



## Secuencia vulcano-sedimentaria La Esperanza (Cretácico Inferior) al norte de Guanajuato, México: Importancia en la exploración de sulfuros masivos vulcanogénicos

Jorge Jaime Mengelle-López<sup>1,\*</sup>, Carles Canet<sup>2</sup>, Rosa María Prol-Ledesma<sup>2</sup>,  
Eduardo González-Partida<sup>3</sup>, Antoni Camprubí<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México D.F., México

<sup>2</sup> Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F., México

<sup>3</sup> Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Boulevard Juriquilla 3001, 76230 Santiago de Queretaro, Qro., México

<sup>4</sup> Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, Delegación Coyoacán, 04510 México, D.F., México

\* mengelo@geofisica.unam.mx

### Resumen

Al norte y en las inmediaciones de la Ciudad de Guanajuato, aflora una secuencia vulcanosedimentaria marina que contiene dos indicios mineralizados pertenecientes a la tipología de los sulfuros masivos vulcanogénicos o VMS: Los Mexicanos con Fe–Cu–Zn, y Guapillos con Fe–Cu–Pb–Zn±Au–Ag. Esta secuencia está conformada, de base a cima, por: (a) rocas piroclásticas vítreas submarinas con fragmentos líticos de composición andesítica, (b) intercalaciones de flujos de lava andesítica, calizas laminares, areniscas conglomeráticas con clastos de andesita y lutitas negras, (c) flujos de lavas de andesita, dacita y riolita, y (d) lutitas negras con intercalaciones de rocas piroclásticas riolíticas. Esta secuencia está cortada por cuerpos subvolcánicos de composición granítica. Las rocas volcánicas submarinas tienen una composición calcialcalina, mientras que la firma geoquímica de elementos traza (incluyendo REE) de las andesitas, sugieren que estas rocas se formaron en una cuenca de tras-arco asociada a un arco de islas oceánico. Este ambiente favoreció el desarrollo de vulcanismo submarino. El vulcanismo félsico, de carácter explosivo y probablemente asociado a calderas submarinas, propició el desarrollo de sistemas hidrotermales submarinos. En particular, los procesos formadores de depósitos VMS en toda la secuencia vulcanosedimentaria en la Sierra de Guanajuato se asocian al vulcanismo dacítico-riolítico.

Palabras clave: depósitos VMS, calcialcalino, tholeiítico, cuenca de tras-arco, hidrotermal.

### Abstract

*In the vicinity of the city of Guanajuato, a marine volcanosedimentary sequence crops out hosting two volcanogenic massive sulfide (VMS) occurrences: Los Mexicanos with Fe–Cu–Zn, and Guapillos with Fe–Cu–Pb–Zn±Au–Ag. This sequence, from base to top, consists of: (a) submarine vitreous tuffs with clasts of andesitic composition, (b) interbedded andesitic lavas, laminar limestones, conglomeratic sandstones with andesite clasts and black shales, (c) lava flows of andesitic, dacitic and rhyolitic composition, and (d) black shales with interbedded rhyolitic pyroclastic deposits. This sequence is intruded by subvolcanic bodies of granitic composition. The submarine volcanic rocks are calc-alkaline, while the trace element signature (including REE) of andesites, suggests that these rocks formed in a back-arc basin associated to an oceanic island arc. This setting favoured the development of submarine volcanism.*

Moreover, the development of submarine hydrothermal systems was triggered by felsic volcanism of explosive and submarine nature, probably associated to submarine calderas. The processes of formation of VMS deposits in the sequence in the Sierra de Guanajuato are associated to dacitic-riolitic volcanism.

*Keywords:* VMS deposits; calc-alkaline; tholeiitic; back-arc basin; hydrothermal.

## 1. Introducción

El Estado de Guanajuato ha sido durante siglos objeto de una intensa exploración y explotación minera, especialmente por metales preciosos, los cuales se hallan principalmente en depósitos epitermales asociados al vulcanismo continental ácido del Terciario (*e.g.*, Querol *et al.*, 1991). Sin embargo, en las rocas vulcanosedimentarias marinas del Mesozoico existen indicios de mineralización de sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS o *volcanogenic massive sulphide deposits*), los cuales están mucho menos estudiados que los depósitos epitermales (Saldaña, 1991; Miranda-Gasca, 2000).

La estratigrafía de la secuencia de rocas vulcanosedimentarias del Mesozoico en la Sierra de Guanajuato (SG) y varios estudios geoquímicos, principalmente enfocados a las rocas basálticas, han permitido establecer algunos modelos tectónicos (Servais *et al.*, 1981; Corona-Chávez, 1988; Lapierre *et al.*, 1992; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992; Freydier *et al.*, 1996). Sin embargo, la estratigrafía y la geoquímica de las rocas andesíticas y dacíticas-riolíticas submarinas no han sido previamente estudiadas en la SG.

La porción inferior de la secuencia está representada por ofiolitas (Complejo Ofiolítico de San Juan de Otates, Servais *et al.*, 1981; Ofiolita Barbosa, Quintero-Legorreta, 1992), en cuya base hay cuerpos plutónicos ultramáficos. Estas unidades descritas como ofiolitas se hallan cubiertas por series sedimentarias las cuales se conocen como (a) Formación Arperos (FA), en la región central de dicha sierra (Fryeder *et al.*, 1996), (b) Formación La Esperanza (la denominaremos Unidad Esperanza, UE), establecida a partir de la descripción de afloramientos reducidos y aislados hacia el sureste de la SG (Echegoyen, 1978; Servais *et al.*, 1981; Corona-Chávez, 1988; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992). Por otro lado, Ortiz-Hernández *et al.* (1992) consideraron una unidad estructural alóctona, que denominaron informalmente como Unidad Basáltica La Luz (UL), que se localiza al suroccidente de la SG.

En este trabajo denominaremos en conjunto la FA y la UE como Secuencia Vulcanosedimentaria Mesozoica de Guanajuato (SVMG). La importancia de la UE radica en que aloja, a lo largo de la SG, varios indicios mineralizados de tipo VMS, además de presentar extensas zonas de alteración hidrotermal (Martínez-Reyes *et al.*, 1995). Desde el punto de vista de exploración de yacimientos minerales, se han desarrollado estudios puntuales dentro de la UE

(depósitos de El Gordo y Gavilanes; Hall y Torres-Gómez, 2000a,b); sin embargo, aún no se ha evaluado el potencial geológico-minero de su espesor total y ni de la parte basal de la SVMG (FA).

En este trabajo se presenta una descripción de la estratigrafía y geoquímica de las rocas volcánicas submarinas de una porción de la UE, en el área de la Cuenca la Esperanza, con el propósito de inferir el ambiente tectónico y estimar el potencial geológico-minero de esta unidad, con especial énfasis en los depósitos de tipo VMS. De este modo, se pretende mostrar el valor de la SVMG como metalotecto para metales base.

## 2. Marco geológico de la Sierra de Guanajuato

La SG se ubica en la parte noroccidental del Estado de Guanajuato, con una longitud de 80 km y 30 km de anchura, orientada al NW-SE, y altitudes que exceden los 2600 msnm. (Figura 1). Es una región geológicamente compleja debido a que comprende la zona de sutura entre el arco volcánico oceánico del Jurásico Superior del Terreno Guerrero y el margen continental de Norteamérica (*e.g.*, Freydier *et al.*, 2000), además de que se sitúa en el límite entre la Mesa Central y el Cinturón Volcánico Transmexicano (Aranda-Gómez *et al.*, 1989).

A lo largo de la SG aflora un complejo máfico-ultramáfico de carácter ofiolítico, denominado informalmente como Complejo Ofiolítico de San Juan de Otates por Servais *et al.* (1981) y Ofiolita Barbosa por Quintero-Legorreta (1992), constituido por peridotitas serpentinizadas, harzburgitas y escasas wehrlitas y piroxenitas, además de basaltos almohadillados y masivos, éstos cortados por diques doleríticos y cuarzo-dioríticos (Servais *et al.*, 1981; Corona-Chávez, 1988; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992; Quintero-Legorreta, 1992; Ortiz-Hernández *et al.*, 2003). Hacia la cima las rocas sedimentarias corresponden a calizas, lutitas silíceas, calizas pelágicas, lutitas con radiolarios y turbiditas de grano fino, depositadas en lo que han denominado la Cuenca de Arperos (FA) (Lapierre *et al.*, 1992). Este complejo vulcanosedimentario está emplazado como escamas tectónicas. Hacia el SE de la SG, se localiza la unidad alóctona UL, donde su litología predominante es: (a) hacia la base, lavas basálticas, tanto masivas como almohadilladas (Martínez-Reyes, 1987; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992), con intercalaciones de pedernal y piroclastitas básicas y más raramente rocas vulcanodetríticas, y (b)

