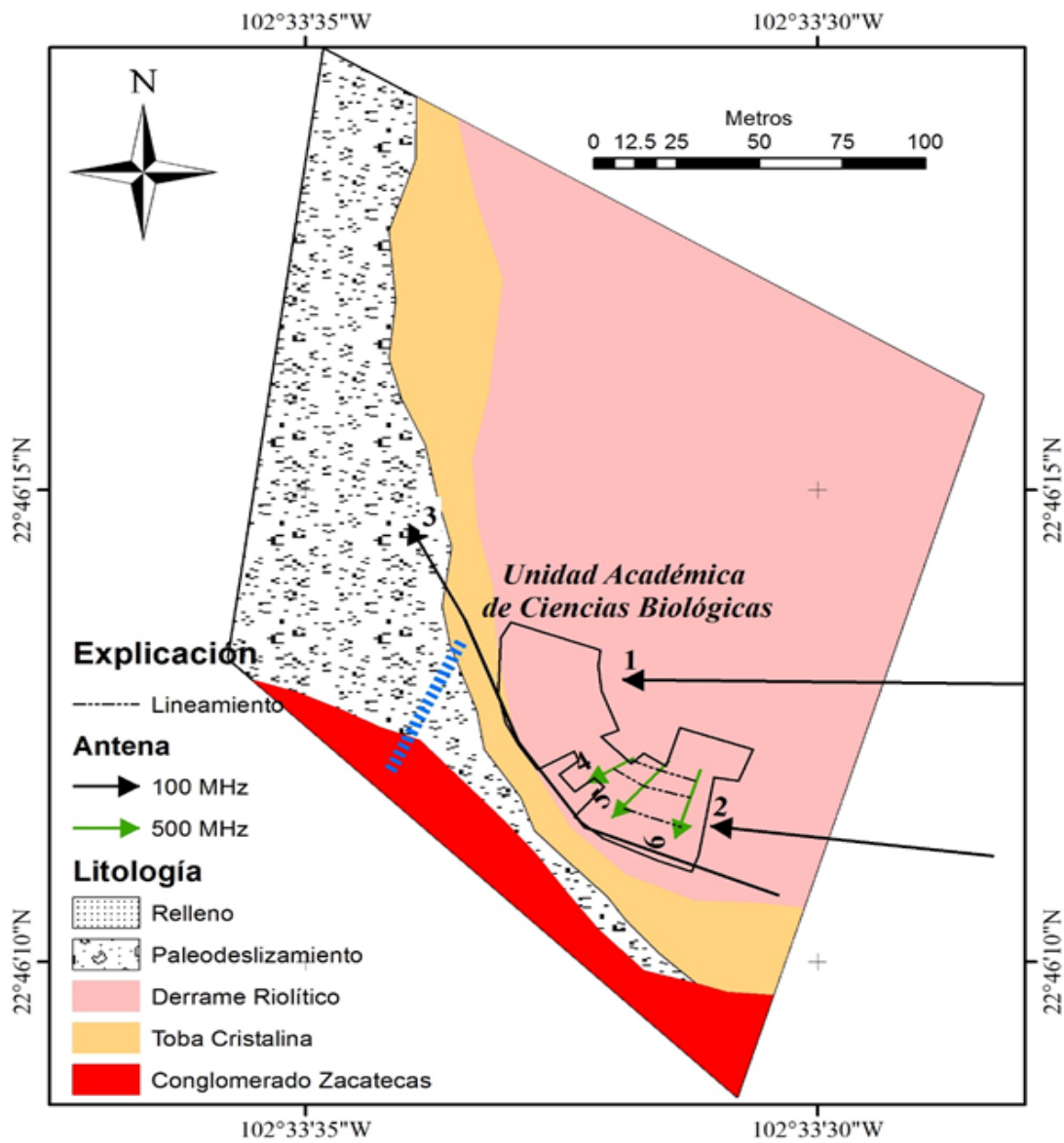


Figura 4. Mapa geológico del área de estudio. Las flechas indican la ubicación de los perfiles y el sentido en que fueron realizados; en la punta de la flecha se muestra el número del perfil. La línea negra es el perímetro de la UACB. La línea azul discontinua es la probable ubicación del límite entre el paleodeslizamiento y el material de relleno (Figura 1b).

del subsuelo. En el procesamiento de los datos del georadar se utilizaron los siguientes filtros: pasa bandas, promedio de 3x3, remoción del promedio, control automático de ganancia y ganancia variable. Todos estos filtros se utilizaron en el procesamiento de los datos de las dos antenas, variando únicamente los valores de los parámetros usados en cada filtro.

La cartografía geológica se realizó a lo largo de los caminos y aledaños al edificio de la UACB. Debido a que la mayor parte del área está cubierta por vegetación de tipo arbustivo o con materiales de relleno, sólo se pudieron analizar unos pocos afloramientos y no fue posible tomar datos estructurales.

### Marco geológico

La geología del Mesozoico de la Sierra de Zacatecas es compleja (Figura 5), en especial en los alrededores de la ciudad de Zacatecas, donde se ha reconocido una secuencia estratigráfica que incluye rocas marinas deformadas del Triásico Tardío, cubiertas en discordancia por una secuencia vulcano-sedimentaria asociada a un arco volcánico de islas del Jurásico Tardío-Cretácico Temprano (Centeno-García y Silva-Romo, 1997; Yta et al., 2003; Escalona-Alcázar et al., 2009; Tristán-González et al., 2009; Ortega-Flores et al., 2016). Las secuencias del Mesozoico están cubiertas en discordancia por el Conglomerado Zacatecas que tiene tobos interestratificadas y está cubierto por la Secuencia Volcánica del Terciario (Ponce y Clark, 1988; Escalona-Alcázar et al., 2003 y 2016).

