BOLETIN DE LA SOCIEDAD GEOLOGICA MEXICANA
v. LIII, (2000) 27-58

http://www.igeofcu.unam.mx/sgm/

Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur*

Dante J. Morán-Zenteno[1], Barbara Martiny[1], Gustavo Tolson[1], Gabriela Solís-Pichardo[1], Leticia Alba-Aldave[1], Ma. del Sol Hernández-Bernal[1], Consuelo Macías-Romo[1], Raymundo G. Martínez-Serrano[2], Peter Schaaf[2], Gilberto Silva-Romo[3]

[1]Instituto de Geología
[2]Instituto de Geofísica
[3]Facultad de Ingeniería
Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria,
C.P. 04510, México D.F.

Resumen

Las rocas volcánicas y plutónicas terciarias de la Sierra Madre del Sur (SMS) constituyen una amplia provincia magmática cuya actividad precedió en tiempo a la de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y cuyo registro se extiende de manera amplia al sur de ésta. La provincia magmática de la SMS se desarrolló en un periodo caracterizado por cambios significativos en la geometría e interacciones cinemáticas de las placas que forman el entorno tectónico del sur de México, así como en las condiciones dinámicas de la deformación de la corteza en esta región.

El registro de las rocas magmáticas terciarias que forman la SMS abarca desde el Paleoceno hasta el Mioceno. Se encuentran distribuidas en una región que cuenta con basamentos de naturaleza petrológica y edad variables y cuyos segmentos más antiguos están representados por los terrenos Mixteca y Oaxaca del Paleozoico temprano y el Proterozoico Medio, respectivamente. La composición de las rocas magmáticas terciarias, en términos de la concentración de SiO_2, varía en lo general de 52% a 76% en peso con abundancias de álcalis ($Na_2O + K_2O$) que las caracterizan como rocas de la serie calcialcalina, típica de los arcos magmá-ticos asociados a un límite convergente de placas. Los patrones de Tierras Raras, normalizadas con respecto a la condrita, indican un enriquecimiento de las Tierras Raras ligeras con respecto a las Tierras Raras pesadas con anomalías negativas de europio en algunas unidades silícicas. Los valores iniciales de las relaciones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7035-0.7063) y de εNd (-3 a +5.7) indican una influencia relativamente baja de la corteza continental antigua si se les compara con otros arcos continentales como los Andes Centrales y la Cordillera Norteamericana. Algunos plutones emplazados en el Terreno Guerrero, cuyo basamento continental es aparentemente más joven que los terrenos Mixteca, Oaxaca y Xolapa, tienen una tendencia a valores bajos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y altos εNd, lo que sugiere la presencia de manto litosférico menos enriquecido por componentes de subducción que en la región de los terrenos más antiguos. Dada la variabilidad relativamente estrecha de las relaciones isotópicas de Sr y Nd en las rocas magmáticas del oriente de Guerrero y de Oaxaca, a pesar de las heterogeneidades isotópicas del basamento, se considera que la asimilación cortical fue en general baja.

*El presente trabajo está basado en los datos e interpretaciones presentados por los autores en un artículo publicado en el Journal of South American Earth Sciences en diciembre de 1999. Una parte del contenido de este artículo fue presentado por el primer autor como trabajo de ingreso a la Academia Mexicana de Ingeniería.

Las composiciones isotópicas de Pb obtenidas para las rocas magmáticas de estas dos regiones apoyan esta hipótesis.

Uno de los factores que parecen haber controlado los diferentes grados de diferenciación en las rocas volcánicas del interior del continente es el tipo de deformación que afectó a cada región particular. Las secuencias volcánicas intermedias del Oligoceno del noroeste de Oaxaca convivieron con una tectónica transtensional asociada a fallas de rumbo general norte-sur, mientras que la mayor parte de las secuencias dominantemente silícicas del noreste de Guerrero y Morelos no presentan indicios de rasgos extensionales significativos.

Los datos geocronológicos de las rocas ígneas terciarias de la SMS indican que el magmatismo de arco del Paleoceno y Eoceno predominó en las regiones de Michoacán y occidente de Guerrero, y posteriormente migró hacia el oriente de Guerrero y occidente de Oaxaca, formando un amplio arco para el Oligoceno temprano. En el intervalo Oligoceno tardío-Mioceno medio el eje del magmatismo se desplazó hacia el oriente del Estado de Oaxaca. Esta tendencia es particularmente clara en los plutones ubicados a lo largo de las costas de Guerrero y Oaxaca. La extinción del magmatismo de la SMS hacia el oriente, desde el Eoceno tardío, puede ser explicada como resultado del paso hacia el sureste del punto triple trinchera-trinchera-transformante que acompañó al desplazamiento del Bloque de Chortis y ocasionó el truncamiento de la margen continental del sur de México. Este proceso originó el desarrollo de una nueva trinchera y el cambio en la inclinación de la placa subducida hacia un ángulo más bajo. Después de la desaparición del volcanismo de arco del Oligoceno en una región amplia comprendida entre los meridianos 100° y 97° W, hubo una ausencia general de magmatismo de arco hasta el inicio del Mioceno medio, tiempo en el que ocurren las primeras manifestaciones de volcanismo en la parte central y oriental de la FVTM. Este gap magmático puede ser explicado por el cambio relativamente rápido en la inclinación de la placa subducida, a partir del truncamiento de la margen continental, y por el tiempo necesario para que la cuña del manto, bajo la FVTM, tuviera las condiciones de transformación metasomática que le permitieran producir los volúmenes de magma necesario para generar volcanismo.

Abstract

The Tertiary volcanic and plutonic rocks of the Sierra Madre del Sur (SMS) form a broad magmatic province that extends from the Transmexican Volcanic Belt (TMVB) to the southern continental margin.The magmatic activity of the SMS was previous to that of the TMVB and occurred at a time characterized by significant changes in the plate geometry and kinematic plate interactions in southern Mexico, as well as variations in the conditions of the continental crust deformation.

The Tertiary magmatic rocks of the SMS range in age from Paleocene to Miocene. They are distributed in a region that is characterized by basement rocks of different age and petrology. The Mixteca and Oaxaca terranes of Early Paleozoic and Middle Proterozoic age, respectively, represent the oldest basement rocks. The SiO_2 contents of the Tertiary magmatic rocks, which generally range from 52% to 76%, and total alkalis ($Na_2O + K_2O$) characterize these rocks as calcalkaline which is typical of magmatic arc rocks associated with a convergent plate limit. Chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns display light REE enrichment with respect to the heavy REEs, and negative anomalies in some of the siliceous units. Initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (0.7035-0.7063) and εNd values (-3 to +5.7) indicate a relatively low crustal contribution from the old continental basement compared to other continental arcs such as the Andes and the North American Cordillera. Some of the plutons emplaced in the Guerrero terrane, where the continental basement is apparently younger than in the Mixteca, Oaxaca, and Xolapa terranes, tend to display lower $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios and higher εNd values. These observations suggest the presence of a mantle lithosphere less enriched by subduction components than in the older terranes. Given the relatively restricted range of Sr and Nd isotope ratios for the magmatic rocks in eastern Guerrero and Oaxaca, the degree of crustal assimilation is considered to be low in spite of the isotopic heterogenity of the basement. The Pb isotope ratios obtained for the magmatic rocks in these regions support this hypothesis.

One of the factors that appear to have controlled the different degrees of differentiation in the inland volcanic rocks is the type of deformation that affected each particular region. The intermediate volcanic sequences of Oligocene age in the northwest of Oaxaca were coeval with a transtensional tectonic regime

associated with generally N-S trending fault, whereas most of the dominantly siliceous sequences of NE Guerrero and Morelos show no indication of significant extensional deformation.

The geochronological data for the Tertiary rocks of the SMS indicate that arc magmatism was predominantly of Paleocene and Eocene age in Michoacán and western Guerrero and later display a decreasing age trend, migrating toward eastern Guerrero and western Oaxaca to form a broad arc during the early Oligocene. In late Oligocene to middle Miocene time, the magmatic front migrated to the east, to the eastern part of the State of Oaxaca. This tendency is particularly clear in the plutonic rocks along the Pacific coast of Guerrero and Oaxaca states. The eastward extinction of the SMS magmatism starting in the late Eocene could be explained by the southeastward migration of the trench-trench-transform triple junction that accompanied the displacement of the Chortis block and caused the continental margin truncation in southern Mexico. This resulted in the progressive development of new trench segments and a change in the subducted plate inclination to a shallower dip angle. After the Oligocene arc volcanism ceased in the broad region between 100° and 97° W, there was a general gap in arc magmatism until the middle Miocene, with the onset of TMVB volcanism. This magmatic gap can be explained by the relatively rapid change in the inclination of the subducted plate initiated by the truncation of the continental margin, and by the time needed to reach conditions for melting in the mantle wedge under the TMVB.

INTRODUCCIÓN

La provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS) está formada por un abundante registro de rocas plutónicas y volcánicas terciarias que afloran al sur de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), las cuales se originaron por episodios volcánicos que ocurrieron desde el Paleoceno hasta el Mioceno temprano (Figura 1). Las rocas de esta provincia presentan variaciones reconocibles en su composición, estratigrafía y en sus relaciones aparentes con el entorno tectónico. Estas variaciones, así como su distribución con respecto a otras provincias volcánicas como la Sierra Madre Occidental (SMO) y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) sugieren cambios significativos en las condiciones geodinámicas en la parte central y sur de México. La geometría e interacciones cinemáticas actuales de las placas tectónicas en el entorno del sur de México, así como la distribución de las anomalías magnéticas del piso oceánico del Pacífico Oriental, indican que esta región de México fue el escenario de una geodinámica muy activa caracterizada por las interacciones de las placas de Norteamérica, el Caribe y Farallón. Esta última placa evolucionó hacia las placas de Guadalupe, Cocos y Rivera como resultado de su fragmentación gradual y el consecuente establecimiento de nuevos polos de rotación (Mammerickx y Klitgord, 1982).

En la literatura sobre la geología regional del sur de México, las rocas magmáticas de la SMS han sido mencionadas con frecuencia y se cuenta con reportes petrográficos y algunas descripciones sobre sus relaciones estratigráficas, sin embargo, los datos geocronológicos y geoquímicos son, en general, escasos (Fries, 1960, 1966; De Cserna, 1965, 1981, 1982; De Cserna y Fries, 1981; Ferrusquía-Villafranca, 1976, 1992; Damon et al., 1983; Pantoja-Alor, 1983, 1992). Existe además un grupo de reportes más recientes en donde se da un tratamiento más detallado a los datos geocronológicos e isotópicos (Schaaf, 1990, Schaaf et al., 1995; Delgado-Argote et al., 1992; Morán-Zenteno, 1992; Morán-Zenteno et al., 1993; Herrmann et al.,1994). A pesar de lo anterior son pocos los intentos que se han llevado a cabo por interpretar los patrones de migración magmática y las variaciones geoquímicas regionales (Ferrari et al., 1994).

A partir de la distribución y las características petrológicas generales de las rocas magmáticas de la SMS se pueden definir dos cinturones aproximadamente paralelos de orientación general WNW (Figura 1). Uno de ellos está representado por una cadena de plutones, que incluye batolitos y plutones menores, la cual se extiende a lo largo de la margen continental e indica procesos de levantamiento y erosión que han actuado por lo menos desde el Oligoceno (Morán-Zenteno et al., 1996). El otro cinturón está formado por una serie de zonas volcánicas y cuerpos hipabisales que se extienden de manera discontinua entre la cadena batolítica de la costa y la FVTM. Este arreglo en la distribución de las rocas magmáticas de la SMS no sólo expresa la exposición de dos niveles corticales diferentes sino cambios en la composición del magmatismo terciario.

Con base en el conocimiento que hasta la fecha se tiene sobre la estratigrafía y la geocronología de las

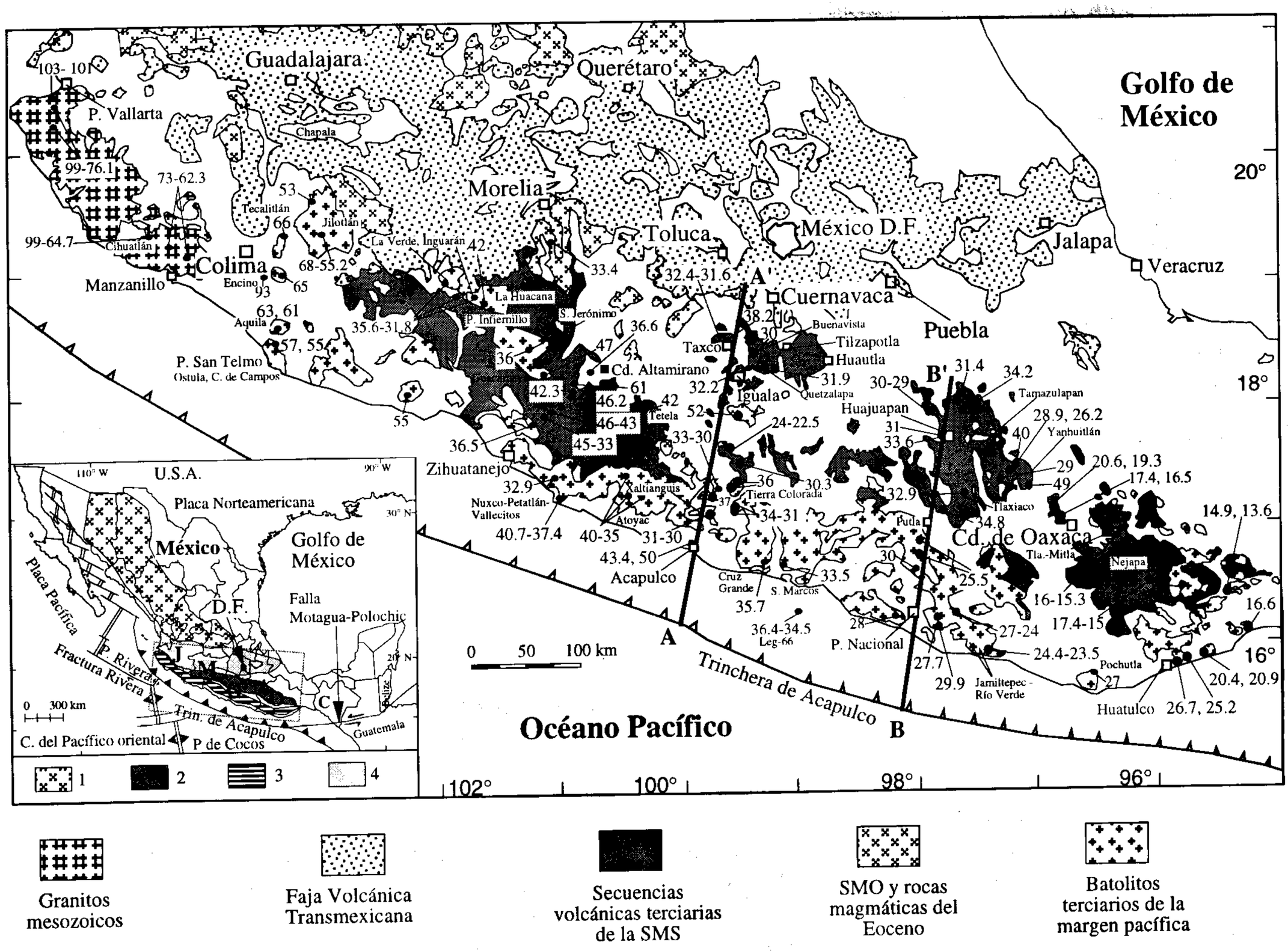


Figura 1. Mapa geológico esquemático del sur de México que muestra la distribución de las rocas magmáticas terciarias. Se indican algunas de las edades isotópicas discutidas en el texto y presentadas en la Tabla 1. Las secciones A-A' y B-B' corresponden a las gráficas b y c presentes en la Figura 11. Recuadro: 1 = Sierra Madre Occidental, 2 = secuencias volcánicas terciarias de la SMS, 3 = batolitos de la margen pacífica, 4 = Faja Volcánica Transmexicana, J = Jalisco, M = Michoacán, G = Guerrero, O = Oaxaca, C = Chiapas, D. F. = Cd. de México.

rocas magmáticas terciarias, así como sobre las relaciones tectónicas de la SMS y las provincias magmáticas vecinas, se pueden formular las siguientes interrogantes principales acerca de la historia magmática de esta provincia: ¿Representa el magmatismo de la SMS episodios de actividad contemporánea en toda su extensión? ¿Pertenecen todas las zonas magmáticas a la serie calcialcalina típica de arcos continentales? ¿Es el manto o la corteza la fuente principal del magmatismo? ¿Controlaron los dominios tectónicos locales la composición geoquímica de las rocas magmáticas? ¿Son compatibles las variaciones geocronológicas de las rocas magmáticas de la SMS con las interpretaciones sobre la evolución de la Placa del Caribe y el desplazamiento del Bloque de Chortis?

En este trabajo se discuten estos problemas y se presenta un conjunto de interpretaciones relativas al significado tectónico y petrogenético de las variaciones geocronológicas y composicionales de las rocas magmáticas de la SMS. El análisis está basado tanto en datos geoquímicos y petrológicos previamente publicados, como en información generada por el grupo de estudio sobre rocas magmáticas del sur de México de los institutos de Geofísica y Geología y de la Facultad de Ingeniería de la UNAM. Los datos geoquímicos y geocronológicos obtenidos por este grupo para la SMS se han generado principalmente durante los últimos ocho años.

Una parte de los datos geoquímicos y geocronológicos en los que se centran las interpretaciones en este trabajo fue obtenida por los autores en diferentes proyectos de investigación, algunos de los cuales involucraron trabajos de tesis y otros cuyos resultados ya han sido publicados parcialmente (ver por ejemplo Schaaf *et al.*, 1995;

Morán-Zenteno *et al.*, en prensa). El resto de los datos discutidos provienen de trabajos desarrollados por otros grupos y cuyos resultados se encuentran publicados.

MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

Las rocas magmáticas de la SMS constituyen una amplia provincia que se distribuye desde el Estado de Michoacán hasta el Istmo de Tehuantepec (Figura 1). Su límite norte está marcado por los afloramientos más meridionales de la FVTM. Este límite se puede definir con criterios generales de edad y composición, como en el caso de la Sierra Madre Occidental, sin embargo, esta última cuenta con una orientación y con algunas características estratigráficas que revelan detalles diferentes en su evolución si se le compara con la SMS. Hacia el sur, las rocas magmáticas de la SMS han sido reconocidas hasta el borde continental limitado por la Trinchera de Acapulco (Bellon *et al.*, 1982). La distribución de las rocas magmáticas de la SMS, sus características petrológicas y geoquímicas, así como su edad, indican con claridad que el escenario tectónico en el que se originaron era diferente al de la actual distribución del arco y la trinchera.

La FVTM se extiende de E al W en México a aproximadamente 19°N y está relacionada a la subducción de las placas de Cocos y Rivera por debajo de la placa de Norteamerica (Pardo y Suárez, 1995). Está constituida principalmente por rocas volcánicas de composición andesítica a dacítica de tipo calcialcalino cuyas edades varían desde Mioceno hasta el presente. La orientación general E-W de las rocas de la FVTM es un rasgo que contrasta de manera notable con la distribución general de las rocas magmáticas de la SMS y Sierra Madre Occidental (SMO). Su posición oblicua con respecto a la Trinchera de Acapulco es un rasgo poco común en las regiones que bordean al Océano Pacífico y ha sido interpretado como resultado de los cambios en la inclinación de los segmentos subducidos de las placas oceánicas de Rivera y Cocos debajo de la litósfera continental del sur de México (Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo, 1977; Suárez *et al.*, 1990; Pardo y Suárez, 1995). Pardo y Suárez (1995) han interpretado, con base en la distribución de los focos sísmicos de esta región, que el ángulo de subducción debajo de la litósfera continental del sur de México, varía desde inclinaciones de 50° en la región de Jalisco y Colima hasta una posición cercana a la horizontal debajo de las regiones internas de Guerrero y Oaxaca (Figura 2). En otros trabajos más recientes se ha considerado la posibilidad de que la FVTM se haya originado por el ingreso de una pluma del manto en el occidente de México y por su posterior descabezamiento y canalización hacia el este de México (Márquez *et al.*, 1999), aunque la abundancia de rocas calcialcalinas es un detalle difícil de explicar con este modelo.

