

# El terreno Cuicateco: ¿cuenca oceánica con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México?

## Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos

Rosalva Pérez-Gutiérrez<sup>1\*</sup>, Luigi A. Solari<sup>2</sup>, Arturo Gómez-Tuena<sup>2</sup> y Víctor A. Valencia<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Cd. Universitaria, 04510 México DF, México.

<sup>2</sup> Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla, Blvd. Juriquilla 3001, 76230 Querétaro, Qro., México.

<sup>3</sup> Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, Arizona 85721, Estados Unidos de América.

\* perezr@geologia.unam.mx

### RESUMEN

La porción suroriental del terreno Cuicateco, entre Matías Romero y Juchitán, Oaxaca, está compuesta por una secuencia vulcanosedimentaria de bajo grado metamórfico que presenta por lo menos tres eventos de deformación,  $D_1$ : plegamiento recumbente a isoclinal  $F_1$  de la superficie de estratificación  $S_0$ , con una vergencia general hacia el noreste y desarrollo de una esquistosidad de plano axial  $S_1$  con echado hacia el suroeste. Paralelo a las superficies  $S_1$  se observa el desarrollo de hornblenda, epidota, clorita, moscovita y cuarzo. Esta deformación está relacionada a un evento transcurrente con cinemática sinistral de edad post-maastrichtiana.  $D_2$ : evento paleocénico? caracterizado por cabalgaduras con dirección de desplazamiento al norte-noreste, como la falla Vista Hermosa, y el desarrollo de la superficie de esquistosidad  $S_2$  sin una aparente recristalización asociada.  $D_3$ : evento miocénico definido por fallamiento de tipo normal y lateral.

La composición química de las rocas anfíbolíticas del terreno Cuicateco es de basalto toleítico ( $SiO_2$  de 45 a 50%), con empobrecimientos relativos en tierras raras ligeras y patrones casi planos de tierras raras pesadas. Los elementos en traza muestran un patrón empobrecido en elementos más incompatibles con respecto a los menos incompatible y anomalías negativas de Th y Nb en algunas muestras. Una componente de magmas relacionados con subducción es también evidente por su relación Ta/Yb vs. Th/Yb.

Los fechamientos de U-Pb por LA-MC-ICPMS en zircones de una anfíbolita arrojaron una edad de  $65.7 \pm 1.2$  Ma (Maastrichtiano) interpretada como la edad de cristalización del protolito basáltico. De igual manera, los zircones detríticos de una flita vulcanoclástica indican una edad máxima de depósito maastrichtiana (78 Ma) con picos significativos en 113 Ma, 542 Ma, 1198 Ma, 1662 Ma, 2791 y 3062 Ma. Los zircones de una arenisca de la Formación Todos Santos arrojaron una edad máxima del depósito posterior al Triásico Medio - Superior (228 Ma) con picos importantes en 571 Ma, 1026 Ma, 1530 Ma, 1978 Ma y 2909 Ma.

Los resultados petrológicos, estructurales y geocronométricos sugieren el desarrollo de un vulcanismo básico en un ambiente de cuenca oceánica con influencia de subducción durante el Cretácico Superior que sufrió los efectos de dos deformaciones, una transpresiva y otra compresiva, durante el Cretácico Superior-Paleoceno, seguido por un fallamiento normal y lateral miocénico que se asocia a la dinámica del sistema de fallas Polochic-Motagua.

Palabras clave: cuenca oceánica, geocronología U-Pb, deformación transpresiva, Maastrichtiano, terreno Cuicateco, México.

## ABSTRACT

The southeastern portion of the Cuicateco terrane, between Matías Romero and Juchitán, Oaxaca, is made up by a low metamorphic grade vulcanosedimentary sequence that shows at least three deformation events.  $D_1$ : isoclinal-recumbent  $F_1$  folding of the  $S_0$  surfaces with northeastern verging and development of a  $S_1$  axial plane cleavage with southwestern dipping. Parallel to  $S_1$  surfaces can be observed the development of hornblende, epidote, chlorite, muscovite and quartz. Such structures are related to a post-Maastrichtian left transcurrent deformational event.  $D_2$ : Paleocene(?) event characterized by thrust faulting with displacement direction to north-northeast, such as the Vista Hermosa mesostructure fault, and the development of the  $S_2$  cleavage without associated recrystallization.  $D_3$ : Miocenic event, defined by normal and lateral faulting.

Chemical composition of the amphibolitic rocks of the Cuicateco terrane resembles that of tholeiitic basalts ( $SiO_2$  45–50%), with a depletion in LREE and flat HREE patterns. Trace elements show a pattern depleted in the highly incompatible elements with respect to the less incompatible elements, and negative anomalies of Nb and Th. A contribution of subduction-related magmas is also shown by the Ta/Yb vs. Th/Yb relationships.

U-Pb dating by LA-MC-ICPMS on zircons belonging to the amphibolite yielded a Maastrichtian age ( $65.7 \pm 1.2$  Ma) that is interpreted as the crystallization age of the basaltic protolith. U-Pb analyses on detrital zircons of a vulcanoclastic phyllite suggest a maximum depositional Maastrichtian age ( $\sim 78$  Ma) with significant peaks at 113 Ma, 542 Ma, 1198 Ma, 1662 Ma, 2791 and 3062 Ma. Zircons from a sandstone belonging to the Todos Santos Formation indicate a maximum depositional age of the Middle-Upper Triassic (228 Ma), with important peaks at 571 Ma, 1026 Ma, 1530 Ma, 1978 Ma and 2909 Ma.

Petrological, structural and geochronological data suggest the development of a mafic volcanism and sedimentation in an ocean basin and close relationships with a subduction process during the Late Cretaceous. This volcanic-sedimentary sequence was deformed by two events: a transpressive to compressive deformation, during the Latest Cretaceous – Paleocene, and a later, Miocenic normal-lateral faulting, which can be associated to the Polochic-Motagua faulting tectonic system.

*Key words:* oceanic basin, U-Pb geochronology, transpressional deformation, Cuicateco terrane, Maastrichtian, Mexico.

## INTRODUCCIÓN

El terreno Cuicateco (Sedlock *et al.*, 1993) o Juárez (Campa y Coney, 1983) se ubica en el sureste de México, entre los terrenos Zapoteco y Maya (Figura 1). Es una franja con orientación noroeste-sureste con una longitud mayor a los 230 km y está formada por una secuencia de rocas vulcanosedimentarias con metamorfismo de bajo grado que han sido consideradas hasta ahora como del Jurásico-Cretácico (Carfantán, 1983; Campa y Coney, 1983; Delgado-Argote, 1988; Barboza-Gudiño, 1994; Ángeles-Moreno, 2006).

La asociación litológica del terreno Cuicateco incluye serpentinitas, leucogranitos, metagranitoides, migmatitas, metalavas y sedimentos vulcanogénicos (Carfantán, 1985; Delgado-Argote, 1989; Ángeles-Moreno, 2006). Las rocas ígneas presentan un comportamiento químico atípico, ya que presentan una tendencia que varía desde un carácter toleítico (Delgado-Argote, 1989) hasta uno alcalino (Ángeles-Moreno, 2006). La edad cretácica de estas rocas ha sido determinada por varios métodos: Delgado-Argote *et al.* (1992) obtuvieron una edad  $^{40}Ar/^{39}Ar$  promedio de 130 Ma (Cretácico Inferior) para hornblendas de una diorita y clinopiroxenita; mientras que Alzaga-Ruiz y Pano (1989) determinaron la edad de sedimentación vulcanoclástica en el intervalo Titoniano-Barremiano con base en microfau-

*Crassicolaria* sp., *Tintinnopsella* sp. y *Lorenzielle* sp. En la región del Istmo de Tehuantepec, Carfantán (1985) planteó que la cuenca Cuicateca sería pre-albiana, al considerar que el depósito de las rocas carbonatadas del Albiano marcó el cese del vulcanismo en la zona.

El metamorfismo y metasomatismo parcial que sufrieron algunas de las rocas del terreno Cuicateco ha sido considerado de origen sintectónico y asociado con un evento transtensional dextral de edad titoniana-barremiana (Ángeles-Moreno, 2006) o bien producto de una fase compresiva sub-Herciniana en el Coniaciano (Carfantán, 1985).

La secuencia del terreno Cuicateco define un cinturón de pliegues y cabalgaduras NNO–SSE con vergencia al oriente, cuyo origen se ha atribuido a la Orogenia Laramide durante el Cretácico Tardío-Terciario temprano (Carfantán, 1985; Delgado-Argote, 1989; Barboza-Gudiño y Schwab, 1996; Ángeles-Moreno, 2006). Los eventos tectónicos más jóvenes están caracterizados por una deformación frágil definida por fallamientos laterales y normales del Eoceno-Mioceno (Carfantán, 1985; Ángeles-Moreno, 2006).

Los límites tectónicos que se han establecido para el terreno Cuicateco corresponden a dos estructuras importantes: en el borde occidental, la falla Oaxaca como límite con el terreno Zapoteco, y en el oriente, la falla

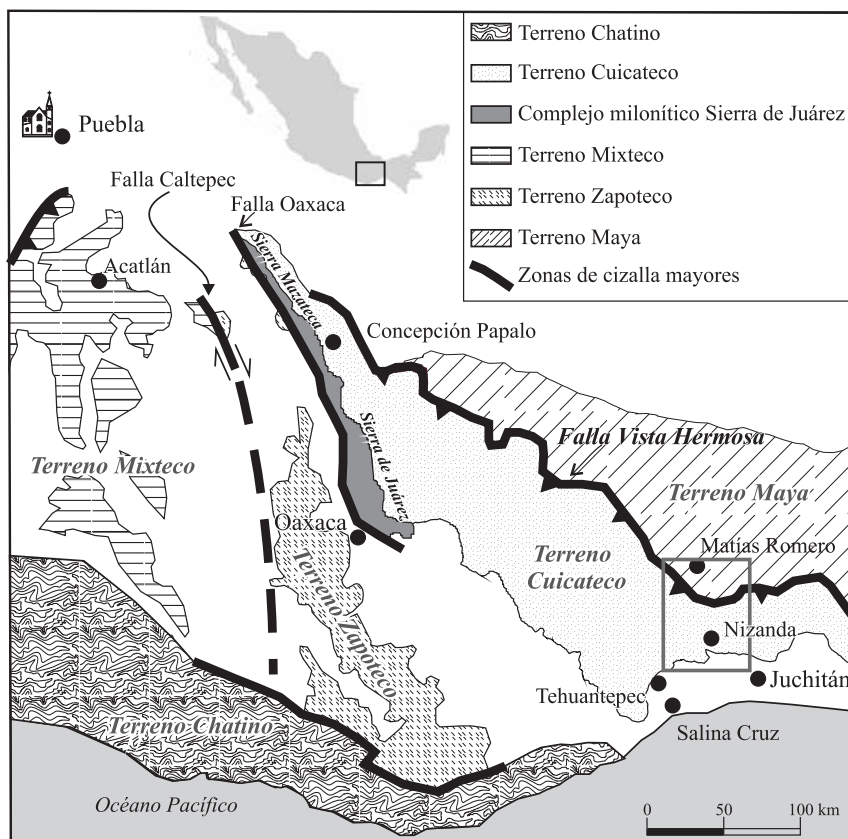


Figura 1. Ubicación del terreno Cuicateco en el sur de México (modificado de Solari *et al.*, 2004).

Vista Hermosa que constituye el límite con el terreno Maya (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1991; Barboza-Gudiño y Schwab, 1996; Figura 1).

Las características litológicas, químicas y escasos datos geocronológicos del terreno Cuicateco han permitido plantear tres hipótesis para explicar el origen y evolución de este terreno: 1) una cuenca oceánica marginal pre-albiana, caracterizada por rocas básicas y ultrabásicas con afinidad de piso oceánico, cubiertas por depósitos de detritos provenientes de dominios continentales emergidos y de procedencia relacionada a los basamentos de Chiapas y de Oaxaca (Carfantán, 1983, 1985); 2) una cuenca tras-arco o de arco volcánico del Jurásico Superior–Cretácico Inferior relacionada a una serie de cuencas menores con asociaciones de lavas andesíticas, tobas y rocas sedimentarias, en un escenario de zona de subducción hacia el occidente y con una aparente polaridad hacia el oriente (Delgado-Argote, 1989; Ángeles-Moreno, 2006); y 3) una secuencia vulcanosedimentaria que se depositó en una cuenca de *rift*, o cuenca *pull-apart* establecida durante el Jurásico Superior–Cretácico medio relacionada a un sistema de cizalla lateral izquierda en la margen occidental del Golfo de México (Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1994), y/o asociada a un régimen transtensional dextral relativamente contemporáneo (Ángeles-Moreno, 2006).