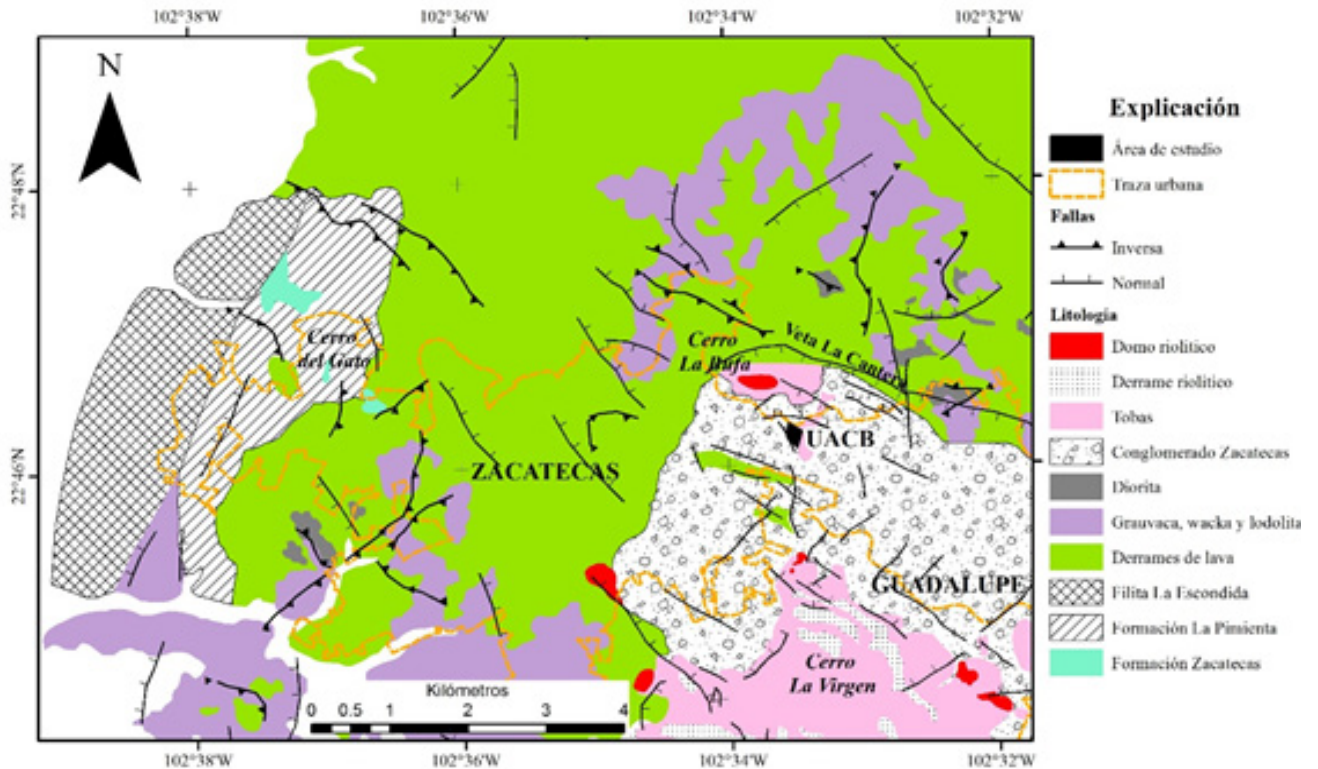


Figura 5. Mapa geológico simplificado de las ciudades de Zacatecas y Guadalupe (modificado de Escalona-Alcázar et al., 2003, 2009; Ortega-Flores et al., 2016).

## Estratigrafía

En esta sección se hace una descripción sucinta de la secuencia estratigráfica en orden ascendente. La unidad litológica más antigua es la Formación Zacatecas cuya composición, ambiente de depósito y edad han sido materia de debate en el presente siglo. Burckhardt (1906) fue el primero en describirla y establecer una edad del Triásico Tardío a partir de fragmentos de fósiles de bivalvos. La edad triásica de la Formación Zacatecas fue ampliamente aceptada durante todo el siglo XX. Actualmente se cuenta con edades isotópicas en circones detríticos por el método U-Pb (Escalona-Alcázar et al., 2009; Ortega-Flores et al., 2016). A partir de las edades U-Pb y de un reconocimiento geológico general, la Formación Zacatecas fue dividida en tres unidades estratigráficas (Ortega-Flores et al., 2016): 1) una secuencia siliciclástica del Triásico Inferior, nombrada Formación Zacatecas (edad máxima de depósito ca.  $222.6 \pm 2.4$  Ma en circones detríticos); 2) una secuencia predominantemente volcánoclastica del Jurásico Medio, que define a la Formación La Pimienta (edad máxima de depósito ca.  $166 \pm 1.5$  Ma en circones detríticos); 3) una unidad siliciclástica del Cretácico Inferior correspondiente a la Filita La Escondida (edad máxima de depósito ca.  $109 \pm 2.5$  Ma en circones detríticos) (Ortega-Flores et al., 2016). El contacto entre estas unidades posiblemente es tectónico, aunque los detalles de su composición y deformación aún son poco claros. La Filita La Escondida está en contacto transicional con el Complejo Las Pilas, ambos del Cretácico Inferior (Escalona-Alcázar et al., 2009). El Complejo Las Pilas está formado por derrames de lava que tienen estructuras que varían de masiva a deformada y almohadillada. Las lavas están interestratificadas con secuencias turbidíticas e intrudidas por lacolitos dioríticos (Escalona-Alcázar et al., 2009). El complejo está cubierto en disconformidad por el Conglomerado Zacatecas del Paleoceno-Oligoceno Inferior (Escalona-Alcázar et al., 2016). El conglomerado

es de tipo continental y está formado por cinco miembros que se diferencian por el tipo de clastos, estructura, relaciones de contacto y composición. Su parte inferior está formada por el miembro de conglomerado masivo y arenisca que está en discordancia con el de tobas pumicíticas que a su vez está cubierto por el de clastos de granitoide; la parte superior la forman los miembros ricos en arenisca y de clastos de basalto y riolita (Escalona-Alcázar et al., 2016). Cubre al conglomerado la Secuencia Volcánica Terciaria post-Oligoceno Tardío formada por tobas, ignimbritas y derrames riolíticos. El conjunto está cortado por diques y domos de composición riolítica/dacítica (Ponce y Clark, 1988; Escalona-Alcázar et al., 2003 y 2016).

En el área de estudio sólo aflora el miembro de tobas pumicíticas ( $35.77 \pm 0.54$  Ma, U-Pb en circones magmáticos; Escalona-Alcázar et al., 2016) del Conglomerado Zacatecas, el cual está cubierto en disconformidad por un Derrame Riolítico brechado de la Secuencia Volcánica del Terciario. Este derrame está formado por fragmentos cuyo tamaño varía de unos pocos centímetros hasta más de 1 m de diámetro. El derrame posiblemente derivó del Crestón Chino, ubicado 0.5 km al norte de la UACB (Figura 1) y se emplazó a lo largo de un paleocauce orientado aproximadamente N-S.

## Resultados

En este capítulo se presentan los resultados de la cartografía geológica, así como los obtenidos de la interpretación de los radargramas.

### Geología local

La secuencia estratigráfica del área de estudio está formada de la base a la cima por las siguientes unidades litológicas (figuras 5 y 6).

- Conglomerado Zacatecas (Figura 6a): es un conglomerado polimíctico de color rojo,

