

# Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: análisis de información y perspectivas

**Fernando Velasco-Tapia<sup>1,2,\*</sup> y Surendra P. Verma<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>Centro de Investigación en Energía, UNAM, Temixco, Mor., 62580, México.

<sup>2</sup>Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL, Linares, N.L., 67700, México

\*fvt@mazatl.cie.unam.mx

## RESUMEN

Se reportan los resultados de una revisión exhaustiva y el análisis crítico de información geológica, geocronológica y geoquímica de la Sierra de Chichinautzin (SCN), ubicada en la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). La SCN está conformada por 221 volcanes de tipo monogenético, que se clasifican en conos de escoria con flujos de lava asociados, volcanes tipo escudo y domos de lava. Datos geocronológicos de <sup>14</sup>C sugieren que la actividad volcánica presenta edades <40,000 años. La tasa de erupción ha sido estimada en ~11.75 km<sup>3</sup>/1,000 años, siendo superior a la observada en el campo monogenético Michoacán-Guanajuato. Los volcanes en la SCN se encuentran alineados preferencialmente en una orientación este-oeste, que se ha relacionado a un ambiente extensional norte-sur. En general, las rocas de la SCN presentan una textura porfirítica con <26% de fenocristales en una matriz fina, constituida por plagioclasa con ortopiroxeno, clinopiroxeno y titanomagnetita. Se ha reportado Ol ± Plg y Opx ± Ol ± Cpx ± Plg como asociaciones mineralógicas para rocas de la SCN, aunque en algunas lavas se identificaron texturas de desequilibrio mineralógico (e.g., olivino o piroxeno con bordes de reacción, plagioclasa con zonación oscilatoria) y minerales hidratados (e.g., biotita, anfíbol), que sugieren procesos de mezcla de magmas. En la literatura revisada, la información geoquímica se ha utilizado para clasificar los magmas y, en ocasiones, para desarrollar modelado cuantitativo. Sin embargo, en muchos casos la metodología analítica aplicada o el manejo de los datos geoquímicos ha sido inadecuada. De acuerdo con el diagrama TAS, los magmas máficos se clasifican en basaltos, traquibasaltos y traquiandesita basálticas, con *hy* o *ne* normativa. El magmatismo evolucionado está representado por traquiandesitas basálticas y andesitas basálticas con alto MgO (SiO<sub>2</sub> = 53-55%, MgO = 8.8-10.1%) y por andesitas basálticas, andesitas y dacitas. Los magmas con texturas de desequilibrio cubren un amplio intervalo composicional (SiO<sub>2</sub> = 55.5-67.0%) y han sido clasificados como traquiandesitas basálticas, andesitas y dacitas. Los diagramas multi-elementos, normalizados a MORB, para los magmas máficos presentan un enriquecimiento en elementos LILE, sin anomalías negativas de elementos HFSE. Los diagramas de REE de estos magmas, normalizados a manto primitivo, se caracterizan por enriquecimientos en REE ligeros, un patrón horizontal para REE pesados y ausencia de anomalías de Eu y Ce. Los magmas evolucionados mostraron patrones multielementos con elementos LILE enriquecidos y anomalías negativas para elementos HFSE, mientras que los diagramas de REE describen enriquecimiento en REE ligeros y, en algunos casos, una pequeña anomalía negativa de Eu. Las concentraciones de REE en algunos magmas evolucionados fueron más bajas que en otros con concentraciones menores de SiO<sub>2</sub>, por lo que se descartó la cristalización fraccionada simple como proceso que controla la diferenciación magmática. En diagramas de discriminación, los magmas máficos de la SCN se situaron en los campos de rift e islas oceánicas. Se caracterizaron, además, por relaciones isotópicas <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr y <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd que se sitúan en el "arreglo del manto". Los magmas evolucionados mostraron relaciones isotópicas ligeramente menores en Nd y significativamente mayores en Sr. El modelado geoquímico fue utilizado para apoyar las dos hipótesis contrarias propuestas para explicar el origen del magmatismo máfico de la SCN: subducción y extensión. Sin embargo, los modelos cuantitativos reportados en trabajos pro-subducción parten de suposiciones que no tienen un sustento geológico y geoquímico aceptable y son fuertemente dependientes de suposiciones en composición química y mi-

neralógica de la fuente. En contraposición, modelos cuantitativos de mezcla para isótopos de Sr, Nd y Pb, apoyados en la geoquímica de elementos traza, sugieren que los magmas máficos de la SCN se generaron por fusión parcial de una fuente peridotítica heterogénea. La erupción por volcanes monogenéticos fue facilitada por el rompimiento cortical debido al régimen extensional en esta zona. Por otro lado, la génesis de los magmas más evolucionados se relacionó a fusión parcial de corteza inferior. Los magmas intermedios serían el producto de la mezcla entre los máficos y los más evolucionados. Para complementar la revisión y análisis de la información, se llevó a cabo un modelado preliminar de fusión parcial en condiciones de equilibrio (aplicando métodos de inversión) para magmas máficos. Los resultados del modelado sugieren la generación de los magmas máficos por fusión parcial de aproximadamente 2-10 % de un manto peridotítico.

Palabras clave: Cinturón Volcánico Mexicano, Sierra de Chichinautzin, Geoquímica, fusión parcial, México.

#### ABSTRACT

In the present paper are reported the results of an exhaustive literature survey and a critical analysis of information related to geological, geochronological and geochemical studies in the Sierra de Chichinautzin volcanic field (SCN), located in the central part of the Mexican Volcanic Belt (MVB). The SCN is composed by 221 monogenetic-type volcanoes that can be classified as cinder cones with associated lava flows, shield volcanoes and lava domes. Geochronological  $^{14}\text{C}$  data suggest ages younger than 40,000 years for volcanic activity in the SCN. The average magma output rate has been estimated as  $\sim 11.75 \text{ km}^3/1,000$  years, being greater than that for the Michoacán-Guanajuato monogenetic field. The volcanic cones in the SCN are preferentially aligned along an east-west trend, which has been related with a north-south extensional environment. In general, SCN rocks show a porphyritic texture with  $<26\%$  of phenocrysts and a fine-grained groundmass, constituted by plagioclase together with orthopyroxene, clinopyroxene, and titanomagnetite.  $\text{Ol} \pm \text{Plg}$  and  $\text{Opx} \pm \text{Ol} \pm \text{Cpx} \pm \text{Plg}$  have been reported as mineralogical assemblages, although in some lavas were identified abundant mineralogical disequilibrium textures (e.g., olivine or pyroxene with reaction rims, plagioclase with oscillatory zoning) and hydrated minerals (biotite or amphibole), suggesting magma mixing phenomena. In the surveyed literature, the geochemical information was used to classify the magmas and, in some cases, develop quantitative models. However, in many cases the applied analytical methodology or geochemical data handling was inadequate. According to TAS diagram, the mafic rocks are classified as basalts, trachybasalts and basaltic trachyandesites, with normative *hy* or *ne*. Evolved magmatism is represented by basaltic trachyandesites and basaltic andesites with high-MgO ( $\text{SiO}_2 = 53\text{-}55\%$ ,  $\text{MgO} = 8.8\text{-}10.1\%$ ), and by basaltic andesites, andesites and dacites. Disequilibrium magmas cover a wide range of whole-rock compositions ( $\text{SiO}_2 = 55.5\text{-}67.0\%$ ) and are classified as basaltic trachyandesite, andesite and dacite. In MORB-normalized multielement plots, mafic magmas are characterized by LILE enrichments, but do not show significant negative anomalies for HFSE. Primitive mantle-normalized REE plots for these magmas are characterized by enrichments in light REE, a nearly horizontal pattern for heavy REE and an absence of Eu and Ce anomalies. Evolved magmas showed multielement patterns with enriched LILE and negative anomalies for HFSE, whereas the REE plots display enrichment in light REE and, in some cases, a small negative Eu anomaly. REE contents in some evolved magmas were lower than in other magmas with a minor  $\text{SiO}_2$  concentration, which precludes simple fractional crystallization as a viable process for magma evolution. In discrimination diagrams, mafic magmas plotted in the rift or oceanic island field. These magmas are also characterized by  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  isotopic ratios that plot on the "mantle array". In comparison, the evolved magmas showed slightly lower isotopic ratios in Nd and significantly higher in Sr. Quantitative modeling was used to decide between the different hypotheses proposed to explain the origin of the SCN mafic magmatism: subduction and rifting. However, quantitative models reported in favor of subduction are strongly dependent on assumed chemical and mineralogical source composition and not supported by geochemical and geological data. Sr, Nd and Pb isotopic ratio mixing models and trace-element geochemistry, suggest that the mafic magmas in the SCN were generated by partial melting of a heterogeneous peridotitic source. The eruption from monogenetic volcanoes was facilitated by crustal weakening, caused by tensional stress in this area. The origin of the most evolved magmas was related to partial melting of the lower crust. Intermediate magmas may reflect magma mixing processes between the most evolved magmas and the mantle-derived mafic magmas. As a complement of this review on the SCN, a preliminary partial melting model (inversion methods) in equilibrium conditions was developed for mafic magmas. The results of this exercise suggest that the mafic magmas were formed by approximately 2-10% partial melting of a peridotitic mantle.

Keywords: Mexican Volcanic Belt, Sierra de Chichinautzin, Geochemistry, partial melting, Mexico.

## INTRODUCCIÓN

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) (Figura 1) representa una de las zonas de mayor importancia para las Ciencias de la Tierra en nuestro país, debido a que: (1) en esta región se concentra la mayoría de la población del país (que incluye grandes centros urbanos como la Ciudad de México, Cuernavaca, Toluca, Guadalajara, Puebla y Morelia); (2) esta zona se considera de alto riesgo natural, que incluye eventos sísmicos, como el terremoto del 15 de septiembre de 1985 ( $M_s = 8.1$ , UNAM Seismology Group, 1986; McNally *et al.*, 1986) y erupciones volcánicas (Robin, 1984); y (3) en ella se localizan importantes fuentes de energía geotérmica en México, como las plantas de Los Azufres y Los Humeros (Dickson y Fanelli, 1994; Quijano-León y Gutiérrez-Negrín, 2000). Además, esta provincia volcánica presenta peculiaridades geológicas quizás únicas en el mundo, las cuales han generado una gran polémica en cuanto al posible origen del vulcanismo (Márquez *et al.*, 1999a,b).

Con objeto de tener un mejor conocimiento acerca del origen y la evolución del CVM, Verma (1990) propuso una metodología de estudio que consiste en integrar datos geológicos, geofísicos y geoquímicos para obtener un modelo para cada centro volcánico. Estos modelos individuales se combinan para generar modelos regionales, los cuales servirán de base para un modelo global del CVM. En este contexto, se reportan los resultados de un trabajo de revisión y análisis de la información geológi-

ca, geocronológica y geoquímica, disponible en la literatura, para el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin (SCN; que en lengua náhuatl significa "Señor que quema"; Martín del Pozzo, 1982). La SCN ha sido considerada como un área clave para entender el origen del CVM ya que: (1) se ubica en el frente del arco volcánico por lo que, si el magmatismo en este campo monogenético está relacionado a procesos de subducción, se deberían encontrar claras evidencias geoquímicas, (2) el vulcanismo presenta edades <40,000 años, por lo que los procesos que lo generaron deben ser aún activos, y (3) existe una variedad de tipos geoquímicos (basaltos a dacitas), lo que permite no sólo indagar acerca de la fuente del magmatismo máfico, sino también los procesos de evolución magmática (*e.g.*, Márquez *et al.*, 1999a,c; Verma, 1999, 2000a; Wallace y Carmichael, 1999).

## CINTURÓN VOLCÁNICO MEXICANO

El CVM (Figura 1) es una provincia volcánica de edad miocénica a reciente y conformada por ~8,000 centros volcánicos. Cubre una zona de 20 a 150 km de ancho y ~1,000 km de largo, con una orientación aproximada este-oeste desde Veracruz, Veracruz hasta Puerto Vallarta, Jalisco (Verma, 1987; Delgado Granados, 1994; Ferrari *et al.*, 1999). Con el desarrollo de la teoría de tectónica de placas, el origen del vulcanismo del CVM se asoció a procesos de subducción, considerándolo de esta forma como un arco continental (*e.g.*,

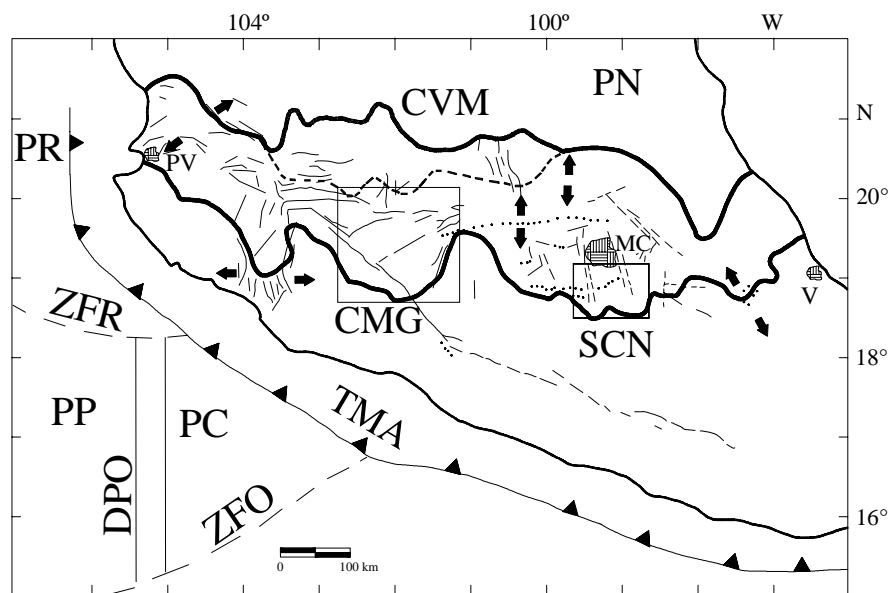


Figura 1. Localización y ambiente tectónico actual del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). TMA = Trinchera Mesoamericana; DPO = Dorsal del Pacífico Oriental; ZFO = Zona de Fractura Orozco; ZFR = Zona de Fractura Rivera; PC = Placa de Cocos; PR = Placa de Rivera; PP = Placa del Pacífico; PN = Placa de Norteamérica; SCN = Sierra de Chichinautzin; CMG = Campo Michoacán-Guanajuato; M = Ciudad de México; PV = Puerto Vallarta, Jalisco; V = Veracruz, Veracruz (modificado de Verma, 2000a). Las líneas suaves representan fracturas y fallas, mientras que las flechas gruesas representan esfuerzos tensionales (Singh y Pardo, 1993).