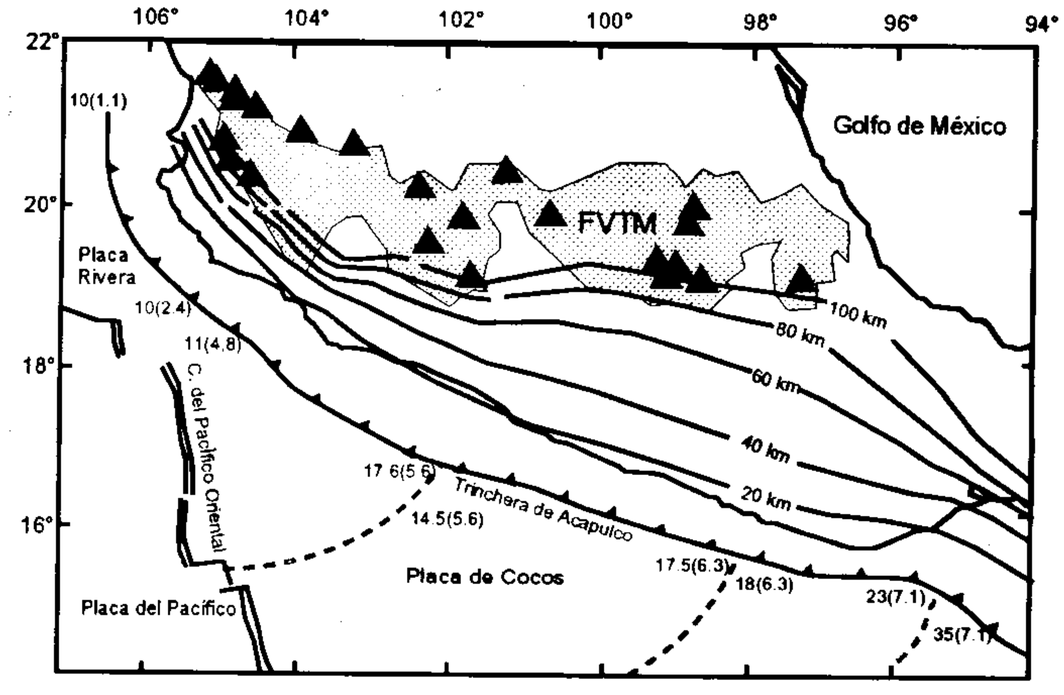


Figura 2. Contornos de isoprofundidad de la placa oceánica subducida bajo la Placa Norteamericana para el sur de México. Se muestra la edad de la placa oceánica en Ma y la velocidad de convergencia dentro del paréntesis (cm/a). Los triángulos representan volcanismo Cuaternario y la parte gris oscura, la Faja Volcánica Transmexicana (tomado de Pardo y Suárez, 1995).

Al norte de la FVTM existe un registro magmático muy abundante del Terciario, representado por las rocas volcánicas de la SMO y la Mesa Central. Estas rocas pertenecen principalmente al intervalo Paleoceno-Mioceno y cuentan con composiciones que varían principalmente de andesitas a riolitas, con unidades basálticas subordinadas. El magmatismo de la SMO y de la Mesa Central ha sido relacionado principalmente con la subducción de la Placa de Farallón debajo de la Placa Norteamericana (McDowell y Clabaugh, 1979; Damon *et al.*, 1981). Su extinción ocurrió gradualmente desde el Oligoceno hasta el Mioceno como resultado del cese de la subducción y la colisión de la Cordillera del Pacífico Oriental con la margen occidental de Norteamérica. En diferentes trabajos se ha documentado que la actividad volcánica terciaria en la SMO y la Mesa Central fue, al menos en parte, contemporánea y genéticamente relacionada al desarrollo de una etapa de extensión E-W (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a) la cual ha sido asociada a la provincia fisiográfica de Cuencas y Sierras (Basin and Range) (Henry y Aranda-Gómez, 1992). La transición del volcanismo de la Sierra Madre Occidental al de la región occidental de FVTM ocurrió de manera gradual, mientras que en la porción norte central se ha observado un hiatus magmático entre el Oligoceno y el Mioceno. Los criterios que han sido utilizados para distinguir el magmatismo de la Sierra Madre Occidental del de la FVTM son la composición intermedia y máfica

de esta última y su edad más joven que 16 Ma (Ferrari *et al.*, 1994; 1999).

Las rocas magmáticas terciarias de la SMS se encuentran cubriendo un mosaico de basamentos con características petrológicas y estratigráficas contrastantes y afinidades tectónicas distintas (Ortega-Gutiérrez, 1981; Campa y Coney, 1983) (Figura 3). De acuerdo a la división tectonoestratigráfica del sur de México de Campa y Coney (1983), la provincia magmática terciaria de la SMS ocupa los terrenos Guerrero, Mixteca, Oaxaca y Juárez. Esta división es semejante y sólo difiere en algunos detalles a la realizada por Sedlock *et al.* (1993). Los basamentos de estos terrenos presentan una petrología heterogénea que se expresa también en variaciones en sus características geoquímicas, en especial en sus firmas isotópicas de Sr y Nd (ver por ejemplo Ruiz *et al.*, 1988a, b; Yañez *et al.*, 1991; Centeno-García *et al.*, 1993). Para los terrenos Acatlán y Oaxaca se han identificado claramente asociaciones de rocas paleozoicas (Complejo Acatlán) (Ortega-Gutiérrez, 1981; Yañez *et al.*, 1991 y referencias incluidas) y precámbricas (Complejo Oaxaqueño) (Ortega-Gutiérrez, 1981; Solari *et al.*, 1998a, b), respectivamente. El Terreno Guerrero está formado por secuencias de arco, de las cuales afloran principalmente rocas del Cretácico Temprano, aunque han sido reportadas algunas secuencias del Jurásico Tardío (Centeno-García *et al.*, 1993 y referencias incluidas). La naturaleza del basamento del Terreno Guerrero, así como sus relaciones estratigráficas y tectónicas con los terrenos vecinos han sido objetos de debate (Campa, 1978; De Cserna *et al.*, 1978; Campa y Ramírez-Espinosa, 1979; Campa y Coney, 1983; Lang *et al.*, 1996). Es comúnmente aceptado que las secuencias mesozoicas del Terreno Guerrero están subyacidas en su porción occidental por secuencias deformadas de afinidad oceánica (Centeno-García *et al.*, 1993), mientras que su margen oriental tiene indicios de contar con un basamento más antiguo de afinidad continental (Elías-Herrera y Sánchez-Zavala, 1990; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998). Para los terrenos Xolapa y Juárez existen incertidumbres respecto a la edad de las rocas que los caracterizan. En el caso del complejo metamórfico, basamento del Terreno Xolapa, se han reportado edades de Rb-Sr y U-Pb que varían desde el Jurásico Medio al Eoceno (Guerrero *et al.*, 1978; Morán-Zenteno, 1992; Herrman *et al.*, 1994).

Las características petrológicas y geoquímicas de los terrenos preterciarios que forman el sur de México presentan variaciones que pueden permitir, eventualmente, la evaluación del papel que jugó la

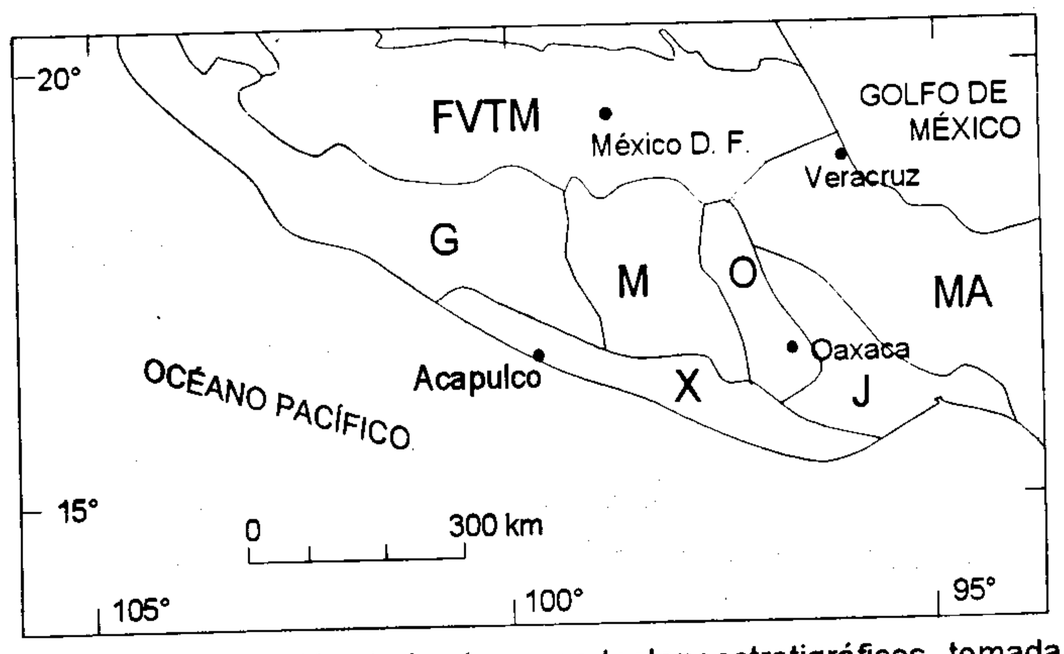


Figura 3. Distribución de los terrenos tectonoestratigráficos, tomada de Campa y Coney (1983). El significado de las abreviaciones usadas es: G = Terreno Guerrero, M = Terreno Mixteca, O = Terreno Oaxaca, J = Terreno Juárez, X = Terreno Xolapa, MA = Terreno Maya, FVTM = Faja Volcánica Transmexicana.

composición de la corteza continental y su situación tectónica en la diferenciación de los magmas terciarios del sur de México. Las secuencias que forman el Terreno Guerrero, por ejemplo, presentan firmas isotópicas de Sr relativamente bajas y de εNd positivas, indicando que los magmas fueron derivados de un manto primitivo, si se comparan con aquellas de los terrenos Acatlán, Xolapa y Oaxaca (Morán-Zenteno, 1992; Centeno-García *et al.*, 1993). Los valores iniciales típicos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y εNd que presentan las rocas ígneas cretácicas del Terreno Guerrero varían de 0.7034 a 0.7050 y de +7.9 a +1.6, respectivamente (Centeno-García *et al.*, 1993; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995). Los complejos Acatlán, Oaxaqueño y Xolapa presentan en sus porciones ígneas o metaígneas relaciones isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ y valores de εNd que típicamente varían de 0.7040 a 0.7500 y de +3 a -12, indicando una mayor componente de corteza continental antigua.

Rasgos Tectónicos Terciarios de la SMS

Uno de los rasgos actuales más característicos del entorno geodinámico del sur de México, es la existencia de una de zona de cizalla que comprende los sistemas Motagua-Polochic (Rosencrantz y Sclater, 1986 y referencias incluidas). Este sistema de fallas, que manifiesta el desplazamiento relativo izquierdo de la Placa de Norteamérica con respecto a la Placa del Caribe, se extiende desde la región sur de Chiapas y Guatemala hasta la región del Caribe y uno de sus segmentos está representado por la Fosa del Caymán (Figura 4). El punto triple en el que convergen las Placas de Cocos, Norteamérica y el Caribe está representado por una amplia zona de deformación por extensión que tiene como centro al Golfo de Tehuantepec donde se registran sismos con

mecanismos focales correspondientes a fallas normales (Guzmán-Speziale *et al.*, 1989).

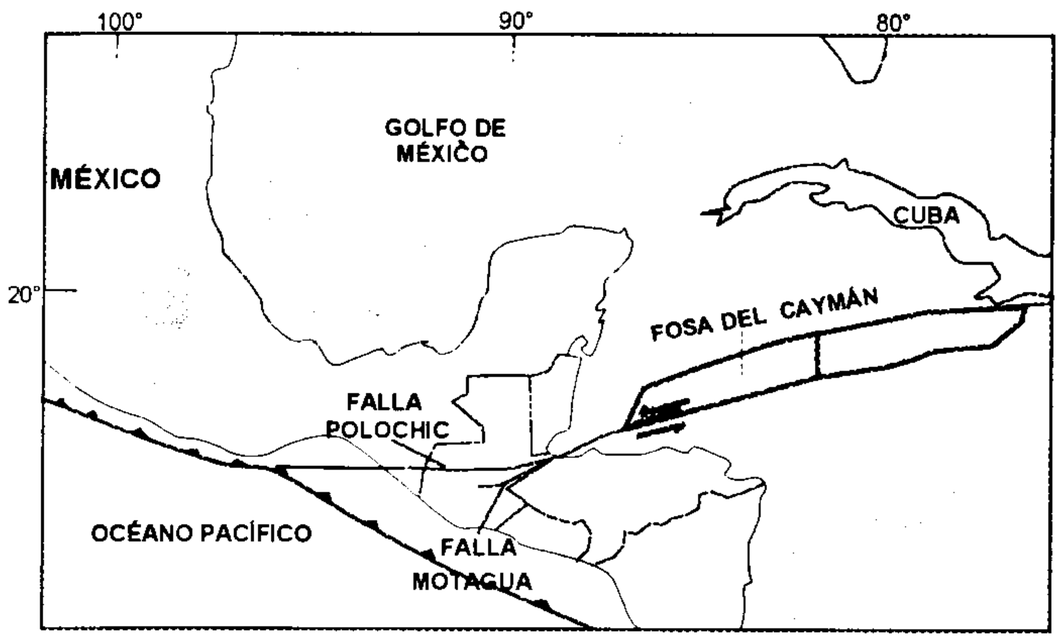


Figura 4. Sistema de fallas Motagua-Polochic y relación actual de las placas tectónicas (modificado de Rosencrantz y Sclater, 1986).

Con base en las interacciones cinemáticas reconocidas para el sistema de fallas Motagua-Polochic, así como la arquitectura y la edad de la Fosa del Cayman, se ha considerado que la parte continental del norte de Centroamérica, conocida como Bloque de Chortis, se encontró en algún momento frente a las costas del sur de México (Malfait y Dinkelman, 1972; Ross y Scotese, 1988; Pindell y Barrett, 1990). Estas interpretaciones se vieron fortalecidas con el hallazgo de zonas de cizalla izquierda de orientación NW observadas en la región costera de Guerrero y Oaxaca (Ratschbacher *et al.*, 1991; Herrman *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995; Tolson, 1998) y con el carácter truncado de la margen continental en esta región. Basados en la distribución de las zonas de cizalla y en las afinidades estratigráficas entre el Bloque de Chortis y el sur de México, Schaaf *et al.* (1995) consideran que el extremo noroccidental del Bloque de Chortis tuvo como máxima latitud la región de Zihuatanejo. Esta estimación es menor que el desplazamiento total calculado por Rosencrantz y Sclater (1986) con base en el estudio de las anomalías magnéticas y la batimetría del piso oceánico generado en la Fosa del Caymán. Esta discrepancia se puede superar si se considera que el Bloque de Chortis ha estado sujeto a procesos de extensión cortical durante su desplazamiento.

El truncamiento de la margen continental por el desplazamiento del Bloque de Chortis propició que rocas del arco magmático terciario, que durante su formación se encontraban a cierta distancia de la trinchera, quedaran colocadas en contacto con trinchera nueva (Figura 5). Morán-Zenteno *et al.* (1996) y Tolson (1998) han interpretado que el levantamiento de la margen continental recién formada fue inducido en parte por la flexión de la litósfera oceánica en la zona del punto triple. Por otra parte, la extinción gradual del magmatismo a lo largo de la margen continental actual, tal como ha sido documentado por Herrmann *et al.* (1994) y Schaaf *et al.* (1995), sería también una consecuencia del paso del punto triple mencionado.

Los rasgos tectónicos terciarios del sur de México han sido en general poco estudiados, sin embargo, una serie de informes producidos en años recientes han revelado algunos detalles que indican que la SMS evolucionó de manera diferente a la región continental ubicada al norte de la FVTM. Estos estudios ponen en duda la continuación de la provincia de Cuencas y Sierras hacia el sur de México.

En una compilación de las estructuras tectónicas terciarias regionales realizada por Morán *et al.* (1999) se puede observar una fuerte diversidad de orientación y cinemática de las fallas del Oligoceno, que difícilmente pueden haberse desarrollado como parte de un campo de esfuerzos regional único.

En el sector sur de la provincia magmática de la SMS, colindante con el litoral del Pacífico, se han reconocido, como ya se mencionó, zonas de cizalla intensa, específicamente en las regiones costeras de Guerrero y Oaxaca (Ratschbacher *et al.*, 1991; Morán-Zenteno, 1992; Meschede *et al.*, 1997; Corona-Chávez, 1997; Tolson, 1998) (Figura 6). Estas zonas de cizalla están representadas por milonitas con deformación cristal-plástica (deformación del cristal en estado plástico) y con fallamiento frágil sobrepuesto, que cuentan con una orientación subparalela a la costa. Al sur de Tierra Colorada, en el Estado de Guerrero, aflora una de estas zonas de cizalla, la cual se encuentra cortada por el intrusivo de Tierra Colorada para el cual se tienen edades concordantes de U-Pb en zircones entre 35.2 y 34.3 Ma (Herrmann *et al.*, 1994). Estas fechas indican la edad mínima de la deformación, al menos de la deformación cristal-plástica. Los indicadores cinemáticos indican un desplazamiento oblicuo normal-izquierdo (Riller *et al.*, 1992). En la región de Huatulco, el intrusivo terciario de 29 Ma (Herrmann, 1994; Tolson, 1998) se encuentra afectado por la milonitización, mientras que la milonita está cortada por un dique de 23.7 Ma (Tolson, 1998). En esta región la zona de cizalla cuenta con una geometría subvertical y lineación horizontal. Los indicadores cinemáticos son de desplazamiento lateral izquierdo. También se cuenta en esta región con fallas de régimen de deformación frágil y desplazamiento lateral izquierdo con orientación E-W y NE-SW (Delgado-Argote y Carballido-Sánchez, 1990; Tolson, 1998).

En la región de Arcelia, estados de Guerrero y

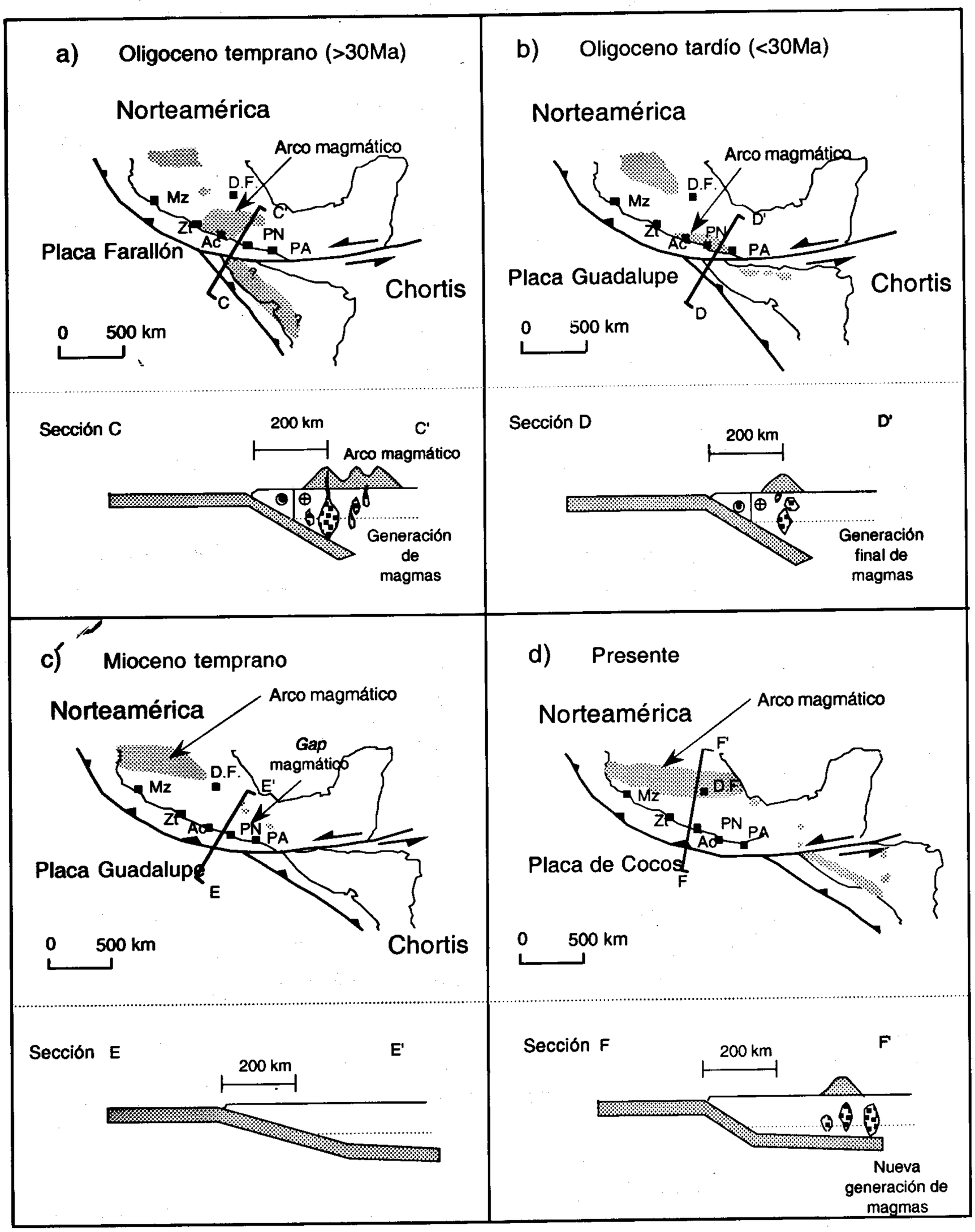


Figura 5. Esquema que muestra la evolución de la geometría de la margen continental del sur de México y el magmatismo asociado, desde el Oligoceno hasta el Presente. M = Mexico D. F., Mz = Manzanillo, Zt = Zihuatanejo, Ac = Acapulco, PN= Pinotepa Nacional, PA = Puerto Ángel. Círculo con punto oscuro = movimiento hacia afuera de la página. Círculo con cruz = movimiento hacia adentro de la página.