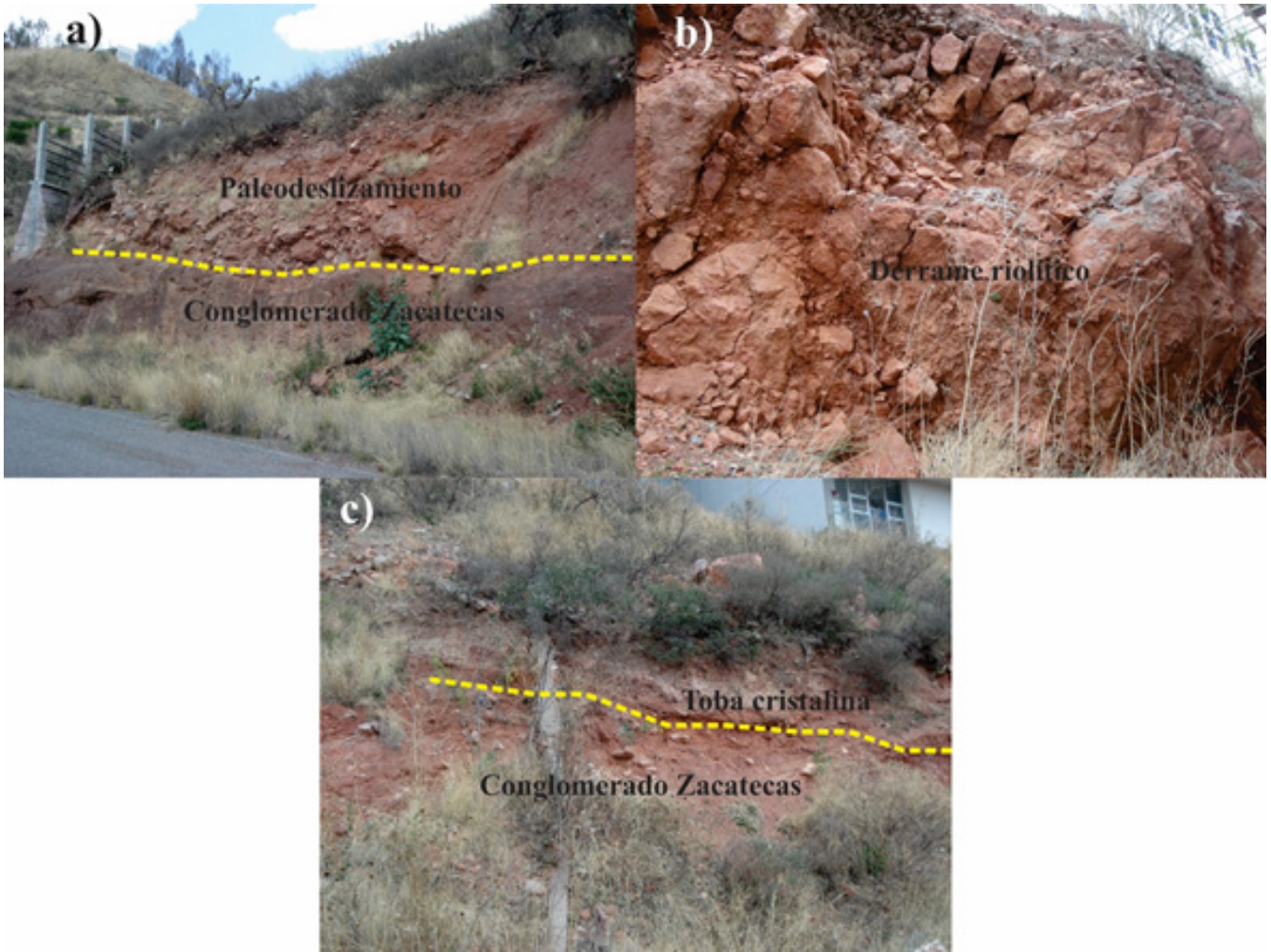


Figura 6. Imágenes de las unidades litológicas del área de estudio: a) En la parte occidental del área de estudio el Conglomerado Zacatecas está cubierto parcialmente por un paleodeslizamiento; b) aspecto brechado del derrame riolítico, en el que también hay desarrollo de fracturas verticales; y c) Conglomerado Zacatecas parcialmente cubierto por una toba cristalina.

soportado por clastos. Los clastos tienen formas subangulares a subredondeadas, la mayoría con un tamaño de 3 cm y son de andesita, diorita, esquisto y cuarcita, en este orden de abundancia. Tiene interestratificados estratos de arenisca conglomerática, cuyos clastos son de la misma composición que en el conglomerado; la diferencia es sólo su tamaño menor e incremento en el contenido de matriz. Los estratos de conglomerado están bien consolidados, mientras que los de arenisca varían de moderados a bien consolidados.

- Toba cristalina (Figura 6c): Sobreyace al CZ e infrayace al derrame riolítico. Sus colores varían de rosa a gris claro, con una textura porfídica y estructura masiva y vesicular. La roca es compacta pero ocasionalmente está fragmentada. Los fenocristales son de plagioclasas, cuarzo y biotita, en una matriz microcristalina y vítrea, moderadamente argilizada. Los fragmentos líticos son de composición riolítica y están oxidados. El espesor del depósito varía de unos pocos centímetros hasta cerca de un metro. Presenta vetillas de cuarzo.

- Derrame riolítico (Figura 6b): Este derrame varía de rosa a rojo. Tiene textura porfídica y su estructura es de autobrechamiento que forma bloques de hasta 50 cm de diámetro o incluso de más de 1 m. El espesor observado en el área de estudio es de poco más de 7 m. Tiene fenocristales de plagioclasas y escaso cuarzo; la estructura de la roca es bandeada. Debido al brechamiento, cuando esta unidad está en taludes con inclinación alta, los bloques pueden desprenderse y caer debido a factores como la lluvia o vibraciones. En la parte NW del edificio de la UACB la pendiente vertical en el Derrame Riolítico pudo ser parte del origen del desprendimiento del bloque (Figura 2).

- Estructura de paleodeslizamiento: El depósito del Conglomerado Zacatecas de la Figura 6a forma un talud en el oeste del edificio de la UACB (Figura 1b). Su espesor máximo es de aproximadamente 3 m y posiblemente se acuña hacia la parte oriental del área de estudio, en donde está cubierto por vegetación y se confunde con materiales de relleno (escombro). El depósito de talud está formado por clastos de tobas líticas y cristalinas, así como por fragmentos de derrames riolíticos bandeados. El tamaño de los clastos es de hasta 50 cm de diámetro, de forma angular y subangular. La matriz es de arena gruesa que contiene fragmentos de rocas volcánicas y algunas del Conglomerado Zacatecas. La gradación de los clastos es de tipo normal. En cambio, el relleno con escombro está formado por clastos de rocas volcánicas ácidas y fragmentos escasos del Complejo Las Pilas (formada por lutitas, derrames de lava y poca diorita, así como cantidades variables de escombro usados en la construcción) por lo que, aunado con la vegetación, dificultan observar el límite entre el paleodeslizamiento y el relleno con escombro. Tanto en el paleodeslizamiento como en el relleno, cuando están soportados por matriz y la pendiente es subvertical, se forman cárcavas que pueden tener hasta 1 m de profundidad y longitud de 2 a 4 m. En la parte

inferior del edificio de la UACB hay bloques de rocas volcánicas de 1 hasta 3 m de diámetro que son similares a los clastos del paleodeslizamiento y del Derrame Riolítico (Figura 3b). Se desconoce si estos clastos se desprendieron por causas naturales o por acción humana.