Molnar y Sykes, 1969; Mooser, 1972; Pal y Urrutia Fucugauchi, 1977; Suárez y Singh, 1985). Sin embargo, en la actualidad no existe un consenso general acerca de su origen y evolución, ya que algunos hechos complican el modelo tradicional de subducción. Entre estos destacan: (1) una orientación no-paralela con respecto a la zona de subducción con desviación angular de  $\sim 20^\circ$  (Molnar y Sykes, 1969); (2) un régimen tensional a través del CVM, incluyendo su parte frontal, que ha tenido lugar desde el Mioceno (Johnson y Harrison, 1990; Singh y Pardo, 1993; Suter *et al.*, 1996); (3) la presencia simultánea en tiempo y espacio de rocas pertenecientes a distintos tipos geoquímicos (Aguilar y Vargas y Verma, 1987; Verma y Aguilar y Vargas, 1988; Luhr *et al.*, 1989; Luhr, 1997); (4) la carencia de un modelo de variación sistemática de parámetros químicos con respecto a su distancia a la zona de trincheras (Verma y Aguilar y Vargas, 1988; Wallace *et al.*, 1992); y (5) una zona de Wadati-Benioff no bien definida (Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1995).

Por esta razón, algunos mecanismos complementarios o alternativos a la subducción se han sugerido para explicar el vulcanismo en el centro de México. Estos incluyen: la extensión del sistema de fallamiento del Golfo de California (Ferrari *et al.*, 1994), una geosutura o una antigua zona de debilidad cortical (Mooser, 1972; Cebull y Shubert, 1987), mecanismos de transtensión cortical (Shubert y Cebull, 1984; Urrutia-Fucugauchi y Böhnell, 1988; Ferrari *et al.*, 1990) y procesos de *rifting* (Luhr, 1997; Márquez *et al.*, 1999a,b).

Por otro lado, es bien conocido que en campos monogenéticos existe una mayor probabilidad de encontrar magmas máficos, generados por fusión parcial del manto y poco afectados por procesos de diferenciación, que estratovolcanes con grandes cámaras magmáticas (Wilson, 1989). En este contexto, el estudio geoquímico del vulcanismo máfico tiene un carácter primordial y aparece como la única vía geológica para establecer el origen del CVM. De esta forma, Verma (1994) recopiló información geoquímica e isotópica para 215 muestras de magmas máficos del CVM, la mayor parte proveniente de extensos campos monogenéticos (Figura 1). Las muestras de la parte occidental, específicamente de sitios cercanos a la zona de trincheras, son las únicas que presentaron una gran anomalía de Nb ( $[Nb/Nb^*] \sim 0.1-0.2$ ) con respecto a K y La en los diagramas multielementos normalizados a MORB o a manto primitivo, característica de magmas generados usualmente en un ambiente de subducción (Wilson, 1989; Rollinson, 1993). El resto de las muestras presenta características geoquímicas que sugieren un origen más complejo.

Aunque el vulcanismo de tipo monogenético en el CVM ha sido estudiado por muchos autores, se desconocen aún diversos aspectos relacionados a su origen y evolución. Éste lo conforman el llamado campo volcánico de Michoacán-Guanajuato (Hasenaka y Carmichael, 1985, 1987) y, por otro lado, una franja volcánica, orientada en dirección este-oeste, desde el sur de la Ciudad de

México hasta Jojutla, Morelos, que constituye la SCN. El último, de edad pleistocénica a reciente, conforma la parte frontal del arco en esta parte del CVM y es el objeto de este trabajo de revisión, el cual incluye información geológica, geocronológica y geoquímica.

## SIERRA DE CHICHINAUTZIN: GEOLOGÍA Y GEOCRONOLOGÍA

### Localización

La SCN (Figura 2) limita al norte con el valle de México, el cual contiene sedimentos lacustres de edad cuaternaria, loess, rellenos aluviales, rocas volcánicas del Terciario y calizas cretácicas (Mooser *et al.*, 1974), al sur con el valle de Cuernavaca, al oeste con las sierras de las Cruces y Zempoala y al este con la Sierra Nevada. Adicionalmente, en los extremos este-oeste de la SCN se sitúan dos grandes estratovolcanes activos durante el Cuaternario: el Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1974; Cantagrel *et al.*, 1981) y el Popocatepetl (Robin, 1984; Robin y Boudal, 1987; Boudal y Robin, 1988).

El primer informe geológico en la SCN fue presentado por Humboldt (1849), quien señaló la presencia de una serie de volcanes alineados en una dirección este-oeste entre los  $18^\circ 59'N$  y  $19^\circ 12'N$ , cuyo origen fue relacionado a una fisura que atravesaría de costa a costa el centro de México. Posteriormente, la mayoría de los trabajos publicados sobre la SCN, antes de 1960, se dedicaron al llamado flujo Xitle, que aflora en la mayor parte del sur de la Ciudad de México (Ordoñez, 1890, 1895; Guild, 1906; Waitz y Wittich, 1910; Wittich, 1917; De la Rüe, 1947; Schmitter, 1953). A partir de entonces, los trabajos de investigación en la zona se pueden clasificar en: (1) estudios de cartografía y geología regional, donde se incluyen rocas volcánicas de la SCN (*e.g.*, Fries, 1960, 1966; Schlaepfer, 1968; De Cserna y Fries, 1981; De Cserna *et al.*, 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; García-Palomo *et al.*, 2001); (2) estudios de vulcanología y/o geoquímica descriptiva (*e.g.*, Gunn y Mooser, 1971; Negendank, 1972a,b, 1973a,b; Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1980, 1982, 1989; Swinamer, 1989; Delgado-Granados y Martín del Pozzo, 1993; Rodríguez-Lara, 1997; Martín del Pozzo *et al.*, 1997; Márquez-González, 1998; Delgado *et al.*, 1998; Márquez *et al.*, 1999c); y (3) estudios de petrogénesis que incluyen modelos geoquímicos cuantitativos (Wallace y Carmichael, 1999; Verma, 1999, 2000a).

### Estratigrafía regional

Fries (1956, 1960) reportó una columna estratigráfica para la parte norte del estado de Morelos, así como para las secciones occidental y oriental de la hoja Cuernavaca (E14A59; INEGI, escala 1:50,000), y fue el

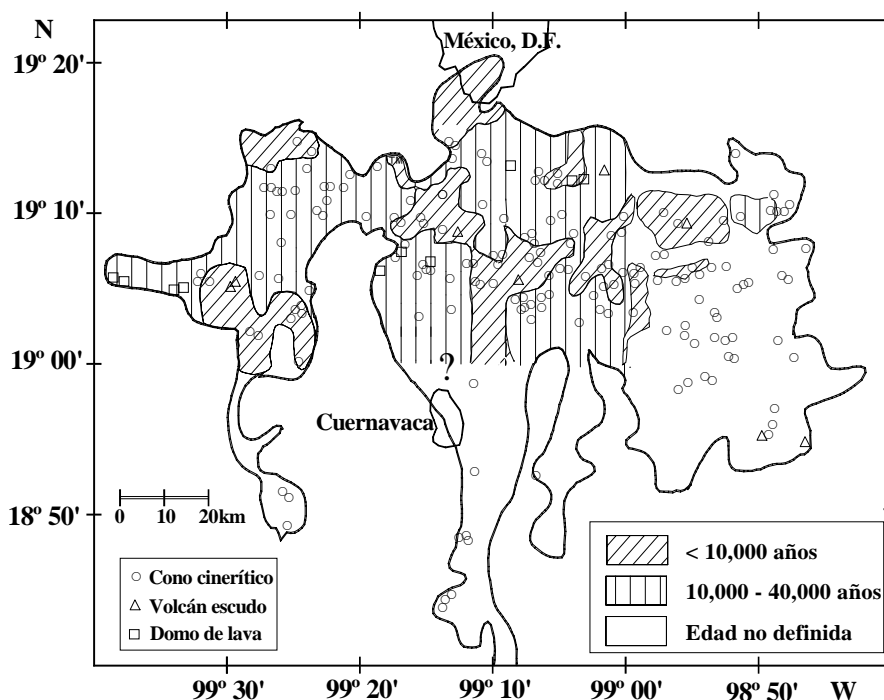


Figura 2. Distribución espacial de los centros volcánicos (conos cineríticos, volcanes escudo y domos de lava) en la SCN. Las coordenadas de estos centros fueron tomadas del catálogo de Márquez *et al.* (1999b). La distribución de edades del vulcanismo está basada en la información disponible de  $^{14}\text{C}$  (ver Tabla 1). Por falta de datos radiométricos, la edad de un sector de la SCN no ha sido definida aún.

primero en llamar Grupo Chichinautzin a las rocas volcánicas cuaternarias que afloran al sur de la Ciudad de México. Posteriormente, Schlaepfer (1968) presentó la columna estratigráfica para la hoja México; Martín del Pozzo (1980, 1982) reportó resultados de estratigrafía para el área de Milpa Alta y sugirió el cambio de designación a Formación Chichinautzin. Delgado Granados y Martín del Pozzo (1993) reportaron una columna estratigráfica para la zona del Ajusco y retomaron el nombre Grupo Chichinautzin, subdividiéndolo en las formaciones Quepil, Panza, Judío, Lavas Pájaros y Jumento. Rodríguez-Lara (1997) describió la estratigrafía en la zona de los volcanes Chichinautzin y Guespalapa. Delgado *et al.* (1998) detallaron la estratigrafía de los productos eruptivos del volcán Xitle. Recientemente, García-Palomo *et al.* (2001) reportaron la estratigrafía de la parte occidental de la SCN. A continuación, se describe brevemente la estratigrafía general en la SCN, si bien es importante señalar que esta secuencia litológica no se observa completa en todas las zonas que conforman esta región.

### Cretácico

Está representado por una secuencia sedimentaria de estratos calcáreos, de ambiente marino de plataforma continental, que consta de las formaciones (Fries, 1956, 1960; De Cserna *et al.*, 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Rodríguez-Lara, 1997): (1) Xochi-

calco (Barremiano-Aptiano medio), constituida de calizas de espesor variable, con intercalaciones de pedernal; (2) Morelos (Albiano inferior-Cenomaniano), la cual sobreyace discordantemente a la unidad anterior y está constituida por una secuencia de calizas y dolomitas interestratificadas con bandas, nódulos y lentes de pedernal; (3) Cautla (Turoniano), que consta de calizas masivas, que incluyen nódulos y lentes de pedernal; y (4) Mexcala (Coniaciano-Campaniano medio), una secuencia de flysch constituida de estratos de calizas arcillosas, limolitas y lutitas.

### Terciario

El período se inicia con el Grupo Balsas (Eoceno medio-Oligoceno medio), que incluye evaporitas, calizas de ambiente lacustre, conglomerados calcáreos y volcánicos, areniscas, brechas y tobas volcánicas con lavas interestratificadas (Fries, 1956, 1966; Schlaepfer, 1968; De Cserna y Fries, 1981; Rodríguez-Lara, 1997; García-Palomo *et al.*, 2001). Sobreyaciendo a esta unidad, aparece una secuencia de andesitas y dacitas, cuya edad oscila entre 29 y 16 Ma (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989) y que constituyen las unidades Riolita Tilzapotla y Formación Xochitepec. Fries (1956, 1966) reportó la presencia de la Riolita Tilzapotla en los alrededores de Cuernavaca y en el sur del estado de Morelos, constituida por rocas volcánicas de composición ácida. García-Palomo *et al.* (2001) reportaron afloramientos

de la Formación Tilzapotla (una ignimbrita de color rosa con 300 m de espesor) en la parte occidental de la SCN. Morán-Zenteno *et al.* (1998, 1999) reportaron que el vulcanismo del Oligoceno en el área de Taxco consiste de una secuencia de 800 m de espesor, formada por ignimbritas riolíticas, flujos de lava y cenizas. La parte inferior de la secuencia presenta edades entre 38.2 y 35.5 Ma, mientras que en la parte superior varía entre 32.4 y 31.6 Ma. La Formación Xochitepec está constituida por tobas, brechas y otros productos volcánicos de composición andesítica y dacítica (Mooser, 1957; Schlaepfer, 1968).

La Formación Tepoztlán (Mioceno) está constituida por una secuencia de material volcánico (flujos piroclásticos) y volcanoclástico (depósitos de lahares), que en conjunto tienen un espesor total de ~800 m y con un ligero buzamiento hacia el norte. Esta unidad se caracteriza por mostrar rasgos que testifican una fuerte erosión (Fries, 1960; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Ávila Bravo, 1998). Márquez-González (1998) señaló que, debido a la falta de trabajos detallados, no es posible establecer si la Formación Tepoztlán representa el vulcanismo inicial del CVM o debe considerarse como parte del magmatismo terciario de la Sierra Madre del Sur (Morán-Zenteno *et al.*, 1999).