En este trabajo se presentan los resultados de un aná-

lisis geológico, estructural, geoquímico y geocronológico del terreno Cuicateco en el área de Matías Romero – Ciudad Ixtepec, Oaxaca. Con base en estos datos, se discutirán las implicaciones tectónicas para la evolución mesozoica-cenozoica del sureste de México, destacando que la importancia de las rocas del terreno Cuicateco radica en su probable continuidad dentro del bloque Chortís, lo que apoyaría la hipótesis de la posición de este bloque contiguo a la margen sur de México y, en consecuencia, su posible relación paleogeográfica con la evolución de la placa del Caribe en el Cretácico Superior.

## GEOLOGÍA

La zona de estudio (Figura 2) está caracterizada por una secuencia formada por anfibolitas y serpentinas con protolitos ígneos volcánicos y subvolcánicos, y filitas-esquistos (pelítico–calcáreos) que presentan un metamorfismo de bajo grado y una deformación importante, que ha sido definida como terreno Cuicateco (Sedlock *et al.*, 1993). A esta secuencia la cabalgan secuencias de caliza con estratos gruesos, ligeramente plegadas y con un contenido importante de rudistas de edad albiana (*Sellea* sp. y *Pacytraga* sp.; Carfantán, 1985). La secuencia metavulcanosedimentaria está intrusionada por cuerpos de monzonita, y está sobrea-

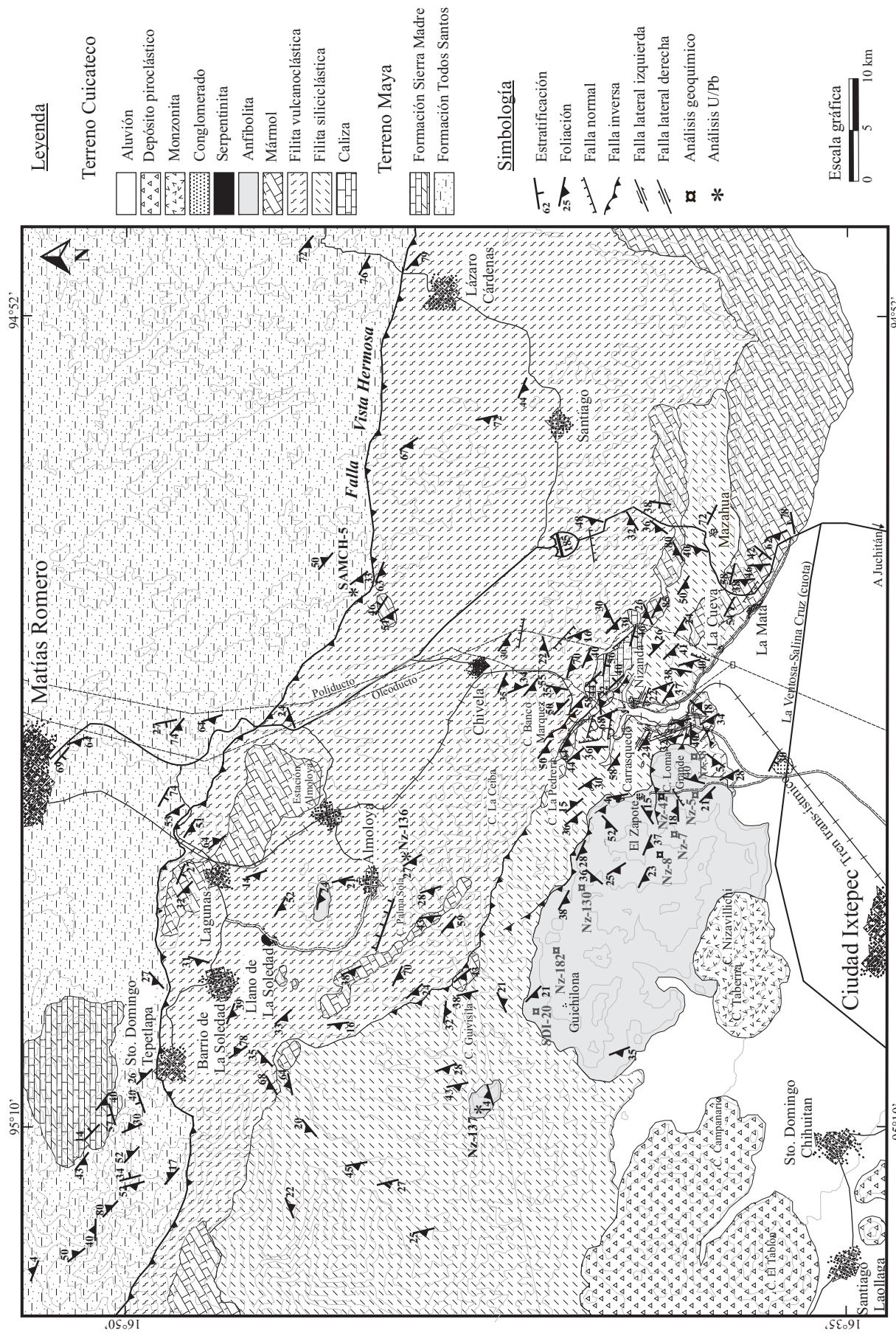


Figura 2. Mapa geológico de la zona de Ciudad Ixtepec-Matías Romero, Oaxaca, en la que se aprecia la distribución espacial de las unidades litológicas del terreno Cuicateco y el terreno Maya.

cida por depósitos piroclásticos de composición riolítica de 16 Ma (Williams y McBirney, 1969). En la porción sur del área se ubican las rocas más jóvenes: un conglomerado polimíctico y depósitos aluviales, producto de la erosión de las rocas preexistentes. Al norte, en las inmediaciones de Matías Romero, afloran conglomerados, areniscas y limolitas de carácter continental relacionados a la Formación Todos Santos (Terreno Maya; Herrera y Estavillo, 1991), así como calizas de la Formación Sierra Madre (Quezada, 1978). El límite entre los terrenos Cuicateco y Maya es de tipo tectónico y está definido por un sistema de fallas inversas bien representado por la falla Vista Hermosa (Ortega-Gutiérrez et al., 1991). La distribución de las unidades litológicas de ambos terrenos se muestra en la Figura 2, y se describen a continuación en orden estratigráfico.

### **Terreno Cuicateco**

#### ***Filita siliciclástica***

Las mejores exposiciones de esta unidad se encuentran en la porción centro y noroeste de la zona de estudio, en los alrededores de Nizanda, La Cueva y Mazahua. Se trata de una roca de color ocre, estratificada en capas de 0.2 a 10 cm de espesor, afectada por una esquistosidad penetrativa. Su textura varía de granular fina-media a lepidoblástica, formada por granos subredondeados de cuarzo, feldespato y óxido de hierro, minerales de hábito tabular (clorita y moscovita) y grafito, dispuestos de manera paralela a la superficie de esquistosidad. Dentro de esta unidad es posible apreciar dique-estratos de composición basáltica, con formas y contactos irregulares, evidenciando que la intrusión se produjo en sedimentos no consolidados.

#### ***Caliza***

Al norte de Nizanda afloran calizas de color gris claro dispuestas en estratos de 50 a 80 cm de espesor. Dentro de la roca es posible identificar nódulos de pedernal y restos fósiles de rudistas y corales recristalizados, que han permitido sugerir una edad del Albiano-Cenomaniano (*Sellaea* sp. y *Pachytraga* sp.; Carfantan, 1985). En esta unidad se desarrollan pliegues de amplitud media. Esta roca cabalga a la filita siliciclástica y a la filita vulcanoclástica (Figura 2).

#### ***Filita vulcanoclástica***

Concordante con la filita siliciclástica, aflora principalmente en la parte occidental y norte del área, en las inmediaciones de Lázaro Cárdenas, Chivela, Almoloya (Figura 2). Corresponde a filitas de color gris, verde u ocre, dispuestas en capas de espesor variable entre 0.5 y 10 cm que muestran una estructura esquistosa. Son rocas con granulometría media a fina con cristales subredondeados de clorita, epidota y cuarzo, en una matriz arcillosa. En lámina delgada se aprecia una textura lepidoblástica y granoblástica formada por cristales de epidota, albita, cuarzo, zircón y turmalina detríticos, líticos volcánicos, calcita-dolomita,

mica blanca, óxido de hierro y clorita dispuestos de manera paralela a las superficies de la esquistosidad. Estas rocas fueron intrusionadas por un *stock* y *sills* basálticos; estos últimos en su mayoría no son cartografiados.

#### ***Mármol***

Aflora en franjas delgadas y discontinuas de orientación NO-SE, distribuidas al noroeste de Nizanda, en las inmediaciones de Carrasquedo, El Zapote y al norte de La Cueva. Es una roca de color gris claro a blanco, en estratos delgados de 3 a 10 cm de espesor. Su textura es sacaroide y está compuesta principalmente por cristales de calcita subedral. La roca se aprecia foliada y ocasionalmente plegada. Esta roca se encuentra interdigitada con la filita siliciclástica y con la filita vulcanoclástica.

#### ***Anfibolita***

La roca metavolcánica que aflora en la porción central del área de estudio es una anfibolita de color verde oscuro, con estructura masiva y texturas que varían de porfidoblástica, cataclástica, blastomilonítica y milonítica. La asociación mineralógica representativa de la anfibolita está caracterizada por fenocristales de hornblenda, epidota y palgioclasa, los cuales se observan en proporciones variables. En lámina delgada además se aprecian minerales accesorios como tremolita, clinozoisita, clorita, rutilo (ocasionalmente como relicto), cuarzo, moscovita, zircón y hematita. Tanto en muestra de mano como en lámina delgada se aprecia que la orientación de los minerales constituye la superficie de esquistosidad. La principal alteración que sufren las anfibolitas es la cloritización, que llega a afectar hasta un 70% de la roca. Estas rocas intrusionan a la filita siliciclástica y a la filita vulcanoclástica en forma de *sills* en el norte de Almoloya, sur de Carrasquedo y al oeste del C. Guivisila, y un *stock* elongado con eje mayor de 30 km en el Zapote-Guichilona.

#### ***Serpentinita***

Un cuerpo de 0.6 km de diámetro de serpentinita aflora en la comunidad de El Llano de La Soledad. Es una roca de color verde oscuro formada por cristales de serpentinita, epidota y clorita. En lámina delgada se aprecian también cristales de espinela, clorita e ilmenita. Por medio de difracción de rayos X y microsonda, Robles-Camacho (2006) determinó que los cristales de serpentinita son lizardita-antigorita-crisotilo. Una cantidad importante de fracturas cortan a la roca y los rellenos de éstas son óxidos de hierro, crisotilo y clorita. La relación de contacto con la filita vulcanoclástica no se aprecia de manera directa, sólo se puede inferir que el protolito de la serpentinita de origen peridotítico (Carfantan, 1985) e intrusionó a la filita.

#### ***Conglomerado***

Al sur del área de estudio, sobre la carretera de cuota La Ventosa-Salina Cruz aflora una secuencia de rocas sedimentarias de color púrpura a verde que consiste de conglomo-

merados de grano medio con clastos de forma subredondeada y angulosa de filita, anfibolita, mármol y caliza, los cuales están soportados por una matriz arenácea; y areniscas de grano medio a fino cuyos fragmentos líticos son similares a los de los conglomerados. La secuencia aparentemente no se aprecia deformada de manera importante, sólo muestra una inclinación de la superficie de estratificación hacia el suroeste. Al occidente de Santiago Laollaga estas rocas se encuentran subyaciendo a un depósito piroclástico miocénico de 16 Ma (Williams y McBirney, 1969).

### **Rocas volcánicas e intrusivas**

En la porción sur del área de estudio, en los cerros Nizavilichi y Taberna, parte de la secuencia vulcanosedimentaria está cortada por un cuerpo subvolcánico. Esta roca intrusiva es una monzonita de color verde claro con textura porfídica compuesta por fenocristales de plagioclasa, hornblenda, epidota, cuarzo y feldespato potásico con una matriz vítrea. Por otro lado, en el cerro El Campanario la secuencia de filitas siliciclásticas está sobreyacida por un flujo piroclástico de color crema a verde muy claro, con textura brechoide formada por clastos de pómez y líticos angulosos de tamaño variable entre 0.3 y 12 cm de diámetro, incluidos en una matriz de ceniza. Williams y McBirney (1969) obtuvieron una edad por el método K-Ar de 16 Ma para un depósito piroclástico similar que aflora al oeste de Tehuantepec.