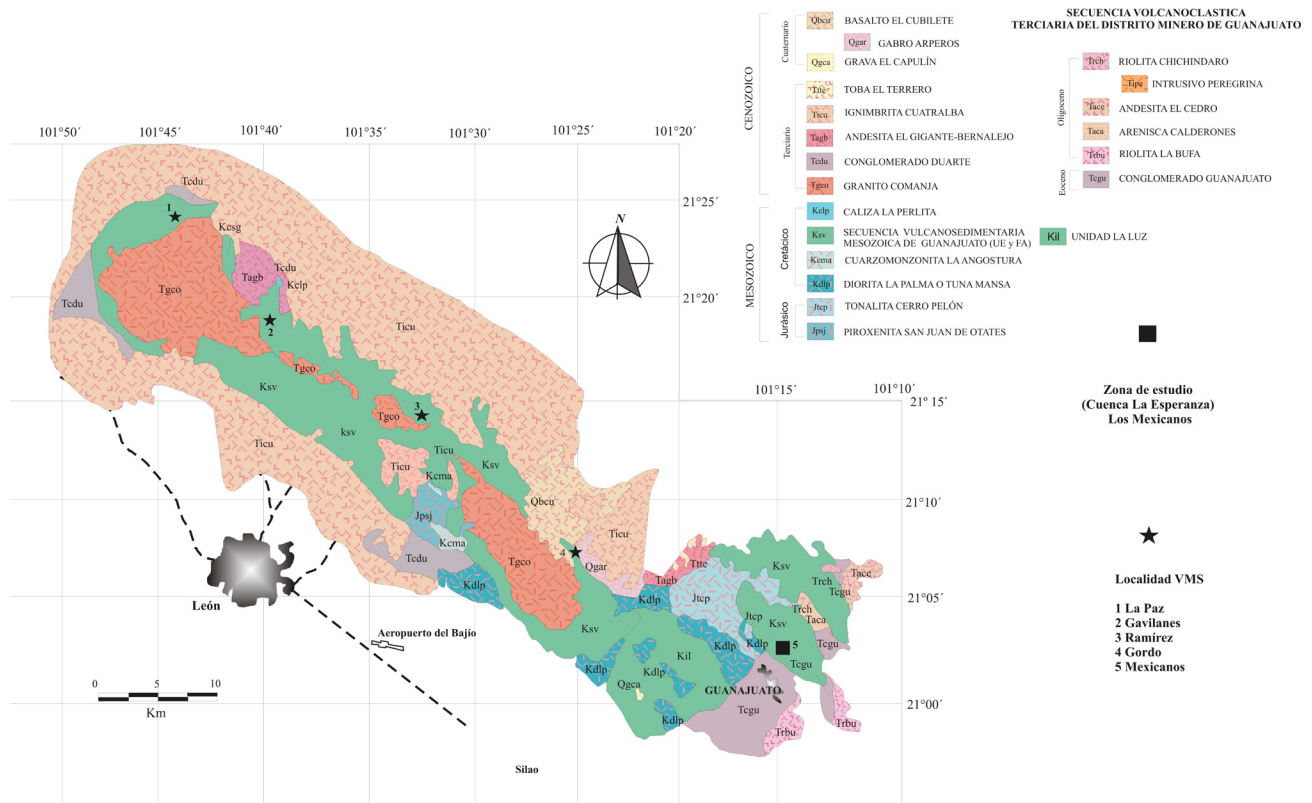


Figura 1. Localización de la Cuenca la Esperanza y geología regional de la Sierra de Guanajuato. Se muestra la ubicación de las principales localidades con depósitos e indicios mineralizados de tipo VMS (modificado de Martínez-Reyes, 1992).

hacia la cima, derrames dacítico-riodacíticos calcalcalinos. Esta unidad es cortada en la base por diques doleríticos de afinidad alcalina (Monod *et al.*, 1990; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992). La edad tentativa de esta unidad, según Ortiz-Hernández *et al.* (1992), corresponde al Cretácico Inferior ( $108.4 \pm 6$  Ma, método K-Ar en roca total).

La UE sobryace concordante y transicionalmente a la FA (Corona-Chávez, 1988), aunque Martini *et al.* (2011) establecen, basándose en fechamientos radiométricos de zircones en areniscas, una correlación estratigráfica lateral. La UE consiste en series de lutitas negras a grises y localmente pizarras, en capas delgadas, con horizontes intercalados de areniscas, conglomerados oligomícticos y calizas arcillosas localmente marmorizadas, silicificadas y con clorita (Echegoyen, 1978; Martínez-Reyes, 1987; Quintero-Legorreta, 1992). Ortiz-Hernández *et al.* (1992) describieron a la UE compuesta de brechas con clastos de dacita-riodacita, areniscas volcanodetríticas con fragmentos subangulosos de ignimbritas riodacíticas, areniscas, limolitas, pedernal negro, y calizas micríticas. Hacia su cima, la UE presenta un paquete de turbiditas piroclásticas, interdigitado con limolitas, areniscas, radiolaritas, calizas arcillosas y calcarenitas, constituyendo una estructura tipo *fysch* (Corona-Chávez, 1988).

En cuanto a la edad de la UE, según Corona-Chávez (1988) corresponde al Titoniano-Valanginiano, mientras

que Dávila-Alcocer y Martínez-Reyes (1987) la asignaron al Valanginiano-Turoniano a partir de radiolarios.

Corona-Chávez (1988) describió una secuencia plutónica y subvolcánica representada por dioritas, y por diques de granitoides (plagiogranitos *s.l.*) variando en composición desde tonalitas a granodioritas, a la cual denominaremos como Complejo Plutónico Mesozoico (CPM). El denominado Complejo Filoniano Santa Ana (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992), consiste en un enjambre de diques de dolerita y granófidos que cortan al CPM. Los plagiogranitos afloran en toda la región, asociados a las rocas máficas plutónicas, siendo contemporáneos al CPM (Martínez-Reyes, 1987; Corona-Chávez, 1988; Lapierre *et al.*, 1992). La tonalita denominada Cerro Pelón se asocia a trondhjemitas, dioritas, gabros y a los plagiogranitos del CPM, siendo característico su intenso grado de deformación y alteración (Martínez-Reyes, 1987). Dentro del mismo CPM, se diferencia la diorita Tuna Mansa o La Palma, la cual consiste en una serie de cuerpos plutónicos que varían de dioritas con xenolitos de piroxenita a gabros con estructuras *flaser* de metamorfismo dinámico (Ortiz-Hernández *et al.*, 1992). Estos cuerpos dioríticos son cortados por diques de dolerita que presentan milonitización. Todo el CPM presenta un metamorfismo hidrotermal en facies tipo esquistos verdes (Lapierre *et al.*, 1992).

La edad estimada (método K-Ar) del CPM varía de 157

$\pm 8.8$  Ma (plagiogranito) a  $143 \pm 9.6$  Ma (dioritas) (Monod *et al.*, 1990). Lapiere *et al.* (1992) establecen que la edad de la asociación plutónica es de 122 - 120 Ma, obtenida de la diorita Tuna Mansa (método K-Ar), y Ortiz-Hernández *et al.* (1992) determinan una edad de  $122.5 \pm 5.6$  Ma con el mismo método. La cuarzomonzonita La Angostura, un cuerpo intrusivo pequeño de composición intermedia, arrojó dos edades radiométricas, de  $101.2 \pm 7$  Ma y  $111.9 \pm 9.2$  Ma (método K-Ar; Martínez-Reyes, 1992), por lo que las considera contemporáneas al vulcanismo de la SVMG.

Por encima de la UE (y del CPM), yace discordantemente un intervalo de calizas arrecifales que grada hacia la cima a series de lutitas y areniscas (Martínez-Reyes, 1987), a las que Quintero-Legorreta (1992) nombró Caliza La Perlita, describiéndola como una serie calcáreo-arenosa de calizas masivas hacia la base y calizas arcillosas negras con estratificación delgada, lutitas, limolitas y calcarenitas hacia la cima. La edad de estas calizas corresponde al Aptiano-Albiano (Choidi *et al.*, 1988).

La cobertura Terciaria en la SG está representada por rocas volcánicas-plutónicas continentales y, en menor proporción, sedimentarias, donde las primeras se han originado en varias etapas o pulsos de magmatismo (Aranda-Gómez *et al.*, 2003). El primer pulso corresponde al granito de Comanja (51 Ma), con una orientación NW a lo largo de la Falla del Bajío. El segundo pulso, previo a la actividad volcánica de la Sierra Madre Occidental (SMO) fue un breve episodio de emisión de lavas andesíticas, así como de pequeños cuerpos intrusivos subvolcánicos (49 Ma), contemporáneos a la sedimentación del Conglomerado Rojo de Guanajuato. En el Oligoceno se generó el tercer pulso, el cual se caracteriza por un período intenso y prolongado de vulcanismo efusivo y explosivo, correspondiente a una fase temprana de la actividad de la SMO. Este evento incluye a la Ignimbrita La Bufa, la Formación Losero, la Formación Calderones, y los flujos de lavas andesíticas y basálticas de la Formación Cedros. El cuarto pulso (30 Ma) se caracteriza por un vulcanismo con predominio de flujos de andesitas asociados con riolitas; estas últimas formando domos e ignimbritas. Dichas rocas están incluidas en las Formaciones Chichindaro, Cuatro Alba y Ocote; este pulso representa el pico del vulcanismo de la SMO. El gran domo dacítico de El Gigante (27 a 24 Ma), así como algunos cuerpos de ignimbritas y basaltos, se formaron en un quinto pulso, el cual representa el cese del vulcanismo de la SMO. Un sexto pulso incluye un vulcanismo transicional entre el de la SMO y el del Cinturón Volcánico Transmexicano, y se manifiesta como domos volcánicos aislados e ignimbritas de composición intermedia, además de flujos de andesitas emplazados en el lapso de 16 - 13 Ma.

Las rocas de la SVMG (Figura 1) forman parte del Terreno Guanajuato (perteneciente al Terreno Compuesto Guerrero; Centeno-García *et al.*, 2008), el cual es una unidad tectonoestratigráfica de gran relevancia metalogenética, ya que según estos autores se ha formado por una compleja sucesión de procesos de subducción y *rifting*, quedando de

manifiesto el carácter vulcano-sedimentario oceánico de esta unidad (Corona-Chávez, 1988; Ortiz-Hernández *et al.*, 1992; Centeno-García *et al.*, 1993; Stein *et al.*, 1994; Tardy *et al.*, 1994; Freydier *et al.*, 1996). Aranda-Gómez *et al.* (2003) asocian la génesis del granito de Comanja a un arco que afectó a la Cuenca de Arperos (de ante-arco), debido probablemente a un cambio en la polaridad de las placas tectónicas (zona de subducción, de Oeste a Este), antes y durante el emplazamiento del mencionado granito, además de que establecen la posibilidad de que el amplio rango de edades radiométricas que se tienen de la SVMG represente varios sistemas de arco. Sin embargo, Ortiz-Hernández *et al.* (1992) consideran que las edades radiométricas son poco confiables debido a la alteración hidrotermal y al metamorfismo que han experimentado estas rocas.

La SVMG se halla afectada por tres eventos de deformación compresiva: (a) el primero produjo un plegamiento isoclinal volcado y acostado con ejes orientados NE-SW, de edad Cretácico Inferior; (b) el segundo originó cabalgaduras de las series basales (ofiolíticas) sobre las unidades superiores, con el desarrollo de fallamiento inverso con orientaciones NW-SE, de edad Cretácico Superior (Corona-Chávez, 1988); y (c) el tercero produjo fallas inversas con dirección NW-SE con una ligera inclinación hacia el NE (Martini *et al.*, 2013). Por último, afectando además de la secuencia Mesozoica a la cobertura volcánica continental del Cenozoico, existen fallas normales de carácter regional, con orientaciones preferenciales NE y NW, derivadas de eventos extensivos sucesivos de edades Paleoceno-Eoceno-Oligoceno y Plioceno-Pleistoceno (Nieto-Samaniego, 1990; Nieto-Samaniego *et al.*, 1992), estando asociadas a ellas fenómenos de vulcanismo típicos de la Mesa Central (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Cabe mencionar, además, la presencia de lineamientos circulares asociados a la mineralización epitermal del Distrito Minero de Guanajuato (Vasallo *et al.*, 1996).