## Perfiles de georadar

La interpretación de los radargramas se basó en los cambios en la amplitud y la forma de los reflectores, así como su relación con las unidades litológicas y los rasgos observados en la superficie. En las figuras 7 a 9 se muestra la interpretación de los perfiles de georadar hechos con la antena de 100 MHz. En aproximadamente los primeros 2 m de profundidad se observan reflectores subhorizontales que probablemente sean parte del material de relleno para la nivelación de la zona aunque, debido a la longitud de onda, también es probable que no sean reflectores reales sino parte de las reflexiones y refracciones superficiales. En las figuras 8 y 9 la flecha amarilla indica la profundidad en donde, a partir de una zanja para cimentación se observó el contacto entre el relleno y la superficie del derrame riolítico. Esta observación sirvió como referencia para interpretar el relleno en los perfiles. Debajo del primer reflector y hasta un máximo de aproximadamente 10 m se observa el derrame riolítico, el cual desarrolla reflectores que tienen una distribución irregular, probablemente debida al brechamiento. La distribución del derrame riolítico tiene correspondencia con lo que se observa en la superficie (Figura 5), y es probable que la parte superior esté a menos de 1.5 m de profundidad. El fracturamiento que se observa en las figuras 7 y 8 corta al derrame riolítico y al Conglomerado Zacatecas, mientras que en la Figura 9, entre 80 y 90 m, parece que también afecta al material de relleno, quizás debido a que son fracturas por acomodo (p. ejem. Carreón-Freyre y Cerca, 2006). La forma irregular de la base del Derrame Riolítico sugiere que se emplazó a lo largo de paleocauces. La

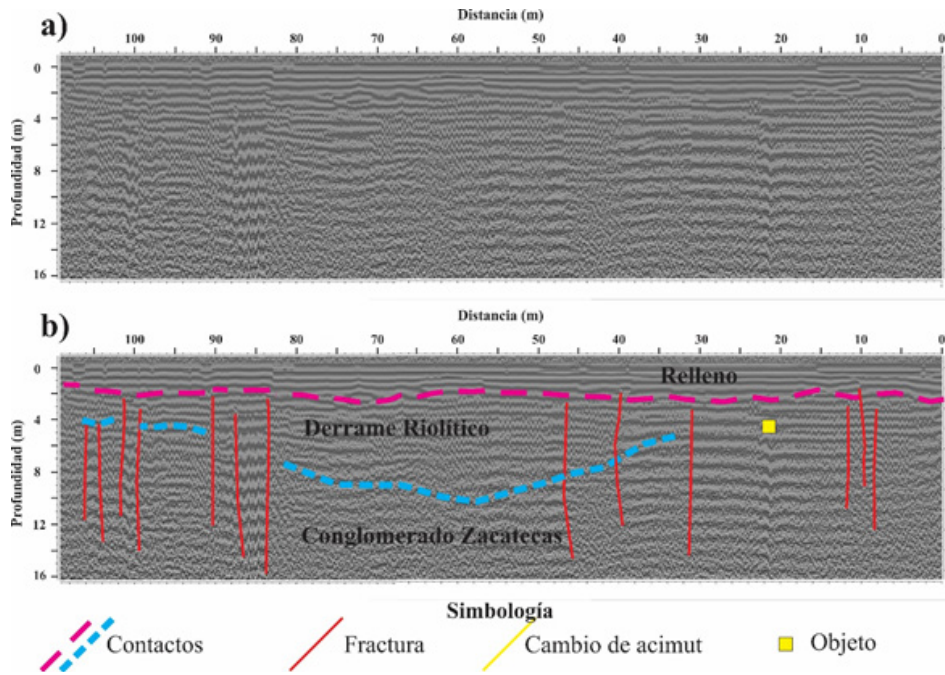


Figura 7. Perfil 1 hecho con la antena de 100 MHz; la ubicación y sentido de obtención de los perfiles de las figuras 7 a 10 se muestran en la Figura 5. a) radargrama sin interpretar, y b) radargrama interpretado.

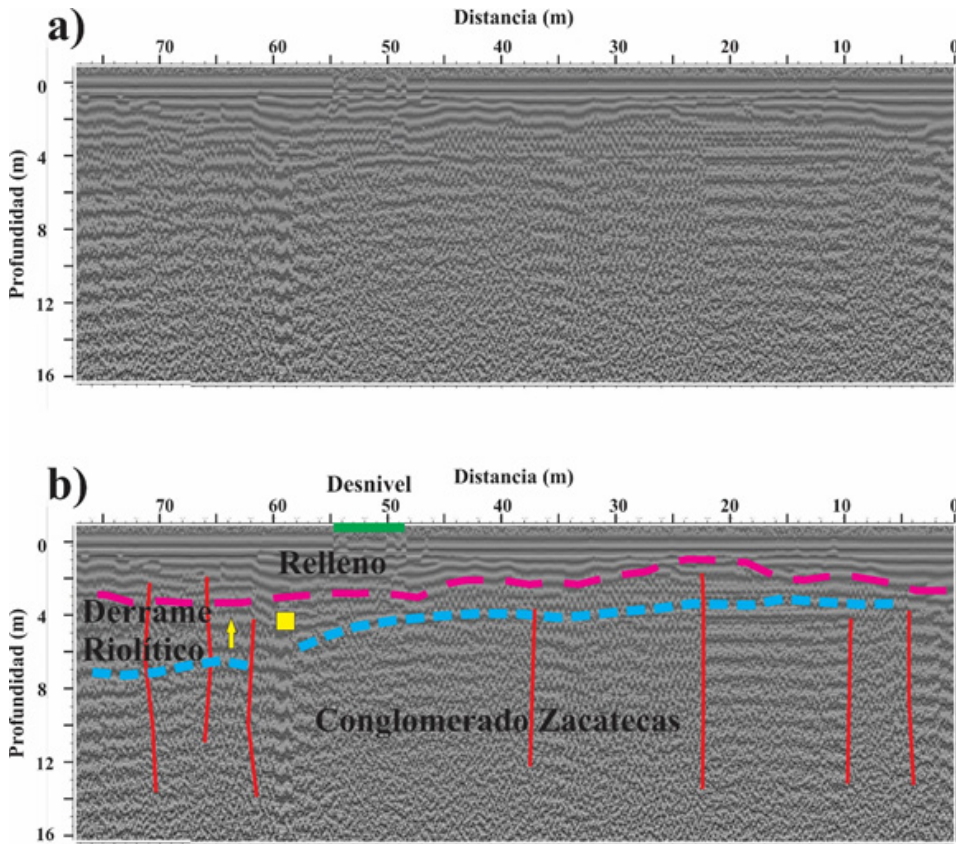


Figura 8. Perfil 2 hecho con la antena de 100 MHz. a) radargrama sin interpretar, y b) radargrama interpretado. La simbología es la misma que en la Fig. 7. La línea verde horizontal es un desnivel y la flecha amarilla indica el sitio donde se observó, en una zanja excavada, el contacto del relleno con el Derrame Riolitico a aproximadamente 4 m de profundidad.