### **Terreno Maya**

En la región se ha considerado que el basamento del terreno Maya es un complejo cristalino que aflora al norte de Matías Romero (Campa y Coney, 1983). Las rocas más antiguas de este complejo están agrupadas en el Complejo Güichicovi (Murillo-Muñetón, 1994; Weber y Köhler, 1999), e incluyen granulita félsica y máfica de dos piroxenos, paragneis, anfibolita, un plutón diorítico granulítico, mármol, gneis calcisilicatado y cuarcita, que fueron afectados por un metamorfismo en facies de granulita y tienen una edad grenviliense (Murillo-Muñetón, 1994). Estas rocas fueron intrusionadas por el batolito La Mixtequita, que está compuesto por granitoides pérmicos, plutones del Jurásico Temprano y, en menor proporción, por diques de edad post-Jurásico Temprano (Murillo-Muñetón, 1994).

Al basamento del terreno Maya lo sobreyace de manera discordante una potente sucesión de rocas sedimentarias que va desde el Jurásico Medio al Terciario. Esta cubierta sedimentaria incluye a la Formación Todos Santos, Formación Mogoñé, Caliza La Victoria, Grupo La Zacatera y Formación Sierra Madre (Herrera y Estavillo, 1991; Murillo-Muñetón, 1994).

### **Formación Todos Santos**

Aflora en las inmediaciones de Matías Romero, Santo Domingo Petapa y al norte de Lázaro Cárdenas

(Figura 2). La unidad es de color rojizo y está formada por estratos delgados de limolita, arenisca de grano fino a grueso, arenisca conglomerática y por estratos gruesos y ocasionalmente masivos de un conglomerado constituido por clastos de granito, riolita, andesita, gneis y caliza. Los fragmentos de los conglomerados tienen formas subredondeadas a redondeadas, tamaños variables entre 1 y 10 cm de diámetro, y están incluidos en una matriz arenosa o de ceniza volcánica. En esta unidad es posible observar estructuras primarias como laminación, gradación, estratificación cruzada y rizaduras. Esta unidad fue definida en los Altos Cuchumatanes en Guatemala por Sapper (1894), y posteriormente correlacionada con rocas similares en México por Vinson (1962). Su edad se considera del Jurásico Medio con base en palinomorfos y el ambiente de depósito sugerido es de abanicos aluviales y ambientes fluviales (Herrera y Estavillo, 1991).

### **Formación Sierra Madre**

Al norte de Santo Domingo Tepetlapa afloran calizas de color gris oscuro dispuestas en estratos de 50 cm a 1.5 m de espesor, que contienen restos fósiles de nerineas, rudistas y corales. Rocas similares encontradas en afloramientos ubicados al norte son consideradas del Cretácico Inferior (Quezada, 1978). Esta unidad sobreyace por discordancia angular a las rocas de la Formación Todos Santos.

Las rocas del terreno Cuicateco cabalgan a las del terreno Maya por medio de una falla inversa denominada falla Vista Hermosa. Esta estructura fue documentada por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1991), Barboza-Gudiño (1994) y Barboza-Gudiño y Schwab (1996) a lo largo del margen oriental de la Sierra de Juárez y se considera que su traza continúa hasta las inmediaciones de La Laguna y Lázaro Cárdenas, el sur y sureste de Matías Romero, Oaxaca, donde se caracteriza por un sistema de fallamiento inverso dentro de un régimen dúctil-frágil con dirección de transporte hacia el noreste (Figura 2).

## **ESTRUCTURAS**

En el área se han observado estructuras que pertenecen por lo menos a tres fases de deformación, según se describe enseguida:

### **Primera fase de deformación (D<sub>1</sub>)**

La D<sub>1</sub> genera el rasgo estructural más importante en la zona de estudio, que está caracterizado por una superficie de esquistosidad penetrativa S<sub>1</sub> que afecta a todas las rocas del terreno Cuicateco. Su origen se relaciona a un plegamiento de tipo recostado y recumbente F<sub>1</sub> de la superficie de estratificación S<sub>0</sub> (Figura 3a), cuya vergencia es principalmente al noreste. Los planos de esquistosidad son dominios delgados, continuos y lisos (Figura 3b), caracterizados por la

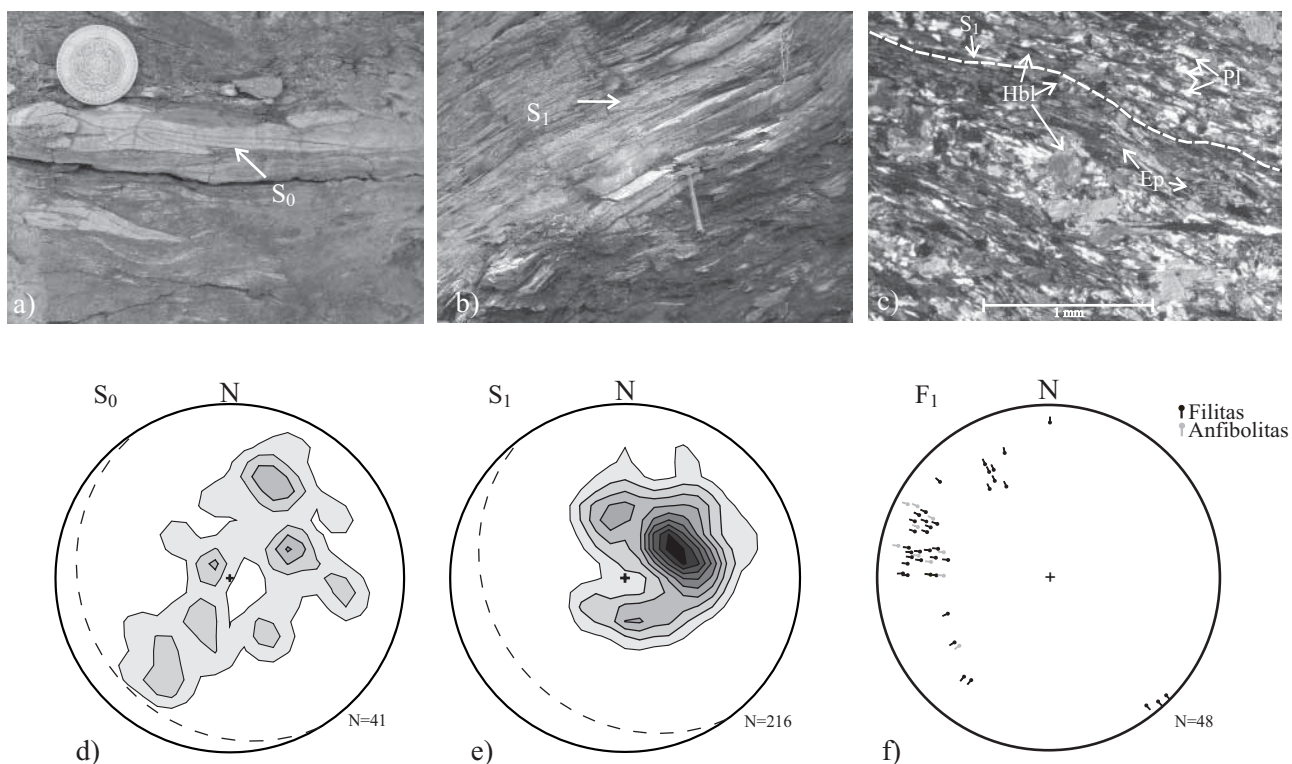


Figura 3. Geometría y proyección estereográfica (hemisferio inferior) de las estructuras generadas por la fase de deformación  $D_1$ . a: Superficie de estratificación  $S_0$  al oriente de El Zapote; el diámetro de la moneda es de 2.8 cm. b: Superficie de esquistosidad  $S_1$  en un corte de la vía del tren trans-istmico, noroeste de Nizanda; el martillo tiene una longitud de 33 cm. c: Fotomicrografía en nícoles cruzados que muestra la distribución de los minerales respecto a la superficie  $S_1$  (Hbl: hornblenda; Pl: plagioclasa; Ep: epidota). d y e: Estereogramas que muestran la geometría de las estructuras  $S_0$  y  $S_1$ , concentración de polos. f: Ejes de pliegues generados por  $D_1$ .

concentración de minerales metamórficos de hábito tabular como clorita, moscovita, epidota y hornblenda (Figura 3c). La orientación preferencial de la superficie de estratificación  $S_0$  y de la esquistosidad  $S_1$  es muy parecida, con una orientación de  $155^\circ$  y con buzamiento promedio de  $S_1$  de  $50^\circ$  al suroeste, como la mayoría de los datos  $S_0$  (Figura 3d y 3e), debido a la geometría recostado-recumbente de los pliegues. La mayoría de los pliegues  $F_1$  tienen ejes orientados  $270^\circ$  a  $290^\circ$  con inclinaciones variables entre  $10^\circ$  y  $35^\circ$  (Figura 3f). Las variaciones en orientación de los ejes de pliegues  $F_1$  ( $150^\circ$ ,  $240^\circ$  y  $330^\circ$ ) podrían ser resultado de la rotación que sufrieron por efecto del evento  $D_2$ .

Las características de la  $D_1$  definen un régimen de deformación principalmente dúctil-frágil que tuvo una relación directa con el metamorfismo en facies de esquistos verdes-epidota-anfibolita. El evento responsable de esta deformación podría ser un desplazamiento transcurrente sinistral, evidenciado por lineaciones de estiramiento subhorizontales, que indican un desplazamiento lateral izquierdo sobre un plano vertical de  $S_1$  que posteriormente fue plegado por  $D_2$ . Sin embargo, la edad de este evento no fue determinada; Vila-Gómez (1977) obtuvo por el método K-Ar en roca total (filita) una edad de 82.5 Ma, Campaniano inferior, que Carfantan (1985) relacionó con la edad del metamorfismo.

### Segunda fase de deformación ( $D_2$ )

La  $D_2$  está definida por la superficie de esquistosidad  $S_2$  que corresponde a los planos axiales de pliegues de la superficie  $S_1$ , principalmente de tipo recumbente (Figura 4a), su orientación preferencial es  $162^\circ$  con inclinaciones de  $15^\circ$  al suroeste (Figura 4c). A diferencia de la superficie  $S_1$ , en los planos de  $S_2$  no se aprecia desarrollo mineral relacionado. Asociado al plegamiento se aprecia fallamiento inverso con planos ondulados (Figura 4b) que tienen un rumbo preferencial  $140^\circ$  e inclinación variable entre  $25^\circ$  y  $48^\circ$  al suroeste y una dirección de transporte hacia el NNE; dentro de estas estructuras se encuentra la falla Vista Hermosa (Figura 4d).

### Tercera fase de deformación ( $D_3$ )

La fase de deformación más joven  $D_3$ , está definida por fallas de tipo normal y lateral (Figura 5a y 5b). Las fallas normales presentan planos orientados preferencialmente a  $122^\circ$  con inclinaciones variables de  $59^\circ$  a  $72^\circ$  hacia el suroeste (Figura 5c), mientras que las de tipo lateral tienen una orientación a  $98^\circ$  con inclinación de  $82^\circ$  al norte (Figura 5d) y en su mayoría corresponden a fallas de desplazamiento

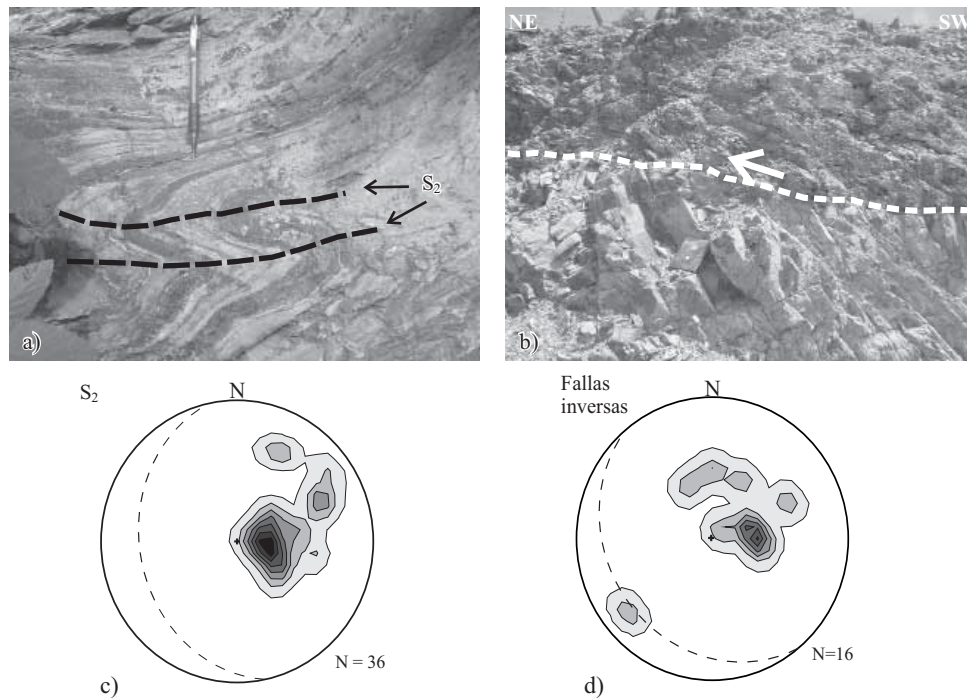


Figura 4. Geometría y proyección estereográfica (hemisferio inferior) de las estructuras D<sub>2</sub>. a) Superficies axiales de pliegues de crenulación (S<sub>2</sub>) en la carretera Juchitán-Matías Romero, noreste de La Mata, en la secuencia de filitas del terreno Cuicateco; la longitud del lapicero es de 13.5 cm.; b) falla inversa (falla Vista Hermosa) relacionada a la fase D<sub>2</sub> al noreste de Chivela; las dimensiones de la libreta son 16 x 21.7 cm.; c) Concentración de polos de planos axiales (S<sub>2</sub>), y d) Concentración de polos de planos de fallas inversas del evento D<sub>2</sub>.