Macías *et al.* (1997) reportaron una serie de derrames basálticos, con un espesor de 100 a 500 m que sobreyacen a la Formación Tepoztlán y la llamaron *secuencia máfica basal*. Por su parte, Fries (1960) reportó que la Andesita Zempoala (Mioceno medio-Plioceno superior), que sobreyace a la Formación Tepoztlán, está constituida por andesitas interestratificadas con brechas volcánicas, derrames de lava y depósitos volcanoclásticos, con un espesor total de ~800 m (Fries, 1960). La Formación Las Cruces (Plioceno superior-Pleistoceno inferior) consta de dos miembros (Delgado-Granados y Martín del Pozzo, 1993). El inferior, la brecha piroclástica Cantimplora, constituido por una secuencia de brechas piroclásticas, flujos de ceniza y lahares, con espesor de ~150 m. La Dacita Apululco constituye el miembro superior de esta unidad y presenta un espesor de ~400 m. La Formación Ajusco (Plioceno superior - Pleistoceno medio) sobreyace a la unidad anterior y esta constituida por domos y flujos de lava con composición andesítica y dacítica, así como depósitos piroclásticos y de avalancha (Delgado *et al.*, 1998).

La Formación Cuernavaca (Plioceno superior) tiene una litología compleja, consistente de conglomerados que, en conjunto, forman un abanico aluvial de grano medio con fragmentos de material volcánico terciario, sobre el que se ha construido gran parte de la ciudad de Cuernavaca, Morelos (Fries, 1960; Rodríguez-Lara, 1997).

### Cuaternario

Lo representan la Andesita Ajusco (Delgado-Granados y Martín del Pozzo, 1993), la Formación Chichinautzin, y aluviación. La Andesita Ajusco (Pleistoceno

medio) se compone de bloques andesíticos de color rojizo y espesores de hasta 900 m. La Formación Chichinautzin (Pleistoceno superior-Reciente), objeto de este estudio, está constituida por material volcánico de espesor variable (hasta de 1,800 m) emitido por volcanes monogenéticos. El aluviación está constituido por depósitos de sedimentos fluviales y suelos.

### Características de la actividad volcánica en la SCN

Swinamer (1989) clasificó a la SCN como un campo de conos cineríticos tipo plataforma. Estos campos se caracterizan por ser terrenos volcánicos con una topografía relativamente plana, en asociación con extensos flujos de lava (Settle, 1979). En la SCN se han identificado 221 volcanes monogenéticos (Figura 2), los cuales se distribuyen en el Distrito Federal, Morelos y el Estado de México. Los materiales volcánicos ocupan ~2,400 km<sup>2</sup> entre las coordenadas 98°40'W a 99°40'W y 18°30'N a 19°30'N (Márquez *et al.*, 1999c).

La actividad volcánica en la SCN se caracteriza por conos de escoria con flujos de lava asociados, volcanes tipo escudo y domos de lava (Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1982; Martín del Pozzo *et al.*, 1997; Márquez *et al.*, 1999c). Es importante señalar que existen diferencias marcadas entre los valores de parámetros geomorfológicos ( $H$  = altura desde la base del cono,  $D_B$  = diámetro basal,  $D_C$  = diámetro de cono,  $A$  = área que cubre la estructura volcánica,  $L$  = longitud de flujos de lava,  $E$  = espesor de flujos de lava) reportados por diferentes autores. En esta reseña, se manejarán los datos reportados por Márquez González (1998) y Márquez *et al.* (1999c), salvo que se señale otra fuente, ya que la información está respaldada por la aplicación de una metodología detallada para el análisis de la información geológica y tectónica de la SCN, que incluyó cartografía geológica utilizando imágenes de satélite y mapas topográficos, desarrollo de modelos digitales de elevación y validación con trabajo de campo.

### Conos de ceniza

Constituyen ~91 % (201 aparatos) de las estructuras volcánicas en la SCN (Márquez González, 1998). Bloomfield (1975), Martín del Pozzo (1982) y Martín del Pozzo *et al.* (1997) señalaron que los conos cineríticos en la SCN fueron producidos por erupciones estrombolianas moderadas o violentas. Martín del Pozzo (1982) reportó una densidad de ~0.15 conos/km<sup>2</sup> en la parte central, mientras que Bloomfield (1975) estimó ~0.10 conos/km<sup>2</sup> para la parte occidental. Los conos muestran valores de  $H$  = 20-300 m (promedio: 104 m),  $D_B$  = 200-1,600 m (promedio: 644 m),  $D_C$  = 50-500 m (promedio: 225 m) y  $H/D_B$  = 0.004-0.525. Swinamer (1989) mencionó como ejemplos de conos de cenizas al volcán Chichinautzin ( $H$  ~350 m;  $D_B$  ~7 km;  $A$  ~118 km<sup>2</sup>) y al volcán Tlaloc ( $H$  ~180 m;  $D_B$  ~1 km;  $A$  ~85 km<sup>2</sup>).

### Volcanes tipo escudo

Representan ~4.5 % (10 aparatos) del total de las estructuras, con valores de  $D_B = 5-10$  km. Están constituidos principalmente por flujos de lava, en cuya cima se localiza, en ocasiones, un cono de ceniza. Los volcanes escudo de la SCN muestran semejanza en tamaño y morfología a aquellos que se localizan en el campo Michoacán-Guanajuato (Hasenaka, 1994). Swinamer (1989) mencionó como ejemplos de volcanes escudo al Pelado ( $H = 600$  m,  $D_B = 10$  km;  $A = 64$  km<sup>2</sup>) y al Teuhtli ( $H \sim 500$  m;  $D_B = 7$  km;  $A = 36$  km<sup>2</sup>).

### Flujos de lava

Presentan una morfología de tipo compuesto (Martín del Pozzo, 1982) y se consideran producto de un vulcanismo tipo hawaiano (Cas y Wright, 1996). Específicamente, los flujos muestran características *aa* y, en menor proporción, *pahoehoe* (McGehee, 1976; Martín del Pozzo, 1982; Martín del Pozzo *et al.*, 1997; Márquez *et al.*, 1999c). Presentan valores de  $E = 10-70$  m y  $L = 1-13.5$  km. Algunos ejemplos típicos de flujos de lava son observados en el volcán Xitle ( $L \sim 13$  km,  $A \sim 70$  km<sup>2</sup>; Márquez *et al.*, 1999c) y el Cerro del Agua ( $L \sim 11.6$  km,  $A \sim 19$  km<sup>2</sup>; Swinamer, 1989). Por otro lado, Cañón-Tapia *et al.* (1995) estudiaron la variación de anisotropía de susceptibilidad magnética en 5 flujos de lava del Xitle y su correlación con características geomorfológicas (*e.g.*, espesor, viscosidad, etc.). Los autores reportan que es posible inferir la dirección de flujos de lava a partir de estas mediciones, ya que el máximo de anisotropía sigue la dirección del movimiento local.

### Domos de lava

Estas estructuras representan ~4.5% del total (10 aparatos) y se encuentran constituidas por flujos de lava de gran espesor tipo *coulé* o *low-dome* (Cas y Wright, 1996). Algunos ejemplos de estas estructuras, señalados por Márquez *et al.* (1999c), son Mesa La Gloria ( $H \sim 200$  m,  $L \sim 13$  km,  $A \sim 18$  km<sup>2</sup>), el domo Tabaquillo ( $H \sim 200$  m,  $L \sim 5.5$  km,  $A \sim 8$  km<sup>2</sup>) y el domo Xicomulco ( $H \sim 100$  m,  $L \sim 9$  km,  $A \sim 9$  km<sup>2</sup>).

Por otro lado, Márquez *et al.* (1999c) reportaron adicionalmente la presencia de depósitos hidromagmáticos, compuestos de capas de ceniza con espesores de algunos centímetros, con abundantes laminaciones paralelas y caracterizados por estratificación cruzada. Estos depósitos se han encontrado asociados a varios volcanes tipo escudo (*e.g.*, Pelado, Tres Cruces) y a algunos conos cineríticos. La posibilidad de erupciones hidromagmáticas aumenta el riesgo volcánico potencial en esta región.

### Geocronología

Con base en mediciones paleomagnéticas y datos geocronológicos de <sup>14</sup>C, se sabe que la actividad volcánica en la SCN ocurrió durante el Cuaternario. Mooser *et*

Tabla 1. Edad de los productos volcánicos de la Sierra de Chichinautzin, determinada por el método radiométrico de <sup>14</sup>C, reportada en la literatura.

Volcán	Edad (años)	Referencia	
Pelado	< 1,000	Delgado <i>et al.</i> (1997)	
	4,070 ± 150	Martín del Pozzo (1989); Kirianov <i>et al.</i> (1990)	
	Xitle	1,430 ± 200	Heizer y Bennyhoff (1958)
		1,745 ± 50 <sup>a</sup>	Delgado-Granados <i>et al.</i> (1999)
		1,945 ± 55 <sup>a</sup>	
		1,975 ± 60	Deevey <i>et al.</i> (1959)
		2,025 ± 55 <sup>a</sup>	Delgado <i>et al.</i> (1999)
		2,030 ± 60	
		2,030 ± 60 <sup>a</sup>	Córdova <i>et al.</i> (1994)
		2,040 ± 200	Crane y Griffin (1958)
2,090 ± 70 <sup>a</sup>	Córdova <i>et al.</i> (1994)		
2,400 ± 100	Libby (1955)		
2,422 ± 250	Arnold y Libby (1951)		
2,965 ± 85 <sup>a</sup>	Delgado <i>et al.</i> (1999)		
3,200 ± 50	Kirianov <i>et al.</i> (1990)		
3,250 ± 10	Martín del Pozzo (1989)		
4,690 ± 70 <sup>a</sup>	Córdova <i>et al.</i> (1994)		
Tres Cruces	8,390 ± 100	Bloomfield (1975)	
	8,490 ± 40		
Tetepetl	8,390 ± 440	Bloomfield (1973)	
	8,440 ± 440		
	8,700 ± 180		
Cima	10,160 ± 70	Martín del Pozzo (1989)	
	10,410 ± 80	Martín del Pozzo (1989); Kirianov <i>et al.</i> (1990)	
Oyameyo	13,755 ± 95	Wallace y Carmichael (1999)	
Raíces	15,570 ± 300	Martín del Pozzo (1989); Kirianov <i>et al.</i> (1990)	
	15,740 ± 80	Martín del Pozzo (1989)	
Tres Cumbres	16,700 ± 150		
	18,680 ± 120		
	23,200 ± 300	Martín del Pozzo (1989); Kirianov <i>et al.</i> (1990)	
Cuauatl	19,630 ± 160	Bloomfield (1975)	
Malinale	18,900 ± 600		
Tezontle	21,860 ± 540		
Molcajete	30,200 ± 1,120		
Coaxusco	38,590 ± 3,210		

<sup>a</sup>Edades corregidas con respecto a  $\delta^{13}C$ .

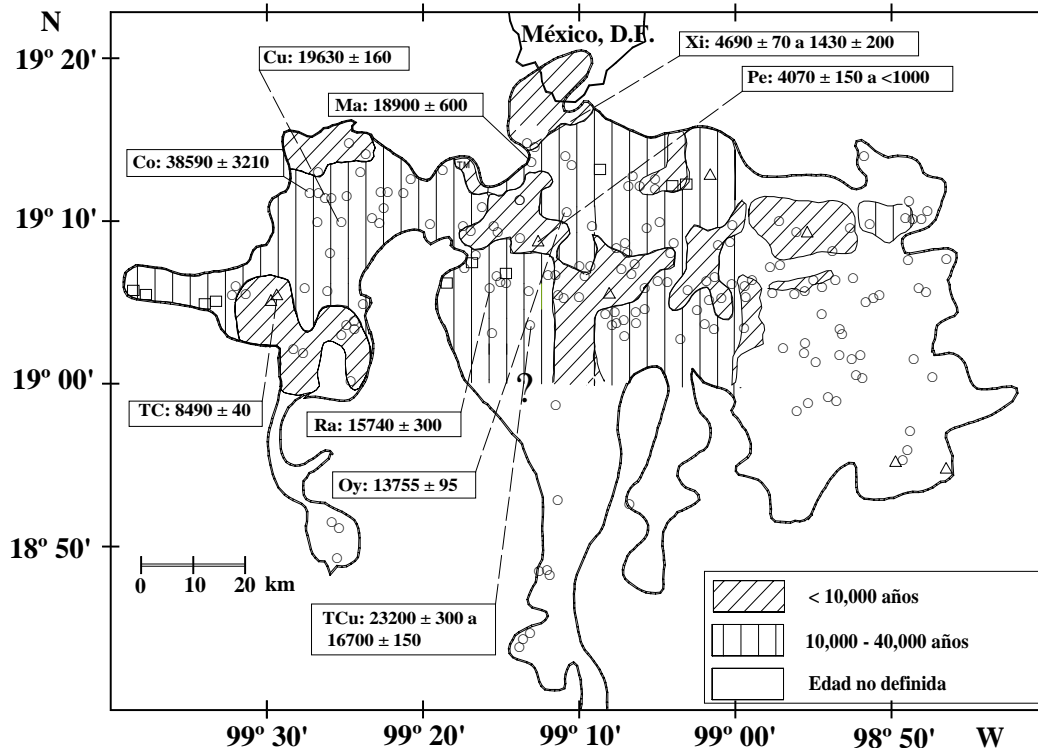


Figura 3. Localización de sitios de muestreo para estudios geocronológicos y edades  $^{14}\text{C}$  reportadas en la literatura (Tabla 1). Co = Coaxusco, Cu = Cuauatl, Ma = Malinalte, Oy = Oyameyo, Pe = Pelado, Ra = Raíces, TC = Tres Cruces, TCu = Tres Cumbres, Xi = Xitle.

al. (1974), Herrero y Pal (1978), Böhnelt *et al.* (1990) y Urrutia-Fucugauchi y Martín del Pozzo (1993) reportaron que el paleomagnetismo de la SCN muestra siempre una polaridad normal y correlacionable con el cron normal de Brunhes. De esta forma, la actividad volcánica presenta edades inferiores a 700,000 años.