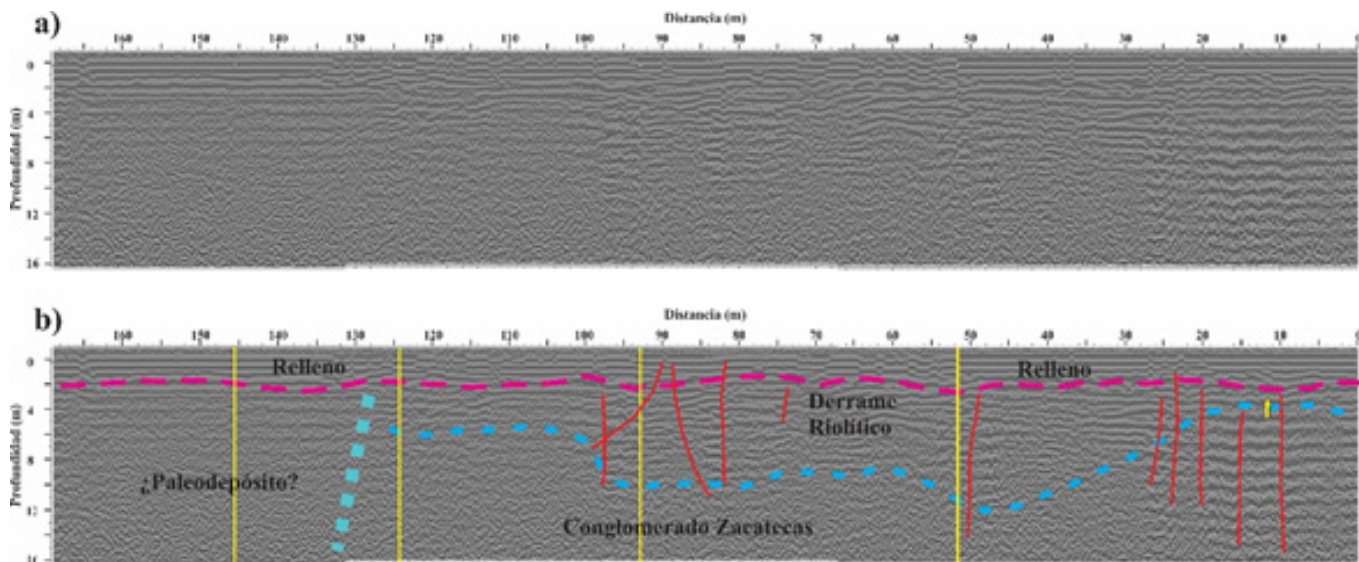


Figura 9. Perfil 3 hecho con la antena de 100 MHz. a) radargrama sin interpretar, y b) radargrama interpretado. La simbología es la misma que en la Fig. 7. La flecha amarilla es el contacto observado del relleno con el Derrame Riolítico.

toba cristalina no se observa, posiblemente porque su espesor es de menos de 1 m y se confunde con el Conglomerado Zacatecas. En la Figura 9 la pérdida en la continuidad lateral de la señal y de los reflectores posiblemente se deba al paleodeslizamiento que tiene gradación normal y a que hacia la cima predominan los materiales de grano fino, desde arenas hasta arcillas, lo que posiblemente provoque la pérdida de la señal y de la definición de los reflectores.

En la Figura 10 se muestran los perfiles hechos en la planta baja del edificio de la UACB. Estos perfiles se realizaron para tratar de identificar fracturas u oquedades como las que se observan en el exterior (Figura 3). Se puede observar que el espesor del relleno y emparejamiento de esta área es de alrededor de 1 m y debajo está el Derrame Riolítico. Las fracturas del Derrame Riolítico se prolongan hasta el material de relleno, aunque aparentemente no llegan a la parte superior. Además, las fracturas son continuas en los tres perfiles (indicado como “Lineamiento” en la Figura 5) y, además, si se unieran, formarían estructuras perpendiculares a la pendiente del terreno y paralelas a las observadas fuera del edificio (Figura 3b). Es importante mencionar

que en la planta baja no se observaron fracturas en las paredes ni en el piso, lo que sugiere que aún no hay movimiento o es casi nulo.

## Discusión

El paleodeslizamiento del área de estudio (Figura 6a) es un movimiento de traslación que está formado por las rocas de la parte superior (Crestón Chino, Figura 1) y ocasionalmente tiene fragmentos del Conglomerado Zacatecas. En los alrededores de la ciudad de Zacatecas (Figura 1a) son comunes los movimientos de traslación de longitud menor que 700 m (Escalona-Alcázar et al., 2012). La gradación normal del paleodeslizamiento sugiere que el movimiento pudo haber sido lento.

La parte del edificio de la UACB que está sobre el paleodeslizamiento y el relleno representa una carga sobre esos materiales que no están consolidados (Figura 11a). La presión que ejerce esta construcción hace que los materiales se compacten y que pierdan porosidad y permeabilidad. Sin embargo, la presencia de superficies libres, como las que están en la parte sur del edificio de la UACB, aunada a la