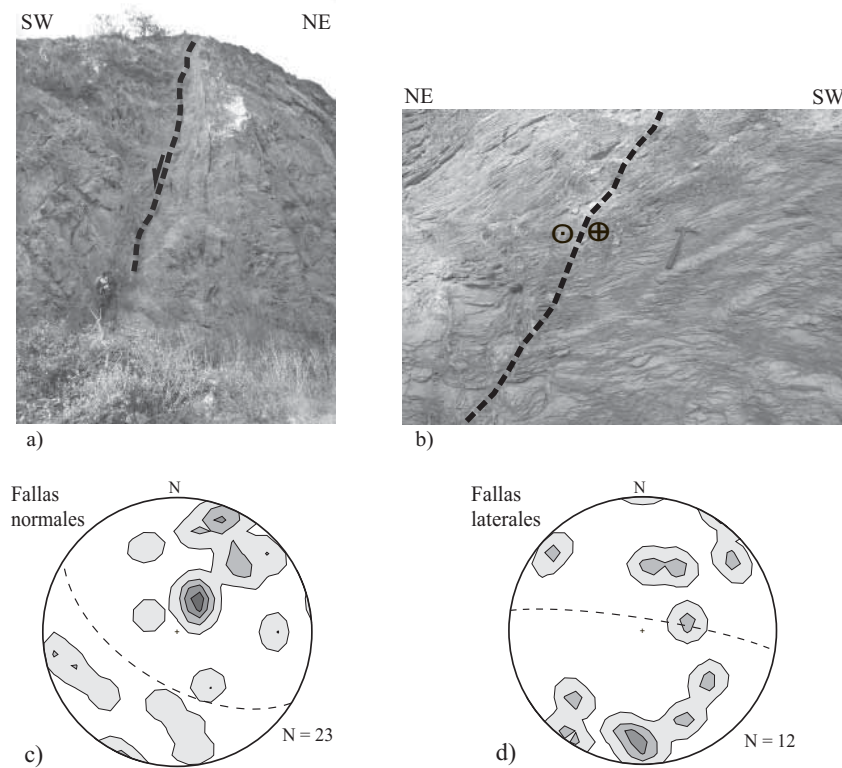


Figura 5. Geometría y proyección estereográfica (hemisferio inferior) de las estructuras generadas por D<sub>3</sub>. a) Falla normal cortando a la filita vulcanoclástica en un corte del ducto de Pemex, sureste de Chivela; la dimensión del afloramiento es de 7 × 10 m; b) falla lateral izquierda que afecta a la filita siliciclástica en un corte del camino La Cueva-Nizanda; la longitud del martillo es de 33 cm.; c) y d) Estereogramas que muestran la geometría de las estructuras D<sub>3</sub>, polos de planos de falla.



lateral izquierdo, movimiento determinado a partir de indicadores cinemáticos. Las zonas de cizalla que generan tienen un espesor variable entre 5 y 50 cm, y en ellas se tiene la presencia de material de falla con granulometría que varía desde salbanda a brechas. Estas estructuras son más evidentes en la secuencia metavulcanosedimentaria y se formaron bajo un régimen frágil.

## GEOQUÍMICA Y GEOCRONOLOGÍA

Los análisis geoquímicos se realizaron en 14 muestras de anfibolita (Tabla 1). Los elementos mayores fueron analizados por Fluorescencia de Rayos X (XRF), siguiendo la metodología de Lozano y Bernal (2005), mientras que las concentraciones de los elementos traza se determinaron con un Espectrómetro de Masas de Plasma Acoplado por Inducción (ICP-MS) en el Instituto de Geología y en el Centro de Geociencias de la UNAM, de acuerdo a la metodología reportada por Mori *et al.* (2007).

Con la finalidad de obtener información acerca de las edades de cristalización, procedencia y depósito de las rocas de la secuencia metavulcanosedimentaria, se llevaron a cabo fechamientos por el método de U-Pb en zircones de una muestra de anfibolita (Nz-137), en zircones detríticos de una muestra de la filita vulcanoclástica (Nz-136) y finalmente en una muestra de arenisca de la Formación Todos Santos (SAMCH-5). Se utilizó un sistema de ablación láser acoplado a un ICP-MS multicolector, siguiendo la metodología reportada por Gehrels *et al.* (2006), en el *Arizona Laserchron Center* de la Universidad de Arizona, E.U.

Para su preparación y separación, las muestras fueron trituradas y pulverizadas; los concentrados de zircones se obtuvieron a partir de sus propiedades de densidad y magnéticas empleando una mesa Wilfley, un separador magnético Frantz, líquidos pesados y finalmente por selección manual. Posteriormente, fueron montados en resina epóxica y pulidos para su análisis. Los zircones fueron observados y fotografiados bajo catodoluminiscencia, usando un luminoscopio ELM 3R conectado a una cámara digital. Los resultados isotópicos de las muestras Nz-137, Nz-136 y SAMCH-5 se muestran en las Tablas 2, 3 y 4, respectivamente.

## Resultados

### Geoquímica

Las anfibolitas del terreno Cuicateco muestran una composición basáltica con contenidos de SiO<sub>2</sub> que varían entre 45 y 50 % en peso. La composición dada por la relación Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub> (Pearce, 1996) y los elementos mayores en el diagrama SiO<sub>2</sub>-MgO vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> (Middlemost, 1997) sugieren que la mayoría de las muestras corresponden a basaltos de carácter subalcalino y en su mayoría con afinidad toleítica (Figura 6a y 6b).

Los patrones de tierras raras normalizados con respec-

to a condrita muestran un patrón ligeramente empobrecido en tierras raras ligeras (LREE, por sus siglas en inglés) y casi plano, o incluso ligeramente cóncavo, en las tierras raras medias y pesadas (MREE, HREE por sus siglas en inglés), con anomalías negativas pequeñas de Eu (Figura 7a).

Los perfiles de elementos en traza de la gran mayoría de las rocas analizadas muestran un empobrecimiento de elementos incompatibles e inmóviles en fluidos acuosos (*i.e.*, Th/Nb = 0.9-1.3), y un enriquecimiento relativo en elementos de radio iónico grande (LILE), altamente solubles como el Cs, Rb, Ba, U, Pb y Sr (Figura 7b). Sólo dos de las muestras analizadas muestran un enriquecimiento relativo en Th y otros elementos LILE con respecto a los elementos de alto potencial iónico (HFSE).

Al implementar el diagrama de discriminación Ta/Yb vs. Th/Yb de Pearce (1983) se observa que la mayor parte de las muestras están claramente asociadas a la fusión parcial de una fuente empobrecida del manto, como es común encontrar en basaltos formados en dorsales oceánicas (MORB), mientras que dos de las muestras (Nz-0104 y Nz-1304) tienen una afinidad más acorde con arcos de islas oceánicas (Figura 8).

### Geocronología

Los zircones de la anfibolita (Nz-137) presentan un color rosa claro iridiscente con geometría bipiramidal elongada. Las imágenes de catodoluminiscencia sugieren que algunos de los cristales muestran zonación magmática. De esta muestra se realizaron 24 análisis que tuvieron un error sistemático de 1.6%, los datos obtenidos se muestran en la Tabla 2. La edad de concordia obtenida para esta muestra indica una edad de cristalización en el límite Maastrichtiano-Campaniano con zircones de 65.7 ± 1.20 Ma (Figura 9).

Los zircones de la filita vulcanoclástica (Nz-136) son de carácter detrítico, presentan un color de miel a rosado y sus formas son principalmente redondeadas. Se obtuvieron análisis geocronológicos U-Pb en el núcleo de 120 cristales que fueron elegidos de manera aleatoria. Los resultados se muestran en la Tabla 3. Los zircones más jóvenes definen las poblaciones de 77–94 Ma (pico en 78 Ma) y de 112 y 120 Ma (pico en 113 Ma) (Figura 10). Otras poblaciones de zircones tienen rangos de edades en su mayoría concordantes de 225–282 Ma, 491–733 Ma, 1018–1278 Ma y 1453–2096 Ma. Los zircones más antiguos, discordantes, tienen una edad entre 2703 y 2806 Ma. De lo anterior, se desprende que la edad máxima del depósito para la filita vulcanoclástica es del Cretácico Superior (Maastrichtiano-Campaniano).

Para la arenisca de la Formación Todos Santos (SAMCH-5) se obtuvieron zircones detríticos de color rosa e incoloros, iridiscentes y de formas redondeadas y subredondeadas. Se obtuvieron 120 análisis geocronológicos U-Pb realizados en núcleos de cristales elegidos al azar (Tabla 4). Los zircones más jóvenes aparentemente reflejan la edad máxima de su depósito y es del Triásico medio - superior (228 Ma). Otras poblaciones tienen rangos de edad entre 491–733 Ma, 1018–1278 Ma, 1819–2096

Tabla 1. Análisis geoquímicos de la anfibolita del terreno Cuicateco.