En la SG los yacimientos minerales abarcan edades desde el Jurásico hasta el Oligoceno, con depósitos de varias tipologías: (a) VMS, como Los Mexicanos, de pirita-Cu, y El Gordo, Ramírez, Gavilanes y la Paz, de Pb-Zn-Cu-Ag-Au, (b) skarns como El Maguey y El Saucito, de Cu-Pb-Zn-Ag (Au)  $\pm$ W, y (c) depósitos epitermales, que forman los sistemas de vetas de La Luz, Veta Madre y La Sierra, de Au-Ag y Ag-Zn-Cu (Querol *et al.*, 1991; Saldaña, 1991; Martínez-Reyes *et al.*, 1995).

### 3. Metodología

Se levantaron cuatro secciones estratigráficas (sobre los arroyos Melchores, Taponá, Duraznillo y Mexicanos) a semidetalle dentro de la porción superior de la SVMG (UE), al norte de la Ciudad de Guanajuato, en la zona conocida como Cuenca La Esperanza (área definida hidrográficamente por ser drenada por el Río Mexicanos y sus tributarios; Figura 2), de las cuales se seleccionó la

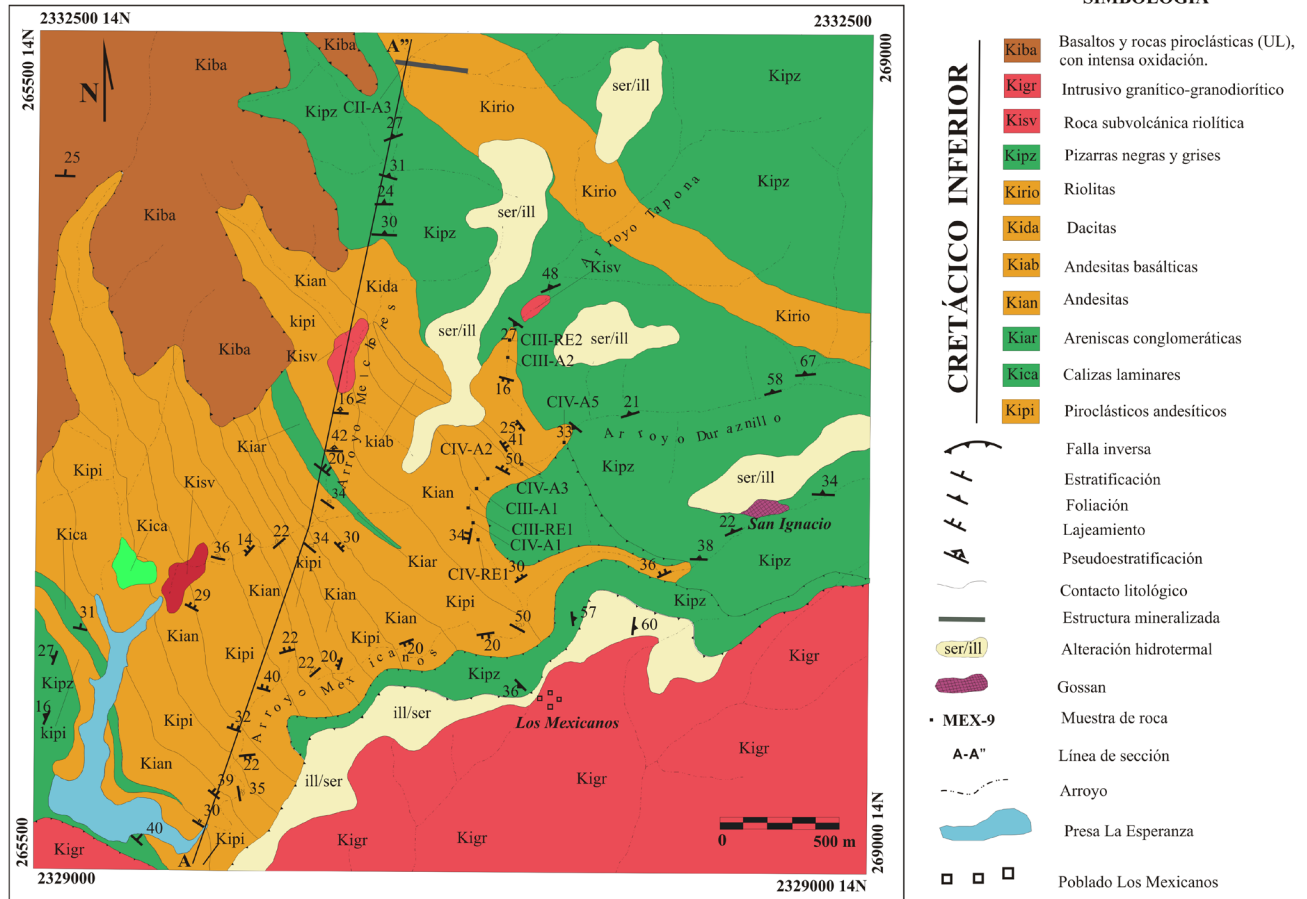


Figura 2. Plano geológico de la región conocida como Cuenca La Esperanza, al norte de la Ciudad de Guanajuato.

primera por presentar un espesor mas completo. Durante la cartografía y levantamiento de la estratigrafía se tomaron un total de 30 muestras de roca, de las cuales fueron analizadas geoquímicamente 10 que corresponden a rocas volcánicas submarinas (Tabla 1). El estudio de petrografía se realizó a partir de láminas delgadas-pulidas de todas las muestras, en el Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica (UNAM).

Por medio de fluorescencia de rayos X (FRX) se analizaron en roca total los elementos mayores y algunos menores de las rocas volcánicas, utilizando un espectrómetro secuencial de rayos X SIEMENS SRS 300, ubicado en el LUGIS, en el Instituto de Geología (UNAM), mientras que los elementos traza, incluidas las tierras raras, fueron analizados por medio de ICP-MS en los laboratorios comerciales de Actlabs (Ancaster, Ontario, Canadá).

#### 4. Estratigrafía de la Cuenca La Esperanza

En esta zona aflora una secuencia (UE) representada por una alternancia de rocas volcánicas submarinas (volcanoclásticas y lavas andesíticas a dacíticas-riolíticas) y

Tabla 1. Localización de las rocas volcánicas submarinas en la Cuenca La Esperanza, Gto.

Clave/Muestra	Río/Arroyo	X	Y
CIIA3	Melchores	267060	2332328
CIHIA1	Tapona	267355	2330624
CHIRE1	Tapona	267305	2330524
CHIA2	Tapona	267500	2331250
CHIRE2	Tapona	267500	2331250
CIVA1	Duraznillo	267375	2330324
CIVRE1	Duraznillo	267375	2330324
CIVA2	Duraznillo	267337	2330624
CIVA3	Duraznillo	267477	2330701
CIVA5	Duraznillo	268060	2330964

sedimentarias (calizas arcillosas, areniscas conglomeráticas y lutitas negras). Además, hacia la cima de esta secuencia se halla el cuerpo de sulfuros masivos de Los Mexicanos, encajonado en lutitas negras con intercalaciones de tobas riolíticas. Las rocas de la UL (Kiba) y un intrusivo granodiorítico-granítico (Kigr) están en contacto tectónico sobre las rocas de la UE, por medio de una falla inversa

(Figuras 2, 3 y 4). El espesor estructural aproximado de esta secuencia (UE) en la zona de estudio es de 2800 m. La secuencia se puede dividir en dos unidades de acuerdo al tipo de vulcanismo: la inferior, de composición andesítica, con un espesor de 1800 m, y la superior, caracterizada por el vulcanismo dacítico-riolítico, con 1000 m de espesor. A continuación se describen a detalle estas rocas (de base a cima).

4.1. Rocas piroclásticas (Kipi)

En la base de la UE se halla un intervalo de rocas piroclásticas, de coloración gris claro a verdoso y rojizo (Figura 5a), con un espesor total de 1620 m. Este intervalo muestra pseudoestratificación, con intercalaciones de hasta 50 cm de cuarcita de grano fino, y presenta acuñamientos a escala de afloramiento. En todo este intervalo hay intercalados flujos de lavas de composición andesítica, calizas silíceas, areniscas conglomeráticas y estratos delgados de lutitas negras.

Los clastos de las rocas piroclásticas son predominantemente de origen volcánico y morfología subangulosa a subredondeada, con diámetros entre 2.5 mm y 15 cm, dentro de una matriz afanítica. La mayor parte de los clastos corresponden a cristales de plagioclasa, feldespatos potásico y cuarzo, aunque abundan los fragmentos líticos de andesitas, granitoides y de vidrio volcánico. La matriz varía de hipocristalina a vítrea (localmente desvitrificada). Los minerales de alteración hidrotermal son: clorita, epidota y calcita; la epidota reemplaza los cristales de plagioclasa, mientras que la clorita se halla en microvetillas y la calcita forma parches irregulares en la matriz (Figura 6a).

4.2. Calizas silíceas (Kica)

Estas calizas, de coloración gris oscuro y textura microcristalina, son laminadas y en lentes, con espesores de los estratos de 1 a 10 cm. Contienen horizontes de pedernal, el cual presenta laminaciones de oxihidróxidos de Fe (Figura 5b). Están afectadas por un intenso microplegamiento con orientaciones de su plano axial de N10°-50°W y echados de 40° a 45° hacia el NE, donde los pliegues son del tipo abiertos y cerrados. Este intervalo calcáreo alcanza un

espesor de 70 m y se interdigita con las rocas piroclásticas mediante un contacto concordante. En la cima de este intervalo hay flujos de lavas de composición andesítica.

Al microscopio, estas calizas están formadas por micrita con laminaciones de materia carbonosa. Localmente se observan agregados policristalinos de calcita (esparita de < 1 mm) y cuarzo, subparalelos a la laminación, además de granos detríticos de cuarzo (de ~ 0.1 mm) con formas de subredondeadas a redondeadas. Se observa un intenso vetilleo de calcita de origen tectónico.