Michoacán, Jansma y Lang (1997) reconocieron la existencia de un graben N-S que relacionan con la extensión hacia el sur de la provincia de Cuencas y Sierras, abundantemente documentada en el norte de México (McDowell *et al.*, 1997; Gans, 1997; Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a), y mencionan evidencias que indican que el fallamiento es anterior a los 32 Ma. A pesar de la presencia de esta estructura, existen

numerosas evidencias de fallas de desplazamiento lateral con una orientación que varía de NNE a NNW, que contrastan con las fallas de desplazamiento dominantemente vertical que caracterizan la provincia de Cuencas y Sierras. Por ejemplo, en la región de Taxco, Morán-Zenteno *et al.* (1998) y Nieto-Samaniego *et al.* (1999b) reconocieron un sistema de fallas laterales derechas con orientación al N y NNW que cortan las secuencias de ignimbritas en esta zona (31-38 Ma). Este sistema de fallas es aparentemente posterior a los sistemas de fallas de orientación al NW que alojan los principales cuerpos minerales del distrito minero de Taxco. Hacia el este, en la región oriente de Guerrero y noroeste de Oaxaca, se ha documentado la presencia de fallas con orientación al N y NNW, pero con desplazamiento lateral izquierdo. En el noroeste de Oaxaca estas fallas limitan bloques que experimentaron subsidencia y el desarrollo de depósitos lacustres. Estos depósitos lacustres se encuentran intercalados con rocas volcánicas del Oligoceno temprano (Ferrusquía-Villafranca, 1976; Martiny *et al.*, 1996).

La falla de Oaxaca es una estructura regional que ocupa el flanco oriental del valle del mismo nombre y tiene una orientación general al NNW (Figura 6). Su evolución ha sido compleja y su actividad más reciente ha sido descrita en términos de un desplazamiento de falla normal con el bloque caído hacia el oeste. Centeno-García (1988) consideró con base en criterios estratigráficos y morfológicos que la actividad de la falla de Oaxaca inició antes del Mioceno y continuó aún en el Cuaternario. Estudios más detallados han mostrado que esta falla se originó antes del Jurásico Medio y que ha tenido actividad durante diversos regímenes tectónicos desde hace más de 180 Ma (Alaniz-Álvarez *et al.*, 1996). Al sur de la falla de Oaxaca, Nieto-Samaniego *et al.* (1995) han reconocido estructuras de graben de orientación E-W desde la Ciudad de Oaxaca hasta Miahuatlán. Los desplazamientos observados tanto en estructuras E-W (falla de Donají) como en la falla de Oaxaca (N-S) son mayores que 1,500 m. Se ha reconocido que las estructuras E-W al sur de la falla de Oaxaca cortan secuencias piroclásticas silícicas asignadas al Mioceno medio, con base en fechamientos de K-Ar en biotitas de Ferrusquía-Villafranca y McDowell (1991).

En síntesis, aunque el conocimiento sobre las estructuras tectónicas de la SMS es todavía escaso, se puede reconocer un patrón complejo con diferencias significativas en la orientación y detalles cinemáticos de las estructuras mayores, lo que sugiere la existencia de diferentes dominios que convivieron con el truncamiento de la margen continental del sur de México. En este contexto parece improbable que haya habido una transmisión de esfuerzos simple a través de la margen continental del sur de México, como lo han sugerido Meschede *et al.* (1997). Los factores que controlaron la partición de la deformación no han sido comprendidos cabalmente, pero la reactivación de estructuras antiguas y de zonas de debilidad cortical parece haber jugado un papel importante.

VARIACIONES GEOCRONOLÓGICAS, PETROLÓGICAS Y GEOQUÍMICAS

Hasta la fecha, varios autores han publicado artículos en donde se reportan fechas isotópicas, descripciones petrológicas y datos geoquímicos de las rocas magmáticas de la Sierra Madre del Sur. Los propósitos de estos estudios han sido diversos y se han empleado diferentes técnicas analíticas. La mayor parte de los estudios se refieren a descripciones de los cuerpos plutónicos, especialmente de aquellos que se encuentran a lo largo de la margen suroccidental de México.

Las edades obtenidas por diferentes métodos, aplicados en diferentes materiales, indican por lo general diferentes momentos en los tiempos de enfriamiento de las rocas plutónicas. Esto se debe a las diferentes temperaturas de cierre de los sistemas isotópicos. Por ejemplo, para el método de K-Ar las temperaturas de cierre del feldespato potásico, biotita y hornblenda, se consideran de 230°C (Berger y York, 1981), de 300 a 350°C (McDougall y Harrison, 1988) y 500°C (Hanson y Gast, 1967; Harrison, 1981), respectivamente. Por otra parte, las edades de U-Pb en zircones se consideran como edades de cristalización, ya que estos minerales tienen temperaturas de cierre de 900°C (Dahl, 1997), superiores a las del final de la cristalización de los sistemas sobresaturados en sílice. En general todos los sistemas isotópicos son susceptibles de ser afectados por procesos térmicos posteriores a la cristalización de la roca y, en algunas ocasiones, la interpretación de la edad puede ser ambigua. En el análisis realizado para el presente trabajo se tomaron en cuenta los diferentes significados de los datos geocronológicos para los diferentes sistemas y materiales, sin embargo, se consideró que estas diferencias no distorsionan significativamente las tendencias generales en los patrones de migración del magmatismo.

Los datos geocronológicos generados por el grupo de la UNAM para las rocas terciarias de la Sierra Madre del Sur y aquellos publicados con antelación se presentan en la Tabla 1. Solo se incluyeron aquellos

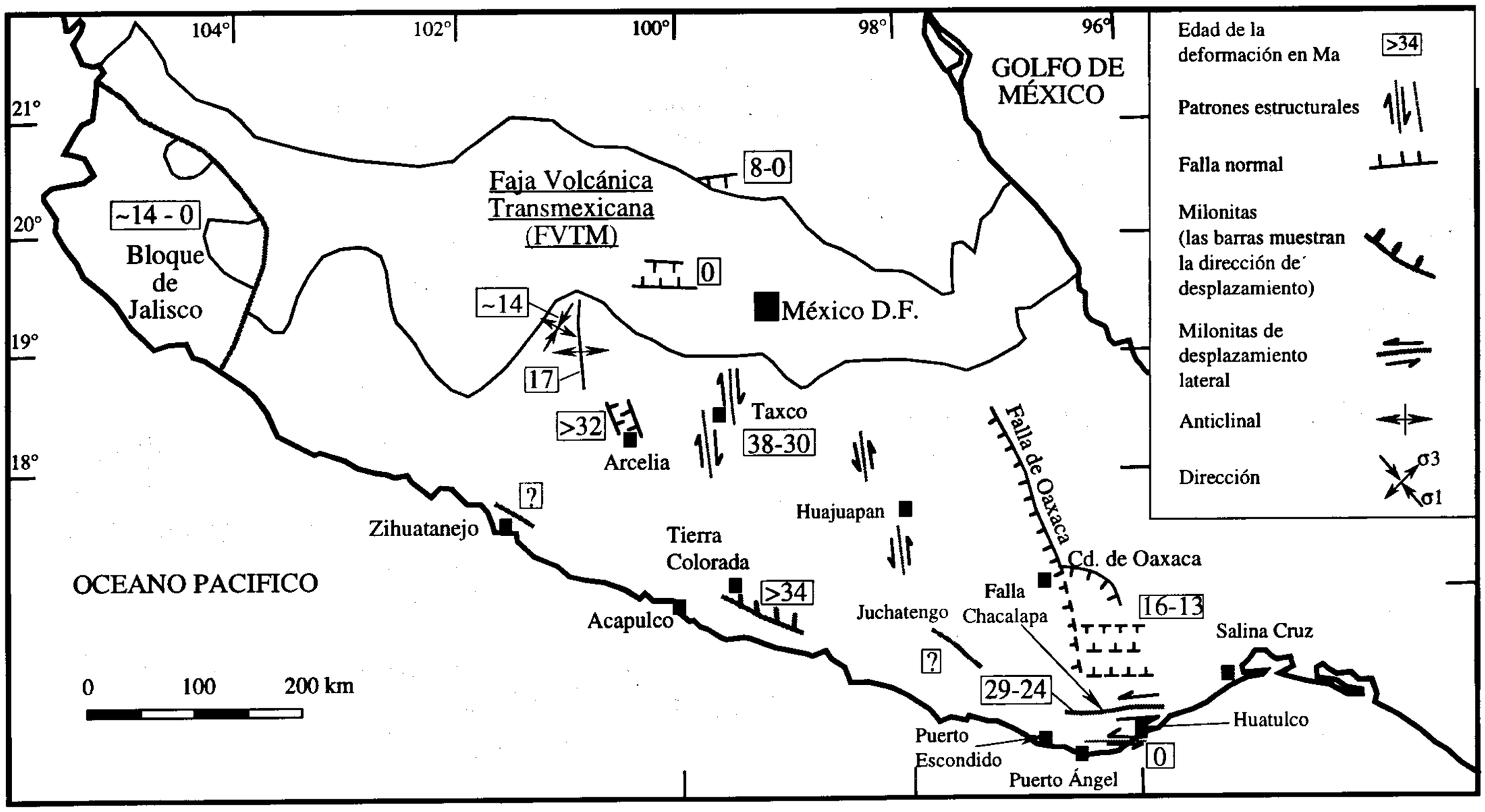


Figura 6. Mapa del sur de México, mostrando los dominios de deformación existentes y su edad. Las edades de las estructuras se indican dentro de los pequeños rectángulos en Ma. El signo de interrogación indica edad no determinada. Las estructuras actualmente activas se indican con 0 Ma.

datos para los que se conoce la unidad, el material fechado, el método aplicado y su localización. En la Tabla 2 se presentan los datos isotópicos de Sr y Nd disponibles de las rocas magmáticas terciarias de la SMS. Los contenidos de SiO_2 y $Na_2O + K_2O$, así como los patrones de Tierras Raras de las rocas magmáticas terciarias se presentan en las figuras 7a, 7b, 8a y 8b.

Rocas plutónicas de la margen continental

Debido al levantamiento que ha experimentado la margen SW de México durante el Terciario, la mayor parte de las rocas plutónicas de la SMS se encuentran distribuidas a lo largo de la zona costera que va desde Michoacán hasta el Istmo de Tehuantepec. Hacia el interior del continente los cuerpos intrusivos son más restringidos y de emplazamiento más somero. Las rocas intrusivas que forman la zona batolítica de las costas de Jalisco y Colima han sido fechadas por diferentes métodos, encontrándose edades del Cretácico Tardío (Schaaf, 1990; Schaaf *et al.*, 1995). Al sureste del batolito de Manzanillo, la mayor parte de las rocas plutónicas son de edad terciaria.

Las concentraciones de SiO_2 y álcalis y las características petrogenéticas expresan claramente que las rocas plutónicas de la SMS pertenecen a la serie calcialcalina, característica de arcos volcánicos asociados a límites convergentes de placas. Como es típico de los arcos continentales, se manifiestan para estas rocas variaciones composicionales amplias que van desde gabro hasta granito de feldespato alcalino, con mayor abundancia de rocas sobresaturadas en sílice (Figura 7a). Las concentraciones de SiO_2 generalmente varían de 56% a 74% en peso. El patrón de Tierras Raras de algunos de los plutones estudiados expresa normalmente un enriquecimiento de Tierras Raras ligeras con respecto a las Tierras Raras pesadas, cuando se normaliza con respecto a los valores reportados para la condrita (Figura 7b). El enriquecimiento de las Tierras Raras ligeras es una característica de los magmas evolucionados de arco, que resulta de procesos de cristalización fraccionada o contaminación cortical de magmas generados por la fusión del manto. También puede existir este tipo de patrones en rocas que resultan de la fusión parcial de la corteza. En algunos de los intrusivos más diferenciados (por ejemplo, Acapulco y Xaltianguis) se observa una anomalía negativa de europio (Figura 7b) con respecto a la tendencia general. La anomalía negativa de Eu puede ser el resultado del fraccionamiento de plagioclasa durante el ascenso del magma.

Las edades de los plutones que se encuentran a lo largo de la costa varían del Paleoceno al Mioceno temprano, con una tendencia decreciente de edad hacia

el SE. Por ejemplo, para el plutón que aflora en el área de Punta San Telmo en Michoacán, Pantoja-Alor (1983) reporta una edad de K-Ar en un concentrado de hornblenda de 63 ±1 Ma, mientras que en el intrusivo de Xadani, entre Huatulco y Salina Cruz, se obtuvo una edad de enfriamiento de Rb-Sr (biotita-roca entera) de 20.4± 0.4 Ma (corregido de Schaaf et al., 1995) (ver Tablas 1a y 1b).

Sector Punta San Telmo-Acapulco

Las edades de los plutones que se encuentran hacia el interior continental, en las regiones de Michoacán y Guerrero son, en lo general, similares a las de sus contrapartes en la zona de la costa. Por ejemplo, los fechamientos de los plutones de la Huacana y Santa Elena han arrojado edades de 42 ±4 Ma (isocrona de Rb-Sr) (Schaaf et al., 1995) y 66.1 ±1.5 Ma (K-Ar) (Pantoja-Alor, 1986), respectivamente. Para algunos plutones de menores dimensiones como La Verde, Inguarán y San Isidro, se han obtenido edades en diferentes materiales de 35.6 a 31.1 Ma (Damon et al., 1983) que indican la edad de enfriamiento de los plutones y de las mineralizaciones asociadas.

En la región costera de Zihuatanejo, las edades de los plutones son generalmente eocénicas, por ejemplo en el área de Petatlán, al sureste de Zihutanejo, se han reportado edades de K-Ar en biotitas y hornblendas que varían de 38.9 a 40.7 Ma (Delgado-Argote et al., 1992). Una isocrona de Rb-Sr construida a partir de las muestras del plutón ubicado al este de Zihutanejo dio una edad de 36.5 ±5 Ma (Schaaf et al., 1995). Las rocas magmáticas más máficas de esta región incluyen gabros, que forman un grupo de intrusivos en la zona de Petatlán-Papanoa, y rocas del complejo ultramáfico (dunita-clinopiroxenita) de El Tamarindo. Para este último cuerpo se ha reportado una edad de K-Ar de 33.9± 0.8 Ma (Delgado-Argote et al., 1992). Otros plutones de la región ubicada entre Zihuatanejo y Acapulco han arrojado edades isotópicas que van del Eoceno tardío al Oligoceno temprano. Un fechamiento concordante de U-Pb en zircones, obtenido para el batolito granodiorítico de Atoyac, arrojó una edad de cristalización de 35 Ma.

El intrusivo de Acapulco constituye, desde el punto de vista cronológico y petrológico, una anomalía en las tendencias que despliegan los plutones de la costa. Por un lado, su edad es más antigua que la de los intrusivos terciarios que se encuentran en latitudes cercanas. Los fechamientos reportados incluyen una edad de Rb-Sr (biotita-roca entera) de 43.4 ±0.9 Ma (Schaaf et al., 1995) y una isocrona de Rb-Sr (biotita-roca entera) de 50 ±0.5 Ma (Guerrero-García y Herrero-Bervera, 1993). Estos fechamientos sugieren una edad de intrusión al menos 10 Ma mayor que la de los intrusivos de Xaltianguis, Tierra Colorada y San Marcos (entre 26 y 33 Ma por Rb-Sr) (Schaaf et al., 1990). El intrusivo de Tierra Colorada dio una edad de U-Pb en zircones de 34.3 Ma. Desde el punto de vista petrológico, el intrusivo de Acapulco está formado principalmente por un granito con dominio de feldespato alcalino. En la parte oriental del plutón se ha reconocido una fase de sienita de cuarzo con presencia de hornblenda que contiene, en algunos casos, relictos de ortopiroxeno. En la transición de las facies de granito y sienita se puede observar una clara textura rapakivi, representada por coronas de plagioclasa bordeando a fenocristales de feldespato potásico.

Las relaciones isotópicas iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ d los plutones de la región costera que se encuentran entre Punta San Telmo y la región ubicada al oeste de Acapulco son típicamente bajas y varían de 0.7035 a 0.7049; los valores iniciales de εNd de los mismos plutones varían de +5.7 a +3.1 (Schaaf, 1990). Los intrusivos oligocénicos de los alrededores de Acapulco (Tierra Colorada y Xaltianguis) presentan relaciones iniciales de ^{87}Sr ^{86}Sr ligeramente mayores que l intrusivos vecinos (de 0.7041 a 0.7050); los valores de εNd disponibles son más bajos (+2.9 y +1.6) (Schaaf, 1990; Correa-Mora, 1997). Las relaciones iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de los plutones del interior del continente e este sector de la SMS varían de 0.7039 a 0.7055 (Damon et al., 1983).

Sector Acapulco-Huatulco

En el sector de la margen continental ubicado entre Acapulco, Gro. y Huatulco, Oax. las edades de los intrusivos son más jóvenes que aquellos ubicados al NW de Acapulco. El grupo de edades de U-Pb en zircones obtenidas por Herrmann et al. (1994) en la región de Pinotepa Nacional–Huatulco varían de 30 a 27 Ma. Estas edades de cristalización son compatibles con las edades de enfriamiento de K-Ar en hornblendas y biotitas reportadas por Hernández-Bernal y Morán-Zenteno (1996) y Martiny et al. (2000) para el batolito de Río Verde y la zona de La Muralla, Oax., respectivamente. Las edades obtenidas en concentrados de hornblendas son de 29.9 y 27.7 Ma mientras que las edades de biotita varían de 27.7 a 23.5 Ma. Entre Puerto Ángel y Salina Cruz las edades de enfriamiento obtenidas de biotitas, tanto por K-Ar como por Rb-Sr, varían principalmente de 29 a 25 Ma (Solís-

Tabla 1a. Compilación de edades isotópicas para rocas y minerales de la SMS en donde se incluyen coordenadas.