Por otro lado, aplicando el método geocronológico de  $^{14}\text{C}$  en materia orgánica carbonizada y paleosuelos presentes en flujos volcánicos, se determinó la edad de los productos volcánicos de la SCN (Tabla 1; Figura 3). Sin embargo, Delgado *et al.* (1998) señalaron que en la mayoría de estas determinaciones no hubo un control estratigráfico adecuado y las edades no fueron corregidas adecuadamente con respecto a  $\delta^{13}\text{C}$ . De forma general, se puede señalar que la actividad en la SCN se inició hace  $\sim 40,000$  años. Kirianov *et al.* (1990), con base en fechamientos de  $^{14}\text{C}$  en la zona central de la SCN y datos de geoquímica de elementos mayores, distinguieron tres etapas de manifestaciones volcánicas: etapa 1, consistente en emisión de andesitas y dacitas: 30,000-23,000 años; etapa 2, emisión de basaltos a dacitas: 22,000-4,000 años; etapa 3, comenzó hace  $\sim 3,000$  años con la emisión de basaltos. Sin embargo, estos autores señalaron que no se logró definir si la actividad continúa actualmente.

Las edades reportadas para la actividad volcánica en la SCN coinciden con las de la actividad del Nevado

de Toluca y el Popocatepetl. Bloomfield y Valastro (1974) reportaron edades de 25,000 y 11,600 años para dos importantes depósitos plinianos eruptados por el Nevado de Toluca. Finalmente, estudios geocronológicos  $^{14}\text{C}$  (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Nixon, 1987, 1988) han demostrado que la actividad volcánica que dio lugar a las Sierras de las Cruces y Zempoala (2.87-0.39 Ma) y la del Iztaccíhuatl (0.9 a 0.08 Ma) precedió a la observada en la SCN.

Bloomfield (1975) y Martín del Pozzo (1982, 1989) estimaron en  $\sim 80 \text{ km}^3$  el volumen mínimo que fue emitido en la SCN. Sin embargo, a partir del análisis de mapas topográficos y modelos de elevación digital, Márquez *et al.* (1999c) reportaron un volumen mucho mayor ( $\sim 470 \text{ km}^3$ ). Cabe destacar que la tasa de erupción en la SCN ( $470 \text{ km}^3$  en 40,000 años =  $11.75 \text{ km}^3/1,000$  años) ha sido mucho más alta, en comparación con la observada en toda la historia eruptiva del Popocatepetl ( $600 \text{ km}^3$  en  $\sim 300,000$  años =  $\sim 2 \text{ km}^3/1,000$  años) o en su actividad más reciente ( $30 \text{ km}^3$  en 50,000-30,000 años =  $0.6 - 1.0 \text{ km}^3/1,000$  años). Finalmente, debido al gran volumen de material eruptado a una relativa alta velocidad, el vulcanismo de la SCN tuvo en los pasados 10,000 años un profundo impacto social, morfológico y climático en el centro de México (Martín del Pozzo *et al.*, 1997). En este sentido, Scandone (1979) realizó una evaluación preliminar del peligro volcánico en la SCN y estimó una



tasa de erupción media de  $0.31 \times 10^{-3}$  erupciones/año. Además, señaló que la máxima probabilidad de erupción en el sur del valle de México está situada en una banda este-oeste que pasa a través de la SCN, por lo que recomendó que la expansión del área metropolitana de la Ciudad de México debería alejarse de esta zona.

### Geología estructural

Márquez *et al.* (1999c) señalaron que el estudio de la tectónica en la SCN se dificulta, debido a la actividad volcánica reciente y la vegetación intensa, lo cual complica la identificación de las estructuras geológicas. No obstante, en las zonas aledañas a la SCN identificaron evidencias de la actividad tectónica. Por ejemplo, Johnson y Harrison (1990), con base en el estudio de imágenes de satélite, reportaron la presencia de fallas normales y de rumbo, con una orientación este-oeste y N60°E, en el límite norte de la SCN. Algunas de estas fallas, por ejemplo el sistema Acambay, se consideran sísmicamente activas (Suter *et al.*, 1995). En el límite oeste de la SCN, área de Tenango, se identificaron sistemas de fallas normales este-oeste con arreglo *en echelon*, cuya morfología es similar a la que muestran las fallas Venta de Bravo y Pastores (García *et al.*, 1996). Fries (1960) reportó la presencia de fallas normales en el valle de Cuernavaca, las cuales afectaron depósitos cuaternarios. Finalmente, una serie de sismos de pequeñas magnitudes (< 4) y focos someros (< 50 km) han sido registrados en la SCN (Yamamoto y Mota, 1988; De Cserna *et al.*, 1988; González-Pomposo y Valdés-González, 1995; UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995). En el sector central del CVM, desde Michoacán hasta el Pico de Orizaba, no se han registrado sismos con una profundidad > 60 km (Nixon, 1982, 1987; Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1995).

Nakamura (1977) señaló que los conos volcánicos en una región activa aparecerán alineados de manera perpendicular al esfuerzo mínimo horizontal ( $\sigma_3$ ). En la literatura, varios autores han señalado que los conos volcánicos en la SCN se encuentran alineados preferencialmente en una orientación este-oeste (Fries, 1966; Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1982; Márquez *et al.*, 1997, 1999c), aunque otros mencionan una dirección preferencial N60°E (Demant, 1981; De Cserna *et al.*, 1988; Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). De esta manera, Márquez *et al.* (1999c) propusieron un ambiente extensional en la SCN, con  $\sigma_3$  en una dirección norte-sur y  $\sigma_1$  en una dirección este-oeste, acompañada de una componente de rumbo sinistral N60°E. Este modelo es corroborado, por ejemplo, con el análisis del mecanismo focal del sismo de Milpa Alta (profundidad ~ 12 km), interpretado como un evento de fallamiento normal con una componente de rumbo sinistral importante (~50%; UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995). Este régimen extensional en la zona y el conse-

cuento rompimiento cortical facilitaron indudablemente la erupción por los volcanes monogenéticos.

## SIERRA DE CHICHINAUTZIN – ESTUDIOS PETROGRÁFICOS Y GEOQUÍMICOS

### Cobertura de muestreo y petrografía

En la mayoría de los trabajos previos en la SCN se realizó un muestreo que no cubrió todo el campo monogenético. Adicionalmente, algunos de ellos no incluyeron coordenadas geográficas de los puntos de muestreo (Tabla 2). De esta forma, Gunn y Mooser (1971) y Negendank (1972a, 1973a,b) se concentraron en una pequeña zona al sur de la Ciudad de México. En el mismo sentido, Bloomfield (1975) sólo estudió la parte oriental de la SCN, mientras que Martín del Pozzo (1989) se dedicó únicamente a la sección central del campo monogenético.

La Figura 4 presenta la ubicación de los sitios de muestreo de los trabajos realizados por Swinamer (1989), Wallace y Carmichael (1999) y Verma (1999, 2000a). Swinamer (1989) restringió su muestreo a la parte oriental de la SCN, mientras que Wallace y Carmichael (1999) realizaron el muestreo más completo en la zona aunque, como se verá más adelante, sólo analizaron elementos mayores y algunos traza, acompañados de información sobre la composición química de olivino. Por otro lado, Verma (1999, 2000a) cubrió la mayor parte de la SCN, aunque el número de muestras fue muy reducido. Sin embargo, en estos trabajos se reportó información geoquímica e isotópica de Sr, Nd y Pb.

Las características petrográficas de las rocas volcánicas de la SCN fueron reportadas por varios autores (*e.g.*, Gunn y Mooser, 1971; Negendank, 1972a,b; Bloomfield, 1975; Martín del Pozzo, 1989; Swinamer, 1989; Rodríguez-Lara, 1997; Márquez González, 1998; Delgado-Granados *et al.*, 1999; Wallace y Carmichael, 1999). En general, las rocas de la SCN se caracterizan por mostrar una textura porfírica con < 26 % de fenocristales, algunas de las cuales presentan un alto porcentaje de vesículas (~6-10%) y pueden clasificarse en tres grupos petrográficos:

#### Grupo 1

Presentan  $Ol \pm Plg$  como fenocristales, aunque en ocasiones incorpora clinopiroxeno. El olivino ocurre en forma de fenocristales euhedrales que contienen abundantes inclusiones de espinela. La matriz incluye los mismos minerales, destacando la abundancia de plagioclasa, y además minerales opacos (titanomagnetita, ilmenita) y vidrio.

#### Grupo 2

En las rocas de este grupo aparece ortopiroxeno como fenocristal, el cual se combina con  $Plg \pm Ol \pm Cpx$  para

Tabla 2. Análisis de elementos mayores y traza para la SCN (1971 - 1999).

Autores	N <sup>a</sup>	Coord <sup>b</sup>	Elementos Mayores	Método <sup>c</sup>	Elementos Traza	Método	MRG <sup>d</sup>	Precisión Analítica <sup>e</sup>	Lab <sup>f</sup>
Gunn y Mooser (1971)	9	Si	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, Na, P	XRF AA CL	Cr, Cu, Ni, Pb, Rb, Th, Zn	XRF	AGV-1	--	A
Negendank (1972a) Richter y Negendank (1976)	11	No	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P	XRF	La, Ce, Ba, Co, Cr, Cu, Ni, Nb, Pb, Rb, Sr, Th, U, V, Y, Zn, Zr	XRF	BCR-1, BR, BM, AGV-1, W-1, NIM-N, NIM-S, G-2	--	B
Bloomfield (1975)	30	No	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P	XRF	--	--	--	--	C
Pal y Urrutia-Fucugauchi (1977) Pérez-R. <i>et al.</i> (1979)	3	Si	Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, P	GRV AA FP CL	La-Lu, Cs, Co, Cu, Ga, Ge, Hf, Nb, Ni, Pb, Rb, Sb, Sc, Sr, Ta, Th, U, Y, Zn, Zr	INAA	BCR-1, AGV-1	EM: 5-10 % ET: 5-40%	D
Verma y Armienta-H. (1985)	8	Si	Si, K	GRV IDMS	Ba, Cs, Rb, Sr	IDMS	--	EM: <5%	E
Martín del Pozzo (1989)	47	No	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P	XRF CM	Ba, Co, Cr, Ga, Nb, Ni, Rb, Sr, Th, Zn	AA XRF	BR, SY-2, DR-N, SA, GS-AL	--	F
Swinamer (1989)	64	Si	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P	XRF	Ba, Cr, Nb, Ni, Rb, Sr, V, Y, Zr	XRF	NIM-N, SY-2, BHVO-1	EM: <10% ET: <30%	G
Wallace y Carmichael (1999)	90	Si	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P	EXRF	La, Ce, Ba, Cu, Ga, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Y, Zn, Zr	EXRF	RGM-1, W-2, PCC-1, AGV-1 (sólo para Nb)	EM: <5% ET: 0.6-10%	H
Verma (1999, 2000a)	22	Si	Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P	XRF	La-Lu, Ba, Co, Cr, Cu, Hf, Nb, Ni, Ta, Th, U, V, Y, Zn, Zr, Cs, Rb, Sr	HPLC XRF IDMS	BCR-1, BIR-1, BR, BHVO-1, BE-N, JB-1a, JB-2, JB-3, AGV-1, JA-1, JA-2, JA-3, RGM-1, JR-1, JR-2, W-1, W-2, DNC-1, MRG-1, JGb-1, DR-N, GSP-1, NIM-L, NIM-N, NIM-P, AN-G, GA, GH, JF-1, JF-2	EM: <5% ET <sub>XRF</sub> : 5-10% HPLC: 1-5% IDMS: 0.5-2%	I

<sup>a</sup>Número de muestras analizadas. <sup>b</sup>Reporte de coordenadas geográficas. <sup>c</sup>Método de análisis: CM = Métodos clásicos por vía húmeda no especificados, GRV = Gravimetría, CL = Colorimetría, AA = Absorción Atómica, FP = Fotometría de flama, XRF = Fluorescencia de Rayos-X, EXRF = Fluorescencia de Rayos-X de tipo dispersivo de Energía, INAA = Análisis por activación de neutrones, HPLC = Cromatografía líquida de alta resolución, IDMS = Espectrometría de masas con dilución isotópica. <sup>d</sup>MRG = Materiales de referencia geoquímica utilizados en la calibración o en la evaluación de los métodos analíticos. <sup>e</sup>Reporte de precisión analítica: EM = Elementos mayores, ET = Elementos traza. <sup>f</sup>Laboratorios: A = Dept. de Géologie, Univ. de Montréal, Montréal; B = Geologisches Institut, Universität Mainz, Mainz; C = Instituto de Geología, UNAM, México; D = Lab. de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, UNAM, México; E = University of Rhode Island, Rhode Island; F = Instituto de Geofísica, UNAM, México, (CM); Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca (XRF); Universität Giessen, Giessen (XRF); Universität Trier, Trier (AA); G = Queen's University, Kingston, Ontario; H = University of California, Berkeley; I = Universität Mainz, Mainz (XRF); Max-Planck Institut für Chemie, Mainz (IDMS).

dar lugar a una variedad de mineralogías. La matriz se compone de piroxeno, plagioclasa y minerales opacos.

### Grupo 3

Caracterizada por mostrar abundantes texturas de desequilibrio mineralógico (fenocristales de olivino con bordes de reacción de *Opx*; coexistencia de *Ol* y cuarzo, fenocristales de plagioclasa y piroxeno con zonación oscilatoria), y por la presencia de minerales hidratados, tales como anfíbol (hornblenda) o biotita.