4.3 Areniscas conglomeráticas (Kiar)

Con un espesor total de ~ 60 m, estas rocas se caracterizan por ser masivas, de color gris claro con la matriz arenosa, formando estratos de hasta 5 m intercalados con niveles de lutitas negras. Los estratos muestran laminación paralela

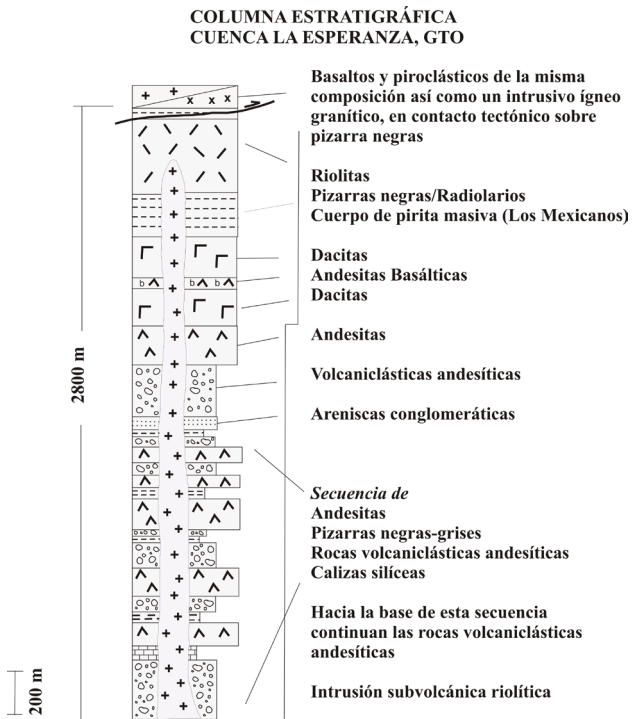


Figura 4. Columna estratigráfica de la secuencia vulcanosedimentaria marina al norte de Guanajuato (Unidad La Esperanza).

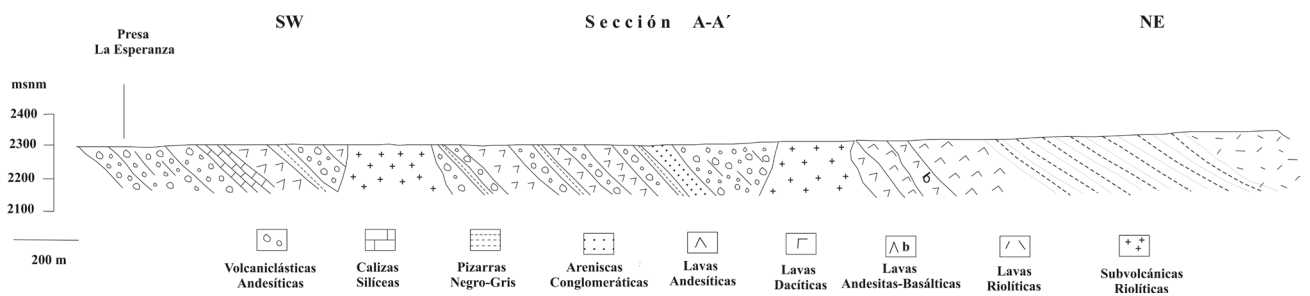


Figura 3. Sección estratigráfica arroyo Melchores

y una buena clasificación granulométrica. Los clastos, con diámetros de 5 a 20 cm, son predominantemente fragmentos subredondeados a subangulosos de lavas andesíticas, derivados de los flujos infrayacentes. Los

granos de la matriz son esencialmente de cuarzo, aunque hay en menor proporción micas, y se hallan cementados por cuarzo microcristalino. Como minerales de alteración se han identificado clorita e illita en vetillas y en niveles

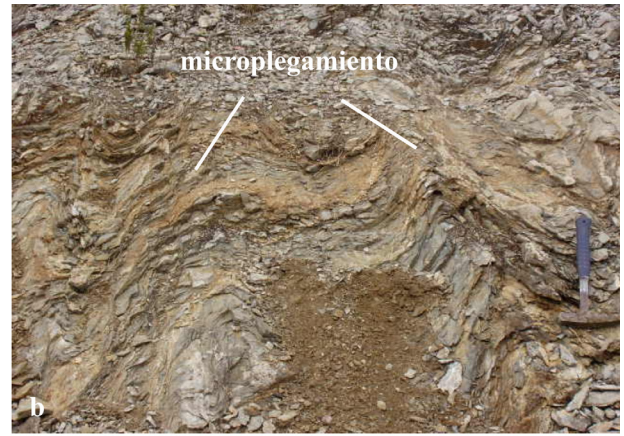


Figura 5. Fotografías de la secuencia vulcanosedimentaria marina en la Cuenca La Esperanza: (a) Rocas volcanoclásticas (tobas), (b) calizas arcillosas, (c) flujos de andesitas, (d) flujos de dacitas, (e) flujos de riolitas y un cuerpo subvolcánico, y (f) pizarras negras en contacto tectónico con un intrusivo ígneo.

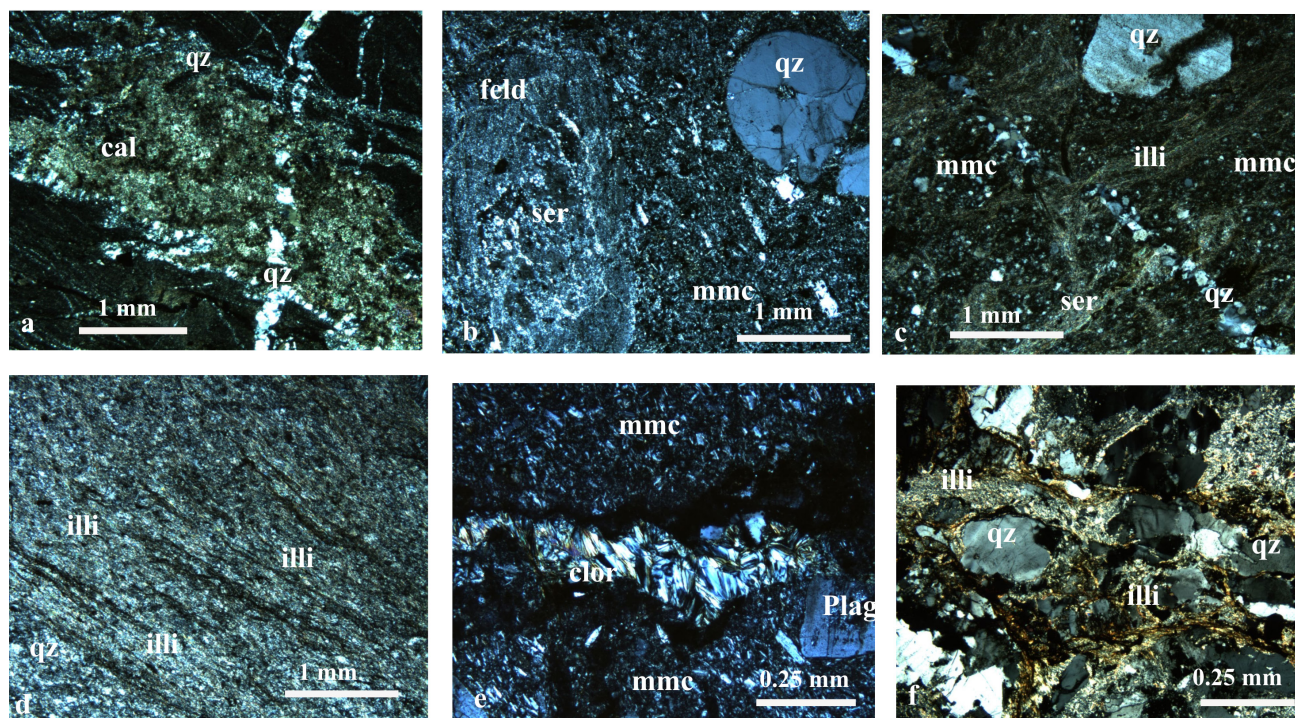


Figura 6. Fotomicrografías de tipos litológicos y alteraciones hidrotermales: (a) silicificación y calcita asociadas, en pizarras negras, (b) alteración filica en pizarras negras, (c) clorita en matriz de un flujo de lava andesítico, (d) intrusivo ígneo con una intensa alteración filica, (e) fenocristal de plagioclasa parcialmente alterado a sericita, y (f) intensa alteración filica en una riolita. Abreviaturas: (qz) cuarzo, (cal) calcita, (feld) feldespato potásico, (mmc) matriz microcristalina, (clor) clorita, (Plag) plagioclasas y (illi) illita.

subconcordantes con la laminación.

#### 4.4. Lavas (Kian, Kiab, Kida y Kirio)

Presentan una estructura masiva y localmente lobular, y una coloración grisácea, con un intervalo de lutitas negras hacia la cima. Su composición varía en el rango andesita basáltica–andesita–dacita–riolita (Figuras 5c, d y e). Los flujos de lava desarrollan planos claros de lajeamiento, lo que permite diferenciarlos en el campo de las rocas piroclásticas, teniendo un espesor de 1180 m.

Las andesitas en general presentan texturas porfídicas y glomeroporfídicas con bandeamiento, con fenocristales de plagioclasa y augita, y xenocristales de cuarzo con bordes corroídos (40 - 120  $\mu\text{m}$ ), incluidos en una matriz vítrea-hipocristalina con indicios de desvitrificación y rica en microlitos de plagioclasa, así como fenocristales de titanita. En algunas zonas se observan texturas de flujo definidas por la orientación de los fenocristales. Es común que estas rocas desarrollen una alteración hidrotermal a sericita en forma de microvetillas y afectando parcialmente a los cristales de plagioclasa (Figura 6b), además de presentar pirita diseminada.

Las dacitas presentan texturas de porfídicas a glomeroporfídicas y localmente traquíticas con fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo (0.5 - 4 mm), el cual presenta “golfos” de corrosión, y una matriz

vítrea localmente desvitrificada, con esferulitas (< 1 mm) de cuarzo y feldespatos. Como minerales accesorios se observan augita, zircón y magnetita, usualmente en la matriz como microfenocristales. La alteración hidrotermal se manifiesta por la presencia de clorita y cuarzo, asociados a pirita diseminada, euhedral y subhedral, y a epidota reemplazando fenocristales de plagioclasa.

Intercalado en el flujo de dacitas existe uno de andesitas con textura vitrofídica y localmente glomeroporfídica en una matriz vítrea, con microfenocristales de plagioclasa subhedrales-euhedrales (20 - 40  $\mu\text{m}$ ), y con epidota en la matriz y clorita en microvetillas como minerales de alteración (Figura 6e).

Hacia la cima, hay riolitas que presentan de igual manera texturas porfídicas y glomeroporfídicas, con fenocristales predominantes de cuarzo en una matriz microcristalina de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, y augita en cantidades subordinadas. Presentan una intensa silicificación y alteración filica, con pirita diseminada (Figura 6c). En general las rocas volcánicas estudiadas en su evaluación petrográfica muestran menos de ~ 10% (modal) de minerales de alteración.

#### 4.5. Lutitas negras (Kipz)

Sobreyaciendo a los flujos de lavas dacíticas, se observa un intervalo de ~ 460 m de lutitas negras (Figura 5f) con



intercalaciones de 10 a 50 cm de areniscas, radiolaritas, limolitas y rocas piroclásticas de composición riolítica. Debido a la alteración hidrotermal y al intemperismo, estas rocas muestran coloraciones claras y tonos amarillentos. En esta porción de la secuencia se encajona el cuerpo de sulfuros masivos de tipo VMS de Los Mexicanos (también conocido como Mina San Ignacio), el cual está asociado a una intensa silicificación y a una zona de alteración filica (Figura 6d), y está compuesto por pirita, calcopirita, esfalerita y galena.