Localidad	Long. (W)	Lat. (N)	Muestra	Roca o Formación	Edad Ma	Material fechado	Método	Referencia
Estado de Jalisco								
Batolito Pto. Vallarta	105°32'18"	20°05'42"	MS 65	Granodiorita	82.5 ± 2	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Pto. Vallarta	105°25'22"	20°22'48"	MS 16 A	Cuarzodiorita	79.9 ± 2	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Pto. Vallarta	105°24'07"	20°22'53"	MS 14	Cuarzomonzodiorita	77.7 ± 2	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Pto. Vallarta	105°21'41"	20°20'36"	MS 57	Granito	74.9 ± 2	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Pto. Vallarta	105°21'41"	20°20'36"	MS 57	Granito	81.9 ± 2	Biotita	K-Ar	1
Batolito Pto. Vallarta	105°18'55"	20°19'30"	MS 8	Tonalita	76.1 ± 2	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Pto. Vallarta			11 muestras	Granitoides	91 ± 3	Isocrona de 11 puntos WR	Rb-Sr	1
Batolito Pto. Vallarta	105°18'40"	19°50'18"	MS 17	Granito	84.2 ± 2	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Pto. Vallarta	105°18'28"	20°30'29"	PV-II	Granodiorita	85.8 ± 1.7	Hornblenda	K-Ar	1
Batolito Pto. Vallarta	105°18'28"	20°30'29"	PV-II	Granodiorita	83.1 ± 2	Biotita	K-Ar	1
Batolito Pto. Vallarta	105°18'28"	20°30'29"	PV-II	Granodiorita	103 ± 6.5	Zircones (3)	U-Pb	2
Batolito Pto. Vallarta	105°18'28"	20°30'29"	PV-II	Granodiorita	101 ± 3.4	Zircones (3)	U-Pb	2
Batolito Pto. Vallarta	105°18'06"	20°29'41"	MS 3	Tonalita	79.1 ± 2	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Pto. Vallarta	105°18'00"	20°25'13"	MS 4	Granodiorita	77.6 ± 2	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Pto. Vallarta	105°17'47"	20°21'20"	MS 58	Granodiorita	79.2 ± 2	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Pto. Vallarta	105°17'38"	20°31'47"	MS 2 A	Granito	77.6 ± 2	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Pto. Vallarta	105°17'15"	20°32'28"	PV-I	Granito	82 ± 2	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Pto. Vallarta			7 muestras	Granitoides	99 ± 4	Isocrona de 7 puntos WR	Rb-Sr	1
Cihuatlán	104°37'14"	19°13'00"	MS 18	Granodiorita	69.5 ± 1.4	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Cihuatlán	104°32'47"	19°14'46"	MS 19	Granito	64.7 ± 1.3	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Jilotlán	103°03'52"	19°25'09"	MS 69	Cuarzodiorita	58.7 ± 1.2	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Jilotlán	103°03'52"	19°25'09"	MS 69	Cuarzodiorita	59.4 ± 1.2	Hornblenda	K-Ar	1
Batolito Jilotlán	103°03'52"	19°25'09"	MS 69	Cuarzodiorita	59.5 ± 1.2	Biotita	K-Ar	1
Batolito Jilotlán			8 muestras	Granitoides	68 ± 12	Isocrona de 8 puntos WR	Rb-Sr	1
Batolito Jilotlán	103°03'48"	19°27'46"	MS 27	Cuarzomonzodiorita	55.2 ± 1.1	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Jilotlán	103°01'48"	19°23'50"	MS 70	Cuarzomonzodiorita	58.6 ± 1.2	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Jilotlán	103°01'48"	19°23'50"	MS 70	Cuarzomonzodiorita	60.3 ± 1.2	Hornblenda	K-Ar	1
Batolito Jilotlán	103°01'48"	19°23'50"	MS 70	Cuarzomonzodiorita	59.5 ± 1.2	Biotita	K-Ar	1
Estado de Colima								
Batolito Manzanillo			14 muestras	Granitoides	69 ± 3	Isocrona de 14 puntos WR	Rb-Sr	1
Batolito Manzanillo	104°21'56"	19°07'05"	MS 22	Gabro	59.1 ± 1.2	Biotita-WR	Rb-Sr	1

Batolito Manzanillo	104°20'07" 19°12'10"	MS 67	Granodiorita	63.9 ± 1.3	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Manzanillo	104°20'07" 19°12'10"	MS 67	Granodiorita	64.3 ± 1.3	Biotita	K-Ar	1
Batolito Manzanillo	104°17'46" 19°16'23"	MS 66	Granodiorita	67.2 ± 1.3	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Batolito Manzanillo	104°17'46" 19°16'23"	MS 66	Granodiorita	66.9 ± 1.3	Biotita	K-Ar	1
Batolito Manzanillo	104°17'46" 19°16'23"	MS 66	Granodiorita	63.5 ± 1.3	Hornblenda	K-Ar	1
Batolito Manzanillo	104°13'10" 19°02'38"	MS 29 B	Cuarzomonzonita	62.3 ± 1.2	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Estado de Michoacán							
San Telmo	103°31'26" 18°21'08"	MS 34	Granodiorita	56.5 ± 1.1	Biotita-WR	Rb-Sr	1
La Huacana		3 muestras	Granitoides	42 ± 4	Isocrona de 3 puntos WR	Rb-Sr	1
La Verde	102°01'53" 19°04'40"	UAKA 77132	Cuarzodiorita	33.4 ± 0.7	Hornblenda	K-Ar	21
San Isidro	101°58'42" 18°56'37"	UAKA 77136	Granodiorita	32.5 ± 0.7	Hornblenda	K-Ar	21
San Isidro	101°58'07" 18°56'49"	UAKA 77137	Granodiorita	31.8 ± 0.7	Sericita	K-Ar	21
Inguarán	101°38'27" 18°52'51"	UAKA 77131	Brecha	35.6 ± 0.8	Biotita	K-Ar	21
Inguarán	101°38'23" 18°52'17"	UAKA 77135	Brecha	32.1 ± 0.8	Sericita	K-Ar	21
Tzitzio	100.94° 19.60°	Mx-88-17	Ignimbrita	33.4 ± 1.7	Sanidino	K-Ar	12
Estado de México							
Mata Redonda	100°09'24" 19°08'12" [a]	AM-11	Toba riolítica	33.6 ± 0.9	Feldespato K [a]	K-Ar	17
Cerro El Peñón	100°07'07" 19°03'38" [a]	AT-2	Riolita porfídica	31.6 ± 0.8	Feldespato K [a]	K-Ar	17
Arroyo El Castillo	100°06'00" 19°01'10" [a]	M-01	Lamprófido	46.6 ± 1.2	Biotita [a]	K-Ar	17
Estado de Guerrero							
Zihuatanejo		3 muestras	Granitoides	36.5 ± 5	Isocrona de 3 puntos WR	Rb-Sr	1
Atoyac	100°24'21" 17°14'52"	MS 47	Tonalita	28.3 ± 0.6	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Sureste de Atoyac	100°21'34" 17°07'63"	Mu 17	Granodiorita	35 ±0.9	Zircones (2)	U-Pb	22
Tetela del Río	100°05' 17°58' [a]	CFE-2	Basalto	42.3 ± 1.4	WR	K-Ar	7
Acapulco		4 muestras	Granito	43 ± 7	Isocrona de 4 puntos WR	Rb-Sr	23
Acapulco	99°52'02" 16°49'30"	MS 50	Granito	43.4 ± 0.9	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Xaltianguis	99°50.43' 17°09.95'	FC19A,B,C	Granodiorita a diorita	28 ± 1.5	Isocrona de 3 puntos WR	Rb-Sr	16
Xaltianguis	99°44'50" 17°04'50"	MS 48	Granodiorita	30.5 ± 0.8	Biotita-WR	Rb-Sr	1
Barranca de Xolapa	99°36' 17°09'	107	Aplita	59 ± 1	Muscovita-WR	Rb-Sr	3
Barranca de Xolapa	99°36' 17°09'	106	Pegmatita	59 ± 1	Muscovita-WR	Rb-Sr	3
Taxco	99°38'55" 18°37'50"	TX-21	Ignimbrita	32.4 ± 0.8	Biotita	K-Ar	19
Taxco	99°38'15" 18°34'30"	TX-10	Riolita	31.6 ± 1.2	Plagioclasa	K-Ar	19
Taxco	99°37.4' 18°33.4'	M48-51	Toba riolítica	49 ± 3	WR	K-Ar	10
Taxco	99°37'17" 18°33'50"	TX-25	Vitrófido	31.9 ± 0.8	WR	K-Ar	19
Taxco	99°36'15" 18°35'50"	TX-16	Vitrófido	32.4 ± 0.9	WR	K-Ar	19

Tabla 1a. Continuación.

Localidad	Long. (W)	Lat. (N)	Muestra	Roca o Formación	Edad Ma	Material fechado	Método	Referencia
Taxco	99°36'	18°34' [b]	n. d.	Riolita	36.9 ± 1.3 35.5 ± 1.2	WR Feldespato K	K-Ar	8
Taxco	99°32'45"	18°34'15"	TX-4	Vitrófido	38.2 ± 1.0	WR	K-Ar	19
Tierra Colorada	99°31'20"	17°10'50"	MS 49	Granodiorita	26.3 ± 0.5	Biotita-WR	Rb-Sr	1
San Juan Tetelcingo	99°31'	17°56' [a]	n. d.	Toba	66 ± 2.3	Biotita	K-Ar	9
San Juan Tetelcingo	99°31'	17°56' [a]	CFE-1	Basalto	52.4 ± 1.8	WR	K-Ar	7
Tierra Colorada	99°30'04"	17°07'54"	Mu 14	Granodiorita	34 ± 04	Zircones (3)	U-Pb	22
Sierra de Alquitrán	99°29'23"	17°26'25" [a]	ALV96	Ignimbrita, Fm Alquitrán	24.0 ± 0.8	Vidrio volcánico	K-Ar	15
Sierra de Alquitrán	99°28'40"	17°19'54" [a]	AOV96	Ignimbrita, Fm Alquitrán	22.5 ± 0.6	Vidrio volcánico	K-Ar	15
Coxcaclán	99°27'30"	18°29'45" [a]	BV-21	Granodiorita	32.2 ± 0.7	Biotita-WR	Rb-Sr	18
San Marcos	99°24'41"	16°46'44" [a]	DM941b	Granodiorita	33.5 ± 0.7	Biotita-WR	Rb-Sr	18
Buenavista	99°24'05"	18°17'00"	BV-17	Lava dacítica	30.5 ± 1.1	Plagioclasa	K-Ar	19
Buenavista	99°23'35"	18°17'00"	BV-12	Lava dacítica	24.8 ± 1.3	Hornblenda	K-Ar	19
San Marcos	99°14'34"	16°44'43"	Mx 10	Tonalita	31 ± 0.6	Zircones (4)	U-Pb	22
Quetzalapa	99°11'15"	18°21'00"	SOL-5	Ignimbrita dacítica	31.9 ± 0.8	Biotita	K-Ar	19
Cruz Grande	99°07'53"	16°48'00"	Mu 11	Granodiorita	32 ± 0.8	Zircón (1)	U-Pb	22
Cruz Grande	99°07'30"	16°43'13"	DM94b	Granodiorita	35.7 ± 0.7	Biotita-WR	Rb-Sr	18
DSDP Leg 66 site 493	98°55.53'	16°22.86'	493-59-1	Diorita	36.4 ± 1.8, 34.5 ± 2	WR	K-Ar	11
DSDP Leg 66 site 493	98°55.53'	16°22.86'	493-59-2	Diorita	35 ± 2	WR	K-Ar	11
Estado de Oaxaca								
Pinotepa Nacional	98°03'21"	16°40'53"	Mu 20	Granodiorita	30 ± 0.2	Zircón (1)	U-Pb	22
Sta. Ma. Zacatepec	97°59.1'	16°46.3' [b]	JG73-16A	Granodiorita	25 ± 1	Biotita-WR	Rb-Sr	13
Sta. Ma. Zacatepec	97°58'36"	16°53'27"	CON-53	Granito	25.5 ± 0.7	Biotita	K-Ar	20
Jamiltepec	97°57'01"	16°10'21"	G 17	Granito	27.7 ± 1.1	Biotita	K-Ar	4
Chila	97°52'08"	17°57'33" [b]	SICHILA-1	Lacolito andesítico	30 ± 1	WR	K-Ar	14
Laguna de Guadalupe	97°51'20"	17°11'17"	CON-59B	Toba silícica	34.8 ± 1.4	Hornblenda	K-Ar	20
Jamiltepec	97°49'23"	16°16'38"	MS 35	Tonalita	29.9 ± 1.1	Hornblenda	K-Ar	4
Zapotitlán Palmas	97°48'29"	17°53'23" [b]	SVZA-3	Basalto	32 ± 1	WR	K-Ar	14
Zapotitlán Palmas	97°48'29"	17°53'23" [b]	SVZA-1	Basalto	31 ± 1	WR	K-Ar	14
Zapotitlán Palmas	97°48'29"	17°53'23" [b]	SVZA-4	Andesita basáltica	30 ± 1	WR	K-Ar	14

Zapotitlán Palmas	97°48'29"	17°53'23" [b]	SVZA-2	Andesita basáltica	29 ± 1	WR	K-Ar	14
Río Verde	97°47'24"	16°15'40"	MS 42	Granodiorita	27.7 ± 1.0	Hornblenda	K-Ar	4
Huajuapan	97°47'16"	17°49'43"	CON-8A	Stock andesítico	33.6 ± 1.4	Hornblenda	K-Ar	20
Huajuapan	97°47'15"	17°50'00" [b]	SILC-1	Intrusivo andesítico-basáltico	31 ± 1	WR	K-Ar	14
Río Verde	97°45'55"	16°09'49"	MS 28	Granito	24.4 ± 0.6	Biotita	K-Ar	4
E de Pinotepa Nacional	97°45'07"	16°09'48"	Mx 12	Tonalita	28 ± 0.4	Zircones (4)	U-Pb	22
N de Huajuapan	97°41'48"	18°04'51"	CON-75	Toba silícica	31.4 ± 0.8	Biotita	K-Ar	20
N de Huajuapan	97°40'52"	18°02'36"	CON-91	Dique andesítico	34.2 ± 1.4	Hornblenda	K-Ar	20
Tlaxiaco	97°36'45"	17°21'37"	CON-101	Toba silícica	32.9 ± 0.9	Biotita	K-Ar	20
Tamazulapan	97°34'	17°42.8' [b]	FV69-180	Toba Llano de Lobos	26.2 ± 0.5	Biotita	K-Ar	6
Río Grande	97°26'44"	16°00'40"	MS 34	Granito	23.5 ± 0.6	Biotita	K-Ar	4
Yucudaac	97°25'	17°34.8' [b]	FV69-182	Andesita Yucudaac	28.9 ± 0.6	WR	K-Ar	6
Yanhuitlán	97°23'36"	17°34'05"	CON-7	Lacolito andesítico	40.5 ± 1.7	Hornblenda	K-Ar	20
Huitzo-Etla	96°51.7'	17°15.5" [b]	FV69-185	Toba, Fm Suchilquitongo	16.95 ± 0.3	Biotita	K-Ar	6
NE de Pochutla	96°38'07"	15°51'00"	Mu 9	Granodiorita	27 ± 0.3	Zircones (3)	U-Pb	22
Huatulco	96°19'	15°50' [a]	H230	Granito	25.2 ± 0.5 [c]	Biotita-WR	Rb-Sr	5
Huatulco	96°19'	15°50'	H 231	Granito	26.2 ± 0.5	Muscovita-WR	Rb-Sr	5
Huatulco	96°14'17"	15°45'16"	ML 52	Granito	29 ± 0.2	Zircones (3)	U-Pb	22
Huatulco	96°09'	15°47' [a]	H113	Granito	25.1 ± 0.5 [c]	Biotita-WR	Rb-Sr	5
Huatulco	96°07'	15°46' [a]	H247	Granito	26.7 ± 0.5 [c]	Biotita-WR	Rb-Sr	5
Xadani	96°02'	15°56' [a]	H250	Tonalita	20.4 ± 0.4 [c]	Biotita-WR	Rb-Sr	5
Ayuta	95°52'	15°53'	H239	Granito	20.9 ± 0.4	Biotita-WR	Rb-Sr	5
Juárez	95°27'	16°25'	H234	Tonalita	13.6 ± 0.3	Biotita-WR	Rb-Sr	5
Juárez	95°26'	16°20'	H235	Cuarzodiorita	14.9 ± 0.3	Biotita-WR	Rb-Sr	5
Bomba	95°24'	16°02'	H029	Granito	16.6 ± 0.3	Biotita-WR	Rb-Sr	5

a Comunicación personal de los autores. b Coordenadas tomadas del mapa o de información de la referencia original. c Edades previamente presentadas en Schaaf *et al.* (1995) y corregidas en el presente estudio. n.d. = no disponible; WR = roca total. 1. Schaaf (1990); 2. Schaaf (datos inéditos); 3. Morán-Zenteno (1992); 4. Hernández-Bernal (1995); 5. Solís-Pichardo (tesis de doctorado en preparación); 6. Ferrusquía-Villafranca *et al.*(1974); 7. De Cserna (1981); 8. De Cserna y Fries (1981); 9. Ortega-Gutiérrez (1980); 10. Linares y Urrutia-Fucugauchi (1981); 11. Bellon *et al.* (1982); 12. Pasquarè *et al.* (1991); 13. Guerrero-García y Herrero-Bervera (1993); 14. Galina-Hidalgo (1996); 15. Hernández-Treviño *et al.* (1996); 16. Correa-Mora (1997); 17. Chávez-Aguirre y Mendoza-Flores (1998); 18. Alba-Aldave *et al.* (1998); 19. Morán-Zenteno *et al.* (1998); 20. Martiny *et al.* (2000); 21. Damon *et al.* (1983); 22. Herrmann *et al.* (1994); 23. Guerrero-García,1975.

Tabla 1b. Compilación de edades isotópicas para rocas y minerales de la SMS sin ubicación precisa de la muestra.

Localidad	Muestra	Roca o Formación	Edad Ma	Material fechado	Método	Referencia
Estado de Jalisco						
Batolito Puerto Vallarta	1161	Tonalita	81.6 ± 1.6	Biotita	K-Ar	9
Batolito Puerto Vallarta	1162	Tonalita	90.6 ± 1.8	Hornblenda	K-Ar	9
Batolito Puerto Vallarta	1159	Tonalita	80.5 ± 1.6	Biotita	K-Ar	9
Batolito Puerto Vallarta	1160	Tonalita	81.8 ± 1.6	Hornblenda	K-Ar	9
Batolito Puerto Vallarta	134	Tonalita	80.8 ± 1.6	Biotita	K-Ar	9
Batolito Puerto Vallarta	134	Tonalita	80.2 ± 1.6	Hornblenda	K-Ar	9
Batolito Puerto Vallarta	MG/LI 4783	Diorita	78 ± 6	Biotita	K-Ar	10
Batolito Puerto Vallarta	133	Tonalita	76.8 ± 1.7	Biotita	K-Ar	9
Batolito Puerto Vallarta	133	Tonalita	82.2 ± 1.6	Hornblenda	K-Ar	9
Batolito Puerto Vallarta	MG/LI 4683	Granito	93 ± 7	Biotita	K-Ar	10
Batolito Puerto Vallarta	MG/LI 5483	Tonalita	104 ± 8	Biotita	K-Ar	10
Batolito Puerto Vallarta	124	Tonalita	66.9 ± 1.4	Biotita	K-Ar	9
Techalutla	n. d.	Granodiorita	69 ± 2	Hornblenda [a]	K-Ar	7
Tamazula	n. d.	Batolito	53 ± 1	Feldespato K [a]	K-Ar	7
Melaque	MG/LI 4283	Andesita	78 ± 6	WR	K-Ar	10
La Tecomates	127	Diorita	67.7 ± 1.4	Biotita	K-Ar	9
La Tecomates	127	Diorita	64.5 ± 11.9	Hornblenda	K-Ar	9
Cihuatlán	MG/LI 4983	Granito	99 ± 8	Biotita	K-Ar	10
Tuxpan	JP-230	Dacita	92 ± 2	WR	K-Ar	11
Batolito Jilotlán	MGN 1980	Granodiorita	57.5 ± 5	Biotita	K-Ar	10
Tecalitlán	JP-228	Toba riolítica	66 ± 1	WR	K-Ar	11
Estado de Colima						
Encino	HYLSA-1	Diabasa	93 ± 4	WR	K-Ar	11
Batolito Manzanillo	MG/LI 3683	Granodiorita	73 ± 6	Biotita	K-Ar	10
Estado de Michoacán						
Punta San Telmo	n. d.	Granodiorita	55 ± 6	Hornblenda [a]	K-Ar	7
Ziquirán	n. d.	Diorita porfírítica	34.3 ± 8	Hornblenda [a]	K-Ar	3
Ahuijullo	MG/LI 7083	Granodiorita	60 ± 5	Biotita	K-Ar	10
Aquila	JP-208	Granodiorita	61 ± 1	Biotita	K-Ar	11
Aquila	JP-208	Granodiorita	63 ± 1	Hornblenda	K-Ar	11
Ostula	JP-201	Granodiorita	57 ± 1	Hornblenda	K-Ar	11
Ostula	JP-201	Granodiorita	56 ± 1	Biotita	K-Ar	11
San Jerónimo	JP-172	Granodiorita	36 ± 1	Biotita	K-Ar	11

La Guacamaya	JP-182	Granodiorita	47 ± 1	Biotita	K-Ar	11
Estado de Guerrero						
km 30 Carretera Cd. Altamirano-Zihuatanejo	n. d.	Andesita	61.2 ± 1.3	Plagioclasa [a]	K-Ar	3
Entre Cd. Altamirano y Zihuatanejo	n. d.	Dique	46.5 ± 5%	n. d.	K-Ar	5
km 70 Carretera Cd. Altamirano-Zihuatanejo	n. d.	Pórfido diorítico	46.2 ± 1.1	Plagioclasa [a]	K-Ar	3
Entre Cd. Altamirano-Zihuatanejo	n. d.	Andesitas	43-46 ± 2	n. d.	K-Ar	6
km 67 Carretera Cd. Altamirano- Zihuatanejo	n. d.	Dique andesítico	42.9 ± 1	Plagioclasa [a]	K-Ar	3
10 km al W de Cd. Altamirano	n. d.	Diorita	36.6 ± 8	WR[a]	K-Ar	3
Entre Cd. Altamirano y Zihuatanejo	n. d.	Diques	33-45 ± 2	n. d.	K-Ar	6
Norte Caleta de Campos	MG/LI 3183	Tonalita	55 ± 4	Biotita	K-Ar	10
Este de Arteaga	2M 1578	Granodiorita	62 ± 1	Biotita	K-Ar	10 y 12
Vallecitos	TX-138	Cuarzodiorita	40.5 ± 2.7	Biotita	K-Ar	13
Petatlán	TX-151	Cuarzodiorita	37.4 ± 1.5	Biotita	K-Ar	13
Petatlán	TX-153	Granodiorita	38.8 ± 2.5	Biotita	K-Ar	13
Puerto Escondido	UAKA 80103	Granito	38.9 ± 0.9	Biotita	K-Ar	14
Puerto Escondido	UAKA 80103	Granito	40.7 ± 0.9	Hornblenda	K-Ar	14
Area de San Juan Tetelcingo	n. d.	Basalto, Fm. Tetelcingo	68.8 ± 2.4	WR	K-Ar	2
7 km al E de la Estación del tren Balsas	n. d.	Granodiorita	66.1 ± 1.5	Hornblenda [a]	K-Ar	3
Granitoide de Vallecitos de Zaragoza	n. d.	Granitoide	36 ± 5	n. d.	Rb-Sr	6
Poliutla	n. d.	Ignimbrita riolítica	42.3 ± 1	Plagioclasa [a]	K-Ar	3
El Ocotito	JG74-01	Cuarzomonzonita	38 ± 2	Biotita-WR	Rb-Sr	15
Xaltianguis	JG73-24	Cuarzomonzonita	32.7 ± 3	Biotita-WR	Rb-Sr	15
Acapulco	n. d.	Granito	50 ± 0.5	Biotita-WR	Rb-Sr	8
Estado de Oaxaca						
Suchilquitongo-Etla	n. d.	Toba, Fm. Suchilquitongo	20.6, 19.3 ± 0.3	n. d.	K-Ar	4
Area Tlacolula-Mitla-Matatlán	n. d.	Toba	16.0-15.3 ± 0.8	n. d.	K-Ar	4
Area de Nejapa	n. d.	Toba	17.4-15.0 ± 0.8	n.d.	K-Ar	4

n. d. = no disponible; WR = roca total; a = Comunicación personal de los autores
1. Guerrero-García (1975); 2. Ortega-Gutiérrez (1980); 3. Pantoja-Alor (1986); 4. Ferrusquía-Villafranca y McDowell (1991); 5. Kratzeisen *et al.* (1991); 6. Frank *et al.* (1992); 7. Pantoja-Alor (1992); 8. Guerrero-García y Herrero-Bervera (1993); 9. Gastil *et al.* (1978); 10. Grajales-Nishimura y López-Infanzón (datos inéditos); 11. Pantoja-Alor (1983); 12. Schaaf (1990); 13. Stein *et al.* (1994); 14. Delgado-Argote (1986); 15. Guerrero-García (1994).