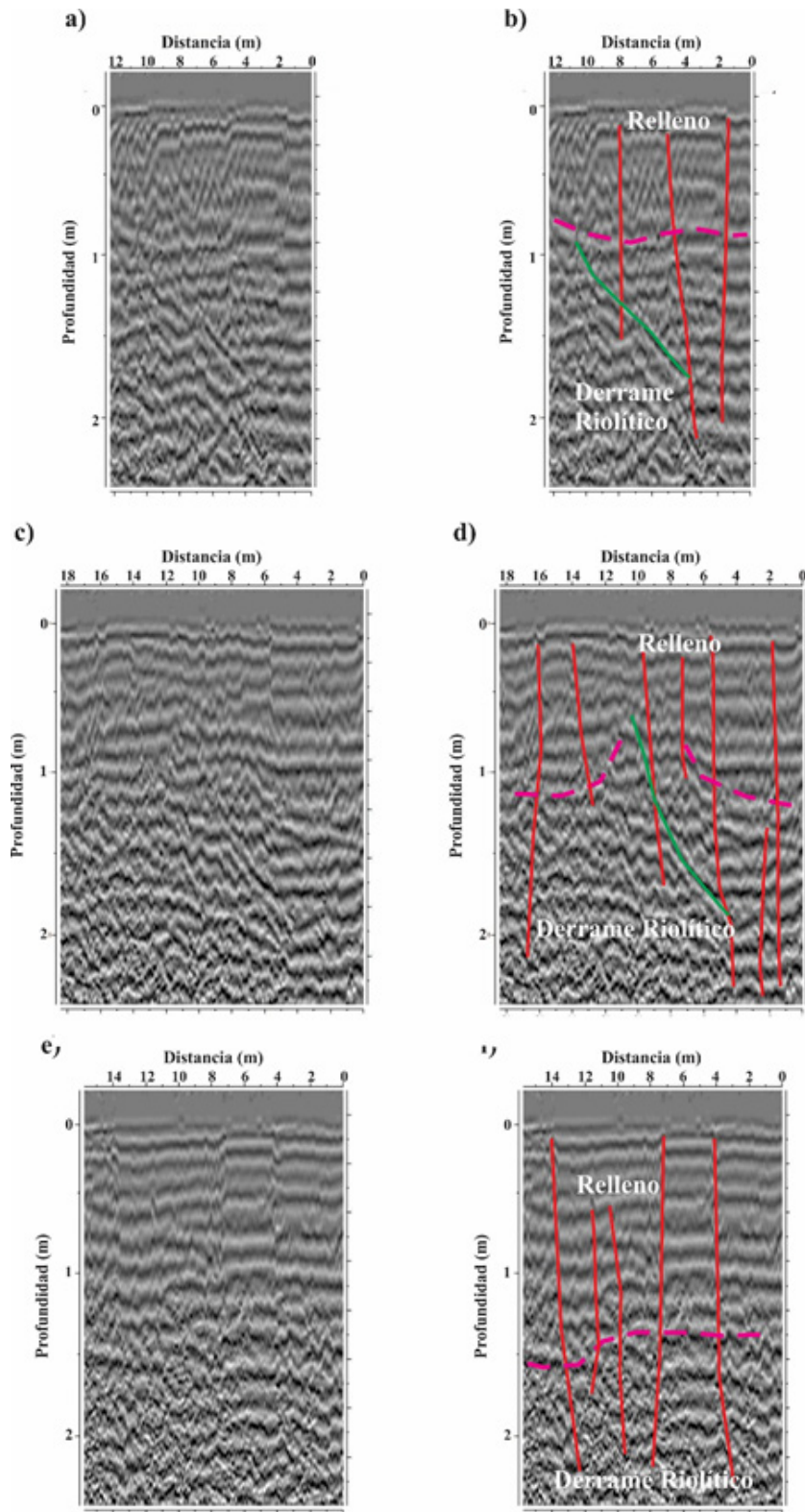


Figura 10. Perfiles 4, 5 y 6 hechos en la planta baja del edificio de la UACB hechos con la antena de 500 MHz. Los radargramas del lado derecho son los perfiles sin interpretar, mientras que del lado izquierdo están interpretados: “a” y “b” son el perfil 4; “c” y “d” son el perfil 5 y “e” y “f” son el perfil 6. La simbología es la misma que en la Fig. 7. La línea verde en “b” y “d” posiblemente sea una falla.



Figura 11. a) Imagen del edificio de la Unidad Académica de Ciencias Biológicas (UACB) viendo hacia el oeste y el nuevo anexo. Los perfiles de georadar hechos con la antena de 500 MHz fueron en la planta baja del edificio que empezó a utilizarse en 2010. b) En la parte sur del edificio de la UACB se observa el material de relleno y la formación de cárcavas (flechas azules); la línea negra discontinua muestra una fractura perpendicular a la pendiente. De la cabecera de la cárcava de la parte izquierda de la figura hacia el edificio hay una distancia aproximada de 4 m.

pendiente subvertical provocan que los agentes geomórficos, principalmente el agua y la gravedad, formen un frente de erosión (Figura 11b). Este frente se manifiesta como cárcavas y fracturas perpendiculares a la pendiente, así como filtración de agua. Las fracturas perpendiculares a la pendiente incrementan la porosidad y permeabilidad que, junto con las cárcavas forman sitios en donde se facilita la remoción de materiales y el avance del frente de erosión pendiente arriba (Figura 11b). En la Figura 11b se observa la parte sur del edificio de la UACB en donde hay formación de cárcavas. La forma como se puede mitigar el avance del frente de erosión y sus efectos en el edificio es colocando vegetación, tubos para drenar los fluidos y anclas (Sidle y Ochiai, 2006; Highland y Bobrowsky, 2008). Uno de los elementos que no se consideran en la mitigación es el efecto que la distribución de las distintas facies y la distribución de la granulometría del relleno (especialmente los bloques) generan cuando se aplica una carga (Carreón-Freyre y Cerca, 2006). En los radargramas realizados en la parte externa (figuras 7 a 9) se delimitó un contacto irregular y algunas fracturas que posiblemente son parte del acomodo natural del edificio. Las fracturas definidas con la antena de 500 MHz (figuras 5 y 10) son abundantes y

perpendiculares a la pendiente; sin embargo, son someras pero es necesario monitorearlas porque con la construcción de la nueva área en la entrada del edificio de la UACB pueden desarrollarse y afectar el inmueble (Figura 11a). El límite oriental del paleodeslizamiento es poco claro en los radargramas, por lo que no es clara su ubicación debajo del edificio de la UACB.

La caída de los bloques del derrame riolítico que ocurrió en junio de 2016 se debió a la precipitación de entre 50 y 75 mm en dicho mes (datos de la CONAGUA). Aunque no se tiene la distribución de la precipitación diaria en ese periodo, el evento en el que ocurrió el colapso fue durante una lluvia torrencial. En la Figura 6b se observa el fracturamiento intenso de esta unidad litológica, por lo que no se descarta la caída de más bloques en el futuro. El tamaño de los bloques que están en la parte superior de la Figura 6b varía de 30 a 40 cm, por lo que, si se hace una simplificación a una forma cúbica, el volumen sería de 0.064 m<sup>3</sup> que considerando la densidad de la roca (2,350 a 2,700 kg/m<sup>3</sup>), implica que la masa mínima de uno de estos bloques puede ser de alrededor de 150 kg.

## Conclusiones

A partir del análisis geológico y de los datos de georadar se concluye que:

- 1) En el área de estudio hay tres unidades litológicas que de la base a la cima son: Conglomerado Zacatecas, Toba Cristalina y Derrame Riolítico. Este último fue emplazado a lo largo de un paleocauce.
- 2) Hay un paleodeslizamiento cuyo límite oriental, es decir, debajo del edificio de la UACB, no está bien definido y se enmascara por el relleno, por lo que no se pueden diferenciar sus efectos en el edificio de la UACB.
- 3) El brechamiento del Derrame Riolítico es intenso, por lo que no se descarta que puedan caerse más bloques. Para mitigar o retardar su caída se pueden colocar drenes que canalicen el agua de lluvia, así como poner anclas y malla o lechada.
- 4) En los radargramas realizados en la planta baja se observó la aparente continuidad de las fracturas (lineamientos) perpendiculares a la pendiente del terreno y paralelas a las observadas en la parte inferior, fuera del edificio. Con la construcción de la nueva parte del edificio de la UACB es necesario monitorear si hay la formación de fracturas en paredes y pisos o la ruptura de tubería, principalmente en la planta baja.
- 5) Los movimientos por acomodo o caída de bloques tienen mayor probabilidad de ocurrencia durante la temporada de lluvias. En 2016 la caída de bloques ocurrió cuando la lluvia mensual fue de entre 50 y 75 mm, por lo que este pudiera ser un umbral de precipitación.

## Agradecimientos

Los autores agradecen el apoyo de Víctor Hugo Puente en la realización de los perfiles de georadar; así como a la Dra. Marisa Mercado, Directora de la Unidad Académica de Ciencias Biológicas, por las facilidades para realizar este trabajo. Este trabajo es parte del proyecto

UAZ-2018-37580 "Identificación y análisis de zonas de riesgo geológico y geomorfológico en la zona urbana de Zacatecas" bajo la responsabilidad de Felipe Escalona. Los autores agradecen los comentarios hechos por Manuel Contreras, Luis Delgado y un revisor anónimo cuyas observaciones permitieron mejorar este documento

## Bibliografía

- Beltrán-Zhizhko, G. A., Escalona-Alcázar, F. J., Núñez-Peña, E. P., Bluhm-Gutiérrez, J. Valle-Rodríguez, S. y Esparza-Martínez, A., 2014. Exploración del suelo y subsuelo con un georadar en sitios selectos de la periferia de la zona urbana de Zacatecas y Guadalupe, Zacatecas, México. *GEOS*, 34 (2), 1-14.
- Burckhardt, C., 1906. Sobre el descubrimiento del Trias marino en Zacatecas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, II, p. 43-46.
- Carreón-Freyre, D. y Cerca, M., 2006. Delineating the near-surface geometry of the fracture system affecting the Valley of Querétaro, Mexico: Correlation of GPR signatures and physical properties of sediments. *Near Surface Geophysics*, 4, p. 49-55.
- Centeno-García, E. y Silva-Romo, G., 1997. Petrogénesis and tectonic evolution of central Mexico during Triassic-Jurassic time. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14 (4), p. 244-260.
- 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*, 11 (1), 106-112.
- Escalona-Alcázar, F.J., 2010. Evaluación preliminar de los riesgos debidos a la geomorfología de la zona urbana Zacatecas Guadalupe y sus alrededores. *GEOS* 29(2), p. 252-256.