Las lutitas negras muestran finas laminaciones de materia carbonosa y de cuarzo. Contienen granos detríticos de cuarzo (~0.1 mm), subredondeados a redondeados, y de moscovita. Localmente desarrollan texturas de deformación como crenulación, en mortero y microplegamiento, así como foliación. Los horizontes más silícicos contienen restos de radiolarios.

Como minerales de origen hidrotermal se hallan calcita, cuarzo policristalino (silicificación) y illita los cuales se emplazan de forma tanto subparalela como secante a la débil foliación. También hay cristales diseminados de pirita subhedral-euhedral, parcialmente alterados a goethita.

#### 4.6. Rocas subvolcánicas (Kisv)

Estas rocas se hallan como intrusiones que afectan la secuencia hasta los flujos riolíticos, aflorando de manera reducida en el fondo de algunos arroyos (Figura 5e). Son masivas, de coloración gris a café claro. Presentan una textura holocristalina porfídica que consiste en fenocristales ( $\geq 1$  mm) anhedrales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, con una matriz de grano fino ( $< 1$  mm) constituida por los mismos minerales, con moscovita como mineral accesorio, clasificándose como un pórfido de granito-granodiorita. Como minerales de alteración hidrotermal, la cual es muy intensa (más del 30 %), se hallan clorita, sericita y pirita diseminada.

#### 4.7. Intrusivo granítico-granodiorítico (Kigr)

Estas rocas afloran como una napa tectónica emplazada sobre las lutitas negras por medio de fallas inversas, las cuales son cartografiables en la porción sureste de la Cuenca La Esperanza. La composición de estas rocas varía de granito a granodiorita, con una intensa alteración filica que les confiere un color blanquecino. Estas rocas, junto con los basaltos de la UL, descansan en contacto tectónico sobre la UE (Figura 5f). Consideramos que estas rocas corresponden al CPM de la SG.

Presentan una textura holocristalina equigranular de grano medio (~2 mm), con cuarzo, feldespato-K y plagioclasa, y moscovita como mineral accesorio. El cuarzo presenta una textura de recrystalización por la deformación asociada a la falla inversa.

Se observa una intensa alteración a illita y silicificación, en la zona del contacto con las lutitas (Figura 6f).

## 5. Geoquímica de elementos mayores y traza de las rocas volcánicas

De acuerdo con su composición de elementos mayores (LeBlas *et al.*, 1986), las rocas volcánicas identificadas en la secuencia son: andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas (Figura 7a). En conjunto estas rocas se clasifican como subalcalinas; sin embargo, la andesita basáltica y una muestra de dacita presentan un marcado enriquecimiento en hierro (Tabla 2), el cual puede ser atribuido a la clorita (chamosita) de origen hidrotermal. Se describen las andesitas por que permiten definir con mejor certeza el ambiente tectónico (*cf.* Gill, 1981; Winter, 2010).

### 5.1. Andesitas y andesitas basálticas

Las andesitas presentan valores de  $\text{SiO}_2$  que van de 59.90 a 60.95 % (en peso), el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 16.39 a 17.67 % (calcialcalinas; Wilson, 1989), (Tabla 2); su contenido en  $\text{K}_2\text{O}$  es de bajo a medio (0.43 - 1.22 %), y se clasifican como ricas en sílice ( $> 57$  % de  $\text{SiO}_2$ ; Gill, 1981). La muestra de andesita basáltica presenta  $\text{SiO}_2$  con 56.10 %,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  de 15.99 %, y  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  de 10.59 % (Tabla 2).

Las andesitas presentan fuertes anomalías positivas de Ba, Pb y Th, y anomalías negativas de Nb, P, Ti e Y, mientras que las andesitas basálticas muestran anomalías positivas de Ba, Sr, Zr y Ti, y una anomalía negativa de Nb e Y (normalización de elementos traza de Sun y McDonough, 1989) (Figura 7b). Las concentraciones de Rb (8 - 20 ppm) y Sr (203 - 391 ppm) corresponden a las identificadas como andesitas de arcos de islas oceánicas (Bailey, 1981); sin embargo, las de Ba (333 - 771 ppm), Pb (5 - 9 ppm), U (1.6 - 2.1 ppm) y Nb (6 - 7 ppm) representan valores transicionales de este ambiente hacia una probable corteza continental no muy desarrollada (Bailey, 1981). En estas rocas las concentraciones de V (102 - 146 ppm), Cr (50 - 60 ppm), Co (7 - 14 ppm) y Ni ( $< 20$  ppm) de igual manera sugieren un ambiente de arco de islas (Winter, 2010). En las andesitas basálticas las concentraciones de Rb (21 ppm), Sr (240 ppm), Ba (990 ppm), Pb ( $\leq 5$  ppm), U (3 ppm) y Nb ( $\leq 4$  ppm) corresponden igualmente a este ambiente tectónico, además de que las concentraciones de Nb son características de arcos de islas oceánicas (McCulloch y Gamble, 1991). Sus concentraciones en V (363 ppm) son características de un ambiente de arco de islas (Winter, 2010).

Las REE normalizadas a condrita (Sun y McDonough, 1989) muestran un enriquecimiento en REE ligeras en las andesitas (Figura 7c), mientras que las REE pesadas definen una pendiente casi horizontal. La suma de REE va de 79 a 99 ppm. Para la andesita basáltica se observa un patrón característico en forma de "U", mostrando un ligero enriquecimiento en las REE ligeras y pesadas a la vez, común en ambientes de arcos de islas (Winter, 2010). La suma de REE en la andesita basáltica es de 14 ppm, evidenciando una gran diferencia con las andesitas en cuanto

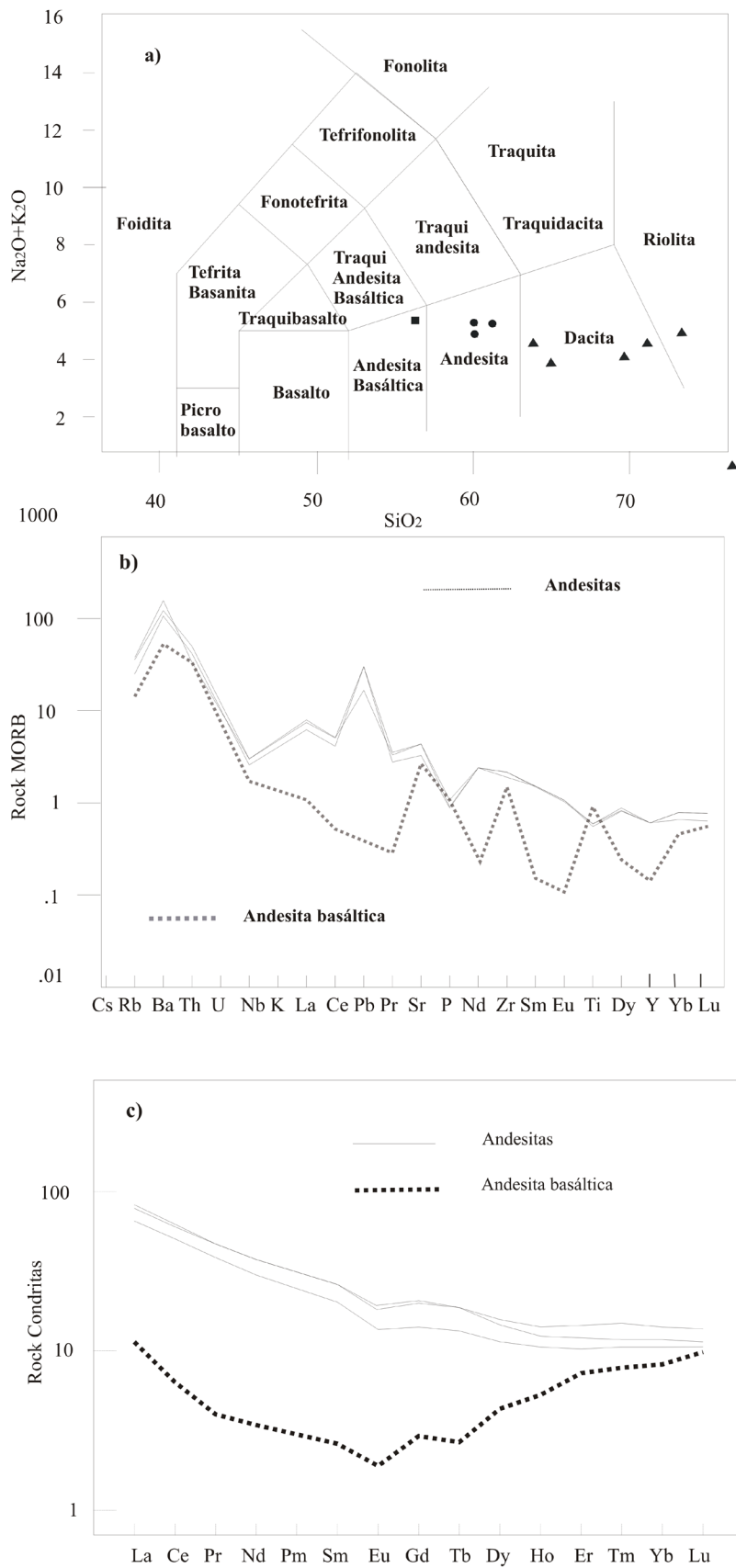


Figura 7. Diagramas de discriminación basados en datos de geoquímica elemental, para las rocas volcánicas submarinas de la Cuenca La Esperanza: (a) TAS (LeBlas *et al.*, 1986), (b) de elementos traza, y (c) REE, ambas normalizadas según Sun y McDonough (1989).

Tabla 2. Elementos mayores, traza y REE de las rocas volcánicas submarinas de la Cuenca la Esperanza.