Muestra	NZ-0104	NZ-0504	NZ-0704	NZ-130	NZ-1304	NZ-137	Nz-182	NZ-38	NZ-42	NZ-5	NZ-8	SDI-20	SMCH-7	SMCH-13
Lat *	16.6445	16.6217	16.643	16.68	16.629	16.712	16.68	16.63	16.65	16.635	16.65	16.7	16.709	16.6814
Long *	95.0413	95.0352	95.018	95.07	95.013	95.151	95.09	95.02	95.04	95.04	95.05	95.12	94.766	94.7951
SiO <sub>2</sub> (%)	49.9	48.4	49.6	48.9	48.9	47.8	49.7	46.9	49.2	48.5	49.0	38.9	48.2	49.2
TiO <sub>2</sub>	1.63	1.232	1.360	1.216	1.207	1.905	2.006	1.177	1.658	1.500	1.272	1.676	1.434	1.714
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.39	15.78	14.31	13.50	17.12	14.24	14.31	16.81	14.37	14.39	14.90	14.41	14.68	14.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	10.78	9.82	10.43	10.41	9.68	12.58	11.60	10.41	11.37	10.79	11.10	11.64	10.73	11.89
MnO	0.181	0.158	0.155	0.155	0.21	0.177	0.176	0.156	0.207	0.168	0.156	0.173	0.173	0.18
MgO	7.51	7.77	7.44	8.87	8.48	6.74	5.96	6.70	6.94	6.66	7.50	7.63	7.40	6.92
CaO	9.49	11.31	11.13	11.67	8.53	9.50	11.83	12.06	11.41	14.32	13.06	10.62	12.72	11.49
Na <sub>2</sub> O	3.26	2.74	3.29	2.60	3.78	3.47	2.47	1.83	2.28	1.77	2.10	3.44	1.89	2.54
K <sub>2</sub> O	0.283	0.246	0.071	0.149	0.214	0.247	0.242	0.114	0.224	0.125	0.058	0.221	0.104	0.104
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.191	0.114	0.124	0.085	0.126	0.198	0.215	0.083	0.157	0.143	0.096	0.161	0.132	0.151
PxC	1.11	1.58	1.61	2.14	1.77	3.15	1.11	2.57	1.94	1.20	1.05	1.00	3.33	0.93
Suma	99.7	99.5	99.5	99.7	100.0	100.0	99.7	98.8	99.8	99.6	100.3	99.9	100.8	99.1
Cs (ppm)	0.07	0.20	0.04	0.16	0.07	0.25	0.13	0.08	0.08	0.08	0.04	0.08	0.04	0.05
Rb	1.29	3.71	0.72	3.58	1.53	2.95	4.17	1.44	2.23	2.45	0.69	2.46	1.12	1.42
Ba	11.80	13.77	9.53	36.90	32.91	13.17	29.98	4.42	12.53	14.62	16.65	12.00	15.08	18.30
Th	0.49	0.12	0.07	0.04	0.19	0.15	0.45	0.03	0.10	0.13	0.04	0.25	0.08	0.09
U	0.18	0.07	0.03	0.03	0.07	0.09	0.24	0.02	0.05	0.06	0.03	0.11	0.04	0.05
Nb	1.67	2.20	1.87	1.00	0.68	3.18	5.28	0.89	2.33	2.37	1.06	3.75	1.74	2.26
Ta	0.12	0.16	0.14	0.08	0.05	0.23	0.37	0.07	0.17	0.18	0.08	0.27	0.13	0.17
La	6.42	3.28	2.99	2.08	3.44	4.67	6.66	1.69	3.68	3.39	1.99	4.67	2.75	3.74
Ce	17.33	9.73	9.30	6.94	9.51	14.65	18.67	5.83	11.93	10.95	6.61	13.48	8.76	11.81
Pb	8.39	0.34	0.44	0.37	0.94	0.55	1.22	0.30	0.68	0.67	0.25	0.45	0.27	0.55
Pr	2.70	1.62	1.56	1.24	1.49	2.43	2.98	1.09	2.04	1.76	1.23	2.15	1.50	2.03
Sr	169	152	143	112	222	121	186	106	138	235	87	145	141	137
Nd	13.67	9.02	8.86	7.42	8.12	13.25	15.42	6.87	11.42	9.80	7.59	11.47	8.70	11.43
Zr	81.40	47.10	58.50	-	80.40	-	-	-	-	84.70	71.30	-	-	-
Hf	2	1.1	1.4	-	2	-	-	-	-	2.1	2	-	-	-
Sm	4.200	2.990	3.140	2.713	2.657	4.486	4.902	2.559	3.959	3.475	2.852	3.742	3.047	3.963
Eu	1.297	1.107	1.070	1.049	1.054	1.483	1.577	0.957	1.348	1.221	1.077	1.326	1.122	1.363
Gd	5.295	4.063	4.330	3.855	3.598	6.010	6.321	3.852	5.398	4.581	4.177	5.020	4.215	5.462
Tb	0.903	0.703	0.761	0.684	0.622	1.054	1.086	0.687	0.944	0.802	0.744	0.872	0.747	0.963
Dy	5.767	4.650	5.059	4.618	4.178	6.831	6.845	4.617	6.170	5.448	4.949	5.657	4.999	6.258
Ho	1.247	1.008	1.116	1.015	0.902	1.541	1.524	1.036	1.370	1.199	1.096	1.245	1.098	1.394
Er	3.423	2.773	3.087	2.831	2.479	4.255	4.229	2.875	3.805	3.349	3.047	3.452	3.058	3.881
Yb	3.139	2.559	2.817	2.611	2.275	3.845	3.897	2.749	3.485	2.972	2.843	3.205	2.889	3.639
Y	35	28	30	28	25	43	43	29	38	32	32	35	30	39
Lu	0.445	0.359	0.413	0.370	0.329	0.521	0.554	0.396	0.493	0.428	0.409	0.463	0.425	0.522
Li	10.88	6.31	3.21	12.54	5.76	14.21	5.41	9.72	6.17	3.22	2.93	5.63	5.35	5.75
Be	0.97	0.51	0.52	0.38	0.74	0.76	0.86	0.30	0.57	0.55	0.37	0.56	0.45	0.59
Sc	34.36	39.01	45.08	43.81	37.37	44.30	42.01	38.52	42.28	38.52	42.49	42.99	42.45	44.17
V	261	260	295	292	250	355	337	288	332	290	289	323	294	341
Cr	276	421	174	435	286	253	137	268	331	278	350	191	511	212
Co	39.4	40.2	38.1	46.1	37.2	39.3	37.7	44.0	41.8	39.7	41.1	43.7	47.1	47.4
Ni	107.9	83.7	70.6	82.1	70.4	56.8	48.2	74.1	67.9	80.2	45.6	53.3	421.5	65.9
Cu	1.5	36.7	10.7	397.5	40.4	75.1	16.6	127.5	71.9	68.3	99.7	55.5	63.6	72.0
Zn	67.4	64.4	82.3	65.3	94.7	94.9	85.3	72.2	80.9	68.7	74.5	82.7	110.3	85.0
Ga	17.76	16.33	17.10	15.22	17.93	17.66	19.64	17.30	17.99	19.12	16.88	18.84	16.82	18.21
Sn	1.44	0.65	0.58	0.61	0.99	1.11	1.26	0.59	1.01	0.81	0.71	0.96	0.64	0.90
Sb	0.09	0.09	0.10	1.26	0.05	0.18	0.13	0.08	0.17	0.96	0.07	0.10	0.11	0.08
Tl	0.01	0.02	-	-	-	-	0.01	-	-	0.01	-	-	-	-
Th/Nb	0.29	0.05	0.034	0.035	0.283	0.046	0.084	0.029	0.041	0.055	0.036	0.065	0.041	0.042

\* Coordenadas geográficas en grados decimales. Valores no determinados o debajo del límite de detección (-).

Tabla 2. Análisis geocronológicos U-Pb para zircones de la Anfíbolita (Nz-137). Longitud 95.0403 W, Latitud 16.6345 N <sup>a</sup>.

Análisis	U (ppm)	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	U/Th	Relaciones isotópicas						Edades aparentes (Ma)						Edad mejor (Ma)	± (Ma)	
				<sup>206</sup> Pb* <sup>207</sup> Pb*	± (%)	<sup>207</sup> Pb* <sup>235</sup> U*	± (%)	<sup>206</sup> Pb* <sup>238</sup> U	± (%)	error corr.	<sup>206</sup> Pb* <sup>238</sup> U*	± (Ma)	<sup>207</sup> Pb* <sup>235</sup> U	± (Ma)	<sup>207</sup> Pb* <sup>206</sup> Pb*			± (Ma)
NZ137-1	1355	9776	2.2	20.9316	3.9	0.0675	4.6	0.0102	2.5	0.54	65.7	1.6	66.3	3.0	88.1	91.8	65.7	1.6
NZ137-2	288	1592	1.6	18.8337	10.1	0.0761	10.5	0.0104	3.0	0.28	66.6	2.0	74.4	7.5	332.9	228.7	66.6	2.0
NZ137-3	527	3080	1.3	22.3837	7.4	0.0635	7.6	0.0103	1.3	0.18	66.1	0.9	62.5	4.6	-73.3	182.0	66.1	0.9
NZ137-5	588	3924	1.2	21.3180	6.5	0.0657	6.6	0.0102	1.0	0.15	65.2	0.6	64.6	4.1	44.6	155.9	65.2	0.6
NZ137-6	633	4032	1.3	22.7157	4.9	0.0615	5.1	0.0101	1.6	0.31	65.0	1.0	60.6	3.0	-109.5	120.0	65.0	1.0
NZ137-7	918	1584	1.0	21.6416	4.3	0.0651	4.4	0.0102	1.0	0.23	65.5	0.7	64.0	2.7	8.4	102.6	65.5	0.7
NZ137-8	736	3820	1.2	20.9954	5.8	0.0688	5.9	0.0105	1.2	0.20	67.2	0.8	67.5	3.9	80.9	137.5	67.2	0.8
NZ137-9	963	4984	1.2	20.7555	4.6	0.0695	4.7	0.0105	1.0	0.21	67.1	0.7	68.2	3.1	108.1	108.8	67.1	0.7
NZ137-10	767	5068	1.2	20.6050	4.3	0.0687	4.9	0.0103	2.3	0.47	65.9	1.5	67.5	3.2	125.3	102.1	65.9	1.5
NZ137-11	584	3764	1.1	21.9040	4.6	0.0639	4.7	0.0102	1.0	0.21	65.1	0.6	62.9	2.9	-20.7	112.2	65.1	0.6
NZ137-12	358	2600	1.6	23.7828	6.1	0.0601	6.5	0.0104	2.3	0.35	66.5	1.5	59.3	3.7	-223.7	153.4	66.5	1.5
NZ137-13	962	5600	1.1	21.1668	4.9	0.0662	5.5	0.0102	2.3	0.43	65.2	1.5	65.1	3.4	61.5	117.7	65.2	1.5
NZ137-14	361	1592	1.3	16.8324	12.5	0.0841	13.2	0.0103	4.2	0.32	65.8	2.8	82.0	10.4	582.1	272.5	65.8	2.8
NZ137-15	926	6948	1.4	22.1025	3.5	0.0633	3.8	0.0101	1.5	0.39	65.1	1.0	62.3	2.3	-42.5	85.9	65.1	1.0
NZ137-16	858	6328	1.1	21.6978	4.6	0.0645	4.8	0.0102	1.1	0.23	65.1	0.7	63.5	2.9	2.2	112.0	65.1	0.7
NZ137-19	575	5168	1.2	22.0116	6.3	0.0656	6.4	0.0105	1.1	0.17	67.2	0.7	64.6	4.0	-32.5	154.1	67.2	0.7
NZ137-18	583	4256	1.0	20.8495	5.0	0.0667	5.6	0.0101	2.5	0.46	64.7	1.6	65.6	3.5	97.4	117.4	64.7	1.6
NZ137-20	738	5600	1.2	21.5473	3.7	0.0647	4.1	0.0101	1.6	0.39	64.8	1.0	63.6	2.5	18.9	89.9	64.8	1.0
NZ137-21	646	4164	1.2	21.9033	7.3	0.0640	7.4	0.0102	1.6	0.21	65.2	1.0	63.0	4.5	-20.6	175.8	65.2	1.0
NZ137-22	455	2692	1.2	20.9426	6.1	0.0677	6.4	0.0103	1.8	0.28	66.0	1.2	66.6	4.1	86.9	145.9	66.0	1.2
NZ137-23	743	5700	1.7	21.0999	4.6	0.0659	4.8	0.0101	1.4	0.30	64.7	0.9	64.8	3.0	69.1	109.7	64.7	0.9
NZ137-24	763	5764	1.3	20.9391	4.8	0.0669	5.0	0.0102	1.4	0.28	65.2	0.9	65.8	3.2	87.2	113.0	65.2	0.9
NZ137-25	479	3292	1.2	21.2817	9.1	0.0652	9.3	0.0101	2.1	0.23	64.5	1.4	64.1	5.8	48.6	217.2	64.5	1.4

<sup>a</sup>: Coordenadas en grados decimales. \*: Pb radiogénico.

Ma y los zircones más antiguos tienen una edad de 2.8 a 2.9 Ga (Figura 11).

Las procedencias y las implicaciones tectónicas que se pueden interpretar a partir de las edades obtenidas en el terreno Cuicateco se discuten en el siguiente capítulo.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Durante el Mesozoico, la evolución tectónica del oriente y suroriente de México estuvo ligada a la apertura del Golfo de México, y en consecuencia con la formación incipiente de una serie de *rifts* entre América del Sur y América del Norte (Meschede y Frisch, 1998). Para algunos autores, en el Jurásico Medio el Golfo de México estaba en la etapa inicial de su formación ya que su apertura comenzó en el Batoniano (Pindell y Kennan, 2001) o en el Calloviano-Oxfordiano (Marton y Buffler, 1994), relacionada a un proceso principalmente extensional. Este evento quedó registrado en la estratigrafía de unidades de lechos rojos como la Formación Todos Santos (Herrera y Estavillo, 1991; Murillo-Muñetón, 1994), constituida principalmente por detritos de origen grenvilliano y paleozoico. Sin embargo, las edades obtenidas en el área de estudio por Herrera y Estavillo (1991), así como en el presente trabajo, sugieren que la Formación Todos Santos tuvo un episodio de sedimentación importante durante el Triásico (228 Ma).

La evolución de la cuenca Cuicateca no está ligada directamente con la apertura del Golfo de México, ya que la formación del Golfo al parecer termina en el Titoniano y Berriasiano (Pindell, 1993; Pindell y Kennan, 2001) y en contraste hay datos en la Sierra Mazateca que documentan edades para la actividad magmática de la cuenca Cuicateca que van de 144 a 131 Ma (Berriasiano al Hauteriviano; Delgado-Argote *et al.*, 1992; Ángeles-Moreno, 2006), una edad neocomiana para sedimentos calcáreos en la Sierra de Juárez (Barboza-Gudiño, 1994) y una edad pre-albiana en la región del Istmo de Tehuantepec, determinada por el inicio del depósito de carbonatos albianos (Carfantan, 1985).

Las edades obtenidas en este trabajo definen una edad para la actividad magmática dentro de la cuenca de 65.7±1.2 Ma (Maastrichtiano). Aún cuando los datos obtenidos en este trabajo indican la generación de un piso oceánico con una cierta influencia de subducción que implica adelgazamiento de la corteza por extensión, no se puede descartar que la paleotopografía determinada por algunas de las estructuras asociadas a la apertura del Golfo fueran aprovechadas para el desarrollo de la cuenca Cuicateca.