### Metodología analítica y validez de datos geoquímicos

En la mayoría de los trabajos revisados, se detectaron algunas prácticas inadecuadas en el desarrollo de la metodología analítica. Un problema generalizado es que raramente se describe el procedimiento analítico aplicado por los autores, así como la precisión y exactitud analítica (Tabla 2). Por ejemplo, Bloomfield (1975) reportó información de elementos mayores, pero no señaló detalle alguno del método analítico. Negendank (1973a,b) en su proceso analítico incluyó materiales de referencia geoquímica (MRG) para establecer un control analítico, pero no reportó los datos obtenidos y su comparación con la literatura. Martín del Pozzo (1989) analizó los elementos mayores por métodos de vía húmeda y fluorescencia de rayos X (XRF, *X-ray fluorescence*),

mientras que para elementos traza aplicó XRF y absorción atómica (AAS, *atomic absorption spectrometry*). No obstante, sólo en el caso de AAS reportó, en el proceso de calibración, la aplicación de los granitos SA y GS-AL, la diorita DR-N, la sienita SY-2 y el basalto BR, aunque no hizo mención alguna de la evaluación de precisión y exactitud analítica. Por otro lado, Wallace y Carmichael (1999) aplicaron XRF para el análisis de elementos mayores y traza, reportando el método de preparación de muestras y las incertidumbres analíticas para cada elemento. Sin embargo, no dieron detalle alguno acerca de las condiciones del sistema XRF ni sobre el grupo de MRG utilizados en la calibración, salvo en el caso de Nb, siendo éste el más crítico en las implicaciones petrogenéticas. Para este elemento utilizaron solamente cuatro MRG (peridotita PCC-1, diabasa W-1, riolita RGM-1 y andesita AGV-1). Sin embargo, para construir las curvas de calibración de XRF para elementos mayores y traza se emplean generalmente varias decenas de materiales (*e.g.*, Verma *et al.*, 1992). Aún más crítico para la calibración de XRF por Wallace y Carmichael (1999) fue que los valores de concentración promedio utilizados para estos MRG presentan incertidumbres relativamente altas que pueden afectar en gran medida la determinación analítica. Esto es especialmente grave para el caso de PCC-1, ya que al presentar la más baja concentración de Nb en el grupo de MRG ( $1 \pm 0.6$  ppm; Gladney *et al.*, 1991), tiene una gran influencia en la in-

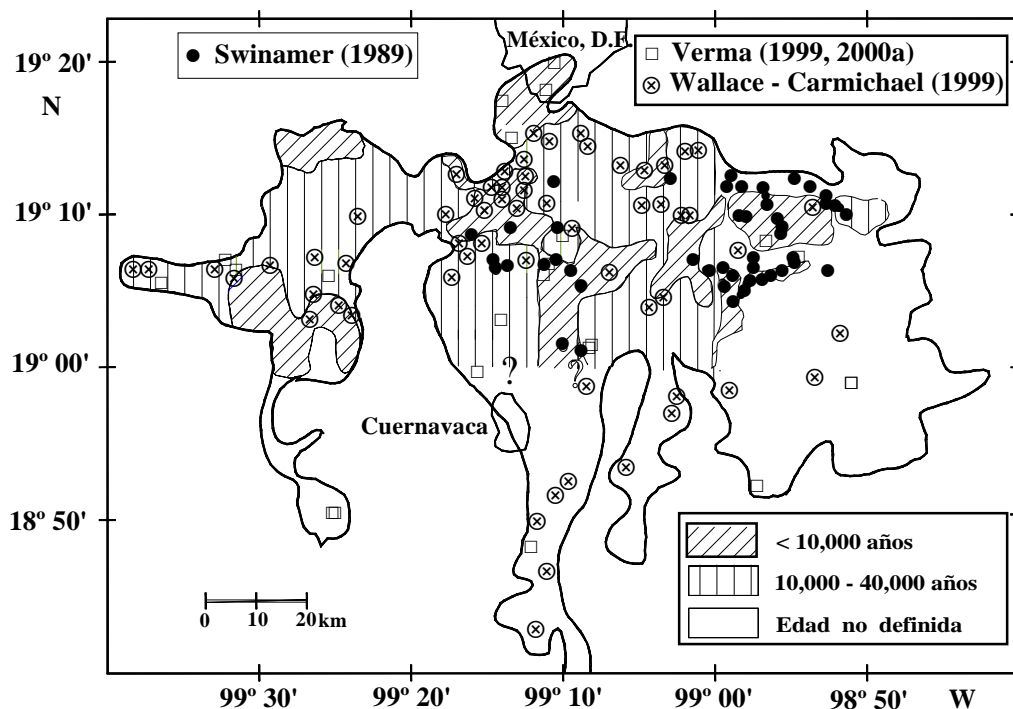


Figura 4. Distribución de los sitios de muestreo para estudios geoquímicos realizados en la SCN por Swinamer (1989), Wallace y Carmichael (1999) y Verma (1999, 2000a).

tersección de la curva de calibración. En este sentido las calibraciones y el control de los métodos analíticos debe realizarse utilizando MRG cuyos valores de concentración sean suficientemente homogéneos y bien establecidos (ISO, 1989; Johnson, 1991; De Bièvre *et al.*, 1996; Verma, 1997b). Por otro lado, es interesante señalar que si bien Verma (1999, 2000a) no presentó información analítica de forma explícita, sí hizo referencia a trabajos en donde se describe el método de análisis, así como la estimación de precisión y exactitud analítica (XRF para elementos mayores y algunos elementos traza; Verma *et al.*, 1992; cromatografía líquida para lantánidos y espectrometría de masas con dilución isotópica (IDMS, *isotope dilution mass spectrometry*) para elementos traza; Verma 1991a, b).

Por otro lado, se utilizaron métodos que no son aplicables para el análisis de algunos elementos a ciertos niveles de concentración. Wallace y Carmichael (1999) aplicaron XRF para el análisis de La. Sin embargo, el 20% de los datos (18 de 91 muestras) fueron menores a 15 ppm, concentración que ha sido reportada como límite de detección de XRF en materiales geológicos (Potts, 1993). Wallace y Carmichael (1999) también determinaron Nb aplicando XRF, reportando concentraciones de ~6 ppm para el 42% de las muestras analizadas (38 de 91 muestras). Sin embargo, esta información podría no tener una exactitud aceptable, ya que una concentración de 6 ppm ha sido reportada como límite de detección típico de XRF para el análisis de Nb en materiales geológicos (Potts, 1993). Adicionalmente, el método de calibración utilizado de Wallace y Carmichael (1999) tampoco fue adecuado, como fue señalado por Márquez *et al.* (1999c). Davidson (1996) señaló que existen pocos datos con alta calidad de Nb en rocas primitivas y sugiere que esta deficiencia puede superarse con la aplicación de la tecnología actual de ICP-MS.

A pesar de la gran importancia de los datos isotópicos para problemas de petrogénesis, pocos autores reportaron información isotópica para la SCN. Verma y Armienta-H. (1985) reportaron información de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en ocho muestras provenientes de la SCN, incluyendo a los MRG de uso interno basalto BCU-1 y dacita DCC-1 (Pérez *et al.*, 1979). Los análisis se realizaron en la Universidad de Rhode Island (E.U.), y la información de precisión y exactitud analítica del método TIMS (Espectrometría de Masas de Ionización Térmica) para relaciones isotópicas de Sr fue incluida en Verma (1981) y Verma y Armienta-H. (1985). Posteriormente, Martín del Pozzo *et al.* (1989) reportaron datos isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en seis muestras de la SCN por TIMS (Instituto de Física, UNAM). Finalmente, Verma (1999, 2000a) reportó información isotópica de Sr, Nd y Pb para dieciocho muestras, aplicando TIMS en el Max-Planck-Institut für Chemie (Mainz, Alemania). La descripción de procedimiento de análisis y la incertidumbre del método fueron reportados por Verma (1992), además de incluir esta información en los propios trabajos de la SCN.

## Manejo e interpretación de la información geoquímica

La información geoquímica de la SCN fue utilizada en los trabajos revisados (Tabla 3) para clasificar los magmas y, en algunos casos, desarrollar un modelado cuantitativo. A partir de estos resultados, que se detallan a continuación, algunos de los autores propusieron modelos sobre el origen y la evolución magmática en la SCN. En cada apartado, cuando se ha considerado necesario, se hacen observaciones, en ocasiones con ayuda de alguna figura, sobre la forma en que se manejó la información y las interpretaciones que se reportaron en estos trabajos.

### Composición en minerales normativos

La mayoría de los datos de minerales normativos fueron calculados siguiendo la norma CIPW (Kelsey, 1965), aunque Negendank (1972a, 1973a,b) y Richter y Negendank (1976) reportaron resultados de la norma Rittmann (1967). Es importante señalar que el cálculo de la norma CIPW aplicando diferentes programas de cómputo no siempre genera los mismos resultados. Además, salvo Swinamer (1989), Wallace y Carmichael (1999) y Verma (1999, 2000a), los trabajos no señalan si se realizaron ajustes en la relación  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$  de las rocas, previo al cálculo de la norma CIPW. La variación en esta relación puede afectar significativamente la abundancia y naturaleza de los minerales normativos (Verma, 1997a). A pesar de estas diferencias, es posible señalar que las rocas de la SCN se distribuyen en cuatro grupos normativos: (1) magmas máficos con *hy + ol*, (2) magmas máficos con *ne + ol*, (3) magmas evolucionados con *hy + ol*, (4) magmas evolucionados con *hy + qz*. Cabe mencionar que en el presente manuscrito se utilizará el término *máfico* como sinónimo de roca básica ( $\text{SiO}_2 = 45\text{-}52\%$  en base seca) en la clasificación de Le Bas *et al.* (1986). El término "evolucionado" será aplicado para agrupar a las rocas intermedias ( $\text{SiO}_2 = 52\text{-}63\%$ ) y ácidas ( $\text{SiO}_2 > 63\%$ ) del diagrama TAS.

### Clasificación de los magmas

La clasificación de los magmas en la mayor parte de los trabajos, con excepción de Negendank (1972a, 1973a,b) y Richter y Negendank (1976), que utilizaron como criterio la composición normativa, se realizó por medio de los diagramas  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (MacDonald y Katsura, 1964; Irvine y Baragar, 1971; Cox *et al.*, 1979; Le Bas *et al.*, 1986),  $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$  (Peccerillo y Taylor, 1976) y AFM ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}^{\text{I}} - \text{MgO}$ ; Irvine y Baragar, 1971). De esta forma, en la SCN se identificaron basaltos, traquibasaltos, andesitas basálticas, traquiandesitas basálticas, andesitas y dacitas. La mayoría de los autores consideró a los magmas de la SCN como pertenecientes a la serie magmática calcálica (*e.g.*, Irvine y Baragar, 1971). Sin embargo, Bloomfield (1975) y Wallace y Carmichael (1999) identificaron magmas

Tabla 3. Manejo de información geoquímica para la SCN (1971 - 1999).

Autores	Clasificación de rocas <sup>a</sup>	Norma <sup>b</sup>	Diagramas de variación		Diagramas normalizados <sup>d</sup>	Diagramas de discriminación <sup>e</sup>
			Elementos mayores o minerales normativos <sup>c</sup>	Elementos traza o isotópicos		
Gunn y Mooser (1971)	[AB, A, D] <sub>CA</sub> (Petro)	No definida	* Harker - I.D. * Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> * MgO - SiO <sub>2</sub> * AFM * CaO-Na <sub>2</sub> O-K <sub>2</sub> O * (Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> +FeO)- (Na <sub>2</sub> O +K <sub>2</sub> O) - MgO * <i>di - plg - ol - qz</i>	* Ni - Cr * Trazas - I.D.	--	--
Negendank (1972a; 1973a,b) Richter y Negendank (1976)	[A, D, RD] <sub>CA</sub> (Norma)	Rittman	* Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> * K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> * AFM * ( <i>Feld-K</i> )- <i>plg-qz</i>	* Rb - SiO <sub>2</sub> * K <sub>2</sub> O - Rb	--	* τ - SiO <sub>2</sub> * log τ - log σ * Ti - Zr
Bloomfield (1975)	[A, D] <sub>CA</sub> [B] <sub>ALC</sub> (Quim)	CIPW	* Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> * CaO-Na <sub>2</sub> O-K <sub>2</sub> O * AFM	--	--	--
Pérez-R. <i>et al.</i> (1979)	B, D (Quim)	--	--	--	* REE / Condrita	--
Verma y Armienta-H. (1985)	[B,AB,A,D] <sub>CA</sub> (Quim)	--	* K <sub>2</sub> O- SiO <sub>2</sub>	--	--	--
Swinamer (1989)	[AB, A, D] <sub>CA</sub> [B] <sub>ALC</sub> (Quím)	CIPW	* Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> * K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> * FeO <sup>t</sup> / MgO - SiO <sub>2</sub> * Harker - SiO <sub>2</sub> * AFM	--	--	--
Wallace y Carmichael (1999)	[AB, A, D] <sub>CA</sub> [B, AB] <sub>ALC</sub> (Quim)	CIPW	* Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O - SiO <sub>2</sub> * Harker - SiO <sub>2</sub> * <i>ol - cpx - qz</i>	* Ba - SiO <sub>2</sub> * Nb - SiO <sub>2</sub> * Ce - SiO <sub>2</sub>	--	--
Verma (1999)	B, BTA (Quim)	CIPW	--	--	* REE / Manto * ME / MORB	* Ba - Nb * Th/Tb - Ta/Tb * V - Ti * Hf - Th - T
Verma (2000a)	BA, A, D (Quim)	CIPW	* TAS * (Mg-v) - SiO <sub>2</sub> * Harker - MgO	--	* REE / Condrita	--

<sup>a</sup>B =basalto, AB = andesita basáltica, A = andesita, D = dacita, RD = riodacita, R = riolita; Petro = clasificación con base en petrografía, Quim = clasificación con base en análisis químicos; CA = Rocas calcalcalinas; ALC = Rocas alcalinas. <sup>b</sup>Cálculo de composición mineralógica normativa de tipo Rittmann o CIPW (Kelsey, 1965). <sup>c</sup>Diagramas con minerales normativos presentados en cursiva; I.D. = Índice de diferenciación; ANOR =  $an / ([an + or] * 100)$ ;  $Q' = qz / ([qz + or + ab + an] * 100)$ ;  $F' = (ne + lc + ks) * 100 / [ne + lc + fs + or + ab + an]$ . <sup>d</sup>REE = Lantánidos; ME = multielementos. <sup>e</sup>τ =  $(Al_2O_3 - Na_2O) / TiO_2$ , σ =  $[(Na_2O - K_2O)^2 / SiO_2] - 43$  (Gottini, 1971).

máficos con características alcalinas, mientras que Swinamer (1989) identificó una hawaiita proveniente del volcán Cajete. Por otro lado, Verma (1999, 2000a) asignó un nombre a las rocas siguiendo a Le Bas *et al.* (1986), tomando en cuenta las recomendaciones de Middlemost (1989) para ajustar la relación  $Fe_2O_3/FeO$ , y las separó en magmas máficos (basaltos y andesitas traquibasálticas; normativos en *hy + ol*) y evolucionados (andesitas basálticas, andesitas y dacitas; normativos en *hy + qz*, excepto dos muestras que presentan *hy + ol*), como preparación a su modelación geoquímica.