Muestra	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	PPC	Total	
	% en peso												
<i>CIIA3</i>	76.4	0.1	11.67	1.55	0.01	0.47	0.02	0.18	7.67	0.02	1.92	100.09	
<i>CIIA2</i>	73.3	0.67	13.38	3.59	0	0.3	0.28	4.9	0.99	0.06	2.54	100.55	
<i>CIIA1</i>	63.6	0.58	12.75	9.41	0.03	2.09	2.11	4.65	0.13	0.1	4.54	99.54	
<i>CIHRE2</i>	64.86	1.13	17.45	4.27	0.02	1.58	0.87	3.85	2.3	0.14	3.53	100.05	
<i>CIVA2</i>	71.07	0.65	14.89	3.43	0.01	1.67	0.85	4.53	0.54	0.08	2.3	100.67	
<i>CIV45</i>	69.5	0.68	16.24	2.96	0.02	1.64	0.27	4.13	2.07	0.14	2.34	99.89	
<i>CIHRE1</i>	60.96	0.7	16.39	6.19	0.02	4.54	2.26	5.29	0.43	0.1	3.09	99.08	
<i>CIV41</i>	59.91	0.74	17.35	6.83	0.02	3.97	1.36	5.23	1.01	0.11	3.45	99.73	
<i>CIHREI</i>	59.9	0.75	17.68	5.75	0.02	4.53	1.9	4.86	1.22	0.1	3.26	99.32	
<i>CIV43</i>	56.11	1.15	16	10.59	0	0.5	0.26	5.45	1.26	0.13	8.58	100.27	
	<b>Rb</b>	<b>Sr</b>	<b>Ba</b>	<b>Y</b>	<b>Zr</b>	<b>Nb</b>	<b>Cr</b>	<b>Co</b>	<b>Ni</b>	<b>Cu</b>	<b>Zn</b>	<b>Th</b>	<b>Pb</b>
	ppm												
<i>CIIA3</i>	84	84	22	480	29	136	79	113	5	10	0	50	7
<i>CIIA2</i>	22	22	357	486	8	159	186	114	<3	6	7	<1.5	4
<i>CIIA1</i>	5	140	149	8	107	5	83	<3	9	4	17	3	24
<i>CIHRE2</i>	59	362	871	21	127	4	156	19	16	28	82	<3	<5
<i>CIVA2</i>	12	369	564	7	162	6	87	<3	8	8	31	5	6
<i>CIV45</i>	65	144	501	36	229	15	91	6	14	<1	53	7	<5
<i>CIHRE1</i>	8	203	333	17	140	6	92	14	20	18	79	4	6
<i>CIV41</i>	14	294	671	10	138	6	86	<3	9	9	48	5	9
<i>CIHREI</i>	20	391	771	17	159	7	90	11	13	12	63	6	5
<i>CIV43</i>	21	240	990	4	110	4	164	<3	3	<1	2	<3	<5
	<b>La</b>	<b>Ce</b>	<b>Pr</b>	<b>Nd</b>	<b>Sm</b>	<b>Eu</b>	<b>Ho</b>	<b>Er</b>	<b>Tm</b>	<b>Yb</b>	<b>Ta</b>	<b>Lu</b>	<b>ΣREE</b>
	ppm												
<i>CIIA3</i>	14	23.9	47.5	5.7	21	4.8	5.5	1.2	3.8	0.63	8.86	4.3	-
<i>CIIA2</i>	6	3.7	6.2	0.66	2.8	0.7	1.4	0.3	1.1	0.19	7.6	1.3	-
<i>CIIA1</i>	12.9	24.4	2.7	10.3	2.3	0.61	0.7	2.2	0.42	3	8.2	0.5	-
<i>CIHRE2</i>	7.2	17.5	2.39	11	2.9	0.73	0.6	1.7	0.24	1.5	3.75	0.23	-
<i>CIVA2</i>	6.4	10.7	1.2	4.3	0.9	0.22	0.3	1	0.17	1.2	9.4	0.2	-
<i>CIV45</i>	2.5	52.8	6.5	27.2	6.4	1.77	1.4	4.1	0.62	4	7	0.59	-
<i>CIHRE1</i>	18.6	36.8	4.36	17.4	4	1.05	0.8	2.4	0.38	2.4	-	0.35	7.7
<i>CIV41</i>	15.5	30.9	3.66	14	3.1	0.79	0.6	1.7	0.27	1.8	-	0.27	8.6
<i>CIHREI</i>	19.6	38	4.46	17.5	4	1.09	0.7	2	0.3	2	-	0.29	9.8
<i>CIV43</i>	2.7	3.9	0.38	1.6	0.4	0.11	0.3	1.2	0.2	1.4	-	0.25	1.9

Las muestras *CIIA3* y *CIIA2* corresponden a riolitas; *CIIA1*, *CIHRE2*, *CIVA2* y *CIV45* a dacitas; *CIHRE1*, *CIV41* y *CIHREI* a andesitas, mientras que la muestra *CIV43* corresponde a una andesita basáltica.

a la probable fuente del magmatismo, una más enriquecida en REE y la otra empobrecida en estos elementos, debido probablemente a un grado distinto de diferenciación magmática. Las andesitas presentan una ligera anomalía negativa de Eu, mientras que en las andesitas basálticas es ligeramente mayor (normalización a condrita, Sun y McDonough, 1989) (Figura 7c).

La relación La/Yb en las andesitas es alta (7.7 a 9.8), mientras que en la andesita basáltica es de 1.9, además de que dos muestras de andesitas contienen más del 4 % de MgO (Tabla 2).

## 5.2. Dacitas y riolitas

Las dacitas analizadas se caracterizan por presentar una variabilidad significativa de los elementos mayores. El  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varía de 12.74 a 17.45 % (en peso), el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  de 2.96 a 9.41 %, el MgO de 1.16 a 2.94 de %, el CaO de 0.01 a 2.11 de %, el  $\text{Na}_2\text{O}$  de 0.07 a 4.64 %, y el  $\text{K}_2\text{O}$  de 0.13 a 5.53 de % (Tabla 2). Estas rocas forman tres grupos de acuerdo al  $\text{SiO}_2$ , uno con valores de 63.59 a 64.85 %, el segundo con 68.27 a 69.50 % y el tercero de 70.83 a 71.33 % (Tabla 2). Las riolitas muestran valores de  $\text{SiO}_2$  que van de 73.30 a 76.40 %, el  $\text{Al}_2\text{O}_3$  varía de 11.67 a 13.38 %, el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  de 1.55 a 3.59 %, el MgO de 0.29 a 0.47 %, el CaO de 0.01 a 0.27 %, el  $\text{Na}_2\text{O}$  de 0.18 a 4.89 %, y el  $\text{K}_2\text{O}$  de 0.99 a 7.67 % (Tabla 2). En general ambos tipos de rocas están enriquecidas en potasio (> 2 %  $\text{K}_2\text{O}$ ). La relación Th/Ta va de 3.7 a 8.8 en ambos tipos de rocas, valores que Schandl y Gorton (2002) asociaron a un ambiente tectónico de margen continental activo.

## 6. Discusión

En este trabajo se propone que las rocas que afloran en la Cuenca de la Esperanza, correspondientes a la UE, representan una porción del intervalo predominantemente sedimentario de grano fino descrito por Corona-Chávez (1988) como la cima de la unidad metavolcánica de la región centro-sur de la SG. Así, la UE debería ser considerada la porción superior de la SVMG, estratigráficamente equivalente a la unidad sedimentaria de Quintero-Legorreta (1992) y suprayacente a la FA (Lapierre *et al.*, 1992, Freydier *et al.*, 1996). La UE en la zona de estudio, con un espesor estructural de 2800 m, se caracteriza por presentar un intervalo de lutitas negras, calizas y areniscas e intercalaciones de lavas andesíticas, además de piroclásticas de la misma composición, por encima un potente intervalo de lavas dacíticas-riolíticas con rocas piroclásticas submarinas de similar composición.

Se estima un espesor aproximado para toda la SVMG superior a los 4000 m, el cual ha sido determinado con base en una primera comparación regional de las columnas estratigráficas de Comanja de Corona (Quintero-Legorreta, 1992), del Centro-Sur de la SG (Corona-Chávez, 1988), de

Arperos (Freydier *et al.*, 1996, Ortiz-Hernández *et al.*, 2003) y de Cuenca La Esperanza (en este trabajo) (Figura 8).

### 6.1. Ambiente tectónico

La estratigrafía de la UE se caracteriza por el predominio de lutitas negras, y en menor proporción areniscas, limolitas, calizas silíceas, radiolaritas, así como por la intercalación de rocas volcánicas submarinas que varían en composición desde andesitas basálticas–andesitas–dacitas–riolitas, estas representan diferentes etapas de un volcanismo submarino de intracuenca (Ortiz-Hernández *et al.*, 1993). Las concentraciones de  $\text{SiO}_2$  (> 55 % de manera general) y de MgO (> 4 % en las andesitas), junto con el patrón de empobrecimiento de REE en la andesita basáltica, además de las relaciones La/Yb (de 7.7 a 9.8 en las andesitas y de 1.9 en la andesita basáltica; Figura 7c, Tabla 2), corresponden a un ambiente de arco de islas (Winter, 2010), aunque la andesita basáltica indicaría una fuente muy empobrecida del manto que ha experimentado diversos episodios y grados de fusión parcial (Crawford *et al.*, 1981). También podría indicar una mezcla heterogénea de un MORB empobrecido y un OIB enriquecido, pudiendo haber más de una fuente con diferentes concentraciones de elementos incompatibles (Kearey *et al.*, 2009; Winter, 2010).

Por otro lado, la estratigrafía descrita en este estudio sería consistente con un ambiente sedimentario de cuenca de tras-arco (Marsaglia, 1995), sin olvidar que las andesitas se han formado en un arco de islas oceánico. Por ello, es probable que esta cuenca marginal esté ligada al arco de islas oceánico identificado en este trabajo y al de las andesitas submarinas al NE de Guanajuato descritas por Ortiz-Hernández *et al.* (2002), las cuales han cabalgado tectónicamente la UE. Martini *et al.* (2011, 2013) propusieron la existencia de una cuenca de tras-arco (Arperos). Con respecto a las rocas riolíticas identificadas en esta región (Cretácico Inferior; Martini *et al.*, 2011), la fuente podría estar asociada a un basamento antiguo de carácter continental, el cual pudo haber contaminado el magma generado en ésta cuenca marginal (Eliás-Herrera y Sánchez-Zavala; 1992), razonamiento consistente con las observaciones hechas por Mortensen *et al.* (2008).