La porción noroccidental del terreno Cuicateco ha sido relacionada con la evolución de una cuenca de tipo *pull-apart* para el Tithoniano-Berriasiano, ya que las rocas (basalto, basanita(?) y traquiandesita) presentan un carácter alcalino, un enriquecimiento en elementos incompatibles, una anomalía positiva de Nb y un enriquecimiento de LREE,









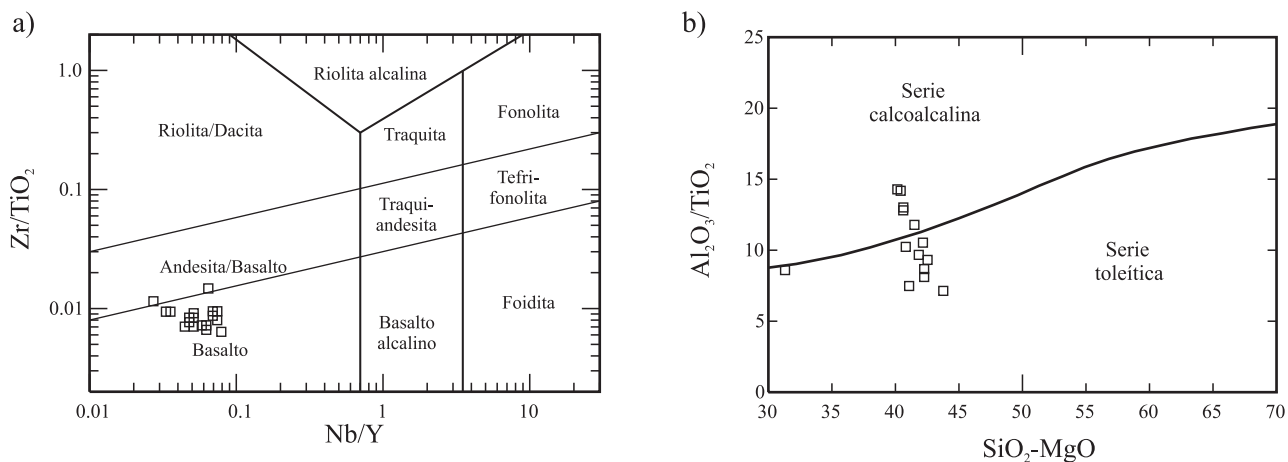


Figura 6. Diagramas de discriminación (a) Nb/Y vs. Zr/TiO<sub>2</sub> (Pearce, 1996) y (b) diagrama SiO<sub>2</sub>-MgO vs. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> (Middlemost, 1997). La mayor parte de las muestras son basaltos subalcalinos y pertenecen a la serie toleítica.

así como la presencia esporádica de cuerpos gabróticos y serpentinas, que sugieren un adelgazamiento cortical importante ligado a un régimen tectónico extensional (Ángeles-Moreno *et al.*, 2004).

En contraste, en la porción más suroriental del terreno Cuicateco (Istmo de Tehuantepec), las características químicas de las rocas volcánicas obtenidas en este trabajo indican que la litósfera fue creada en una cuenca dominada por magmas toleíticos formados por la fusión parcial, en un sistema adiabático, de manto tipo MORB empobrecido (DMM) y probablemente fue ligeramente modificada por algún tipo de proceso asociado de deshidratación de la placa subducente. La anomalía negativa de Nb indica una supra-subducción más que un ambiente típico de dorsal oceánica (*e.g.*, Thompson *et al.*, 1997).

Una diferencia adicional a la zona de la Sierra Mazateca es la edad U-Pb obtenida para zircones bipiramidales y elongados con zonación magmática de la anfibolita de 65 Ma (Maastrichtiana), la cual es considerada como la

edad de cristalización del protolito basáltico. Aún cuando se ha documentado que el crecimiento de zircón se produce en altas temperaturas durante procesos de metamorfismo de alta temperatura y alta presión (Williams y Claesson, 1987; Vavra *et al.*, 1996; Gebauer, 1996), es también posible la cristalización de zircón a partir de un magma máfico inicialmente alcalino que después evoluciona a un magma menos alcalino y saturado en Zr, que es un elemento altamente incompatible y puede alcanzar altas concentraciones en fundidos poco fraccionados (Visoná *et al.*, 2007). La cristalización se facilita por la incorporación en el fundido de cantidades grandes de componentes máficos como CaO y Fe, o por variaciones en la presión y temperatura (Watson, 1979). Un parámetro utilizado para la discriminación entre zirrones detríticos y magmáticos es la relación Th/U: se considera que los zirrones con relación mayor a 0.2 son zirrones magmáticos (Thompson *et al.*, 1997; Rubatto y Gebauer, 2000); en este sentido, las relaciones Th/U obtenidas en la anfibolita tienen un valor de ~0.5, lo cual indica un

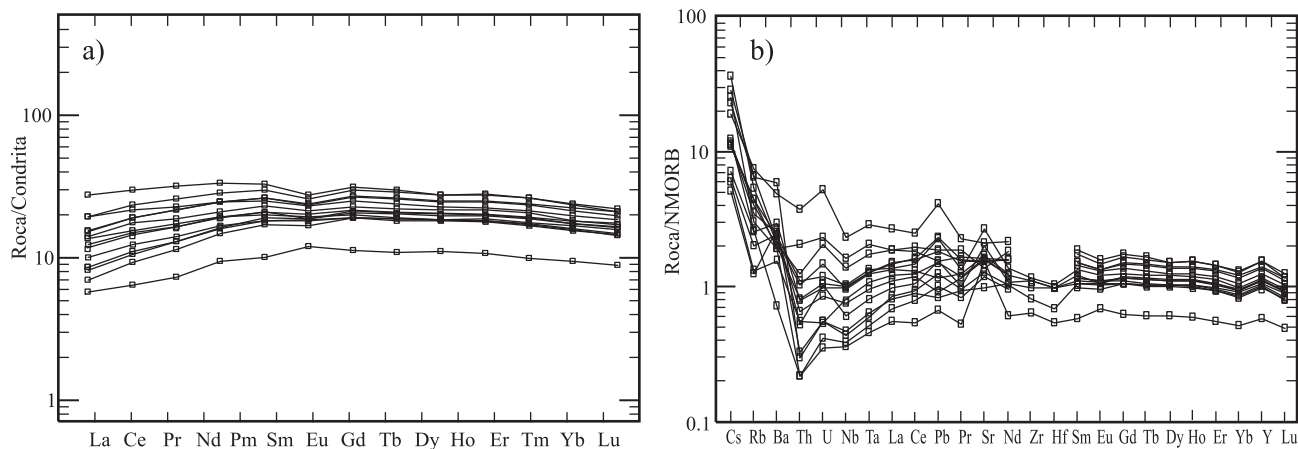


Figura 7. a: Datos de elementos de las Tierras Raras de las anfibolitas normalizados a condrita (valores de McDonough y Sun, 1995). b: Elementos en traza obtenidos en las anfibolitas, normalizados a basaltos de cordillera meso-oceánica normal (NMORB; valores de Sun y McDonough, 1989).



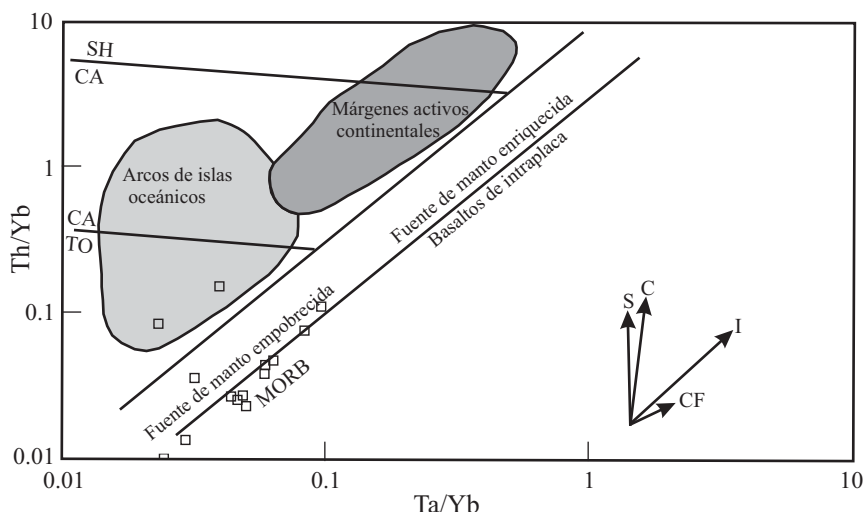


Figura 8. a: Diagrama Ta/Yb vs. Th-Yb (Pearce, 1983). Notar que la mayor parte de las muestras son de tipo MORB y en menor proporción están asociadas a una fuente de magma empobrecida. S: subducción; C: contaminación cortical; I: enriquecimiento intraplaca; CF: cristalización fraccionada. TO: toleítico, CA: calcoalcalino, SH: shoshonítico.

origen magmático. De manera adicional, se tiene una edad máxima de depósito de la filita vulcanoclástica de 78 Ma (Maastrichtiano) que se obtuvo a partir de zircones detríticos de vulcanosedimentos que fueron intrusionados por el magma basáltico. Las edades más antiguas en el noroeste del terreno Cuicateco se pueden asociar a la migración de la actividad magmática hacia el sureste, o bien, indicar que el registro está incompleto.

Las edades U-Pb más jóvenes obtenidas en zircones detríticos del terreno Cuicateco indican una edad máxima de depósito del Maastrichtiano (78 Ma), mientras que los zircones más antiguos muestran una edad entre 2.7 y 3.0 Ga. La procedencia de los sedimentos que se depositaron en la cuenca incluye clastos de rocas maastrichtianas que pudieron estar asociadas al terreno Guerrero (Benammi *et al.*, 2005), a rocas de la Plataforma Guerrero-Morelos (Cerca *et al.*, 2007) o al arco del Caribe (Meschede y Frisch, 1998). Para la población de edad aptiana, la fuente más probable es la diorita de hornblenda, el gneis migmatítico, gneis granítico y diques del Complejo Metamórfico Mazateco y Complejo Migmatítico Teotitlán, ubicados en la porción más noroccidental de la cuenca Cuicateca (Delgado-Argote *et al.*, 1992; Ángeles-Moreno, 2006).

Se considera que el origen de la población de zircones del Pérmico - Triásico en ambos terrenos son los granitoides, como La Mixtequita, relacionados a un arco continental definido para ese tiempo en el oriente de México (Torres *et al.*, 1999).

El resto de las poblaciones puede ser correlacionado a los ciclos orogénicos Pan-Africano-Brasiliano, Grenvilliano (Complejo Oaxaqueño, Proterozoico, y escudos Arqueanos) y son similares a los encontrados en la Formación Santa Rosa del bloque Maya (Weber *et al.*, 2006). Considerando que el material sedimentario más antiguo proviene de rocas relacionadas al orógeno Pan-Africano-Brasiliano y

cratones precámbricos, se plantea que la procedencia de los sedimentos corresponde a rocas del occidente de África o del oriente de Sudamérica.

Las características litológicas, geoquímicas y las edades obtenidas para las rocas de la zona del Istmo de Tehuantepec, sugieren la existencia de una cuenca oceánica con cierta influencia de subducción que fue activa durante el Cretácico Superior, pudiéndose tratar de la actividad volcánica más joven asociada al terreno Guerrero (Benammi *et al.*, 2005) o relacionada al desarrollo del arco del Caribe para el Santoniano-Maastrichtiano (Meschede y Frisch, 1998).

El inicio de la deformación de la secuencia vulcanosedimentaria de la cuenca Cuicateca es posterior al Maastrichtiano. Carfantan (1985) identificó en la zona un plegamiento isoclinal con vergencia al NE y un metamorfismo de esquistos verdes a anfibolita-epidota generados por un evento compresivo al cual denominó "Fase sub-Herciniana"

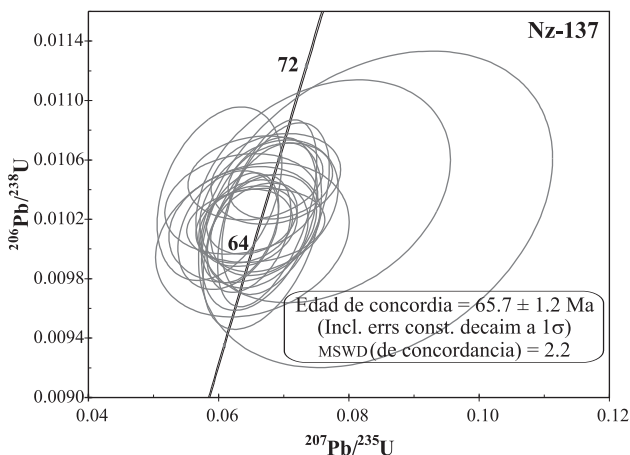


Figura 9. Curva de concordia que muestra la edad obtenida para los zircones de la anfibolita Nz-137.