En este punto, es importante hacer hincapié en el hecho de que el diagrama  $Na_2O + K_2O - SiO_2$ , propuesto por Le Bas *et al.* (1986) y conocido como diagrama TAS, es el recomendado por la Subcomisión sobre Sistemática de Rocas Ígneas (Le Maitre *et al.*, 1989) para la clasificación de rocas volcánicas. Desgraciadamente, en la comunidad de Ciencias de la Tierra en México, la clasificación se realiza muchas veces utilizando otros criterios o aplicando de manera equivocada el diagrama TAS, por ejemplo, graficando datos de óxidos que no han sido ajustados a base seca, sin utilizar una relación estándar para  $Fe_2O_3/FeO$  o incluyendo muestras alteradas. Ade-

más, se le asigna erróneamente implicaciones genéticas y/o tectónicas.

Con el objetivo de normalizar la información disponible de elementos mayores para la SCN, bajo los criterios recomendados en la literatura, se compiló información para 306 muestras reportada por diferentes autores (ver Tabla 2). La composición de las muestras se recalculó al 100% en base seca. Por medio de un programa de cómputo (Verma y Navarro de León, 1993), se reajustó la relación  $Fe_2O_3/FeO$  siguiendo las recomendaciones de Middlemost (1989), se calculó la norma CIPW y se asignó un nombre a cada roca, de acuerdo a las recomendaciones de Le Bas *et al.* (1986). Combinando la información petrográfica y geoquímica de elementos mayores, es posible definir cinco tipos generales de rocas en la SCN (T1-T5; Tabla 4). En la Figura 5 se presenta el diagrama TAS para las muestras compiladas de las que se dispone información completa de coordenadas de localización y análisis petroográfico (Swinamer, 1989; Wallace y Carmichael, 1999; Verma, 1999, 2000a).

Por otro lado, varios autores propusieron curvas en el diagrama TAS para distinguir entre rocas alcalinas y

Tabla 4. Tipos petrográficos y geoquímicos observados en la Sierra de Chichinautzin.

Tipo	Asociación mineralógica (Fenocristales) <sup>1</sup>							Intervalo de composición de elementos mayores				Ejemplo	
	Ol	Opx	Cpx	Pl	Hbl	Bt	Qz	%SiO <sub>2</sub>	%MgO	TAS <sup>3</sup>	CIPW <sup>4</sup>	Muestra	Referencia
T1	•			±				50.0 - 53.5	7.0 - 9.4	B, TB, BTA	<i>hy + ol</i>	CHI-13	Verma (2000a)
	•			±				49.0 - 52.0	7.8 - 10.2	B, TB, BTA	<i>ne + ol</i>	257	Wallace y Carmichael (1999)
T2	•		±	±				53.0 - 55.0	8.8 - 10.1	BTA, BA	<i>hy + qz</i>	SC85-14	Swinamer (1989)
T3	•	•		±				52.8 - 61.0	3.8 - 7.0	BTA, TA, A	<i>hy + ol,</i> <i>hy + qz</i>	296	Wallace y Carmichael (1999)
	•		•	±				55.0 - 59.0	4.0 - 7.4	BA, A	<i>hy + qz</i>	SC85-39	Swinamer (1989)
	•	•	•	±				57.0 - 62.0	3.0 - 6.0	TA, A	<i>hy + qz</i>	CHI-12	Verma (1999)
T4		•		±				58.0 - 65.0	2.9 - 4.5	TA, A, D	<i>hy + qz</i>	CHI-02	Verma (1999)
		•	•	•				59.0 - 65.0	2.7 - 6.0	A, D	<i>hy + qz</i>	CHI-03	Verma (1999)
T5	•	±	±	•	±		•	55.5 - 61.5	4.4 - 7.0	BTA, A	<i>hy + ol,</i> <i>hy + qz</i>	CHI-11	Verma (1999)
		±		•	±	±	±	58.0 - 67.0	1.8 - 5.3	A, D	<i>hy + ol,</i> <i>hy + qz</i>	CHI-10	Verma (1999)

<sup>1</sup>Símbolos de minerales: • = fase presente; ± = fase presente o ausente. <sup>2</sup>Composición expresada como % en peso y base seca. <sup>3</sup>Tipos de roca (según Le Bas *et al.*, 1986): B = basalto, TB = traquibasalto, BTA = andesita traquibasáltica, BA = andesita basáltica, TA = traquiandesita, A = andesita, D = dacita. <sup>4</sup>Minerales normativos: *hy* = hipesrtena, *ol* = olivino, *ne* = nefelina, *qz* = cuarzo.

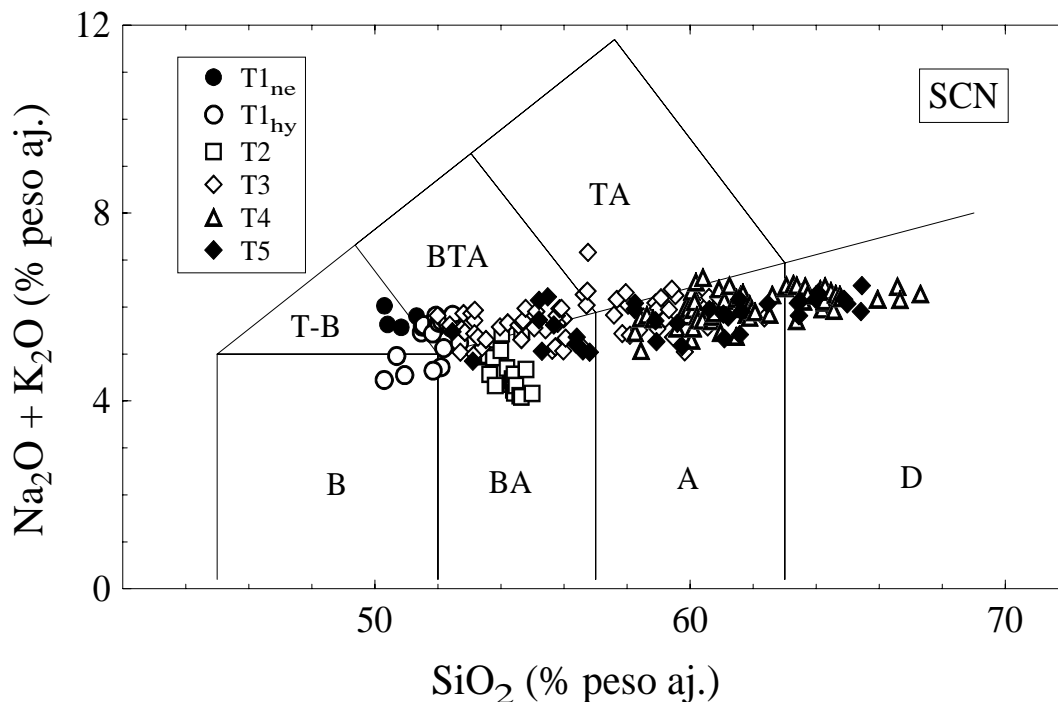


Figura 5. Diagrama TAS para los datos compilados de la SCN (1989-1999) con información petrográfica y de elementos mayores. Claves: B = basalto, TB = traquibasalto, BA = andesita basáltica, BTA = traquiandesita basáltica, A = andesita, TA = traquiandesita y D = dacita.

subalcalinas (*e.g.*, MacDonald y Katsura, 1964; Irvine y Baragar, 1971). Sin embargo, Le Bas *et al.* (1986) recomendaron subdividir los basaltos en tipo alcalino, si presentan *ne* normativa, y tipo subalcalino, si presentan *hy*, con o sin *qz* normativo. En este sentido, es necesario tomar en cuenta que no es posible realizar inferencias sobre la génesis y la evolución magmática a partir de los resultados de la norma CIPW y de diagramas de clasificación. Además, es incorrecto suponer un ambiente de subducción por el simple hecho de que el vulcanismo presente características calcialcalinas, como lo proponen Delgado *et al.* (1998) para la SCN, o porque incluya magmas andesíticos y/o dacíticos. En este sentido, Sheth *et al.* (2000b) demostraron la irrelevancia del término calcialcalino desde un punto de vista genético, como lo demuestra el hecho de que este tipo de rocas han sido localizadas en provincias magmáticas con un incuestionable ambiente de extensión, tal como los *rifts* de Etiopía y Río Grande, el Golfo de California, la provincia de *Basin and Range*, etc. (Sheth *et al.*, 2000b).

#### Diagramas de variación

En la mayor parte de los trabajos publicados acerca de la SCN se reportan diversos diagramas de variación, tal como los de tipo Harker (Tabla 3). A partir de interpretaciones de estos diagramas, apoyados en ocasiones por diagramas normalizados o de discriminación, algunos autores propusieron modelos petrogenéticos (*e.g.*,

Gunn y Mooser, 1971; Richter y Negendank, 1976; Martín del Pozzo, 1989). Sin embargo, las interpretaciones petrológicas a partir de los diagramas de variación deben tomarse con cautela, debido a que los datos composicionales (datos expresados como parte de un todo, porcentajes o ppm) de un sistema cerrado a 100% se ven afectados por el llamado problema de la "suma constante" (Chayes, 1960; Meisch, 1969; Butler, 1979, 1981; Aitchinson, 1986; Rollinson, 1992, 1993). Éste radica en que los porcentajes son cocientes altamente complejos, cuyo denominador es una variable que representa a todos los constituyentes que son estudiados. De esta forma, los componentes porcentuales no son libres para variar de manera independiente (Meisch, 1969; Aitchinson, 1986), lo que tiene una serie de efectos sobre los datos. En primer lugar, si uno de los componentes tiene un valor significativamente alto con respecto al resto (*e.g.*, SiO<sub>2</sub> en rocas ígneas), se introduce un sesgo negativo a las correlaciones (Chayes, 1960). Por otro lado, el ajuste de la suma de los componentes a 100% obliga a una correlación entre los componentes del sistema (Meisch, 1969). Estas correlaciones inducidas (llamadas correlaciones nulas) podrían ocultar, de existir, alguna correlación dependiente de algún proceso geológico. Una tercera consecuencia es que subcomposiciones, las cuales se utilizan frecuentemente en diagramas de variación (*e.g.*, AFM) no reflejan las variaciones presentes en los datos originales (Aitchinson, 1986). Butler (1979) señaló que las tenden-

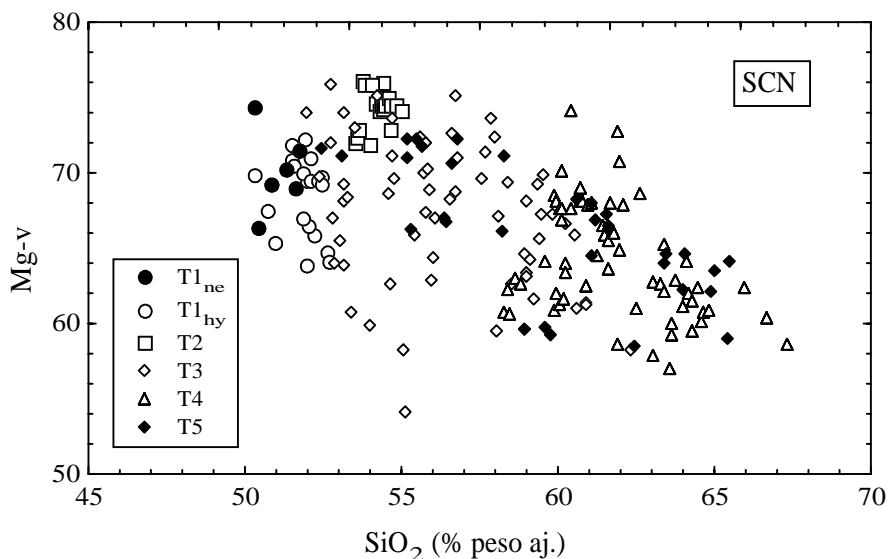


Figura 6. Diagrama de variación Mg-v vs. SiO<sub>2</sub> para los datos compilados de la SCN.  $Mg-v = 100 * Mg^{+2} / [Mg^{+2} + 0.9 * (Fe^{+2} + Fe^{+3})]$ .

cias observadas en diagramas triangulares deben considerarse como resultado de una serie de interacciones complicadas, que incluyen: (1) la estrategia en el manejo de los datos iniciales (*e.g.*, componentes individuales, sumas o cocientes de los mismos para ubicarlos en cada eje), (2) los parámetros estadísticos de los datos iniciales (especialmente los coeficientes de correlación), (3) las modificaciones que experimentan estos parámetros al cerrar los componentes en un sistema ternario, y (4) controles petrogenéticos verdaderos.