Los depósitos piroclásticos riolíticos de la UE pueden atribuirse a eventos explosivos en ambientes profundos; la variabilidad geoquímica de las dacitas probablemente reflejen eventos de mezcla de magmas por diferentes procesos (Cole *et al.*, 1995), lo que es observable parcialmente con la presencia de xenocristales de cuarzo en las andesitas. Estas observaciones permiten establecer una posible correlación con las rocas que alojan al depósito VMS de San Nicolás, en el Estado de Zacatecas, el cual presenta características litológicas y tectónicas similares a los depósitos de la SG (Schandl y Gorton, 2002). Este hecho implica que la cuenca podría extenderse regionalmente hacia el noroeste del país (Zacatecas), donde el vulcanismo dacítico-riolítico podría estar asociado a varias calderas submarinas. Eliás-

**LOCALIDADES DE LA SECUENCIA VULCANOSEDIMENTARIA MESOZOICA DE GUANAJUATO (SVMG)**

- 1 Comanja de Corona, Jalisco (Quintero-Legorreta, 1992 y Ortiz *et al.*, 2003)
- 2 Arperos, Guanajuato (Monod *et al.*, 1991, Freyrier *et al.*, 1996, Freyrier *et al.*, 2000)
- 3 Porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato (Corona-Chávez, 1988)
- 4 Cuenca La Esperanza, Guanajuato (en este estudio)

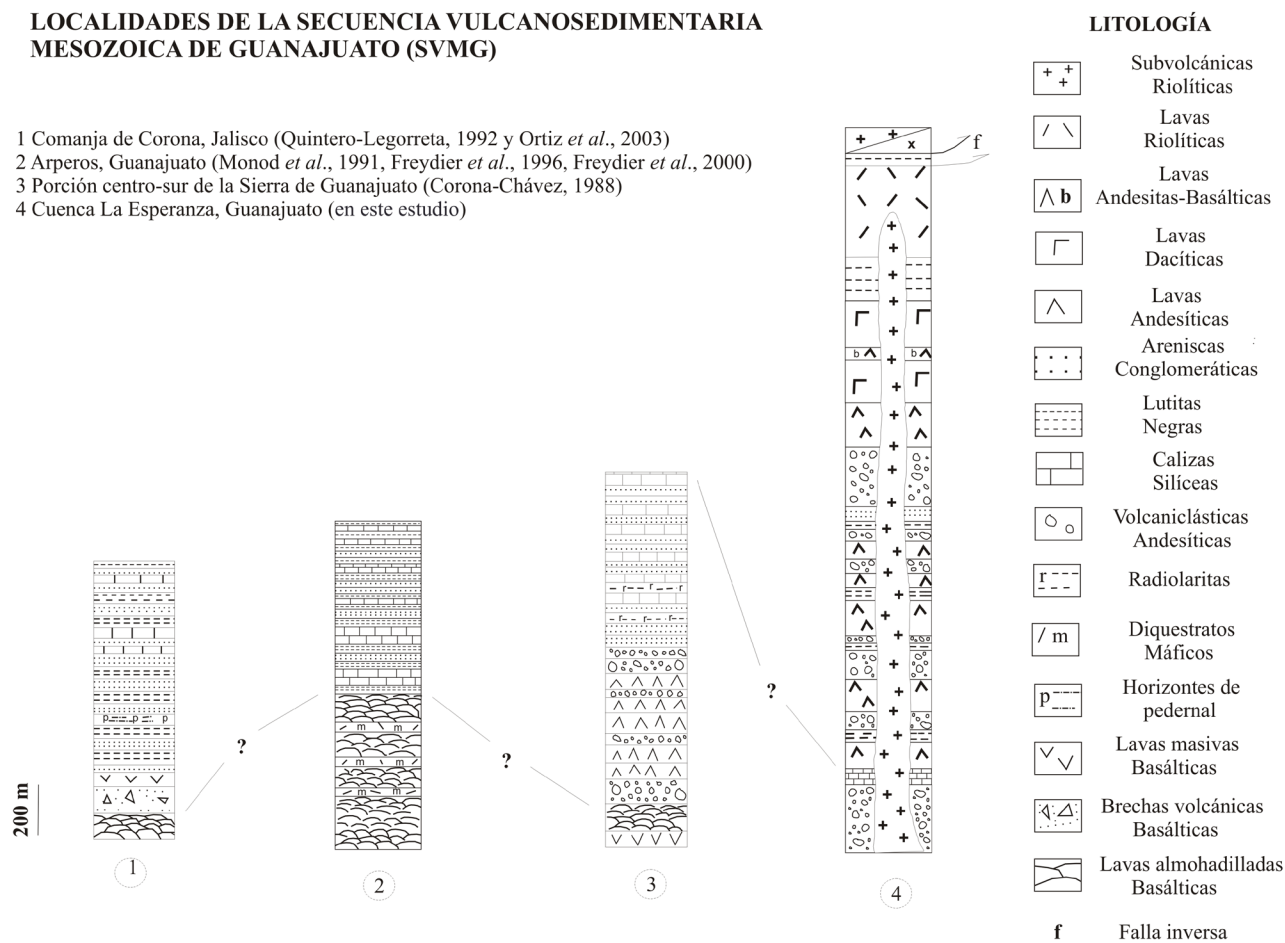


Figura 8. Localidades de la Secuencia Vulcanosedimentaria Mesozoica de Guanajuato (SVMG).

Herrera y Ortega-Gutiérrez (1998) y Centeno-García *et al.* (2008) postularon un ambiente de tras-arco para el Terreno Guanajuato, mientras que González-Partida (1993) describió secuencias vulcano-sedimentarias muy similares a las de la SG en los estados de Jalisco y Guerrero, las cuales también asoció a un ambiente de tras-arco con base en geoquímica de elementos mayores.

6.2. Depósitos tipo VMS

Miranda-Gasca (2000) catalogó más de 60 depósitos tipo VMS mesozoicos en el TG, incluyendo los de Tizapa (Estado de México), Cuale (Jalisco) y San Nicolás (Zacatecas). Entre ellos, clasificó a los depósitos singénéticos de Zn-Cu de la SG como VMS del tipo Kuroko, con un basamento oceánico. Los dos depósitos VMS más importantes de la SG en volumen y contenido mineral son El Gordo y Gavilanes, situados a 20 y 53 Km, al oeste y noroeste de la zona de estudio, respectivamente, que consisten en cuerpos masivos a semimasivos de hasta 5 m de espesor encajonados en un intervalo de 20 a 80 m de lavas y rocas piroclásticas de composición intermedia a riolítica. Dichos depósitos presentan leyes de 2.24 a 4.37 % de Cu, estando

compuestos básicamente por pirita, pirrotita, marcasita y cantidades menores de esfalerita, calcopirita y galena (Hall y Torres-Gómez, 2000a,b).

En la Cuenca la Esperanza, encajonado en una serie volcanoclástica riolítica y andesítica de la parte superior de la SVMG, se halla el cuerpo de sulfuros masivos de Los Mexicanos, conformado por pirita-calcopirita-esfalerita (Macías *et al.*, 1991), y de Guapillos, que Randall *et al.* (1994) describió como un cuerpo de sulfuros masivos de pirita-calcopirita-galena-esfalerita, con Au-Ag asociados, muy cercano al contacto tectónico de la UL sobre la UE. Tomando en cuenta su estructura, roca encajonante, mineralogía y ambiente tectónico, dichas mineralizaciones pertenecen a los depósitos VMS tipo Kuroko (Miranda-Gasca, 2000; Piragno, 2009). Por ello, y aunado a que el espesor real del intervalo riolítico no ha sido explorado en su totalidad, la UE representa un gran potencial para la exploración de depósitos VMS (Figura 8). El hidrotermalismo submarino causante de dichas mineralizaciones estaría asociado al vulcanismo riolítico explosivo de la cuenca de tras-arco, en la cual tuvo lugar, simultáneamente, una sedimentación detrítica en aguas profundas.

## 7. Conclusiones

Las rocas que afloran al norte y en las inmediaciones de la Ciudad de Guanajuato, denominadas Unidad la Esperanza, constituyen una porción de la sección superior de la SVMG, ya que suprayacen estratigráficamente a la Formación Arperos. La SVMG se originó en un ambiente de cuenca de tras-arco (marginal) en la que se emplazaron basaltos de piso oceánico (FA), los cuales fueron cubiertos por series detríticas pelágicas con intercalación de rocas piroclásticas y de lavas andesíticas a dacíticas-riolíticas hacia la cima (UE). Las rocas volcánicas de composición dacítica-riolítica, con intrusiones subvolcánicas graníticas asociadas, probablemente estén relacionadas con calderas submarinas que en sus etapas finales de formación pudieron haber desarrollado sistemas hidrotermales submarinos generadores de mineralizaciones VMS. Se estima que, incluyendo las series ofiolíticas (base de la cuenca de tras-arco), la SVMG podría alcanzar un espesor superior a los 4000 m.

Los depósitos identificados como tipo VMS en la Sierra de Guanajuato están emplazados dentro de un intervalo de rocas volcánicas de composición riodacítica; es decir, que a este tipo de vulcanismo está asociada la mineralización hidrotermal submarina. Por ello, la Unidad la Esperanza representa un objetivo importante para exploración de depósitos minerales tipo VMS en la Sierra de Guanajuato.

## Agradecimientos

Esta investigación fue financiada por los proyectos IN118709-2 (PAPIIT) y 2004-01-350 (CONACYT-FOSEMARNAT). Agradecemos a Rufino Lozano Santa Cruz el apoyo en los análisis de FRX, a Raymundo Martínez por su apoyo en la petrografía y geoquímica, y a Joaquín Proenza, Marc Campeny y Michelangelo Martini por sus valiosas observaciones al manuscrito.