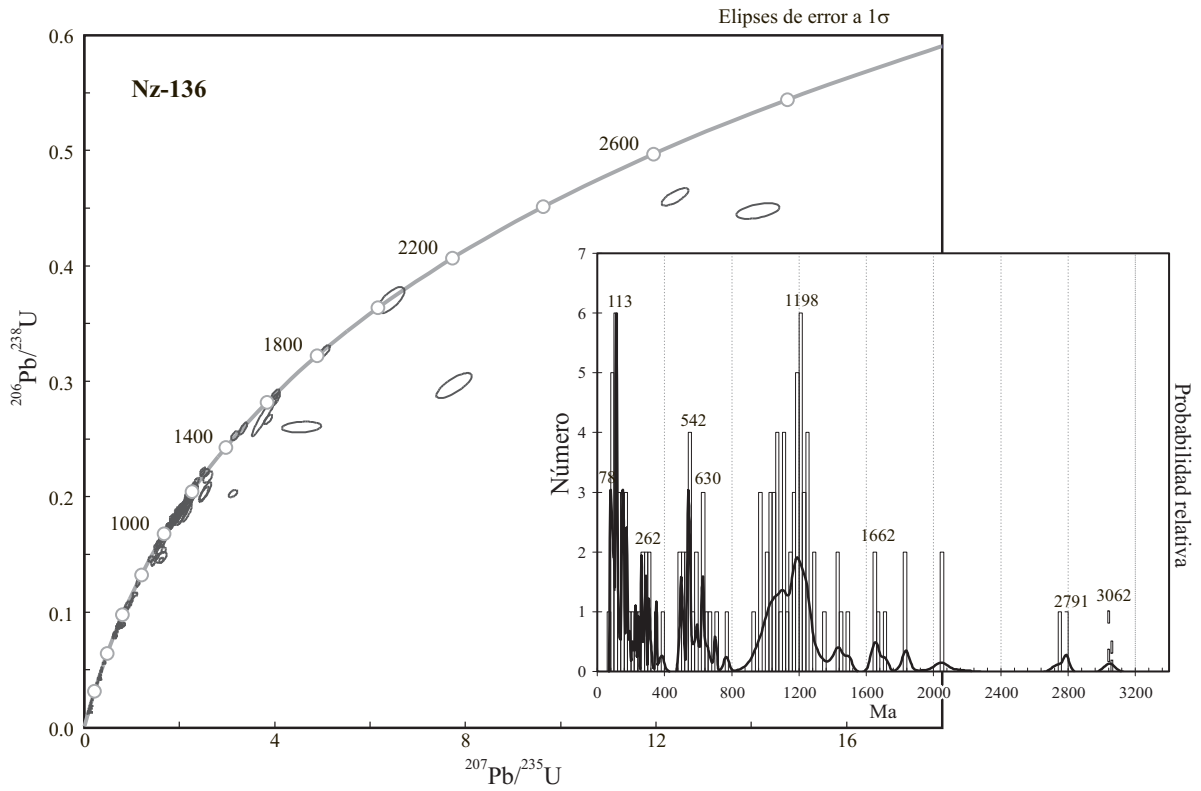


Figura 10. Curva de concordia que muestra las edades de los zircones detríticos de la filita vulcanoclástica (Nz-136) e histograma de frecuencia.

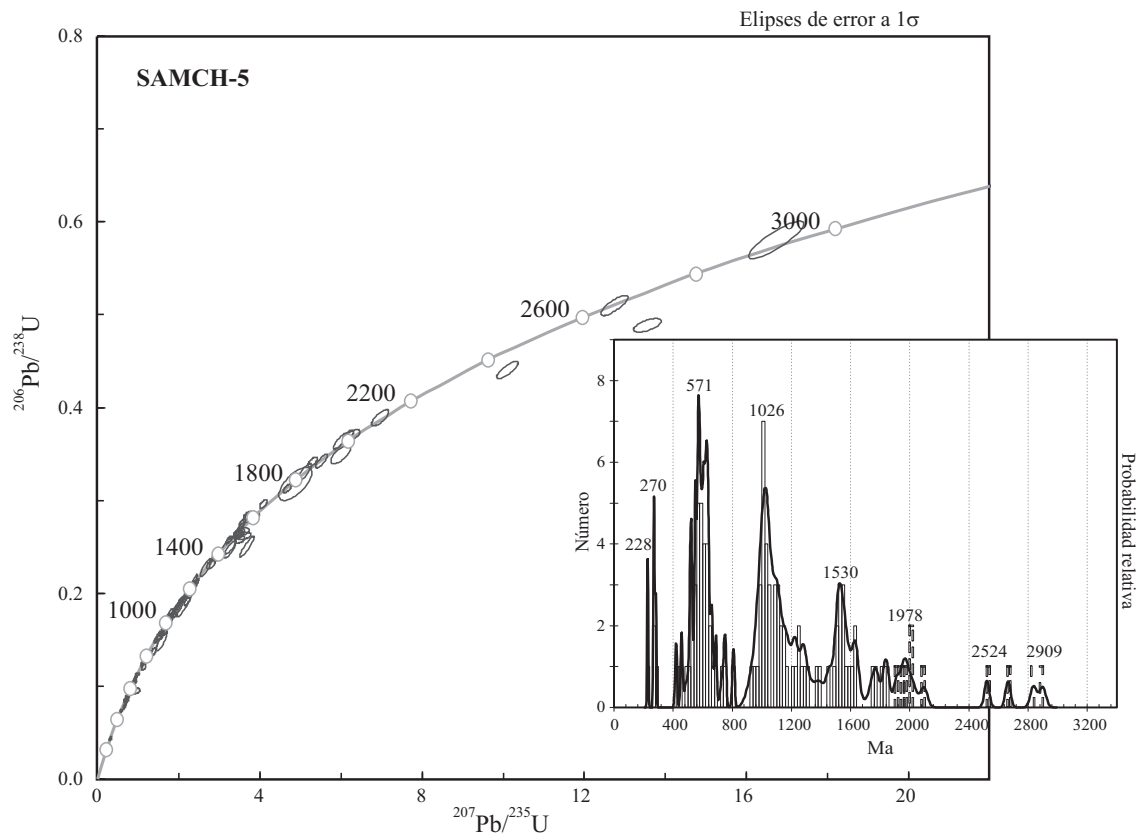


Figura 11. Curva de concordia que muestra las edades de los zircones detríticos de la arenisca de la Formación Todos Santos (SAMCH-5) e histograma de frecuencia.

y le asignó una edad post-conaciana. Al igual que Carfantan, en la región se observó plegamiento de tipo recostado y recumbente que dio origen a una superficie de esquistosidad penetrativa ( $S_1$ ) en la que se distribuyeron de manera paralela los minerales preexistentes y se desarrollaron los minerales de neo-formación, además de un metamorfismo en facies de epidota-anfibolita (temperatura de  $\sim 500$  °C y presión  $< 7$  kbar) en los basaltos y facies de esquistos verdes con rangos de temperatura de 250 a 300 °C en los sedimentos. Sin embargo, se considera que  $D_1$  corresponde a un evento transcurrente con cinemática lateral izquierda cuya edad sería posterior al Maastrichtiano, que es la edad de las rocas a las que afecta (65 Ma para el protolito de la anfibolita y 78 Ma como edad máxima de depósito para los metasedimentos).

El evento  $D_2$ , que involucra un fallamiento inverso y un plegamiento de las superficies  $S_1$ , generalmente ha sido relacionado a los efectos compresivos de la orogenia Laramide en la zona. Aún cuando la edad de la deformación Laramide no ha sido bien acotada en muchas partes de México, los datos disponibles son consistentes con un decremento progresivo en la edad del orógeno hacia el noreste y sureste. En Sonora y Sinaloa se considera que el acortamiento ocurrió en el Cretácico Superior, pero cerca de Monterrey y en Veracruz ocurriría durante el Paleoceno tardío al Eoceno medio (Mossman y Viniegra-Osorio, 1976; Padilla y Sánchez, 1985, 1986; Nieto-Samaniego *et al.*, 2006) con deformación compresiva predominante y un levantamiento en el frente de montaña durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano (Eguiluz *et al.*, 2000). Sin embargo, en fechas recientes se ha considerado que las estructuras del Cretácico Superior – Mioceno observadas en el centro oriente de la Sierra Madre del Sur pueden ser espacial y temporalmente heterogéneas y pueden estar asociadas a una deformación transpresiva asociada con la interacción de las placas de Norteamérica y del Caribe a partir del Cretácico Superior (Cerca *et al.*, 2007), más que al efecto de la Orogenia Laramide (Sedlock *et al.*, 1993) o la colisión del terreno Guerrero al margen occidental de México (Campa y Coney, 1983).

La cabalgadura del terreno Cuicateco sobre el terreno Maya a lo largo de la falla Vista Hermosa es una estructura generada por el evento  $D_2$ . La edad de este evento de deformación en la zona se considera ocurrió durante el Paleoceno-Eoceno, ya que la deformación compresiva no afecta a rocas piroclásticas, similares a las encontradas al occidente de Tehuantepec, en Tequisistlán, y fechadas en 16 Ma por el método K-Ar (Williams y McBirney, 1969). La información obtenida hasta el momento no permite establecer una correlación de las estructuras del evento  $D_2$  con la Orogenia Laramide o con la interacción de las placas de Norteamérica y del Caribe.

La deformación post Eoceno está representada por fallas de tipo normal y lateral dentro de un régimen frágil ( $D_3$ ). Estas estructuras cortan a todas las unidades litológicas del área y a las estructuras formadas por  $D_1$  y  $D_2$ . En algunos

casos se considera que las fallas normales se generaron en una etapa inicial y posteriormente sobre el mismo plano se generó un desplazamiento lateral.

En la zona de Tehuacán, Dávalos-Álvarez (2006) documentó fallas normales a las que asignó una edad del Eoceno-Mioceno y relacionó con una deformación ocasionada por cambios en la organización y velocidad de las placas del Pacífico alrededor de los 12.5 Ma (Atwater y Stock, 1998). El fallamiento lateral izquierdo en la zona fue considerado por Carfantan (1985) como el evento post laramídico más importante. En el área de Tehuacán, una serie de fallas laterales oblicuas desarrolladas en condiciones frágiles se consideraron el resultado de un evento de deformación extensional NE-SO del Oligoceno-Mioceno (Nieto-Samaniego *et al.*, 2006).

La terminación abrupta de las unidades vulcanosedimentarias en el Golfo de Tehuantepec implica que la cuenca fue fragmentada por eventos tectónicos posteriores en su porción sureste. Este truncamiento parece estar relacionado con el fallamiento lateral izquierdo asociado al sistema Polochic-Motagua (Pindell y Barret, 1990; Schaaf *et al.*, 1995).

En la evolución de México se ha incluido al bloque Chortís contiguo a la margen meridional de México, al menos hasta el Cretácico Superior-Paleógeno (Meschede y Frisch, 1998). El bloque Chortís consiste en un basamento metamórfico precámbrico-paleozoico deformado y sobreyacido por rocas sedimentarias y volcánicas mesozoicas y cenozoicas (Sedlock *et al.*, 1993; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007). De haber una relación entre el sur de México y el bloque Chortís, es de esperarse que dentro del registro geológico de ambos terrenos se tengan similitudes. Rogers *et al.* (2007) sugieren que existe una correlación entre el terreno Chortís Oriental y el terreno Juárez (Cuicateco), ya que las características litológicas de ambos representan un basamento metasedimentario jurásico cuyo origen estuvo controlado por la apertura y separación entre América del Norte y América del Sur en el Jurásico Temprano. Los datos obtenidos en este trabajo indican que la evolución del terreno Cuicateco estuvo asociada a la apertura de una cuenca oceánica con influencia de subducción de edad mastrichtiana, lo cuál aparentemente implicaría que no hubiera una relación genética entre los dos terrenos. Sin embargo, la presencia de rocas ígneas con edades del Cretácico Superior en los terrenos Cuicateco y Chortís (Norte y Central, Rogers *et al.*, 2007), no descartan esta posibilidad por la proximidad de ambos conjuntos al menos para ese tiempo.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece el apoyo en las actividades de campo a Cesar Martínez Serena, Edgar Ángeles Moreno y Mario Alfredo Ramos Arias. La separación de minerales se llevó a cabo con la asesoría del Ing. Teodoro Hernández Treviño. Los análisis de Fluorescencia por Rayos X los realizó el

Quím. Rufino Lozano Santa Cruz. Los análisis geoquímicos de elementos traza y REE por ICP-MS se realizaron con la ayuda de J.P. Bernal, E. Lounejeva (IGI), y O. Pérez-Arvizu (CGEO). Los fondos para el trabajo de campo se obtuvieron del proyecto PAPIIT-DGAPA (IN221503) “Análisis de las relaciones ecológicas, geológicas, edafológicas y biogeográficas, y su importancia en la diferenciación biológica en un paisaje complejo del Istmo de Tehuantepec”, dirigido por el Dr. Jorge Meave del Castillo, Facultad de Ciencias, UNAM. Los proyectos PAPIIT-DGAPA IN101407 (LAS) y CONACyT 54559 (LAS) cubrieron parte de los gastos del trabajo analítico. Se agradece el apoyo y atenciones prestadas por parte del Dr. George Gehrels y el Dr. Víctor Valencia durante la estancia en las instalaciones del Arizona LaserChron Center, en Tucson, Arizona. A CONACyT por la beca de doctorado y apoyo extraordinario 56302 a RPG. A los revisores, Dr. Luis Delgado-Argote y Dr. Rafael Barboza-Gudiño, que con sus observaciones y sugerencias enriquecieron este trabajo.