Sin embargo, los diagramas de variación pueden ser útiles para resaltar las diferencias en la composición química entre distintos tipos de rocas, como se observa en el diagrama Mg-v vs. SiO<sub>2</sub> para los magmas de la SCN (Figura 6;  $Mg-v = 100 * Mg^{+2} / [Mg^{+2} + 0.9 * (Fe^{+2} + Fe^{+3})]$ ). En este gráfico se puede señalar que: (1) existen magmas máficos (tipo T1) normativos en *hy* y *ne*, teniendo estos últimos valores de Mg-v relativamente más altos; (2) se han identificado magmas intermedios (tipo T2) con altos valores de %MgO (SiO<sub>2</sub> = 53-55%, MgO = 8.8-10.1%); (3) la gran dispersión observada en el diagrama sugiere que la evolución magmática (tipos T3 y T4) no ha sido resultado de procesos de cristalización fraccionada simple, lo cual es corroborado por la presencia en algunas rocas con texturas de disequilibrio mineralógico (tipo T5); y (4) los magmas que muestran esas texturas (*e.g.*, coexistencia de olivino y cuarzo, zonación inversa, o minerales hidratados), se distribuyen en un intervalo amplio de SiO<sub>2</sub> (55.5 - 67.0 %) y Mg-v (58-72). Estas características han sido relacionadas a mezcla de magmas (*e.g.*, Nixon, 1988), por lo que es necesaria una evaluación de este proceso en la SCN.

#### Diagramas normalizados multielementos

Pocos autores reportaron diagramas normalizados multielementos para los magmas de la SCN. Martín del Pozzo (1989) destacó la presencia de una anomalía negativa de Nb y de enriquecimientos de LILE con respecto a HFSE, señalando que estas características son típicas de zonas de subducción. Sin embargo, también señaló que los diagramas multielementos de la SCN se parecen a los de magmas que han asimilado material de una corteza inferior granulítica. Por otro lado, Verma (2000a) preparó diagramas multi-elementos con los magmas máficos normativos en *hy*, señalando que poseen características primitivas (FeO/MgO = 0.91 - 1.31; Mg-v = 64-70; % MgO = 7-9; Ni = 130-180 ppm y Cr = 220-340 ppm), por lo que presumiblemente podrían ser originados por un proceso de fusión parcial del manto. Este último autor destacó que los patrones normalizados a MORB no presentan anomalías negativas de Nb y Ti y son similares a los diagramas de basaltos alcalinos, relacionados a un ambiente de *rift*, de la parte noroeste del CVM (graben de Tepic-Zacoalco; Verma y Nelson, 1989) y de basaltos cuaternarios en la caldera de Los Humeros, Puebla, en la parte oriental del CVM (Verma, 2000b), cuyo origen ha sido propuesto en el manto litosférico.

La Figura 7 presenta los diagramas multielementos, normalizados a MORB, para muestras representativas de los magmas máficos T1. Los patrones de rocas con *hy* normativa son similares a los que presentan *ne* normativa y se caracterizan por un enriquecimiento en elementos móviles (*e.g.*, Sr, K, Rb, Ba) con respecto al MORB y la ausencia de una anomalía negativa de elementos HFSE ( $Nb/Nb^* = 0.5-0.8$  con respecto a Ba y Ce). Estos patrones son comparables a los observados



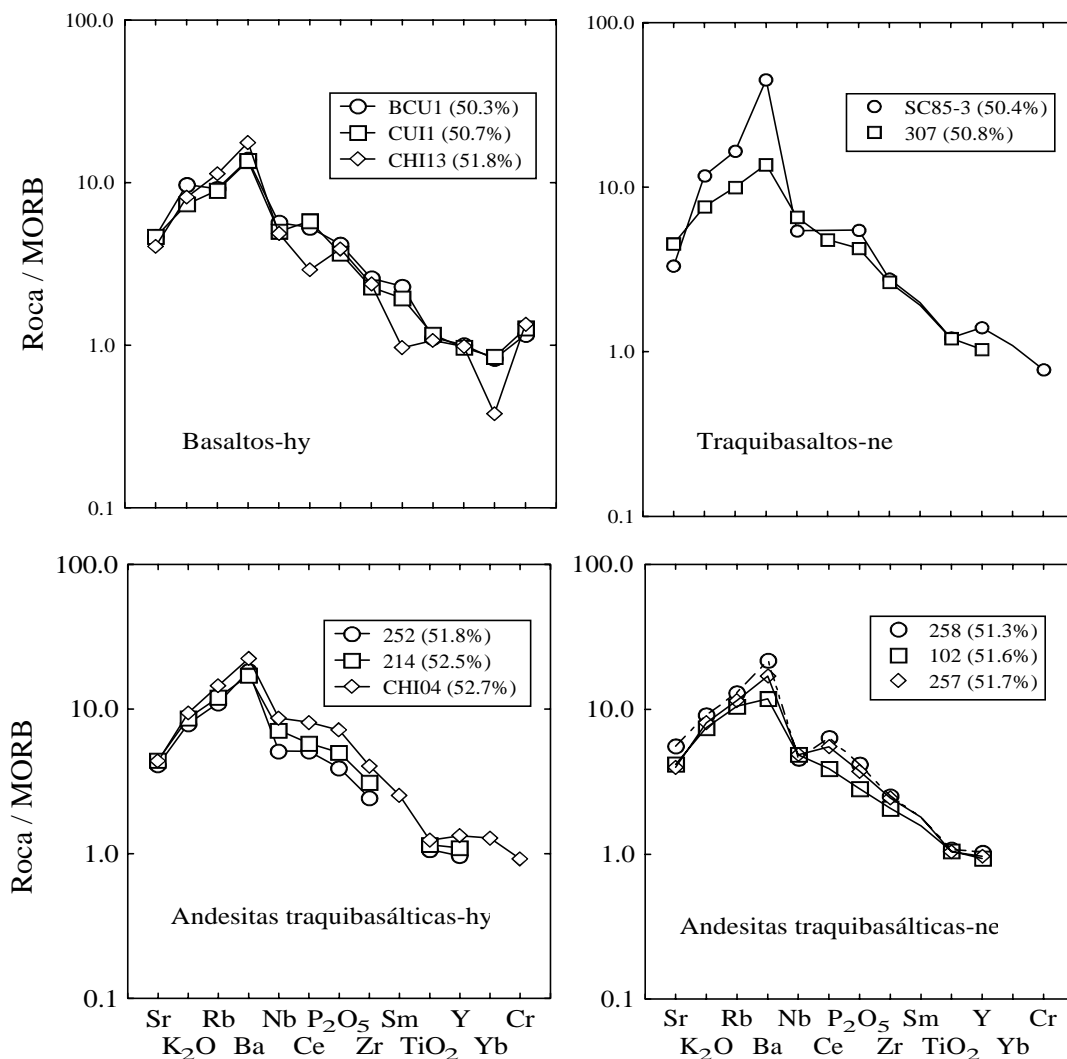


Figura 7. Diagrama multielementos normalizado a MORB para magmas máficos (T1) de la SCN. Los datos de MORB para normalización (en ppm, salvo que se especifique) fueron tomados de Pearce (1982): Sr = 120, K<sub>2</sub>O = 0.15%, Rb = 2, Ba = 20, Nb = 3.5, Ce = 10, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> = 0.12%, Zr = 90, Sm = 3.3, TiO<sub>2</sub> = 1.5%, Y = 30, Yb = 3.4, Cr = 250. Para cada muestra se presenta la concentración de SiO<sub>2</sub> (ajustada a 100% en base seca).

para magmas generados en zonas de extensión (*e.g.*, Wilson, 1989). Los patrones de traquibasaltos presentan un mayor enriquecimiento en Rb y Ba con respecto a los observados para basaltos, lo que podría ser un reflejo de la heterogeneidad de la fuente o diferentes grados de fusión parcial. En contraste, los patrones multielementos para magmas intermedios con alto MgO (tipo T2; Figura 8) y los más evolucionados (tipo T3-T5; Figura 9) presentan un enriquecimiento en elementos LILE (*e.g.*, Sr, K, Rb, Ba) y anomalías negativas de elementos HFSE (*e.g.*, Nb/Nb\* < 0.15 con respecto a Ba y Ce). En una interpretación tradicional, el desacoplamiento entre elementos LILE y HFSE representa una evidencia sólida para un ambiente de arco (*e.g.*, Pearce, 1982). Sin embargo, estas características pueden ser generadas por fusión parcial de la corteza y la mezcla de estos magmas

evolucionados con magmas máficos (*e.g.*, Complejo Colville, Cordillera noroccidental de Norteamérica; Morris *et al.*, 2000). Sin embargo, para realizar una interpretación adecuada se requieren datos completos de elementos traza, apoyados de información isotópica.

#### Diagramas normalizados de REE

Verma (2000a) reportó diagramas de REE normalizados a manto primitivo para magmas máficos (*hy*) de la SCN. Estos se caracterizaron por un enriquecimiento en REE ligeros, un patrón horizontal para REE pesados y sin las anomalías de Eu y Ce observadas en sedimentos oceánicos de la costa occidental de México. Además, reportó que los basaltos alterados de la placa de Cocos presentan un patrón de REE con empobrecimiento en ligeros y un patrón horizontal para los pesados. Por estas

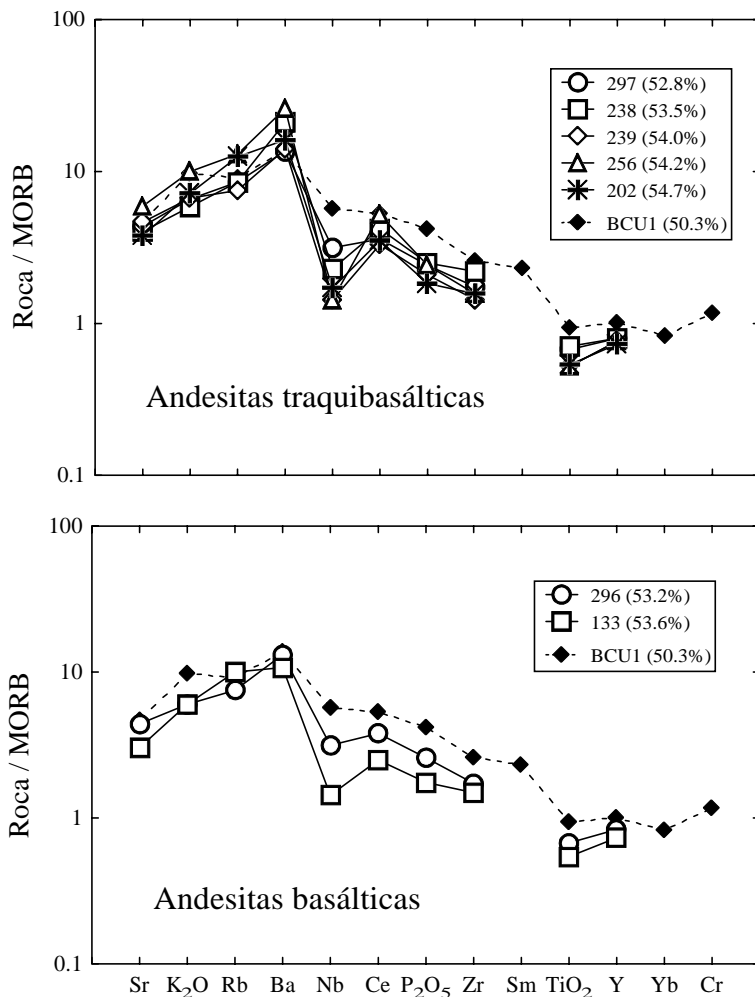


Figura 8. Diagramas multielementos normalizados a MORB para magmas intermedios con alto MgO (T2) de la SCN. Se incluye para comparación el patrón del basalto BCU1 (tipo T1). En paréntesis se presenta la concentración de SiO<sub>2</sub> para cada muestra (ajustada a 100% en base seca).

razones, Verma (2000a) señaló que el origen de los magmas máficos de la SCN no está relacionado a un modelo de subducción que involucre a la placa de Cocos y los sedimentos que la sobreyacen. Por otro lado, los magmas evolucionados presentaron patrones caracterizados por un enriquecimiento de REE ligeros y, en algunos casos, una pequeña anomalía negativa de Eu por fraccionamiento de plagioclasa (Verma, 1999). Dado que algunos magmas máficos mostraron en general concentraciones de REE, Nb, Zr e Y más altas que los magmas evolucionados, el autor descartó la cristalización fraccionada simple como proceso de generación de los magmas evolucionados a partir de los magmas máficos.

Por otro lado, se prepararon diagramas de REE, normalizados a condrita, con los datos reportados por Verma (1999, 2000a) (Figura 10). Los patrones se caracterizan por un enriquecimiento en REE ligeros y aparentemente sin una anomalía de Eu. En los dos grupos, las muestras más evolucionadas presentan concentraciones

de REE más bajas que el basalto BCU1, lo que corrobora la propuesta de Verma (1999), que descarta la cristalización fraccionada simple como proceso de evolución química en la SCN.