Tabla 2. Relaciones isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y valores de εNd de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur.

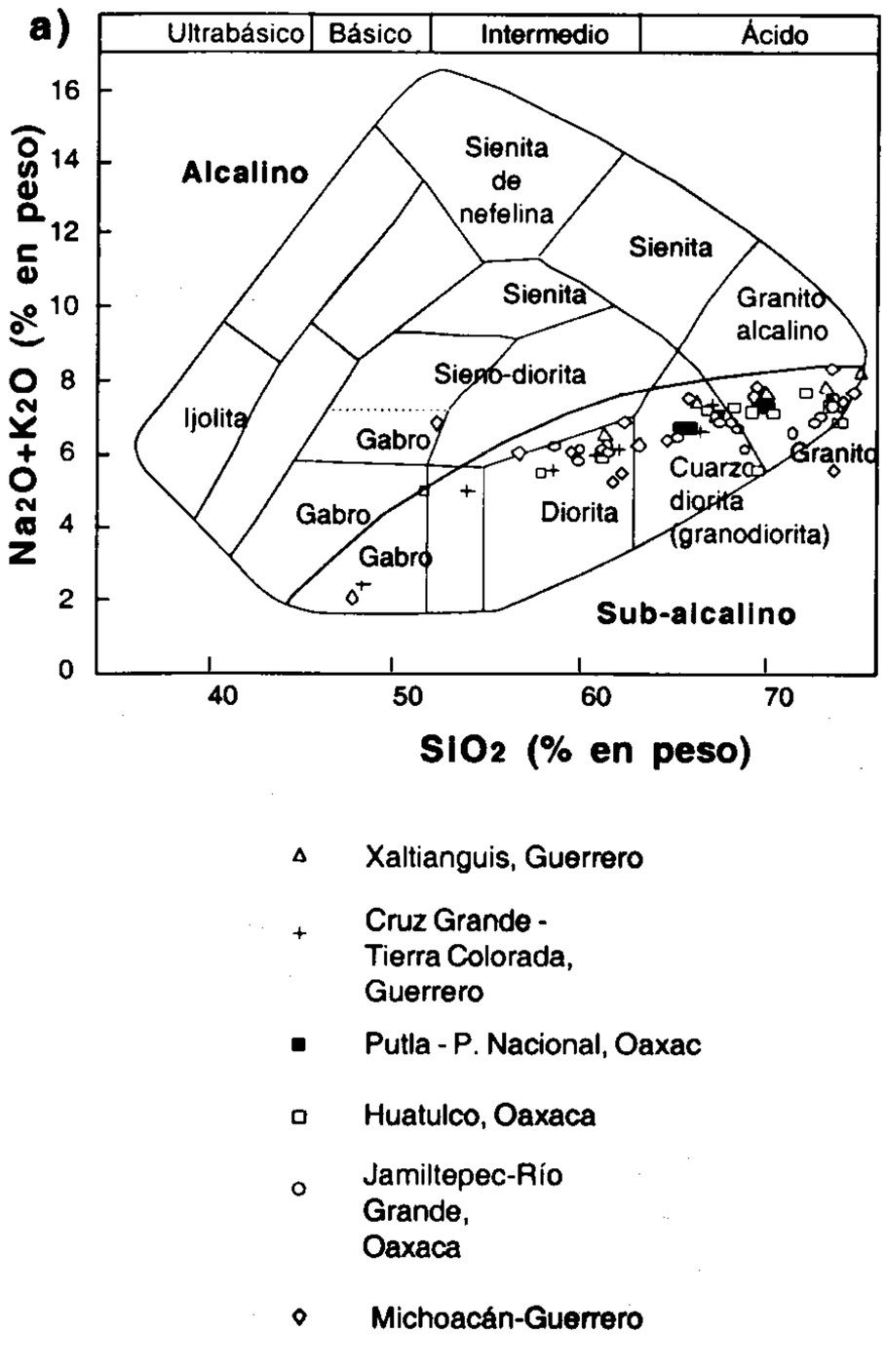
Localidad	Long.(W)	Lat. (N)	Muestra	Roca	$(^{86}Sr/^{87}Sr)_m$	$(^{86}Sr/^{87}Sr)_i$	$(\varepsilon Nd)_0$	$(\varepsilon Nd)_i$	Referencia
Estado de Michoacán									
Punta San Telmo	103º31'26'	18º21'08"	MS 34	Granodiorita	0.703664	0.703545	4.74	5.34	8
La Huahua	103º05'34'	18º11'03"	MS 35	Granodiorita	0.703653		5.01	5.72	8
Puente Cuilala	103º03'25'	18º10'51"	MS 36	Tonalita	0.704141				8
La Verde	102°01'53"	19°04'40"	UAKA-77-132	Pórfido cuarzodiorítico		0.7055			9
La Verde	102°01'53"	19°04'40"	UAKA-77-139	Pegmatita de anortoclasa		0.7042			9
San Isidro	101°58'42"	18°56'37"	UAKA-77-136	Granodiorita		0.7039			9
La Huacana	101°50'53"	18°56'31"	MS 42	Granodiorita	0.70553	0.703936	2.57	2.9	8
La Huacana	101°45'52"	18°54'30"	MS 40	Tonalita	0.704825	0.70395	2.42	2.73	8
Inguarán	101°38'27"	18°52'51"	UAKA-77-131	Brecha	0.7043				9
La Huacana	101º37'22"	18º50'44"	MS 41	Granito	0.705408	0.704017	1.11	1.52	8
Estado de Guerrero									
Arteaga	102º16'55"	18º20'15"	MS 37	Tonalita	0.704458		2.49		8
Arteaga	102º13'31"	18º33'01"	MS 38	Granodiorita	0.704426		3.24		8
Arteaga	102º08'00"	18º25'38"	MS 39	Granodiorita	0.704995		2.6		8
Zihuatanejo	101º28'13"	17º36'10"	MS 43	Granito	0.705076	0.704138	4.27	4.66	8
Vallecitos	101º18'15"	17º55'15"	MS 51A	Granodiorita	0.70481	0.704128	2.97	3.25	8
Vallecitos	101º18'15"	17º55'15"	MS 51B	Cuarzomonzodiorita	0.704448	0.704143	2.84	3.09	8
Petatlán	101º15'50"	17º32'08"	MS 44	Cuarzomonzodiorita	0.704427	0.703919	4.62	4.89	8
Puerto Escondido	101º03'32"	17º16'01"	MS 45	Diorita	0.704685	0.703642	7.26	7.3	8
Nuxco	100º45'26"	17º12'48"	MS 46	Cuarzo monzodiorita	0.703652		5.02		8
Atoyac	100º24'21"	17º14'52"	MS 47	Tonalita	0.704994	0.704887	-1.33	-1.04	8
Atoyac	100°21'34"	17°07'63"	Mu17	Granodiorita	0.70448	0.704	3.68	3.87	6
Acapulco	99º54'56"	16°50'37"	RA-39	Granito	0.736259	0.705324			4
Acapulco	99°54'40"	16°53'23"	RA-34	Granito	0.708948	0.704428			4
Acapulco	99º52'02"	16º49'30"	MS 50	Granito	0.708063	0.704955	2.52	2.93	8
Acapulco	99°51'57"	16°53'43"	RA-30	Granito	0.70893	0.705372			4
Xaltianguis	99°51.40'	17°08.95'	FCO 18	Monzogranito	0.708695	0.705009			3
Acapulco	99°51'04"	16°52'47"	RA-28	Granito	0.707678	0.704726			4
Acapulco	99°51' b	16°49'	27 [b]	Sienita	0.714986	0.70632	2.75	3.14	7
Acapulco	99°50'51"	16°52'37"	RA-22	Granito	0.710509	0.704581			4
Xaltianguis	99°50.43'	17°09.95'	FCO 19A	Diorita	0.704795	0.704423			3
Xaltianguis	99°50.43'	17°09.95'	FCO 19B	Granodiorita	0.704867	0.704462			3

Xaltianguis	99°50.43'	17°09.95'	FCO 19C	Granodiorita	0.704995	0.704441			3
Acapulco	99°50'25"	16°50'24"	RA-15	Granito	0.707417	0.704545			4
Acapulco	99°48'57"	16°51'14"	RA-13	Granito	0.708154	0.704879			4
Xaltianguis	99°44.66'	17°16.39'	FCO 16	Granodiorita	0,705172	0.704178			3
Xaltianguis	99º44'50'	17º04'50"	MS 48	Granodiorita	0.704653	0.704087	2.52	2.9	8
Xaltianguis	99°43.68'	17°05.26'	FCO 04	Granodiorita	0.704667	0.704183			3
Xaltianguis	99°42.42'	17°05.18'	FCO 05	Granodiorita	0.704715				3
Taxco	99°38'55"	18°37'50"	Tx-21	Ignimbrita	0.70719	0.706287			1
Taxco	99°38'15"	18°34'30"	Tx-10b	Riolita	0.706966	0.706017			1
Taxco	99°37'17"	18°33'50"	Tx-25	Vitrófido	0.707449	0.705415			1
Taxco	99°36'00"	17°36'00"	Tx-15	Ignimbrita	0.706255	0.705071			1
Taxco	99°36'15"	18°35'50"	Tx-16	Vitrófido	0.707442	0.706081			1
Taxco	99°32'45"	18°34'15"	Tx-4	Vitrófido	0.706961	0.705201			1
Tierra Colorada	99°31'20'	17°10'50"	MS 49	Granodiorita	0.705119	0.704365	1.33	1.56	8
Tierra Colorada	99°30'04"	17°07'54"	Mu14	Granodiorita	0.70502	0.7042			6
Buenavista	99°24'05"	18°17'00"	BV-17	Lava dacítica	0.704044	0.703810			1
Buenavista	99°23'35"	18°17'00"	BV-12	Lava dacítica	0.704097	0.703830			1
San Marcos	99°14'34"	16°44'43"	Mx10	Tonalita	0.70432	0.7039	2.35	2.58	6
San Marcos	99°25'	16°47' [b]	25	Cuarzodiorita	0.704353		2.75	3.15	7
Quetzalapa	99°11'15"	18°20'15"	SOL-2	Ignimbrita dacítica	0.706265	0.704767			1
Cruz Grande	99°07'53"	16°48'00"	Mu11	Granodiorita	0.70416	0.70398	3.23	3.5	6
Cruz Grande	99°07'	16°44' [b]	26a	Granodiorita	0.704218		2.59	2.15	7
El Limón	99°22'	16°59' [b]	26b	Diorita	0.703875		2.13	2.47	7
El Limón	99°22'	16°59' [b]	26c	Gabro	0.704257		1.95	2.57	7
Estado de Oaxaca									
N de Pinotepa Nacional	98°03'21"	16°40'53"	Mu20	Granodiorita	0.70451	0.7043	1.41	1.68	6
Sta. Ma. Zacatepec	98°01'44"	16°41'30"	CON-52	Granito	0.704668	0.704372	1.72	2.02	2
Sta. Ma. Zacatepec	97°58'36"	16°53'27"	CON-53	Granito	0.704677	0.704366	1.66	1.96	2
La Muralla	97°56'29"	16°55'48"	CON-54	Granodiorita	0.704423	0.704190	2.13	2.41	2
Jamiltepec	97°49'23"	16°16'38"	503	Tonalita	0.704339	0.704287		-0.2	5
Jamiltepec	97°49'14"	16°15'36"	504	Tonalita	0.704313	0.704270			5
Progreso	97°47'24"	16°15'40"	505	Granodiorita	0.704701	0.704616		0.9	5
Progreso	97°45'55"	16°09'49"	506	Granodiorita	0.704735	0.704678		0.5	5
Huajuapan de León	97°45'36"	17°49'12"	CON-9	Andesita basáltica	0.704371	0.704336	2.17	2.41	2
Jamiltepec	97°45'07"	16°09'48"	Mx12	Tonalita	0.70423	0.7041	0.5	0.73	6
Progreso	97°42'44"	16°07'17"	507	Granodiorita	0.704271	0.704227			5

Tabla 2. Continuación.

Localidad	Long.(W)	Lat. (N)	Muestra	Roca	$(^{86}Sr/^{87}Sr)_m$	$(^{86}Sr/^{87}Sr)_i$	$(\varepsilon Nd)_0$	$(\varepsilon Nd)_i$	Referencia
La Muralla	97°56'29"	16°55'48"	CON-54	Granodiorita	0.704423	0.704190	2.13	2.41	2
Jamiltepec	97°49'23"	16°16'38"	503	Tonalita	0.704339	0.704287		-0.2	5
Jamiltepec	97°49'14"	16°15'36"	504	Tonalita	0.704313	0.704270			5
Progreso	97°47'24"	16°15'40"	505	Granodiorita	0.704701	0.704616		0.9	5
Progreso	97°45'55"	16°09'49"	506	Granodiorita	0.704735	0.704678		0.5	5
Huajuapan de León	97°45'36"	17°49'12"	CON-9	Andesita basáltica	0.704371	0.704336	2.17	2.41	2
Jamiltepec	97°45'07"	16°09'48"	Mx12	Tonalita	0.70423	0.7041	0.5	0.73	6
Progreso	97°42'44"	16°07'17"	507	Granodiorita	0.704271	0.704227			5
Progreso	97°42'18"	16°05'19"	508	Granodiorita	0.70553	0.705387		-2.1	5
Huajuapan de León	97°41'15"	17°58'43"	CON-18	Andesita	0.704724	0.704626	-0.37	-0.05	2
Huajuapan de León	97°41'13"	17°59'16"	CON-14	Andesita	0.704587 0.704557	0.704536 0.704511	1.44	1.76	2 2
Huajuapan de León	97°39'26"	18°00'26"	CON-77	Andesita basáltica	0.704236	0.704198	2.28	2.57	2
Tlaxiaco	97°39'17"	17°19'01"	CON-70	Andesita	0.704692	0.704553	0.53	0.87	2
Huajuapan de León	97°38'48"	17°58'00"	CON-35	Andesita	0.704715	0.704617	-0.29	0.05	2
Rio Grande	97°26'19"	16°01'46"	511	Granito	0.705444	0.705380		-3	5
Rio Grande	97°25'02"	16°03'49"	512	Granito	0.704809	0.704751			5
Yanhuitlán-Tamazulapan	97°23'36"	17°34'05"	CON-7	Lacolito andesítico	0.703727 0.703735	0.703688	1,50	1,95	2 2
Rio Grande	97°17'07"	15°57'00"	509-a	Granodiorita	0.704997	0.704905			5
Rio Grande	97°13'09"	15°57'24"	510	Granito	0.705394	0.705314		-3	5
Pochutla	96°38'07"	15°51'00"	Mu9	Granodiorita	0.7044	0.7042	1.15	1.42	6
Huatulco	96°14'17"	15°45'16"	ML52	Granito	0.70455	0.7042	0.88	1.34	6

b = Coordenadas tomadas del mapa o de información de la referencia original. m = Relación isotópica medida
i = Relación isotópica calculada al tiempo de emplazamiento. o = Valor de εNd calculado al presente
1. Morán-Zenteno *et al.* (1998); 2. Martiny *et al.* (2000); 3. Correa-Mora (1997); 4. Calva-Guerra (1996); 5. Hernández-Bernal y Morán-Zenteno (1996);
6. Herrmann (1994); 7. Morán-Zenteno (1992); 8. Schaaf (1990); 9. Damon *et al.* (1983).



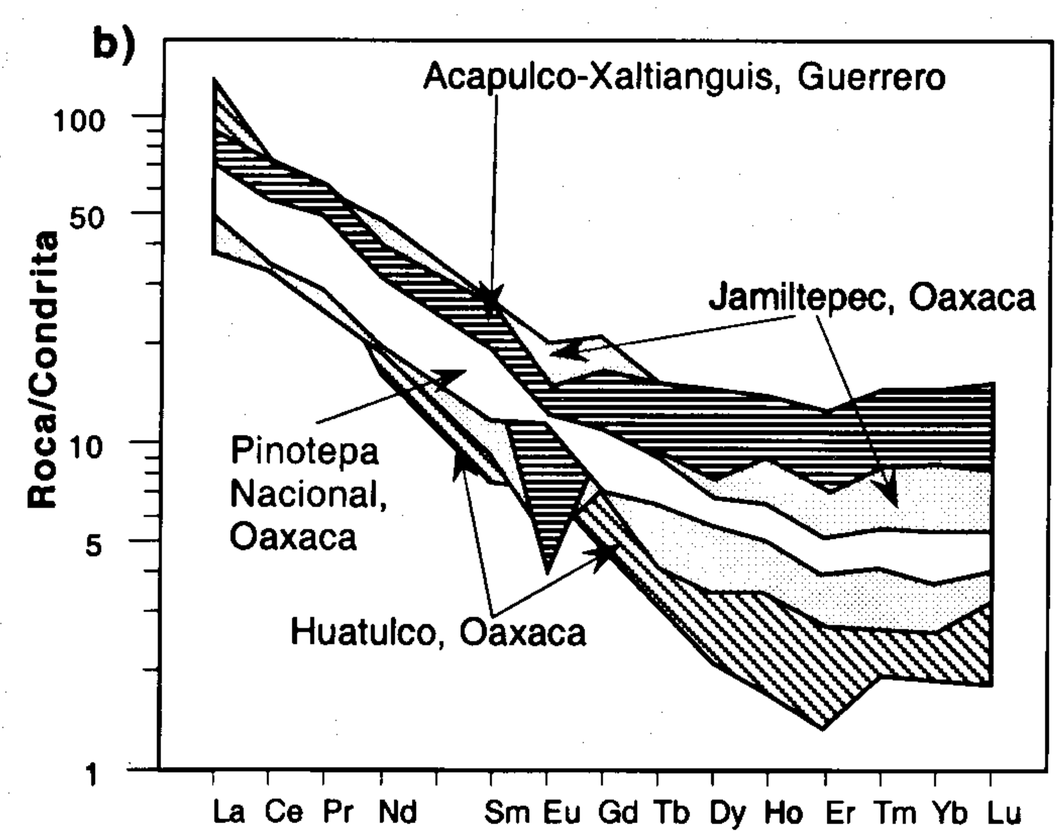


Figura 7. Características geoquímicas principales de las rocas plutónicas terciarias de la costa pacífica. (a) Clasificación química (diagrama TAS tomado de Cox *et al.*, 1979, modificado por Wilson, 1989; datos del pluton Xaltianguis tomado de Correa-Mora, 1997). (b) Patrón de tierras raras normalizado con respecto a la condrita, utilizando los valores de Nakamura (1974).