## REFERENCIAS

- Alzaga-Ruiz, H., Pano, A.A., 1989, Origen de la Formación Chivillas y presencia del Jurásico tardío en la región de Tehuacán, Puebla, México: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 21, (1), 5-15.
- Ángeles-Moreno, E., Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-Rivera, A., Iriando, A., 2004, Terreno Cuicateco, sur de México: evolución tectónica de una cuenca *pull-apart* para 145-132 Ma (resumen): IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, México, Libro de Resúmenes: Sociedad Geológica Mexicana, 66-67.
- Ángeles-Moreno, E., 2006, Petrografía, geología estructural y geocronología del borde noroccidental del terreno Cuicateco, Sierra Mazateca, Estado de Oaxaca, México: México D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis de maestría, 219 p.
- Atwater, T., Stock, J., 1998, Pacific-North America Plate Tectonics of the Neogene Southwestern United States: An update: International Geology Review, 40, 375-402.
- Barboza-Gudiño, J.R., 1994, Regionalgeologische Erkundungen entlang del GEOLIMEX-Travel in Süd Mexiko, unter besonderer Berücksichtigung der Sierra de Juárez, Oaxaca: Clausthal-Zellerfeld, T.U. Clausthal, Tesis doctoral, 139 p.
- Barboza-Gudiño, J.R., Schwab, K., 1996, Contribución a la geología de la Sierra de Juárez en el sur de México: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1, 1994 H. 7/8, 991-1005.
- Benammi, M., Centeno-García, E., Martínez-Hernández, E., Morales-Gómez, M., Tolson, J.G., Urrutia-Fucugauchi, J., 2005, Presencia de dinosaurios en la Barranca Los Bonetes en el sur de México (Región de Tiquicheo, Estado de Michoacán) y sus implicaciones cronoestratigráficas: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 23(2), 401-418.
- Campa, M.F., Coney, P., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resources distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, 20, 1040-1051.
- Carfantan, J. Ch., 1983, Les ensembles géologiques du Mexique Méridional. Evolution géodynamique durant le Mésozoïque et le Cénozoïque: Geofísica Internacional, 22(1), 9-37.
- Carfantan, J. Ch., 1985, Du Systeme Cordilleran nord-américain au domaine Caraïbe. Etude Géologique du Mexique Méridional: Cambéry, France, Université de Savoie, Mémoire de Thèse de Docteur d'Etat, 557 pp.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriando, A., 2007, Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the Central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction: Tectonics, 26, TC3007, doi: 10.1029/2006TC001981.
- Dávalos-Álvarez, O.G., 2006, Evolución tectónica cenozoica en la porción norte de la Falla de Oaxaca: Querétaro, México, Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias, tesis de maestría, 122p.
- Delgado-Argote, L.A., 1988, Geología preliminar de la secuencia volcanosedimentaria y serpentinas asociadas del Jurásico (?) del área de Cuicatlán-Concepción Pápalo, Oaxaca: Revista del Instituto de Geología, 7(22), 127-135.
- Delgado-Argote, L.A., 1989, Regional implications of the Jurassic-Cretaceous volcanosedimentary Cuicateco terrane, Oaxaca, México: Geofísica Internacional, 28 (5), 939-973.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., York, D., Hall, C.M., 1992, Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of the southern México: Canadian Journal of Earth Sciences 29, 1590-1604.
- Eguiluz, S., Aranda, G.M., Marrett, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 53, 1-26.
- Gebauer, D., 1996, A P-T-t path for an (ultra-) high pressure ultramafic/mafic rock- association and its felsic country-rocks based on SHRIMP-dating of magmatic and metamorphic zircon domains; example: Alpe Arami (Central Swiss Alps), *en* Basu, A., Hart, S. (eds.), Earth processes: Reading the Isotopic Code: Washington, D.C., American Geophysical Union, Monograph 95, 309-328.
- Gehrels, G., Valencia, V., Pullen, A., 2006, Detrital zircon geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center, *in* Olszewski, T., (ed.), Geochronology: Emerging Opportunities, Paleontological Society Short Course: Philadelphia, PA, Paleontological Society Papers, 12, 67-76.
- Herrera, S.M., Estavillo, G.C., 1991, Análisis estratigráfico y modelo de sedimentación de la Formación Todos Santos en el área del Alto Uzpanapa – Matías Romero, Oaxaca: Revista del Instituto Mexicano del Petróleo, 23(1), 5-42.
- Lozano, R., Bernal, J.P., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 22(3), 329-344.
- McDonough, W.F., Sun, S.S., 1995, The composition of the Earth: Chemical Geology, 120, 223-253.
- Marton, G., Buffler, R.T., 1994, Jurassic Reconstruction of the Gulf of Mexico Basin: International Geology Review, 36, 545-586.
- Meschede, M., Frisch, W., 1998, A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean Plate: Tectonophysics, 296, 269-291.
- Middlemost, E.A.K., 1997, Magmas, rocks and planetary development: Longman A.W. Ltd., 299 p.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L., 2007, Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: Chemical Geology 244, 452-473.
- Mossman, R.W., Viniegra-Osorio, F., 1976, Complex fault structures in Veracruz Province of México: Association of Petroleum Geologists Bulletin, 60, 379-388.
- Murillo-Muñetón, G., 1994, Petrologic and geochronologic study of Grenville-age granulites and post-granulite plutons from the Mixtequita area, state of Oaxaca in Southern Mexico, and their tectonic significance: Los Angeles, CA, University of South California. M. Sc. thesis, 163 pp.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaníz-Álvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., Mendoza-Rosales, C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures: Geological Society of America Bulletin, 118 (1/2), 238-252.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Rodán-Quintana, J., Sánchez-Rubio, G., de la Fuente, M., 1991, North American Continent-

- Ocean Transects program, Transect H-3, Acapulco Trench to the Gulf of Mexico across southern Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Decade of North American Geology Program, 9 pp., mapa y secciones.
- Ortega-Gutiérrez, F., Sedlock, R.L., Speed, R., 1994, Phanerozoic tectonic evolution of Mexico, *en* Speed, R.C. (ed.), Phanerozoic tectonic evolution of North American continent-ocean transitions: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Decade of North American Geology summary volume to accompany the DNAG continent-ocean transect series, 265-303.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L. A., Ortega-Obregón, C., Elías-Herrera, M., Martens, U., Morán-Ical, S., Chiquín, M., Keppie, J. D., Torres de León, R., Schaaf, P., 2007, The Maya-Chortís boundary: a tectonostratigraphic approach: *International Geology Review*, 49, 996-1024.
- Padilla y Sánchez, R., 1985, Las estructuras de la curvatura de Monterrey, Estados de Coahuila, Nuevo León, Zacatecas y San Luis Potosí: *Revista del Instituto de Geología*, 6, 1-20.
- Padilla y Sánchez, R., 1986, Post-Paleozoic tectonics of northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico: *Geofísica Internacional*, 25, 157-206.
- Pearce, J.A., 1983, The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, *en* Hawkesworth, C.L., Norry, M.J. (eds.), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*: Cambridge, MA, Shiva, 230-249.
- Pearce J.A., 1996, A user's guide to basalt discrimination diagrams, *en* Wyman, D.A. (ed.) *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*: Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, 79-113.
- Pindell, J.L., 1993, Regional Sinopsis of the Gulf of México and Caribbean evolution, *in* Pindell, J.L., Perkins, B.F. (eds.), *Mesozoic and Early Cenozoic Development of the Gulf of Mexico and Caribbean Region. A context for hydrocarbon exploration*: Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, , 251-274.
- Pindell J.L., Barret, S.F., 1990, Geological evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective, *in* Deno G., Case, J.E. (eds.), *Decade of North American Geology, Volume H, The Caribbean region*: Boulder, Geological Society of America, 405-434.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2001, Kinematic evolution of the Gulf of Mexico and Caribbean (resumen), *en* 21st Bob F. Perkins Research Conference, Petroleum Systems of Deep Water Basins: Global and Gulf of Mexico Experience, Program and Abstracts: Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, 193-220.
- Quezada, J.M., 1978, Prospecto Jesús Carranza, Ver. I.G.Z.S. 772: Pemex, Superintendencia General, Distritos de Exploración Zona Sur, inédito.
- Robles-Camacho, J., 2006, Uso de técnicas petrológicas para identificar la procedencia de la materia prima de piezas arqueológicas del sitio olmeca de La Merced, elaboradas con serpentinas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, tesis doctoral, 187 p.
- Rogers, R., Mann, P., Emmet, P.A., 2007, Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geological data: Geological Society of America, Special Paper 428, 65-87.
- Rubatto, D., Gebauer, D., 2000, Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by ion microprobe: some examples from the Western Alps, *en* Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P., Ohnenstetter, D. (eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*: Berlín, Springer, 373-400.
- Sapper, K., 1894. Informe sobre la geografía física y la geología de los Estados de Chiapas y Tabasco: México, Boletín de Agricultura, Minería e Industria, 3, 187-211.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, 14, 1339-1350.
- Sedlock, R.L., Ortega, G.F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America, Special Paper 278, 153 p.
- Solari, L. A., Keppie, J.D., Ortega, G.F., Cameron, K.L., Lopez, R., 2004, ~990 Ma peak granulitic metamorphism and amalgamation of Oaxaquia, México: U-Pb zircon geochronological and common Pb isotopic data: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21 (2), 212-215.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process, *in* Saunders A.D., Norry, M.J. (eds.), *Magmatism in Oceanic Basins*: Geological Society of London, Special Publication 42, 313-345.
- Thompson, G.M., Malpas, J., Smith, I.E.M., 1997, The geochemistry of tholeiitic and alkalic plutonic suites within the Northland ophiolite, northern New Zealand; magmatism in a back arc basin: *Chemical Geology*, 142, 213-223.
- Torres, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales, J.M., 1999, Permo-Triassic continental arc in eastern Mexico; Tectonic implications for reconstructions of southern North America: Boulder Colorado: Geological Society of America, Special Paper 340, 191-196.
- Vavra, G., Gebauer, D., Schmidt, R., Compston, W., 1996, Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study: *Contributions to Mineral Petrology*, 122, 337-358.
- Vila-Gómez, O., 1977, Geología general de una porción al sur del Estado de Oaxaca: México, D.F., Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Instituto Politécnico Nacional, tesis profesional.
- Vinson, G.L., 1962, Upper Cretaceous and Tertiary stratigraphy in Guatemala: *Bulletin of American Association of Petroleum Geologists*, 46, 425-456.
- Visoná, D., Caironi, V., Carraro, A., Dallia, L., Fioretti, A.M., Fanning, M., 2007, Zircon megacrysts from basalts of the Venetian Volcanic Province (NE Italy): U-Pb ages, oxygen isotopes and REE data: *Lithos*, 94, 168-180.
- Watson, E.B., 1979, Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry: *Contributions to Mineral Petrology*, 70, 407-419.
- Weber, B., Köhler, H., 1999, Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: origin and geologic history of the Guichicovi Complex: *Precambrian Research*, 96, 245-262.
- Weber, B., Schaaf, P., Valencia, V.A., Iriando, A., Ortega-Gutiérrez, F., 2006, Provenances ages of late Paleozoic sandstones (Santa Rosa Formation) from the Maya block, SE Mexico. Implications on the tectonic evolution of western Pangea: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(3), 262-276.
- Williams, H., McBirney, A.R. 1969, *Volcanic history of Honduras*: Berkeley, University of California Press, University of California Publications in Geological Sciences, 85, 1-99.
- Williams, I.S., Claesson, S., 1987, Isotopic evidence from the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. II. ion microprobe zircon U-Th-Pb: *Contributions to Mineral Petrology*, 97, 205-217.

Manuscrito recibido: Febrero 12, 2008

Manuscrito corregido recibido: Agosto 20, 2008

Manuscrito aceptado: Noviembre 1, 2008