- 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*, 23 (1), 2-16.
- Escalona-Alcázar, F.J., Delgado-Argote, L.A., Weber, B., Núñez-Peña, E.P., Valencia, V.A y Ortiz-Acevedo, O., 2009. Kinematics and U-Pb dating of detrital zircons from the Sierra de Zacatecas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (1), p. 48-64.
- Escalona-Alcázar, F.J., Delgado-Argote, L.A. y Rivera-Salinas, A.F., 2010. Assesment of land subsidence associated with intense erosion zones in the Zacatecas and Guadalupe quadrangles, Mexico. In, Carreón-Freyre D., Cerca M. y Galloway D. (eds), *Land Subsidence, Associated Hazards and the Role of Natural Resources Development*. October 17-22, Queretaro, Mexico. IAHS Publication 339, p. 210-212.
- Escalona-Alcázar, F. J., Escobedo-Arellano, B., Castillo-Félix, B., García-Sandoval, P., Gurrola-Menchaca, L. L., Carrillo-Castillo, C., Núñez-Peña, E.P., Bluhm-Gutiérrez, J. y Esparza-Martínez, A., 2012. A geologic and geomorphologic analysis of the Zacatecas and Guadalupe quadrangles in order to define hazardous zones associated with the erosion processes. In, Curkovic S. (ed.) *Sustainable Development - Authoritative and Leading Edge Content for Environmental Management*. 18: 411-434.
- Escalona-Alcázar, F.J., Solari, L., García y Barragán, J.C., Carrillo-Castillo, C., Bluhm-Gutiérrez, J., García-Sandoval, P. Nieto-Samaniego, A.F. y Núñez-Peña, E.P., 2016. The Palaeocene-early Oligocene Zacatecas conglomerate, Mexico: sedimentology, detrital zircon U-Pb ages, and sandstone provenance. *International Geology Review*, 58 (7), p. 826-848.
- Gobierno del Estado de Zacatecas, 1989. Código Urbano del Estado de Zacatecas. Oficialía Mayor de Gobierno, Administración del Periódico Oficial, 21, 94 pp.
- Gobierno del Estado de Zacatecas (1992-1998), 1997. Atlas Estatal de Riesgos, 80 pp.
- Gobierno del Estado de Zacatecas, 2007. Atlas de Riesgos de la ciudad de Zacatecas, 119 pp.
- Gobierno del Estado de Zacatecas, 2011, Decreto No. 189 Ley de Protección Civil para el Estado de Zacatecas. Periódico Oficial 67, 63 pp.
- Gobierno del Estado de Zacatecas, 2016. Programa de Desarrollo Urbano de Zacatecas-Guadalupe 2016-2040, 443 pp.
- Gobierno del Estado de Zacatecas, 2017. Reglamento Interno de la Secretaría de Desarrollo Urbano, Vivienda y Ordenamiento Territorial. Periódico Oficial 61, 45 pp.
- Highland, L. y Bobrowsky, P., 2008. The landslide handbook- A guide to understanding landslides. United States Geological Survey, Circular 1325, 129 pp.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2015. Conjunto de datos vectoriales de información topográfica escala 1:50,000 serie III. F13B58 (Zacatecas).
- Ortega-Flores, B., Solari, L. y Escalona-Alcázar, F.J., 2016. The Mesozoic successions of western Sierra de Zacatecas, central Mexico: provenance and tectonic implications. *Geological Magazine*, 153 (4), p. 696-717.

Periódico Oficial del Estado de Zacatecas, 2013. Ley de Planeación para el Desarrollo del Estado de Zacatecas. Reforma del 17 de julio de 2013, 21 pp.

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*, 83, p. 1668-1682.

Secretaría de Economía, 2011. Norma Mexicana NMX-R-003-SCFI-2001. Escuelas-selección del terreno para construcción-requisitos, 32 pp.

Sidle, R.C. y Ochiai, H., 2006. Landslides: processes, prediction, and land use. American Geophysical Union, Water Resources Monograph 18, 312 pp.

Tristán-González, M., Aguirre-Díaz, G.J., Labarthe-Hernández, G., Torres-Hernández, J.R. y Bellon, H., 2009. Post-Laramide and pre-Basin and Range deformation and implications for Paleogene (55-25 Ma) volcanism in central Mexico: A geological basis for a volcano-tectonic stress model. *Tectonophysics*, 471, p. 136-152.

Yta, M., Moreno-Tovar, R., Cardona-Patiño, F. y Córdova-Méndez, D.A., 2003. Contribución a la definición de superposición de eventos metalogénicos en el yacimiento de Francisco I. Madero. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20 (2), p. 124-132.

Recibido: 2 de mayo de 2018

Corregido por el autor: 21 de febrero de 2019

Aceptación: 28 de febrero de 2019



## ¿Ha impactado el TLCAN los recursos de agua y uso del suelo en la frontera de México y EE.UU.?

Enrique R. Vivoni y Theodore J. Bohn

Arizona State University

vivoni@asu.edu

Las recientes negociaciones del Tratado de Libre Comercio de América del Norte (TLCAN) entre Estados Unidos (EE.UU.), México y Canadá han hecho visible la relación estrecha que existe entre la manufactura automotriz y el comercio de los productos agrícolas. Desde su inicio, en 1994, el TLCAN ha transformado las condiciones socioeconómicas a lo largo de los 3,000 km de la frontera entre México y EE.UU., en parte, por las inversiones grandes relacionadas con la infraestructura agrícola y manufacturera. Si bien el TLCAN incluye disposiciones para la protección del medio ambiente en ciertos sectores, se ha prestado poca atención al uso de los recursos naturales que han sido requeridos para la expansión económica. *¿Qué consecuencias ha tenido el TLCAN en los recursos de agua y uso del suelo en la frontera de EE.UU.-México?* Esta pregunta es de importancia vital para la región debido a su clima árido y al hecho de que la disponibilidad de agua está en el centro de las actividades económicas.

Para abordar esta pregunta, cuantificamos los cambios en el uso del suelo durante el período de 1992 a 2011 y sus efectos sobre el suministro y demanda de agua en la frontera de EE.UU.-México (Bohn et al. 2018). Este esfuerzo requirió el uso de varios registros de datos de los gobiernos mexicano y estadounidense e imágenes satelitales y su combinación con un modelo de las condiciones hidrológicas para los paisajes naturales, agrícolas y urbanos de la frontera. El modelo simuló una región que consta de porciones de seis estados de EE.UU. y doce estados mexicanos, o aproximadamente 1.7 millones de km<sup>2</sup>, con una resolución espacial alta (6 km) y temporal (diaria) para generar

estimaciones de los cambios en el uso del suelo después del TLCAN (ver detalles de las simulaciones en Bohn et al., 2018). Este trabajo es la primera evaluación integral de cómo se ha modificado la cobertura terrestre a lo largo de la frontera de EE.UU.-México, su impacto en las demandas de agua de los diferentes sectores, y las implicaciones de estos cambios en la sustentabilidad regional.