Pichardo, en preparación). Las relaciones iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de las rocas plutónicas ubicadas hacia el este de Acapulco y en la costa de Oaxaca varían de 0.7039 a 0.7054 y los valores de εNd son en general menores que aquellos de los intrusivos ubicados al NW de Acapulco y van de +3.5 a -3.0 (Morán-Zenteno, 1992; Herrmann, 1994; Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996; Martiny *et al.*, 1997). Los datos disponibles hasta el momento en esta región de la composición isotópica de Pb en feldespatos y roca total generalmente tiene un rango restringido [($^{206}Pb/^{204}Pb$) = 18.696–18.767; ($^{207}Pb/^{204}Pb$) = 15.557–15.623; ($^{208}Pb/^{204}Pb$) = 38.281 - 38.588] (Herrmann *et al.*, 1994; Martiny *et al.*, 2000).

Rocas volcánicas de la Sierra Madre del Sur

Como se comentó en párrafos anteriores, las rocas volcánicas de la Sierra Madre del Sur se encuentran distribuidas principalmente en la región del interior del continente, formando un cinturón más discontinuo que los plutones de la margen continental. Las características geoquímicas y geocronológicas de estas rocas son menos conocidas que las de los plutones de la margen continental. La zona volcánica de la región de la Presa del Infiernillo-Ciudad Altamirano (Figura 1) es una de las más extensas de la SMS, sin embargo, los estudios sobre su petrología y cronología son escasos debido al grado de intemperismo de las rocas y a la relativa inaccesibilidad de algunos afloramientos.

Características geoquímicas generales de las rocas volcánicas de la SMS

Las rocas volcánicas de la Sierra Madre del Sur muestran características petrográficas que en su conjunto varían en su composición desde basaltos andesíticos hasta riolitas de biotita con abundancias de SiO_2 de 52 a 76 % en peso (Figura 8a). Los patrones de Tierras Raras, normalizadas con respecto a la condrita, de las rocas del NE de Guerrero y NW de Oaxaca muestran el comportamiento típico de rocas asociadas a arcos magmáticos con un enriquecimiento relativo de Tierras Raras ligeras con respecto a las pesadas (Figura 8b). Las rocas volcánicas silícicas de la región de Taxco presentan una anomalía negativa de Eu con respecto a la tendencia del resto de las Tierras Raras, mientras que las rocas intermedias del noroeste de Oaxaca no despliegan dicha anomalía. Este comportamiento de las rocas volcánicas de la región de Taxco es más o menos el esperado si se considera su mayor grado de diferenciación. Las relaciones iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ de las rocas intermedias del noroeste de Oaxaca obtenidas hasta el momento varían de 0.7042 a

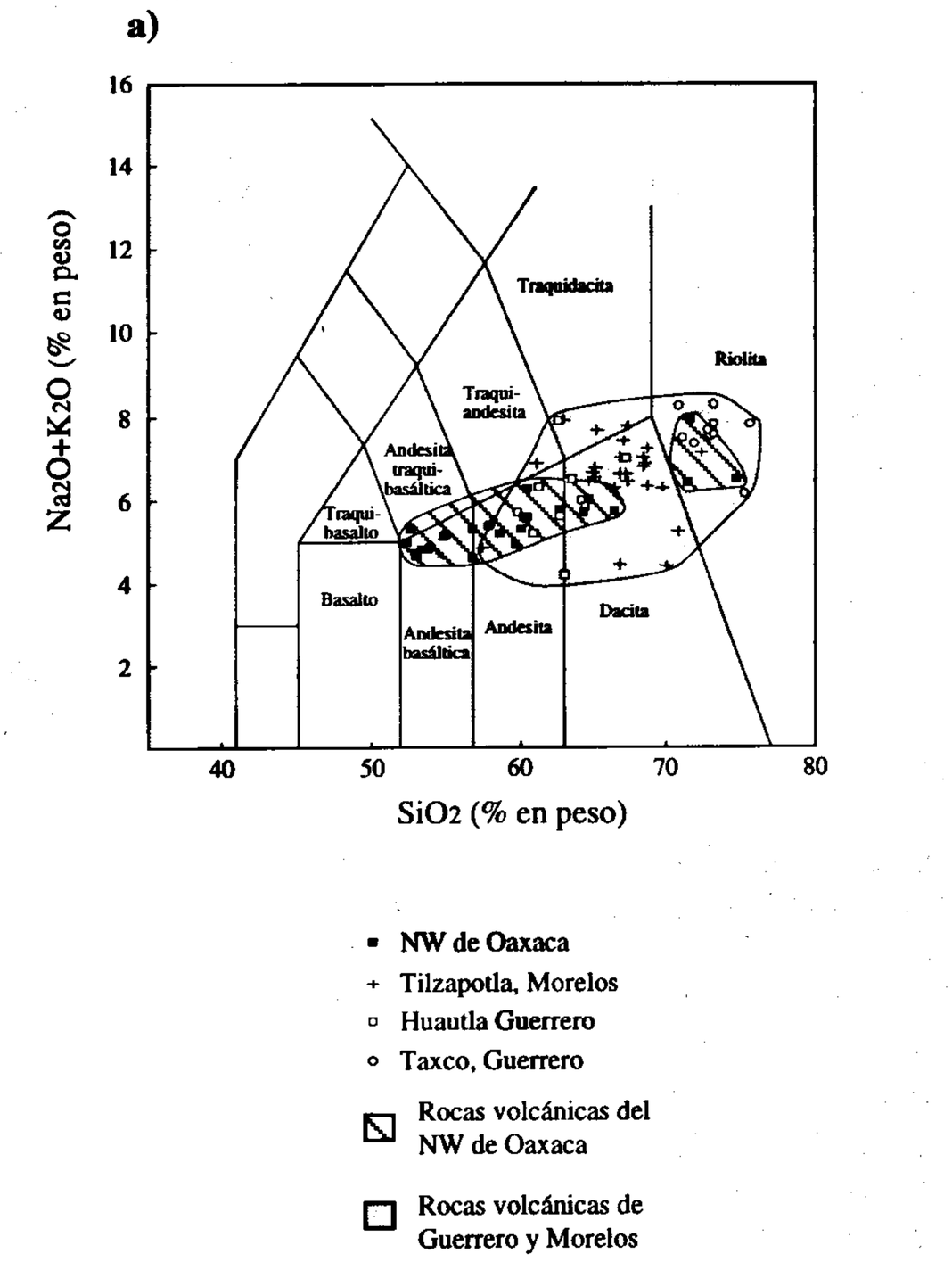


Figura 8. Características geoquímicas principales de las rocas volcánicas terciarias de la SMS. (a) Clasificación química (diagrama TAS tomado de Le Maitre, 1989). (b) Patrón de tierras raras normalizado con respecto a la condrita, utilizando los valores de Nakamura (1974).

0.7046, mientras que los valores iniciales de εNd van de cero hasta +2.6 (Martiny *et al.*, 2000). Las rocas volcánicas silícicas de la región de Taxco muestran una mayor influencia de contaminación cortical o la presencia de una fuente más evolucionada en el manto, ya que sus relaciones iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ varían de 0.7051 a 0.7063 (Morán-Zenteno *et al.*, 1998). Los datos isotópicos de Pb obtenidos por Martiny *et al.* (2000) para feldespatos y roca total en las dos regiones mencionadas confirman esta conclusión. Las relaciones isotópicas de Pb de las rocas volcánicas terciarias del NW de Oaxaca muestran un rango muy limitado ($^{206}Pb/^{204}Pb$) = 18.669-18.749; ($^{207}Pb/^{204}Pb$) = 15.587-15.623; ($^{208}Pb/^{204}Pb$) = 38.442-38.588, mientras que las rocas volcánicas más silícicas del NE de Guerrero son un poco más radiogénicas con valores que van de ($^{206}Pb/^{204}Pb$) = 18.745-19.000; ($^{207}Pb/^{204}Pb$) = 15.599-15.651; y ($^{208}Pb/^{204}Pb$) = 38.557-38.818. La similitud entre los valores obtenidos para las rocas volcánicas y las rocas plutónicas en el occidente de Oaxaca sugiere una fuente magmática similar para estas rocas.

Regiones de Guerrero, Michoacán, Morelos y Estado de México

En la región SW de Guerrero las secuencias volcánicas terciarias forman una extensa zona volcánica formada por un paquete de rocas intermedias con un espesor máximo de 1,500 m y abundantes diques. En la región comprendida entre Zihuatanejo y Ciudad Altamirano, la secuencia de rocas volcánicas comprende típicamente derrames lávicos y eventos piroclásticos cuya composición varía de basaltos andesíticos hasta dacitas ricas en potasio. Los minerales ferromagnesianos característicos son piroxeno y hornblenda (Kratzeisen *et al.*, 1991).

Las edades de K-Ar para las rocas volcánicas intermedias ubicadas entre Zihuatanejo y Ciudad Altamirano varían de 46 a 30 Ma (Kratzeisen *et al.*, 1991). En la región de Mil Cumbres, Michoacan se determinó una edad de 33.4 ± 1.7 Ma (Pasquarè *et al.*, 1991) y en el área de Ciudad Altamirano, Guerrero, de 46.2 a 42.3 Ma (Pantoja-Alor, 1986).

En el noreste de Guerrero, las rocas volcánicas terciarias se encuentran distribuidas en tres áreas principales, que corresponden a tres diferentes centros volcánicos. Estas áreas son: Taxco, Buenavista-Quetzalapa y Huautla. En los trabajos tradicionales sobre la geología de esta región, se utilizaba una nomenclatura estratigráfica general que impedía visualizar los diferentes centros eruptivos. Los estudios realizados por el grupo de la UNAM (Morán-Zenteno *et*

al., 1998) han revelado que estos centros eruptivos presentan diferencias significativas en su estratigrafía, cronología y geoquímica. La secuencia volcánica en la zona de Taxco consiste de ignimbritas, derrames lávicos riolíticos y tobas de caída de composición esencialmente riolítica con un espesor máximo de 800 m (De Cserna y Fries, 1981; Alba-Aldave *et al.*, 1996; Morán-Zenteno *et al.*, 1998). Las edades obtenidas hasta la fecha para esta secuencia varían de 38 a 31 Ma. Las unidades inferiores han arrojado fechamientos de K-Ar entre 35 y 38 Ma (De Cserna y Fries, 1981; Alba-Aldave *et al.*, 1996), mientras que las unidades superiores presentan edades de 32 a 31 Ma. Esta diferencia sugiere la existencia de dos centros volcánicos de composición similar sobrepuestos. Las estructuras volcánicas de esta zona no han sido claramente identificadas, pero la unidad superior está sin duda asociada a un campo de domos riolíticos.

En la Sierra de Buenavista, estados de Guerrero y Morelos, la secuencia volcánica está asociada a una caldera elíptica de 30 x 25 km de diámetro, que expone aproximadamente 800 km^2 de rocas volcánicas silícicas terciarias. Esta caldera es la fuente de ignimbritas caracterizadas por abundantes biotitas euhedrales, de amplia distribución, que incluye a la frecuentemente citada Riolita Tilzapotla. La composición de estas rocas va de riolítica a andesítica, aunque es predominantemente dacítica, y los minerales ferromagnesianos que contiene son biotita, hornblenda, orto y clinopiroxenos. Dado el nivel relativamente profundo de la erosión, es posible observar la brecha de colapso de la caldera, consistente en megabloques de caliza marmorizada de hasta 200 m, embebida en la Riolita Tilzapotla. Asimismo, se observan varios cuellos riolíticos y cuerpos subvolcánicos con un arreglo semicircular a lo largo del margen de la caldera, interpretados como vestigios de un anillo de domos volcánicos postcolapso. Algunos de estos cuerpos se asocian a mineralización de hierro y oro. La porción noroccidental de la caldera está cubierta por un estratovolcán con un diámetro de 22 km y altura de 900 m, denominado Volcán El Zapote, al cual se asocia la Andesita Buenavista. La ignimbrita Tilzapotla registra edad K-Ar en biotita de 31.9± 0.8 Ma y la Andesita Buenavista (K-Ar en plagioclasa) de 30.5 ± 1.1 Ma (Alba-Aldave *et al.*, 1996). El centro Tilzapotla-Quetzalapa constituye el primer reporte de una caldera oligocénica al sur de la FVTM y su desarrollo es contemporáneo al campo de domos riolíticos de la región de Taxco.

En otras localidades de los estados de Guerrero, México y Morelos se han identificado rocas volcánicas silícicas, sin embargo, no existe información geocronológica o geoquímica detallada. Estas localidades incluyen aquellas ubicadas al oeste de Taxco y en la zona de Tejupilco como son las sierras de la Goleta y Nachititla, así como la Mesa de Naranjo, en el Estado de México. Se presentan ignimbritas, cuerpos lávicos silícicos y unidades hipabisales de composición máfica e intermedia (De Cserna, 1982). Las relaciones estratigráficas generales sugieren una edad oligocénica para la mayoría de estos eventos. En la región de Valle de Bravo, Chávez-Aguirre y Mendoza-Flores (1998) obtuvieron edades de 31.6 y 33.6 Ma en una riolita porfídica y una toba riolítica, respectivamente, lo cual confirmaría la edad sugerida.

Región de Oaxaca

En la región noroeste del Estado de Oaxaca se localiza una de las zonas volcánicas más extensas de la SMS. Sus afloramientos se encuentran distribuidos desde el sur del Estado de Puebla y la zona de Huajuapan, Oax. hasta el área de Yanhuitlán (sector norte) y desde la región de Tlaxiaco hasta la población de Laguna de Guadalupe, Oax. (sector sur) (Figura 9). En el sector norte, dominan los derrames lávicos de andesita y andesita basáltica y tobas intermedias con piroxeno, olivino iddingsitizado y hornblenda que sobreyacen a tobas félsicas (Martiny *et al.*, 2000). Esta secuencia tiene un espesor total máximo de 500 m. En el sector sur, las tobas intermedias predominan en la secuencia volcánica, sin embargo, también se encuentran tobas silícicas y lavas intermedias. En toda la región numerosos cuerpos hipabisales (diques y troncos) de composición intermedia, con hornblenda o piroxeno, están emplazados en la secuencia. En algunas áreas se observan secuencias volcánicas intercaladas con depósitos lacustres cuyas relaciones generales sugieren el desarrollo de fosas con hundimiento contemporáneo al volcanismo. Los fechamientos de K-Ar en concentrados de hornblenda y biotita de estas rocas volcánicas en la región de Huajuapan-Tlaxiaco han arrojado edades que varían de 34.8 a 31.4 Ma (Martiny *et al.*, 2000). En la región de Tamazulapan-Yanhuitlán, Ferrusquía-Villafranca *et al.*(1974) obtuvieron edades de K-Ar de 28.9 Ma para las lavas de la Andesita Yucudaac y 26.2 Ma para la Toba Llano de Lobos. Por otra parte, Martínez-Serrano *et al.* (1997) obtuvieron una edad eocénica (40.5 Ma) de un lacolito localizado en el sector de Tamazulapan-Yanuhuitlán, que representa una manifestación de la escasa actividad magmática eocénica en la región.

En el Valle de Oaxaca y en la región ubicada hacia el sur y este de la Ciudad de Oaxaca existen exposiciones de rocas volcánicas terciarias que

Figura 9. Mapa geológico esquemático del occidente de Oaxaca que muestra la distribución de las rocas magmáticas terciarias (modificado de Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992).

presentan variaciones geocronológicas significativas con respecto a aquellas del occidente del Estado de Oaxaca. Las secuencias volcánicas están constituidas principalmente por unidades volcaniclásticas silícicas con algunos cuerpos lávicos intercalados de composición andesítica y riolítica. Las unidades volcaniclásticas presentan algunas veces intercalaciones de sedimentos lacustres y fluviales, además de estar frecuentemente afectadas por intrusiones hipabisales de composicion variable. Las edades obtenidas por Ferrusquía-Villafranca y McDowell (1991) en cuatro diferentes zonas de las partes central y suroriental de Oaxaca varían de 20.6 a 13.5 Ma.

TENDENCIAS GEOCRONÓLÓGICAS REGIONALES DEL MAGMATISMO TERCIARIO

La información geocronológica disponible sobre las rocas magmáticas terciarias del sur de México indican ciertas tendencias bien definidas en sus relaciones espacio-temporales. En la Figura 10 se muestra la distribución de las rocas magmáticas terciarias de la FVTM y de la SMS para los intervalos Paleoceno-Eoceno, Oligoceno, y Mioceno-Cuaternario (Figuras 10a, 10b, y 10c, respectivamente). En las Figuras 11a, 11b y 11c se presentan las variaciones geocronológicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur a lo largo de tres perfiles característicos.

En general, las rocas magmáticas del intervalo Paleoceno-Eoceno se encuentran distribuidas al oeste del meridiano 100° con una tendencia decreciente en su edad de NW a SE, especialmente para la zona plutónica costera (Figuras 10a y 11a). Las rocas magmáticas de este sector alcanzan una distancia de hasta 300 kilómetros desde la trinchera actual. Las rocas plutónicas del Cretácico Tardío y del Paleoceno se distribuyen principalmente en los sectores de Puerto Vallarta, Manzanillo y San Telmo (Köhler *et al.*, 1988; Schaaf, 1990; Schaaf *et al.*, 1995), mientras que el magmatismo eocénico domina en la región de Zihuatanejo y hacia el interior del continente, incluyendo la extensa zona volcánica de la región de Ciudad Altamirano-Presa del Infiernillo (Pantoja-Alor, 1983; Kratzeisen *et al.*, 1991; Frank *et al.*, 1992). En la regiones interiores de Michoacán y oeste de Guerrero han sido identificados varios plutones calcialcalinos pequeños y secuencias volcánicas, para las cuales existen fechamientos de K-Ar que corresponden principalmente al Eoceno (Pantoja-Alor, 1983; Alba-Aldave *et al.*, 1996). Al oriente del meridiano 100° existen solo algunas localidades aisladas de magmatismo eocénico, como las intercalaciones basálticas reportadas para el Grupo Balsas al oriente del Estado de Guerrero (De Cserna, 1981) y los informes de algunos cuerpos hipabisales en el noroeste del Estado de Oaxaca (Martínez-Serrano *et al.*, 1997; Grajales-Nishimura, comunicación personal).

Existe una tendencia decreciente muy bien definida en las edades de los plutones que se encuentran distribuidos a lo largo de la región costera, desde Puerto Vallarta hasta Zihuatanejo. En la Figura 11a se muestra una gráfica de las edades de los plutones contra la distancia desde Puerto Vallarta. La edad de los intrusivos en este segmento varía de aproximadamente 100 a 35 Ma. De Zihuatanejo a Huatulco también se observa una tendencia decreciente en las edades de extinción del magmatismo pero con una velocidad de migración mayor. Basados en edades de U-Pb en zircones de los plutones de este sector, Herrmann *et al.* (1994) calcularon una velocidad en la migración del magmatismo de 5.59 cm/año.