## Referencias

- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Reyes-Zaragoza, M.A., Orozco-Esquivel, Ma.T., Ojeda-García, A.C., Vasallo, L.F., 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel Allende-Querétaro, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(2), 129-148.
- Aranda-Gómez, J.J., Aranda-Gómez, J.M., Nieto-Samaniego, A.F., 1989, Consideraciones acerca de la evolución tectónica durante el Cenozoico de la Sierra de Guanajuato y la porción meridional de la Mesa Central: *Revista del Instituto de Geología*, 8(1), 33-46.
- Aranda-Gómez, J.J., Godchaux, M.M., Aguirre-Díaz, G. de J., Bonnichsen, B., Martínez-Reyes, J., 2003, Three superimposed volcanic arcs in the southern Cordillera from the Early Cretaceous to the Miocene, Guanajuato, Mexico, *en* Instituto de Geología y Centro de Geociencias (eds.), *Geologic Transects Across Cordilleran Mexico. Guide Book for the field trips of the 99th Geological Society of America. Cordilleran Section Annual Meeting*, Mexico: Instituto de Geología, Special Publication 1, 123-146.
- Bailey, J.C., 1981, Geochemical criteria for refined tectonic discrimination of orogenic andesites: *Chemical Geology*, 32, 139-154.
- Centeno-García, E., Coney, P., Ruiz, J., Plattchett, J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Tectonic significance of the sediments of the Guerrero Terrane from petrographic, trace element, and Nd-isotopic studies, *en* Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P.J., Centeno-García, E., Gómez-Caballero, A. (eds.), *First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Proceedings: Instituto de Geología*, 30-33.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The Guerrero Composite Terrane: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: *Geological Society of America, Special Paper* 436, 279-308.
- Choidi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspard, D., Sánchez, A., Yta, M., 1988, Une discordance ante-Albienne date par une faune d'ammonites et de brachiopods de type téthysien au Mexique central: *Geobios*, 21, 125-135.
- Cole, J.W., Darby, D.J., Stern, T.A., 1995, Taupo Volcanic Zone and Central Volcanic Region. BackArc Structures of Northern Island, New Zealand, *en* Brian Taylor (ed.), *BackArc Basins, Tectonics and Magmatism*, 1-28.
- Corona-Chávez, P., 1988, Análisis estratigráfico estructural de la porción centro-sur de la Sierra de Guanajuato, México: México, Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, tesis de licenciatura, 60 p.
- Crawford, A.J., Beccaluva, L., Serri, G., 1981, Tectono-magmatic evolution of the West Philippine-Mariana region and the origin of boninites: *Earth Planetary Science Letters*, 54, 346-356.
- Dávila-Alcocer, V.M., Martínez-Reyes, J., 1987, Una edad Cretácica para las rocas basales de la Sierra de Guanajuato: Instituto de Geología, Simposio sobre la Geología de la Región de la Sierra de Guanajuato, resumen, 19-20.
- Echegoyén, S.J., 1978, Yacimientos minerales de la Sierra de Arperos y Comanja. Estado de Guanajuato, México: Consejo de Recursos Naturales, 21 p.
- Eliás-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., 1992, Tectonic implications of a mylonitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero Terrane), Southern Mexico: *Instituto de Geología*, 9, 113-125.
- Eliás-Herrera M., Ortega-Gutiérrez F., 1998, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center-Comment: *Tectonophysics*, 292, 321-326.
- Freydier, C., Martínez-Reyes, J., Lapiere, H., Tardy, M., Coulon, Ch., 1996, The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (Western Mexico). Geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center: *Tectonophysics*, 259, 343-367.
- Freydier, C., Lapiere, H., Ruiz, J., Tardy, M., Martínez-Reyes, J., Coulon, Ch., 2000, The Early Cretaceous Arperos basin: an oceanic domain dividing the Guerrero arc from nuclear Mexico evidenced by geochemistry of the lavas and sediments: *South American Earth Sciences*, 12, 325-336.
- Kearey, P., Klepeis, K.A., Vine, F.J., 2009, *Global Tectonics*, United Kingdom, Wiley and Blackwell, 482 p.
- Gill, J., 1981, *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*: Germany, Springer-Verlag, 390 p.
- González-Partida, E., 1993, Datos geoquímicos de roca total para la secuencia vulcanosedimentaria Cretácica en Cuale-El Rubí, Jalisco, y Tierra Caliente, Guerrero, México: *Geofísica Internacional*, 32(2), 249-259.
- Hall, B.V., Gómez-Torres, P.P., 2000a, The El Gordo volcanogenic massive sulphide deposit, Leon Guanajuato District, Central Mexico, *en* Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division (ed.), *VMS Deposits of Latin America: Special Publication No. 2*, 163-166.
- Hall, B.V., Gómez-Torres, P.P., 2000b, Geology and exploration of the Los Gavilanes Deposit, Leon, Mexico—a bimodal-siliciclastic volcanogenic massive sulphide deposit, *en* Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division (ed.), *VMS Deposits of Latin America: Special Publication No. 2*, 167-182.

- Kearey, P., Klepeis, K.A., Vine, F.J., 2009, *Global Tectonics*, United Kingdom, Wiley and Blackwell, 482 p.
- Lapierre, H., Ortiz-Hernández, L.E., Abouchami, W., Monod, O., Coulon, Ch., Zimmermann, J.L., 1992, A crustal section of an intra-oceanic island arc: The late Jurassic-Early Cretaceous Guanajuato magmatic sequence, central Mexico: *Earth and Planetary Science Letters*, 108, 61-77.
- LeBas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram: *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Macías-Romo, C., Gómez-Caballero, J.A., Martiny, B., 1991, Origen vulcanosedimentario del depósito San Ignacio, Sierra de Guanajuato, *en* Convención sobre la Evolución Geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía: Pachuca, 91-92.
- Martínez-Reyes, J., 1987, Resumen de la Geología de la Sierra de Guanajuato, *en* Instituto de Geología (ed.), Simposio sobre la Geología de la Región de la Sierra de Guanajuato: Guanajuato, 50-91.
- Martínez-Reyes, J., 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato: México, Instituto de Geología, Serie cartas Geológicas y Mineras, 8, 1 mapa con texto.
- Martínez-Reyes, J., Vassallo, L.F., Franco, I.F. de J., 1995, Geología y potencial minero de la porción central-poniente del Estado de Guanajuato: Instituto de Geología, Estación regional centro y Secretaría de Desarrollo Económico de Guanajuato, Folleto de divulgación, 37 p.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011, Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero Terrane: *The Journal of Geology*, 119, 597-617.
- Martini, M., Solari, L., Camprubí, A., 2013, Kinematics of the Guerrero terrane accretion in the Sierra de Guanajuato, central Mexico: new insights for the structural evolution of arc-continent collisional zones: *International Geology Review*, 55, 574-589.
- Marsaglia, K.M., 1995, Inter-arc and Back-arc Basins, *en* Busby, C.J., Ingersoll, R.V. (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins: USA*, Blackwell Science, 299-329.
- McCulloch, M.T., Gamble, J.A., 1991, Geochemical and geodynamical constrains on subduction zone magmatism: *Earth Planetary Science Letters*, 102, 358-374.
- Miranda-Gasca, M.A., 2000, The metallic ore-deposits of the Guerrero Terrane, western Mexico: an overview: *Journal of South American Earth Sciences*, 13, 403-413.
- Monod, O., Lapierre, H., Choidi, M., Martínez-Reyes, J., Calvet, P., Ortiz-Hernández, L.E., Zimmermann, J.L., 1990, Reconstitution d'un arc insulaire intra-océanique au Mexique central: la séquence volcanoplutonique de Guanajuato (Crétacé inférieur): *Comptes rendus de l'Académie des sciences (Paris)*, 310(2), 45-51.
- Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissing, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., Gabites, J.E., 2008, Age and Paleotectonic Setting of Volcanogenic Massive Sulfide Deposits in the Guerrero Terrane of Central Mexico: Constrains from U-Pb Age and Pb Isotope Studies: *Economic Geology*, 103, 117-140.
- Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Fallamiento y estratigrafía cenozoicos de la parte sudoriental de la Sierra de Guanajuato: *Revista del Instituto de Geología*, 9(2), 146-155.
- Nieto-Samaniego, A.F., García-Dobarganes, B.J.E., Aguirre-Maese, A.L., 1992, Interpretación estructural de los rasgos geomorfológicos principales de la Sierra de Guanajuato: *Revista del Instituto de Geología*, 10(1), 1-15.
- Ortiz-Hernández, L.E., Choidi, M., Lapierre, H., Monod, O., Calvet, P., 1992, El arco intraoceánico alóctono (Cretácico Inferior) de Guanajuato, características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas. Implicaciones geodinámicas: *Revista del Instituto de Geología*, 9(2), 126-145.
- Ortiz-Hernández, L.E., Martínez-Reyes, J., 1993, Evidence of Cretaceous hot-spot intra-plate magmatism in the central segment of the Guerrero Terrane, *en* Instituto de Geología, Proceedings, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, 110-112.
- Ortiz-Hernández, L.E., Flores-Castro, K., Acevedo-Sandoval, O.A., 2002, Petrographic and geochemical characteristics of upper Aptian calc-alkaline volcanism in San Miguel de Allende, Guanajuato state, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19(2), 81-90.
- Ortiz-Hernández, L.E., Acevedo-Sandoval, O.A., Flores-Castro, K., 2003, Early intraplate seamounts from Guanajuato, central Mexico: geochemical and mineralogical data: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(1), 27-40.
- Piragno, F., 2009, *Hydrothermal Processes and Mineral Systems: Australia*, Springer, 1250 p.
- Querol, S.F., Lowther, G.K., Navarro, E., 1991, Mineral deposits of the Guanajuato Mining District, Guanajuato, in *The Geology of North America*, The Geological Society of America: Economic Geology, P-3, 403-414.
- Quintero-Legorreta, O., 1992, Geología de la Región de Comanja, Estados de Guanajuato y Jalisco: *Revista del Instituto de Geología*, 10(1), 6-25.
- Randall, R.J.A., Saldaña, A.E., Clark, K.F., 1994, Exploration in a Volcano-Plutonic Center at Guanajuato, Mexico: *Economic Geology*, 89, 1722-1751.
- Saldaña, A.E., 1991, Evolución geológica y mineralización de la parte central de la Sierra de Guanajuato, *en* Instituto de Geología (ed.), Convención sobre la Evolución Geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía: Pachuca, 195-199.
- Schandl, E.S., Gorton, M.P., 2002, Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments: *Economic Geology* 97, 629-642.
- Servais, M., Rojo, Y.R., Colorado, L.D., 1981, Estudio de las rocas básicas y ultrabásicas de Sinaloa y Guanajuato: Postulación de un paleogolfo de Baja California y de una digitación Tethysiana en México Central, Consejo de Recursos Minerales, Gerencia de Estudios Especiales, 18 p.
- Stein, G., Lapierre, H., Monod, O., Zimmermann, J.L., Vidal, R., 1994, Petrology of Some Mexican Mesozoic-Cenozoic Plutons: Sources and Tectonic Environments: *Journal of South American Earth Sciences*, 7, 1-7.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: Implications for mantle composition and processes, *en* Saunders A.D., Norry, M. J. (eds.), *Magmatism in Ocean Basins*: Geological Society, London, Special Publications, 42, 313-345.
- Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, Ch., Gill, J.B., Mercier de Lepinay, B., Beck, C., Martínez-Reyes, J., Talavera, M.O., Ortiz-Hernández, L.E., Stein, G., Bourdier, J.L., Yta, M., 1994, The Guerrero suspect terrane (western México) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous: *Tectonophysics*, 230, 49-73.
- Vasallo, L.F., Martínez-Reyes, J., Pierre, P.J., 1996, Estructuras Circulares y lineales en el Distrito Minero de Guanajuato, México, y su significado en la prospección minera: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(2), 252-257.
- Wilson, M., 1989, *Igneous petrogenesis*. London. Kluwer Academic Press, 466 p.
- Winter, J.D., 2010, *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. USA. Prentice Hall, 702 p.

Manuscrito recibido: Mayo 3, 2012.

Manuscrito corregido recibido: Noviembre 30, 2012.

Manuscrito aceptado: Diciembre 10, 2012.