Los principales hallazgos se pueden resumir de la siguiente manera. Durante el período de estudio, los cambios en el uso del suelo fueron considerablemente diferentes entre EE.UU. y México (Tabla 1). EE.UU. experimentó altos niveles de crecimiento urbano (16,000 km<sup>2</sup>), mientras que México tuvo una expansión impresionante del área agrícola (18,000 km<sup>2</sup>). Cuando se vincularon estos cambios de uso del suelo con las demandas de agua de cada sector, se observó una disminución neta en el uso del agua en EE.UU., mientras que México aumentó su consumo en aproximadamente la misma cantidad (Tabla 1). En consecuencia, la región en general no experimentó cambio neto en el uso del agua desde el establecimiento del TLCAN. Además, los cambios en el uso del suelo favorecieron a aquellos sectores con menores tasas de uso del agua en cada país, lo que indica que la disponibilidad de agua es un factor decisivo en la expansión económica.

Cuando se observa la región entera, a primera vista se podría concluir que el aumento de las actividades agrícolas y de manufactura han sido apoyadas por casi la misma cantidad de agua durante el período de estudio. Sin embargo, un análisis más detallado de los resultados dentro

Tabla 1: Cambios en el área de la tierra y el uso del agua en Estados Unidos y México entre 1992 y 2011. "Total" se refiere a toda el área de estudio en Estados Unidos y México, mientras que la "Suma" se refiere a la suma de los tipos de uso de tierra urbana y agrícola. Adaptado de Bohn et al. (2018).

| Uso del suelo | Año    | Área de la Tierra (km <sup>2</sup> ) |         |         | Uso del Agua (km <sup>3</sup> /año) |        |       |
|---------------|--------|--------------------------------------|---------|---------|-------------------------------------|--------|-------|
|               |        | EE.UU.                               | México  | Total   | EE.UU.                              | México | Total |
| Urbano        | 1992   | 67,983                               | 4,775   | 72,758  | 3.2                                 | 0.9    | 4.1   |
|               | 2011   | 83,921                               | 7,716   | 91,637  | 4.5                                 | 1.3    | 5.8   |
|               | Cambio | 15,938                               | 2,941   | 18,879  | 1.3                                 | 0.4    | 1.7   |
| Agrícola      | 1992   | 139,108                              | 132,777 | 271,885 | 50.4                                | 19.0   | 69.4  |
|               | 2011   | 140,918                              | 150,785 | 291,703 | 46.4                                | 21.8   | 68.2  |
|               | Cambio | 1,810                                | 18,008  | 19,819  | -4.0                                | 2.8    | -1.2  |
| Suma          | 1992   | 207,091                              | 137,552 | 344,643 | 53.6                                | 19.9   | 73.5  |
|               | 2011   | 224,839                              | 158,501 | 383,340 | 50.9                                | 23.1   | 74.0  |
|               | Cambio | 17,748                               | 20,949  | 38,697  | -2.7                                | 3.2    | 0.5   |

de cada país revela que México ha consumido grandes cantidades de agua, mientras que EE.UU. ha experimentado un ahorro de agua, con relación al período anterior al TLCAN. Aparentemente el TLCAN ha creado una *transferencia implícita* al consumo de agua en la agricultura mexicana para apoyar la producción de alimentos para abastecer a ambos países, mientras que EE.UU. ha convertido tierras agrícolas en áreas urbanas con mayor valor comercial<sup>1</sup>. Más importante aún, el aumento en la demanda de agua en México ha tenido consecuencias ambientales negativas incluyendo la conversión de ecosistemas naturales a pastizales y tierras de cultivo, la sobreexplotación y salinización de acuíferos subterráneos y la reducción de flujo en los principales ríos utilizados para la agricultura.

<sup>1</sup> Esta transferencia de agua implícita está integrada dentro de un conjunto más amplio de intercambios que surgen del TLCAN entre otras regiones de EE.UU. y México fuera del área del estudio.

Nuestro análisis respalda una visión más sombría de los efectos del TLCAN en la región fronteriza de EE.UU. y México. La expansión económica ha reorientado el uso de recursos para apoyar la conservación del agua en las ciudades de alto crecimiento de EE.UU., por ejemplo, en Phoenix, Arizona. En contraste, la expansión agrícola y urbana en México ha impactado los recursos naturales y afectado acuíferos subterráneos y las cuencas hidrográficas. Parecería que los impactos ambientales en México son una externalidad por la cual se logra una *sustentabilidad ilusoria* en los Estados Unidos. Por lo tanto, es importante tener los usos de suelo y del agua en los acuerdos comerciales y los tratados bilaterales entre los Estados Unidos y México. De hecho, existe un complejo sistema de gestión para las entregas anuales de agua entre EE.UU. y México en los tratados del Río Colorado y el Río Grande. Sin embargo, la cantidad de agua entregada desde EE.UU. a México en estos tratados es sólo alrededor de la mitad del aumento en el consumo de agua en México debido a la expansión

económica de 1992 a 2011 (3.2 km<sup>3</sup> por año, Tabla 1). El hecho de no haber establecido un sistema de gestión del uso del suelo y del agua en el TLCAN es una evidencia clara de la falta de prevención y planeación en el manejo de los recursos durante la formulación inicial y la renegociación de este tratado.

Las tendencias regionales en el uso del suelo y del agua claramente requieren un análisis más detallado por parte de las agencias encargadas del manejo de recursos naturales y las comunidades científicas en EE.UU. y México. Este trabajo se beneficiaría de los recursos analíticos de los gobiernos locales, estatales y nacionales. Se necesita el conocimiento de otras disciplinas (economía, ciencias políticas, derecho, agronomía, planificación urbana, ecología, ciencias de la tierra) para estudiar las dimensiones complejas del consumo de recursos que surgen a partir de los acuerdos comerciales. Por consiguiente, éste es un llamado a la acción para que los especialistas en estudios sobre las relaciones entre EE.UU. y México contribuyan a contestar la pregunta planteada en este artículo y así ampliar la evaluación de la sustentabilidad fronteriza. Trabajar juntos en temas de importancia como el TLCAN fortalecerá las relaciones entre EE.UU. y México, que son necesarias para abordar los desafíos de sustentabilidad y superar la retórica política.

### **Bibliografía**

Bohn, T.J., Vivoni, E.R., Mascaro, G., and White, D.D. 2018. Land and Water Use Changes in the US-Mexico Border Region, 1992 to 2011. *Environmental Research Letters*. 13: 114005.

Recibido: 7 de mayo de 2019

Aceptación: 12 de mayo 2019



## 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](http://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](mailto:ldelgado@cicese.mx)

Liga Pérez Cruz (UNAM)  
[perezcruz@geofisica.unam.mx](mailto: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).

La 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](http://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.

## 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/cm<sup>3</sup>  
presión en bar

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.

## 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.

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://>

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



---

**Con un cordial saludo**

**Luis A. Delgado Argote y Víctor H. de la Luz**  
**Editores**



# **GEOS**

Información con:

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