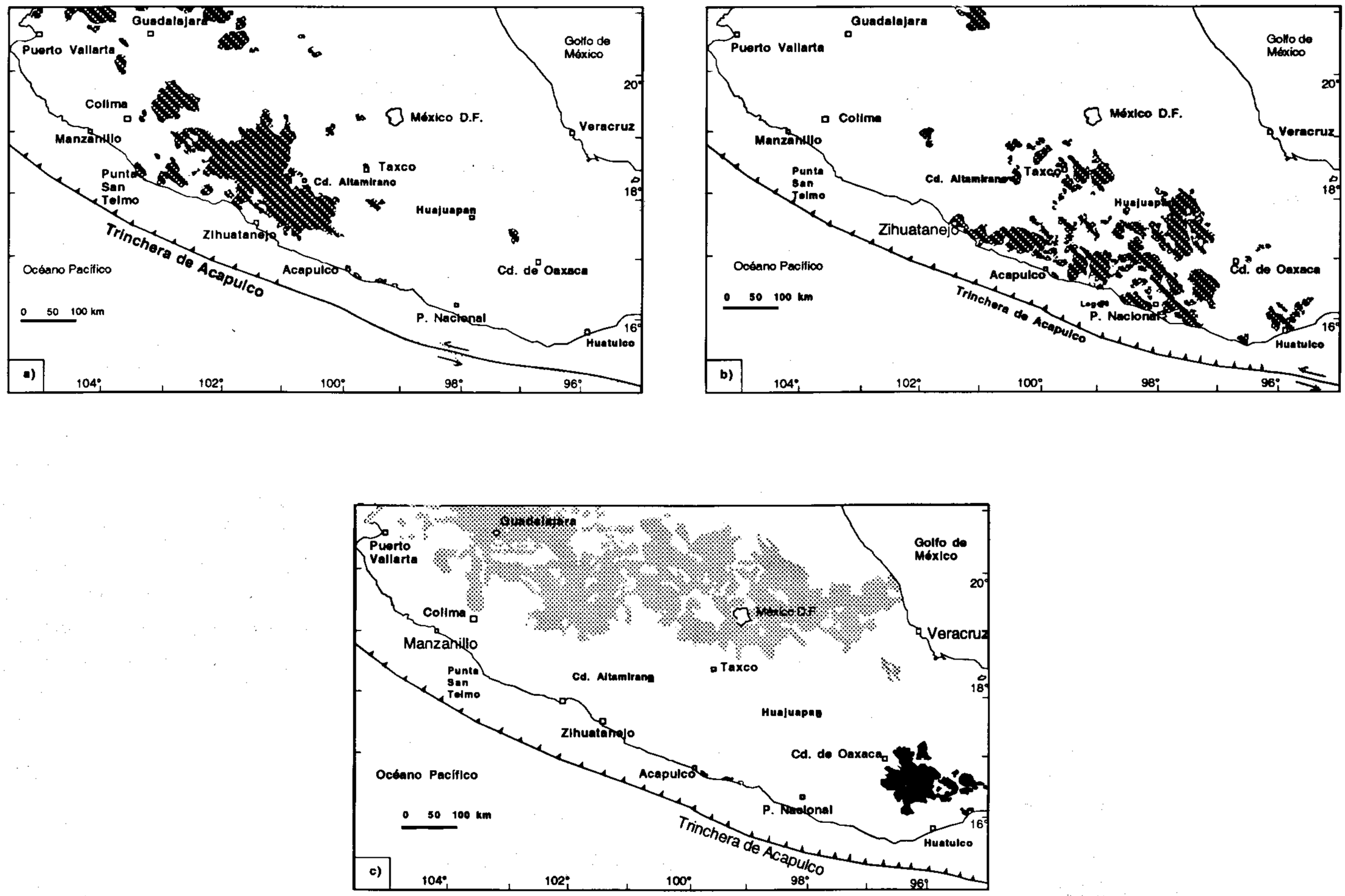


Figura 10. Distribución de las rocas magmáticas terciarias de la SMS para diferentes intervalos de tiempo. (a) Paleoceno-Eoceno, (b) Oligoceno y (c) Mioceno temprano en negro y Mioceno medio al Plio-Cuaternario en gris.

Las rocas magmáticas oligocénicas definen una amplia zona en las regiones del oriente y sur de Guerrero y gran parte de Oaxaca, que incluye, además de los plutones de la región de Huatulco-Acapulco (sin considerar el del intrusivo de Acapulco mismo) (Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995), a las rocas volcánicas de la región de Taxco-Tilzapotla (Alba-Aldave *et al.*, 1996) en el norte del Estado de Guerrero, estados de México y Morelos, y la zona volcánica de la región de Huajuapan-Tlaxiaco, Oax. (Martiny *et al.*, 1996). Otras regiones volcánicas del interior del continente presentan secuencias que aún no han sido fechadas, pero que probablemente sean parte de este misma zona volcánica oligocénica, como las que se encuentran en el área de Tejupilco, en el Estado de México, y en el sector de Tecomatlán, Edo. de México - Huamuxtitlán, Gro.

La tendencia decreciente en dirección SE de las edades de los plutones, reconocida a lo largo de la costa entre Acapulco y Huatulco (Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995), se observa también en el interior del continente, aunque con ciertas diferencias. En el oriente de Guerrero no parece existir una diferencia significativa entre la edad de las rocas volcánicas del interior del continente (sector Taxco-Tilzapotla) con respecto a los intrusivos de la región costera (región de Acapulco). La edad de cristalización obtenida para el intrusivo de Tierra Colorada (Herrmann *et al.*, 1994) y las edades de enfriamiento de los otros intrusivos de la región alrededor de Acapulco (Morán-Zenteno, 1992; Schaaf *et al.*, 1995) sugieren una actividad magmática contemporánea con respecto a la región de Taxco-Tilzapotla (Figuras 10b y 11b). En el occidente de Oaxaca la actividad volcánica oligocénica del interior del continente se inició antes que en la región costera (34 Ma) pero parece haber convivido posteriormente con ella ya que se han reportado edades hasta de 26.2 Ma en el sector de Tamazulapan-Yanhuitlán (Ferrusquía-Villafranca *et al.*, 1974) (Figura 10b y 11c). En las zonas volcánicas del Valle de Oaxaca, Mitla, Miahuatlán-Nejapa y Loallaga-Lachivizá, corres-

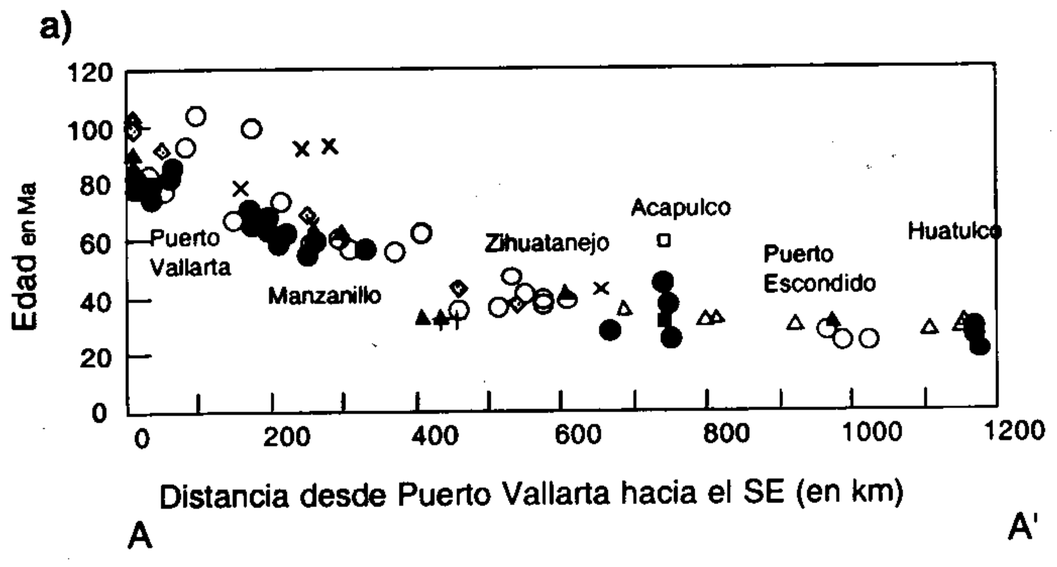


Figura 11. (a) Variación de edades de los plutones de la margen continental del sur de México, desde Puerto Vallarta hasta Huatulco. Solo aparecen las edades de los plutones cercanos a la costa. (b) Edades de las rocas magmáticas en el perfíl Acapulco-Taxco (A-A') desde la actual trinchera de Acapulco hacia el interior del continente. (c) Edades de las rocas magmáticas en el perfil Pinotepa Nacional-Huajuapan, Oaxaca (B-B') desde la actual trinchera de Acapulco hacia el interior del continente. Las líneas de sección A-A' y B-B' están indicadas en el mapa de la Figura 1.

pondientes al centro y sureste de Oaxaca, las secuencias volcánicas son significativamente más jóvenes (20–13 Ma) que los plutones de la región costera de Puerto Ángel-Huatulco ubicados al sur (Ferrusquía-Villafranca y McDowell, 1991) (Figura 10c).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los datos isotópicos de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur indican en general que se derivan de procesos de fusión parcial en el manto y que posteriormente experimentaron diversos grados de cristalización fraccionada con una asimilación cortical variable aunque generalmente baja. Uno de los factores que parece haber intervenido en las variaciones de las relaciones isotópicas iniciales es la edad y naturaleza petrológica de los diferentes basamentos que integran el mosaico tectónico del sur de México, aunque esta relación no se observa en todos los casos. Existe una tendencia en varios de los cuerpos intrusivos emplazados en el Terreno Guerrero (por ejemplo, los intrusivos de Manzanillo, Petatlán-Papanoa y Punta San Telmo) en presentar relaciones iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ más bajas y valores de εNd más altos (Schaaf *et al.*, 1995; Tabla 2) con respecto a aquellos que ocupan los terrenos Mixteca, Oaxaca y Xolapa. Sin embargo, existen otros intrusivos, como el batolito de Puerto Vallarta (Cretácico Tardío) que alcanza valores de εNd de hasta –10. El Terreno Guerrero, que fue integrado a la corteza continental de México en el Mesozoico (Centeno-García *et al.*, 1993), parece tener en general un basamento continental más joven que los terrenos Mixteca, Oaxaca y Xolapa, aunque se observan indicios de la presencia de algunos segmentos antiguos en sus límites oriental y noroccidental (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1997). Los valores más altos de εNd y bajos de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en algunos plutones emplazados en este terreno pueden indicar una fuente en el manto menos enriquecida por componentes de subducción que en otras regiones de la SMS. Por otra parte, las variaciones en las mismas relaciones a lo largo de este terreno sugieren asimilación de materiales de la corteza que pueden tener firmas isotópicas variables.

Como se comentó antes, el grado de contaminación cortical de las rocas magmáticas terciarias de la SMS es en general bajo, a pesar de las diferencias observadas. De acuerdo a los modelados de mezcla binaria (manto-corteza) realizados por Morán-Zenteno (1992) y Hernández-Bernal y Morán-Zenteno (1996) para los intrusivos de la región de Acapulco, Gro. y de Pinotepa Nacional-Puerto Escondido, Oax., respectivamente, el grado de contaminación cortical de

los magmas de arco procedentes del manto varía de entre 10 y 20%. Los resultados de modelados preliminares realizados para las rocas volcánicas de las regiones de Taxco y de Huajuapan-Tlaxiaco indican grados de contaminación dentro del mismo rango. Es necesario aclarar que estas estimaciones son válidas si se considera que la contaminación cortical no fue simultánea a la cristalización fraccionada.

Las rocas volcánicas del supergrupo volcánico superior de la parte norte de la Sierra Madre Occidental presentan en sus relaciones isotópicas de Sr y Nd rangos de variación similares a los de las rocas magmáticas de la SMS, lo que sugiere una fuente y componente cortical similares. Las rocas volcánicas terciarias del interior de la Cordillera Norteamericana en el suroeste de los Estados Unidos presentan, en cambio, firmas isotópicas que sugieren una mayor influencia de corteza continental antigua. Estas diferencias han sido atribuidas a un mayor grado de contaminación cortical debido a la posible existencia de un régimen de temperatura mayor en la corteza inferior antes del emplazamiento de los magmas oligocénicos (Smith et al., 1996). Existen también indicaciones de que la corteza que contaminó a los magmas en esta región de los Estados Unidos está compuesta por segmentos de corteza continental más antiguos que el norte de México.

Un factor que pudo haber intervenido en el diferente grado de diferenciación observado en las rocas magmáticas de la SMS fue posiblemente el régimen de deformación de las distintas regiones en donde fueron emplazadas estas rocas. Las secuencias volcánicas del sector noreste del Estado de Guerrero y el sur del Estado de Morelos son más silícicas que las rocas contemporáneas del noroeste de Oaxaca (sector Huajuapan-Tlaxiaco) (Figura 8a). Los rasgos estratigráficos y tectónicos de las secuencias terciarias en esta última región indican que el magmatismo se desarrolló durante un régimen de tectónica de fallas laterales con episodios de hundimiento que permitieron a escala regional la acumulación de depósitos epiclásticos (fluviales y lacustres), piroclásticos y derrames lávicos intermedios y máficos (Martiny et al., 2000). Esta subsidencia debe haber estado asociada también a un adelgazamiento relativo de la corteza, mientras que para la región del noreste de Guerrero y sur de Morelos no se observa la presencia de un régimen de deformación similar a la anterior, salvo localmente en la región de Taxco, en la cual el campo volcánico ocupa la zona de transferencia entre dos segmentos de fallas laterales derechas (Nieto-Samaniego et al., 1999b). La tectónica transtensional del noroccidente de Oaxaca debió propiciar un menor grado de diferenciación y de contaminación cortical (Martiny et al., 2000).

Dentro de las rocas plutónicas que forman el cinturón batolítico de las costas de Oaxaca y oriente de Guerrero dominan aquellas sobresaturadas en SiO_2 y, en general, sus relaciones isotópicas de Sr y Nd indican una mayor contaminación de la corteza comparado con los plutones emplazados en el occidente del Terreno Guerrero. En el caso de los plutones costeros de Oaxaca y sureste de Guerrero la relación entre el grado de diferenciación y el tipo e intensidad de la deformación no es muy evidente. Los rasgos estructurales indican que el emplazamiento de los plutones oligocénicos ocurrió en el tiempo en el que se desarrollaba una deformación transtensional asociada al desplazamiento lateral izquierdo del Bloque de Chortis (Ratschbacher et al., 1991; Tolson, 1998). Herrmann et al. (1994) han sugerido que la extensión y el calentamiento producidos por el desplazamiento del Bloque de Chortis facilitaron el ascenso del magma. La sobreposición del magmatismo de arco a la zona de transtensión, a lo largo de la actual margen continental, definió el emplazamiento masivo de plutones en una franja con orientación NW-SE. Las causas de la mayor diferenciación de las rocas magmáticas a lo largo de esta franja con respecto al interior continental de Oaxaca, que también contaba con una componente extensional, no se conocen con precisión, pero el mayor volumen del magmatismo del cinturón batolítico pudo haber jugado un papel importante, permitiendo una mayor fusión de la corteza continental.

Las rocas magmáticas terciarias de la porción NW de la SMS, que se distribuyen desde las costas de Colima, Michoacán y la porción occidental de Guerrero hasta aproximadamente el meridiano 100° W, constituyen por su edad (Paleoceno-Eoceno) y naturaleza petrológica, la continuación hacia el sur del magmatismo de la Sierra Madre Occidental. Su origen se relaciona a la subducción de la placa oceánica de Farallón debajo de la litósfera continental de México y su tiempo de formación es anterior a los episodios de fragmentación de la Placa de Farallón. El origen de la tendencia decreciente en las edades de los plutones a lo largo de la costa, desde el Cretácico Tardío en la región de Puerto Vallarta hasta el Eoceno en la región de Zihuatanejo, parece no estar relacionado al desplazamiento del Bloque de Chortis. Según las reconstrucciones basadas en las edades del piso oceánico y las relaciones de los rasgos tectónicos regionales del Caribe, la integración de este bloque a la Placa del Caribe y el inicio de su desplazamiento,

ocurrieron en el Eoceno. Schaaf *et al.* (1995) consideran que la tendencia decreciente de las edades en esta región se debió a la migración general del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y de la Cordillera Norteamericana hacia el este (Clark *et al.*, 1982; Coney y Reynolds, 1977). Esta migración ha sido relacionada a un incremento de la velocidad de convergencia entre la Placa de Farallón y la Placa Norteamericana y el consecuente cambio en el ángulo de subducción. Episodios posteriores de truncamiento oblicuo de la margen continental habrían dejado impresa esta tendencia decreciente de las edades a lo largo de la costa. La continuación hacia el sur del magmatismo para el Paleoceno-Eoceno debe tener algunos vestigios en la parte occidental del Bloque de Chortis, sin embargo, la escasez de datos geocronológicos para esta región de Centroamérica y las extensas áreas cubiertas de rocas volcánicas cuaternarias impiden confirmar esta interpretación.

La distribución de las rocas magmáticas del Oligoceno, principalmente al oriente del meridiano 100° W, indica que, además de la migración general hacia el este, el magmatismo de arco adquirió una tendencia general más cercana al E-W. Mientras que en la Sierra Madre Occidental, las rocas volcánicas oligocénicas y miocénicas del supergrupo volcánico superior atestiguan un retorno del magmatismo hacia el oeste. En la SMS la migración hacia el este continuó, inducida por el desplazamiento del Bloque de Chortis y la migración del punto triple trinchera-trinchera-transforme en su extremo NW. En general se puede considerar para el Oligoceno temprano (> 30 Ma) que existía un arco magmático calcialcalino muy amplio que se extendía desde la región de Acapulco-Taxco hasta la región de Huajuapan-Tlaxiaco. El volcanismo dominantemente intermedio de esta última región en el noroeste de Oaxaca es, de acuerdo a los fechamientos llevados a cabo previamente (34-31 Ma) (Martiny *et al.*, 2000), ligeramente más antiguo que las edades de cristalización de los batolitos de la costa de Oaxaca (29-27 Ma, según fechamientos de U-Pb de Herrman *et al.* (1994)). Sin embargo, existen algunos fechamientos de K-Ar en biotitas y rocas enteras de Ferrusquía-Villafranca *et al.* (1974) y Galina-Hidalgo (1996) en las rocas volcánicas del sector Huajuapan-Yanuhitlán que caen en el intervalo 32-26 Ma. Estos datos impiden confirmar una migración del magmatismo terciario del interior de Oaxaca hacia la costa en el Oligoceno.

Los datos geocronológicos disponibles para las rocas magmáticas del oriente del Estado de Guerrero y el occidente y sur del Estado de Oaxaca, incluidas las edades de enfriamiento de Rb-Sr y K-Ar (principalmente entre 34-25 Ma) indican una extinción del magmatismo para el Oligoceno tardío. La causa de esta extinción fue el paso gradual del punto triple trinchera-trinchera-transforme que marcaba el fin de la yuxtaposición del Bloque de Chortis al sur de esta región (Figura 5). La geometría de la placa subducida asociada al nuevo segmento de trinchera era de menor ángulo, lo que provocó una tendencia del magmatismo a migrar hacia el norte (Ratschbacher *et al.*, 1991; Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996). Dado que las primeras manifestaciones de magmatismo en la Faja Volcánica Transmexicana, al norte de esta región, han sido documentadas para hace 16 Ma (Ferrari *et al.*, 1994 y referencias incluidas), se puede interpretar que existió un gap magmático de aproximadamente 9 Ma entre los meridianos 100° y 97° al sur de la FVTM (Figura 5c). Este *gap* magmático puede ser atribuido al cambio en la geometría de la placa subducida, hacia un ángulo más bajo, que siguió al paso del punto triple. Considerando que era necesario que transcurriera un tiempo determinado para que el manto litosférico situado debajo de la FVTM experimentara procesos de metasomatismo en su interacción con los fluidos de la placa subducida para producir magmatismo, debe haber ocurrido un período con muy poca actividad volcánica durante y posteriormente al cambio de la geometría de la placa subducida.

Las edades miocénicas reportadas por Ferrusquía y McDowell (1991) para la región del sureste de Oaxaca, a partir del Valle de Oaxaca indican que la extinción del magmatismo ocurrió de manera gradual hacia SE, reforzando con esto la interpretación de que este fenómeno fue en gran medida determinado por el paso del punto triple que acompañó al Bloque de Chortis en su desplazamiento al SE.

En síntesis, los patrones geocronológicos y la geoquímica del magmatismo terciario del sur de México y sus relaciones con los principales rasgos tectónicos reconocidos expresan una relación compleja debida a la interacción dinámica de tres placas tectónicas. Las implicaciones que esta evolución compleja tiene en el estudio de los recursos económicos asociados a las rocas magmáticas todavía no son cabalmente comprendidas y requerirán del desarrollo de estudios particulares en las diferentes regiones.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a S. Alaniz-Álvarez y M. T. Orozco Esquivel las revisiones críticas hechas al manuscrito; a Teodoro Hernández por asistencia en el trabajo de campo, a J. J. Morales-Contreras por asistencia en las

mediciones isotópicas, y a Rufino Lozano-Santacruz por apoyo en los análisis químicos.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alaniz-Álvarez, S. A., van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A. F. y Ortega-Gutiérrez, F., 1996, Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico: Geology, v. 24, p. 443-446.

Alba-Aldave, L., Reyes-Salas, M., Morán-Zenteno, D., Angeles-García, S., y Corona-Esquivel, R., 1996, Geoquímica de las rocas volcánicas terciarias de la región de Taxco-Huautla: Congreso Nacional de Geoquímica, 7º, Memoria, Actas INAGEQ, San Luis Postosí, v. 2, p. 39-44.

Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, S., Morán-Zenteno, D., y Angeles-García, S., 1998, Edades Rb/Sr de rocas plutónicas del Estado de Guerrero, México, in Alaníz-Álvarez, Susana A., Ferrari, Luca, Nieto-Samaniego, Angel Francisco, y Ortega Rivera, Ma. Amabel, eds., Libro de Resúmenes, Primera Reunion Nacional de Ciencias de la Tierra: Sociedad Geológica Mexicana, Instituto Nacional de Geoquímica, Sociedad Mexicana de Mineralogía, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, México, D. F., p. 145 (resumen)

Bellon, H., Maury, R. C., y Stephan, J. F., 1982, Dioritic basement, site 493: Petrology, geochemistry, and geodynamics: Initial reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 64, p. 723-730.

Berger, G. W., y York, D., 1981, Geothermometry from $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating experiments: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 45, p. 795-811.

Calva-Guerra, R., 1996, Naturaleza petrológica y geoquímica del intrusivo de Acapulco, Edo. de Guerrero: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 84 p. (inédita).

Campa, M. F., 1978, La evolución tectónica de Tierra Caliente, Guerrero: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 39, p. 52-64.

Campa, M. F., y Ramírez-Espinosa, J., 1979, La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero: Universidad Autónoma de Guerrero, Serie Técnica Científica, v. 1, 100 p.

Campa, M. F., y Coney, P. J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.

Centeno-García, E., 1988, Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico: México D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de maestría, 156 p. (inédita).

Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P. J., Patchett, P. J., y Ortega-Gutiérrez, F., 1993, Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data: Geology, v. 21, p. 419-422.

Clark, K. F., Foster, C. T., y Damon, P. E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction-related magmatic arcs in Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 533-544.

Coney, P. J., y Reynolds, S. J., 1977, Cordilleran Benioff zones: Nature, v. 270, p. 403-406.

Corona-Chávez, P., 1997, Deformazione, metamorfismo e meccanismi di segregazione migmatitica nel complesso plutonico-metamorfico del Terreno Xolapa, Messico: Milano, Italia, Universitá Degli Studi di Milano, Tesis de doctorado, 78 p. (inédita).

Correa-Mora, F., 1997, Estudio petrológico y geoquímico del complejo intrusivo de Xaltianguis, Guerrero, México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis profesional, 44 p. (inédita).

Cox, K. G., Bell, J. D., y Pankhurst, R. J., 1979, The interpretation of igneous rocks: London, Allen and Unwin, 450 p.

Chávez-Aguirre, J. M., y Mendoza-Flores, A., 1998, Dataciones de rocas ígneas y metamórficas de la región de Valle de Bravo, Estado de México, in Alaníz-Álvarez, Susana A., Ferrari, Luca, Nieto-Samaniego, Angel Francisco, y Ortega-Rivera, Ma. Amabel, eds., Libro de Resúmenes, Primera Reunion Nacional de Ciencias de la Tierra: Sociedad Geológica Mexicana, Instituto Nacional de Geoquímica, Sociedad Mexicana de Mineralogía, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, México, D. F., p. 144 (resumen)

Dahl, P. S., 1997, A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology: Earth and Planetary Science Letters, v. 150, p. 277-290.

Damon, P. E., Shafiqullah, M., y Clark, K. F., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogenesis: Instituto de Geología, Revista, v. 5, p. 223-238.

Damon, P. E., Shafiqullah, M., y Clark, K. F., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1,052-1,071.

De Cserna, Z., 1965, Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero: Instituto de Geología, Boletín, núm. 62, 76 p.

De Cserna, Z., 1981, Geología regional y sismicidad, in Maycotte, J. I. ed., Geología y geotecnia del proyecto hidroeléctrico El Caracol, Guerrero: Comisión Federal de Electricidad, p. 23-41.

De Cserna, Z., 1982 (1983), Hoja Tejupilco 14Q-g(9), Geología de los Estados de Guerrero, México y Michoacán: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, 1 mapa, texto, 28 p.

De Cserna, Z., Palacios-Nieto, M., y Pantoja-Alor, J., 1978, Relaciones de facies de las rocas cretácicas en el noroeste de Guerrero y en áreas colindantes de México y Michoacán: Instituto de Geología, Revista, v. 2, p. 8-18.

De Cserna, Z., y Fries, C., Jr., 1981, Hoja Taxco 14Q-h(7), Geología de los Estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, 1 mapa, texto, 47 p.

Delgado-Argote, L.A., 1986, Geology and economic study of ultramafic complexes of the Coast of Guerrero, Mexico: Tucson, Arizona, University of Arizona, Tesis de maestria, 134 p. (inédita)

Delgado-Argote, L. A., y Carballido-Sánchez, E. A., 1990, Análisis tectónico del sistema transpresivo neogénico entre Macuspana, Tabasco, y Puerto Ángel, Oaxaca: Instituto de Geología, Revista, v. 9, p. 21-32.

Delgado-Argote, L. A., López-Martínez, M., York, D., y Hall, C. M., 1992, Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 29, p. 1,590-1,604.

Elías-Herrera, M., y Sánchez-Zavala, J. L., 1990 (1992), Tectonic implications of a mylonitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente complex (Guerrerro terrane), southern Mexico: Instituto de Geología, Revista, v. 9, p. 113-125.

Elías-Herrera, M., y Ortega-Gutiérrez, F., 1997, Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacite plug-Precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane, Mexico?: Instituto de Geología, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 14, núm. 1, p. 101-109.

Elías-Herrera, M., y 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, v. 292, p. 321-326.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., y Carrasco-Nuñez, G., 1999, Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the

Mexican Volcanic Belt: Geology, v. 27, p. 303-306.

Ferrusquía-Villafranca, I., 1976, Estudios geológico-paleontológicos en la región Mixteca, Parte 1: Geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México: Instituto de Geología, Boletín, n. 97, 160 p.

Ferrusquía-Villafranca, I., 1992, Contribución al conocimiento del Cenozoico en el sureste de México y de su relevancia en el entendimiento de la evolución regional, in Actas de las sesiones científicas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, España, v. 4, p. 40-44.

Ferrusquía-Villafranca, I., Wilson, J. A., Denison, R. E., McDowell, F. W., y Solorio-Munguia, J., 1974, Tres edades radiométricas oligocénicas y miocénicas de rocas volcánicas de las regiones Mixteca Alta y Valle de Oaxaca, Estado de Oaxaca: Boletin de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. 26, p. 249-262.

Ferrusquía-Villafranca, I., y McDowell, F. W., 1991, The Cenozoic sequence of selected areas in southeastern Mexico; its bearing in understand regional basin development there, in Rubinovich-Kogan, Raúl y Carreño, Ana Luisa, eds., Convención Sobre la Evolución Geológica de México y Primer Congreso Mexicano de Mineralogía, Memoria: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autonoma de México, Instituto de Investigaciones en Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Hidalgo, Sociedad Mexicana de Mineralogía, Subsecretaría de Educación Superior e Investigación Científica, Secretaría de Educación Pública, Pachuca, Hidalgo, p. 45-50.

Frank, M. M., Kratzeisen, M. J., Negendank, J. F. W., y Böhnel, H., 1992, Geología y tectónica en el Terreno Guerrero (México-Sur): Actas de las sesiones científicas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, España, v. 4, p. 290-293.

Fries, C., Jr.,1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México: Instituto de Geología, Boletín, núm 60, 236 p.

Fries, C., Jr., 1966, Hoja Cuernavaca 14Q-h(8), con resumen de la geología de la Hoja Cuernavaca, estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1:100,000, 1 mapa, texto al reverso.

Galina-Hidalgo, S. M., 1996, Geocronología y paleomagnetismo de rocas intrusivas y volcánicas del área de Huajuapan de León, Oaxaca: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de maestría, 101 p. (inédita).

Gans, P. B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora. Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: Tectonics, v. 16, p. 388-408.

Gastil, R.G., Krummenacher, D., y Jensky II, W.A., 1978, Reconnaissance geology of west-central Nayarit, Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Map Chart Series MC24, p. 1-8.

Guerrero-García, J. C., 1975, Contributions to paleomagnetism and Rb-Sr geochronology: Dallas, Texas, University of Texas at Dallas, Tesis de doctorado. 131 p. (inédita).

Guerrero-García, J.C., 1994, Rb/Sr ages of crystalline rocks along the coast in the States of Jalisco, Colima and Guerrero, Mexico—Tectonic implications: Geological Society of America, Annual Meeting, Seattle, Washington, Abstracts with Programs, v. 26, n. 7, p. A-195 (Resumen).

Guerrero-García, J. C., Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1978, Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa: Sociedad Geológica Mexicana, Boletín, v. 39, p. 22-23.

Guerrero-García, J. C., y Herrero-Bervera, E., 1993, Timing of breakup and sense of motion along the Pacific margin of southwestern Mexico, in Ortega-Gutiérrez Fernando, Coney, P. J., Centeno-García, Elena, y Gómez-Caballero, Arturo, eds., First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Proceedings: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Guanajuato, México, p. 58-60. (resumen)

Guzmán-Speziale, M., Pennington, W. D., y Matumoto, T., 1989, The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean plates: seismicity and tectonics: Tectonics, v. 8, p. 981-997.

Hanson, G. N., y Gast, P. W., 1967, Kinetic studies in contact metamorphic zones: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 31, p. 1,119-1,153.

Harrison, T. M., 1981, Diffusion of ^{40}Ar in hornblende: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 78, p. 324-331.

Henry, C. D., y Aranda-Gomez, J. J., 1992, The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico: Geology, v. 20, p. 701-704.

Hernández-Bernal, M.S., 1995, Geoquímica y origen del batolito de Rio Verde, Oax. Terreno Xolapa: México D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Tesis de maestria, 83 p. (inédita)

Hernández-Bernal, M. S., y Morán-Zenteno, D. J., 1996, Origin of the Río Verde batholith, southern Mexico, as inferred from its geochemical characteristics: International Geology Review, v. 38, p. 361-373.

Hernández-Treviño, T., Cabral-Cano, E., Morán-Zenteno, D., y Schaaf, P., 1996, Geoquímica y geocronología de las rocas magmáticas de la región de Tierra Colorada-Sierra de Alquitrán, Estado de Guerrero, y su significado tectónico: Unión Geofísica Mexicana, GEOS, Resúmenes Reunión Anual, Puerto Vallarta, Jalisco, p. 203-204 (resumen).

Herrmann, U. R., 1994, The origin of a terrane: U-Pb zircon systematics, geochemistry and tectonics of the Xolapa complex (southern Mexico): Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten A, v. 17, 92 p.

Herrmann, U. R., Nelson, B. K., y Ratschbacher, L., 1994, The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico): Tectonics, v. 13, p. 455-474.

Jansma, P. E., y Lang, H. R., 1997, The Arcelia graben: New evidence for Oligocene Basin and Range extension in southern Mexico: Geology, v. 25, p. 455-458.

Köhler, H., Schaaf, P., Müller-Sohnius, D., Emmermann, R., Negendank, J. F. W., y Tobschall, H. J., 1988, Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the Complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur: Geofísica Internacional, v. 27, p. 519-542.

Kratzeisen, M. J., Frank, M. M., Negendank, J. F. W., Böhnel, H., y Terrell, D., 1991, The continental margin of Southern Mexico - tectonic evolution during the Tertiary: Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil I, n. 6, p. 1,545-1,555.

Lang, H. R., Barros, J. A., Cabral-Cano, E., Draper, G., Harrison, C. G. A., Jansma, P. E., y Johnson, C. A., 1996, Terrane deletion in northern Guerrero state: Geofísica Internacional, v. 35, p. 349-359.

Le Maitre, R. W., ed., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms; recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the systematics of igneous rocks: Oxford, Blackwell Scientific Publications, 193 p, 1 tabla.

Linares, E., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1981, K-Ar age of the Riolita Tilzapotla volcanic activity, Guerrero State, Mexico and its stratigraphic implications. Isochron/West, n. 32, p. 5-6.

Malfait, B. T., y Dinkelman, M. G., 1972, Circum-Caribbean tectonic igneous activity and the evolution of the Caribbean Plate: Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 251-272.

Mammerickx, J., y Klitgord, K. D., 1982, Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present: Journal of

Geophysical Research, v. 87, n. B8, p. 6,751-6,759.

Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., y Verma, S. P., 1999, Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?: Geology, v. 27, p. 51-54.

Martínez-Serrano, R. G., Morán-Zenteno, D. J., Martiny, B., y Macías-Romo, C., 1997, Geochemistry and geochronology of the Tertiary Volcanic Province of southern Mexico: European Union of Geosciences, Estrasburgo, Francia, Terra Nova, v. 9, n. 1, p. 475 (resumen).

Martiny, B., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R. G., y Schaaf, P., 1996, Geochemistry and petrogenesis of the Tertiary volcanic rocks of western Oaxaca, southern Mexico: Geological Society of America, Annual Meeting, Denver, Colorado, Abstracts with Programs, v. 28, n. 7, p. A484 (resumen).

Martiny, B., Martínez-Serrano, R., Ayuso, R. A., Macías-Romo, C., Morán-Zenteno, D. J., y Alba-Aldave, L., 1997, Pb isotope geochemistry of Tertiary igneous rocks and continental crustal complexes, southern Mexico: American Geophysical Union, Transactions, EOS, San Francisco, California, v. 78, p. F844 (resumen).

Martiny, B., Martínez-Serrano, R. G., Morán-Zenteno, D. J., Macías-Romo, C., y Ayuso, R. A., 2000, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico, in Ferrari, Luca, Stock, J., y Urrutia-Fucugauchi, Jaime, eds., Post-Laramide magmatism and tectonics in Mexico and plate interaction: Tectonophysics, v. 318, p. 71-98.

McDougall, I., y Harrison, T. M., 1988, Geochronology and thermochronology by the $^{40}Ar/^{39}Ar$ method: New York and Clarendon Press, Oxford University Press, 212 p.

McDowell, F. W., y Clabaugh, S. E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of American, Special Paper, n. 180, p.113-124.

McDowell, F., Roldán-Quintana, J., y Amaya-Martínez, R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 109, p. 1,349-1,360.

Meschede, M., Frisch, W., Herrmann, U. R., y Ratschbacher, L., 1997, Stress transmission across an active plate boundary: an example from southern Mexico: Tectonophysics, v. 266, p. 81-100.

Morán-Zenteno, D. J., 1992, Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Tesis de doctorado, 186 p. (inédita).

Morán-Zenteno, D. J., Caballero-Miranda, C. I., Silva-Romo, G., Ortega-Guerrero, B., y González-Torres, E., 1993, Jurassic-Cretaceous paleogeographic evolution of the northern Mixteca Terrane, southern Mexico: Geofísica Internacional, v. 32, p. 453-473.

Morán-Zenteno, D. J., Corona-Chávez, P., y Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints: Earth and Planetary Science Letters, v. 141, p. 51-65.

Morán-Zenteno, D. J., Alba-Aldave, L. A., Martínez-Serrano, R. G., Reyes-Salas, M. A., Corona-Esquivel, R., y Angeles-García, S., 1998, Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region, southern Mexico: Instituto de Geología, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 15, n. 2, p. 167-180.

Morán-Zenteno, D. J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R. G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S., y Solís-Pichardo, G. N., 1999, Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Journal of South American Earth Sciences, v.12, p. 513-535.

Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 38, p. 757-775.

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Ortega-Gutiérrez, F., 1995, Estructura interna de la falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litógicas durante su actividad cenozoica: Instituto de Geología, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 12, p. 1-8.

Nieto-Samanigo, Á. F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S. A., Labarthe-Hernández, G., y Rosas-Elguera, J., 1999a, Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 111, p. 347-363.

Nieto-Samanigo, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., Morán-Zenteno, D. J., y Alba-Aldave, L. A., 1999b, Oligocene strike slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico, and its relationships with volcanism and mineralization: Geological Society of America, Annual Meeting, Denver, Colorado, Abstracts with Programs, v. 31, n. 7, p. A115 (resumen).

Ortega-Gutiérrez, F., 1980, Rocas volcánicas del Maestrichtiano en el área de San Juan Tetelcingo, Estado de Guerrero, Libro guía de la excursión geológica a la parte cental de la Cuenca del alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla: Sociedad Geológica Mexicana, México, D. F., p. 34-38.

Ortega-Gutiérrez, F., 1981, Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance: Geofísica Internacional, v. 20, p. 177-202.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán-Zenteno, D., Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1: 2,000,000, 5a. edición, Consejo de Recursos Naturales, Instituto de Geología, UNAM.

Pantoja-Alor, J., 1983, Geocronometría del magmatismo Cretácico-Terciario de la Sierra Madre del Sur: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 44, p. 1-20.

Pantoja-Alor, J., 1986, Siete edades geocronométricas Cenozoicas de la cuenca media del Río Balsas: Primer Simposio Geología Regional de México, Resúmenes, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D. F., p. 60-61 (resumen).

Pantoja-Alor, J., 1992, El evento magmático “Balsas” (Paleógeno) de la Sierra Madre del Sur: Actas de las sesiones científicas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, España, v. 4, p. 221-225. (resumen).

Pardo, M., y Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications: Journal of Geophysical Research, v. 100, núm. B7, p. 12,357-12,373.

Pasquarè, G., Ferrari, L., Garduño, V. H., Tibaldi, A., y Vezzoli, L., 1991, Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan, Mexico: Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072, 1 mapa, 20 p.

Pindell, J. L., y Barrett, S. F., 1990, Geological evolution of the Caribbean region; a Plate-tectonic perspective, in Dengo G., y Case J. E., eds., The Caribbean region, Boulder, Colorado, Geological Society of America, The Geology of North America, v. H, p. 405-432

Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., y Frisch, W., 1991, Second look at suspect terranes in southern Mexico: Geology, v. 19, p. 1233-1236.

Riller, U., Ratschbacher, L., y Frisch, W., 1992, Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico: Journal of South American Earth Sciences, v. 5, p. 237-249.

Rosencrantz, E., y Sclater, J. G., 1986, Depth and age in the Cayman Trough: Earth and Planetary Science Letters, v. 79, p.133-144.

Ross, M. I., y Scotese, C. R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: Tectonophysics, v. 155, p.139-168.

Ruiz, J., Patchett, P. J., y Ortega-Gutiérrez, F., 1988a, Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies: Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 274-281.

Ruiz, J., Patchett, P. J., y Arculus, R. J., 1988b, Nd-Sr isotope composition of lower crustal xenoliths - Evidence for the origin of mid-Tertiary felsic volcanics in Mexico: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 99, p. 36-43.

Schaaf, P., 1990, Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco: München, Fakultät fur Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians Universität, Tesis de doctorado 202 p. (inédita).

Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., y Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: Tectonics, v. 14, p. 1,339-1,350.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R. C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper, n. 278, 153 p.

Smith, R. D., Cameron, K. L., McDowell, F. W., Niemeyer, S., y Sampson, D. E., 1996, Generation of voluminous silicic magmas and formation of mid-Cenozoic crust beneath north-central Mexico: evidence from ignimbrites, associated lavas, deep crustal granulites, and mantle pyroxenites: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 123, p. 375-389.

Solari, L. A., Lopez, R., Cameron, K. L., Ortega-G., F., y Keppie, J. D., 1998a, Reconnaissance U/Pb geochronology and common Pb isotopes from the northern portion of the 1 Ga Oaxacan Complex, Southern Mexico: American Geophysical Union, Transactions, EOS, San Francisco, California, v. 79, p. F931 (resumen).

Solari, L. A., Keppie, J. D., Ortega-G., F., Lopez, R., y Cameron, K. L., 1998b, Geological history of the NW Oaxacan Complex in Mexico: a central piece of the Grenville Orogen?: Geological Society of America, Annual Meeting, Toronto, Canada, Abstracts with Programs, v. 30, p. 354 (resumen).

Stein, G., Lapierre, H., Monod, O., Zimmermann, J. L., y Vidal, R., 1994, Petrology of some Mexican Mesozoic-Cenozoic plutons: Sources and tectonic environments: Journal of South American Earth Sciences, v. 7, p. 1-7.

Suárez, G., Monfret, T., Wittlinger, G., y David, C., 1990, Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero Gap, Mexico: Nature, v. 345, p. 336-338.

Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., y Guerrero-Suástegui, M., 1995, Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterrane: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc: Geofísica Internacional, v. 34, p. 3-22.

Tolson. G., 1998, Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad Académica de los Ciclos Profesionales y de Posgrado, Tesis de doctorado, 98 p. (inédita).

Urrutia-Fucugauchi, J., y Del Castillo-García, L., 1977, Un modelo del Eje Volcánico Mexicano: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 38, p. 18-28.

Wilson, M., 1989, Igneous petrogenesis, a global tectonic approach. London, Unwin Hyman, 466 p.

Yañez, P., Ruiz, J., Patchett, P. J., Ortega-Gutiérrez, F., y Gehrels, G. E., 1991, Isotopic studies of the Acatlan Complex, southern Mexico: Implications for Paleozoic North American tectonics: Geological Society of America Bulletin, v. 103, p. 817-828.