#### Diagramas de discriminación

Richter y Negendank (1976) utilizaron algunos diagramas de discriminación para establecer que los magmas de la SCN se generaron en un ambiente de subducción (*e.g.*, Zr-Ti). Sin embargo, estos resultados deben tomarse con cautela, ya que los diagramas forman parte del primer trabajo publicado sobre el tema (Pearce y Cann, 1973). Esto supone dos inconvenientes: (1) los campos de discriminación se construyeron con una base de datos muy limitada, y (2) la mayoría de la información analítica de principios de los años setenta es probablemente de menor precisión que la actual. Por otro lado, los datos recalculados a 100% para graficar en diagramas ternarios no reflejan las variaciones presentes en los da-

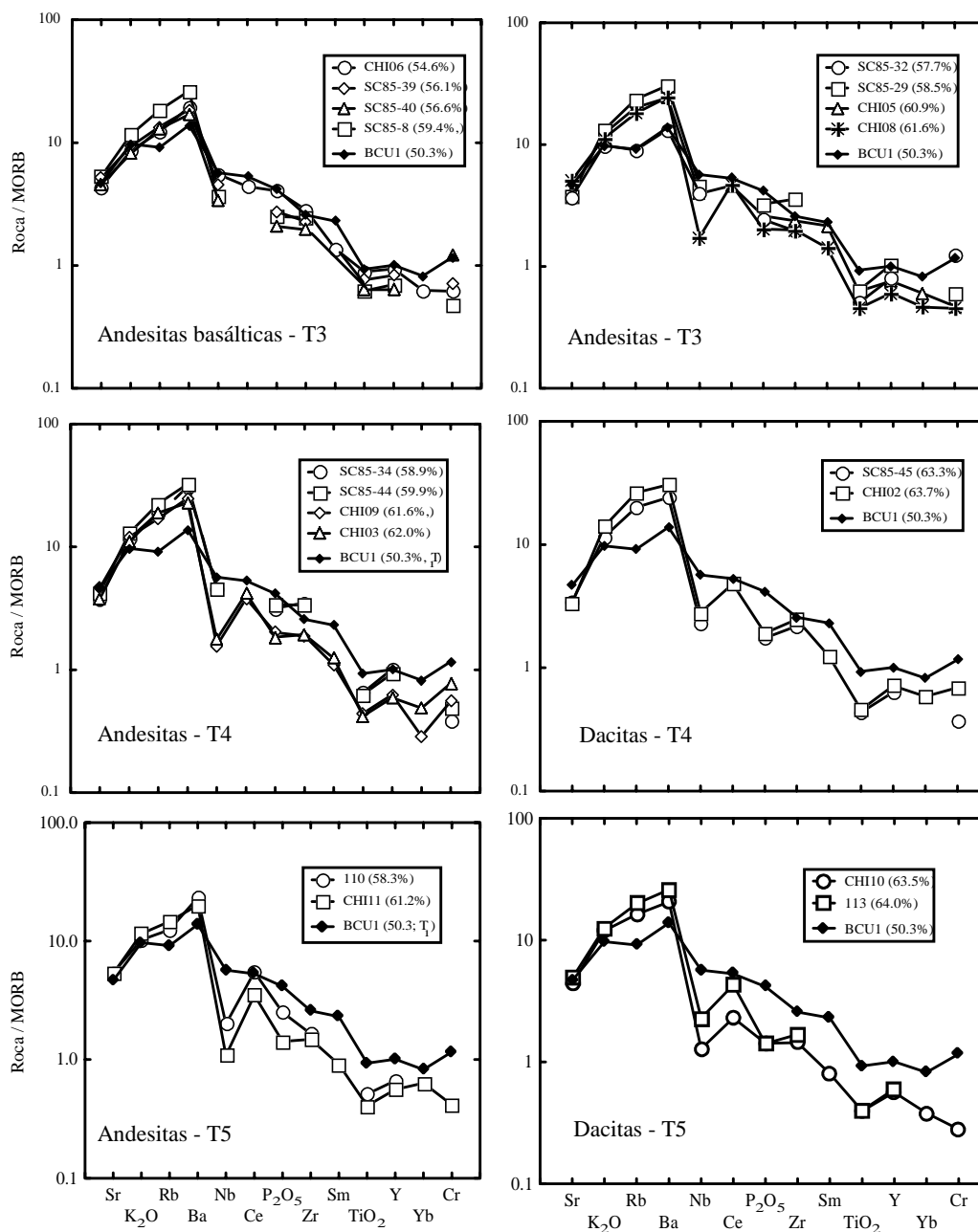


Figura 9. Diagramas multielementos normalizados a MORB para magmas evolucionados (T3-T5) de la SCN. Se incluye para comparación el patrón del basalto BCU1 (tipo T1). Para cada muestra se presenta el contenido de SiO<sub>2</sub> en % (ajustado a 100% en base seca).

tos originales (Butler, 1979). Por otro lado, es importante seguir la metodología de los diagramas de discriminación. Por ejemplo, si en el diagrama triangular Zr-Y-Ti se consideran rocas que no son de composición basáltica o al menos rocas máficas con < 53% SiO<sub>2</sub>, como sugieren Pearce y Cann (1973), puede llegarse a resultados erróneos. En estos casos, la concentración de los elementos incompatibles puede verse afectada por cristalización fraccionada o algún otro proceso de diferenciación mag-

mática. Además, en el diagrama Zr-Y-Ti se mezclan conceptos independientes: clasificación química de rocas (e.g., basaltos calcálicos) que no tiene implicaciones genéticas (Sheth *et al.*, 2000b) e identificación de un ambiente tectónico (e.g., toleitas de arco insular).

Por otro lado, con el objeto de construir varios diagramas de discriminación, Verma (2000a) compiló un gran número de datos geoquímicos en rocas máficas con *hy* normativa, provenientes de los ambientes tectónicos

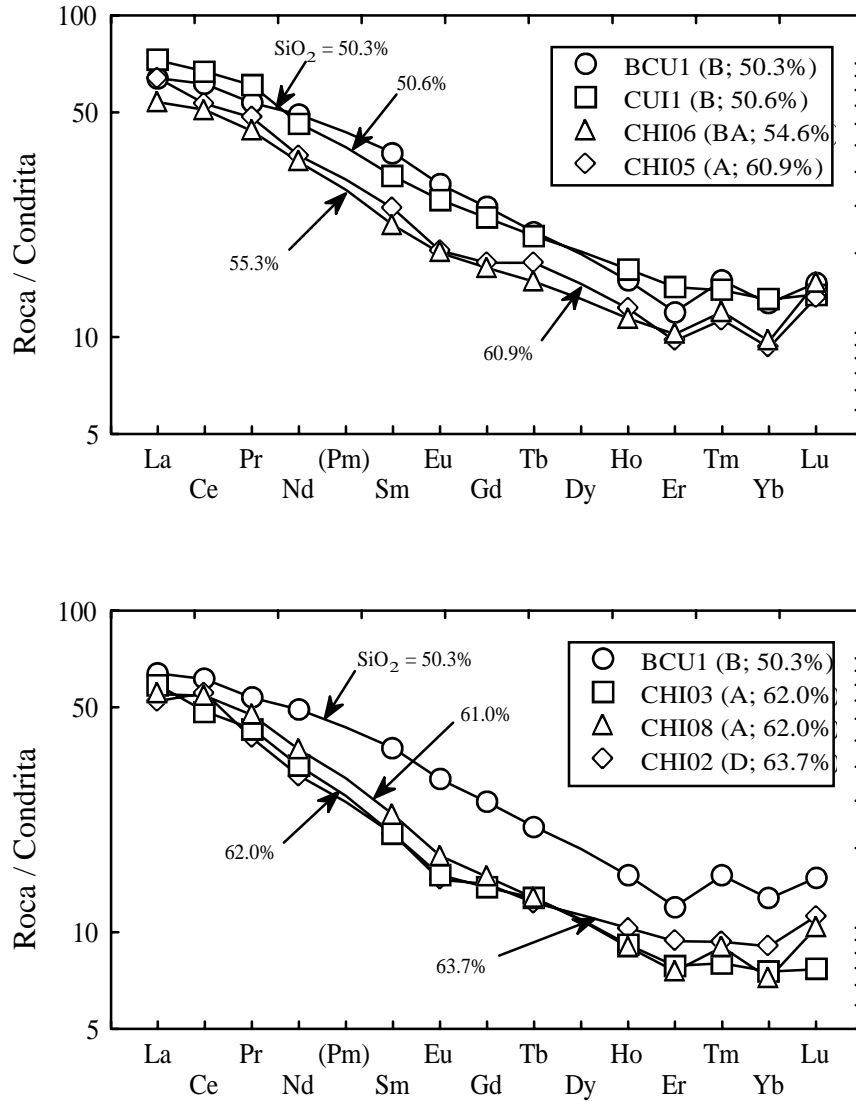


Figura 10. Diagrama de REE normalizados a condrita para muestras de la SCN (grupo T1: BCU1, CUI1; grupo T3: CHI06, CHI05; grupo T4: CHI02, CHI03; grupo T5: CHI08). Los datos de condrita para normalización (en ppm) fueron tomados de Nakamura (1974) y Haskin et al. (1968): La = 0.329, Ce = 0.865, Pr = 0.112, Nd = 0.63, Sm = 0.203, Eu = 0.077, Gd = 0.276, Tb = 0.047, Dy = 0.343, Ho = 0.07, Er = 0.225, Tm = 0.03, Yb = 0.22 y Lu = 0.0339. Los patrones de cada roca son identificados en base a su contenido de SiO<sub>2</sub> (ajustado a 100% en base seca).

de arco, islas oceánicas y *rifts*. La información geoquímica fue tratada de forma similar a la aplicada a los datos de la SCN (clasificación en base a TAS y norma CIPW), proponiendo los diagramas Ba - Nb, Th/Tb - Ta/Tb (particularmente útil, ya que no existe traslape entre el ambiente de arco con *rifts* e islas oceánicas), V-Ti/1000 y Hf/3-Th-Ta. En todos los casos, los magmas máficos de la SCN se ubicaron en los campos de *rift* e islas oceánicas.

Para realizar un análisis crítico del uso de esta herramienta geoquímica en trabajos anteriores, se prepararon diagramas de discriminación para magmas máficos (T1) que combinan elementos traza tipo HFSE: (1) Zr/Y-Zr (Figura 11; Pearce y Norry, 1979); y (2) V-Ti

(Figura 12; Verma, 2000a). En el diagrama Zr/Y-Zr se observa que los magmas máficos se ubican en el campo de basaltos intra-placa, mientras que en el diagrama V-Ti todas las muestras se sitúan en los campos de *rifts* e islas oceánicas.

#### Relaciones isotópicas de Sr, Nd, Pb y <sup>10</sup>Be

En la Tabla 5 se presentan los resultados de las mediciones isotópicas de Sr, Nd y Pb que se realizaron en estudios de la SCN durante 1987-1999. Verma y Armienda-H. (1985) señalaron que los datos combinados de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr y <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd para BCU-1 se sitúan en el *arreglo del manto* (Zindler y Hart, 1986). Por esta razón, consideraron que los magmas fueron derivados de una

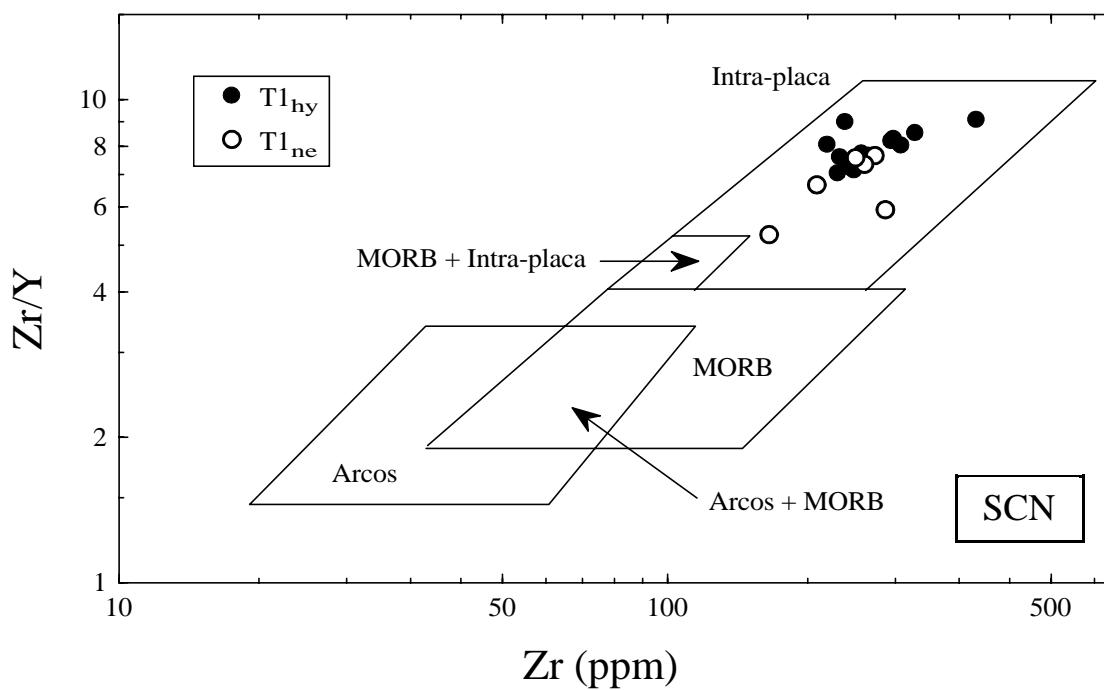


Figura 11. Diagrama de discriminación Zr/Y - Zr de Pearce y Norry (1979) para magmas máficos (T1) de la SCN.

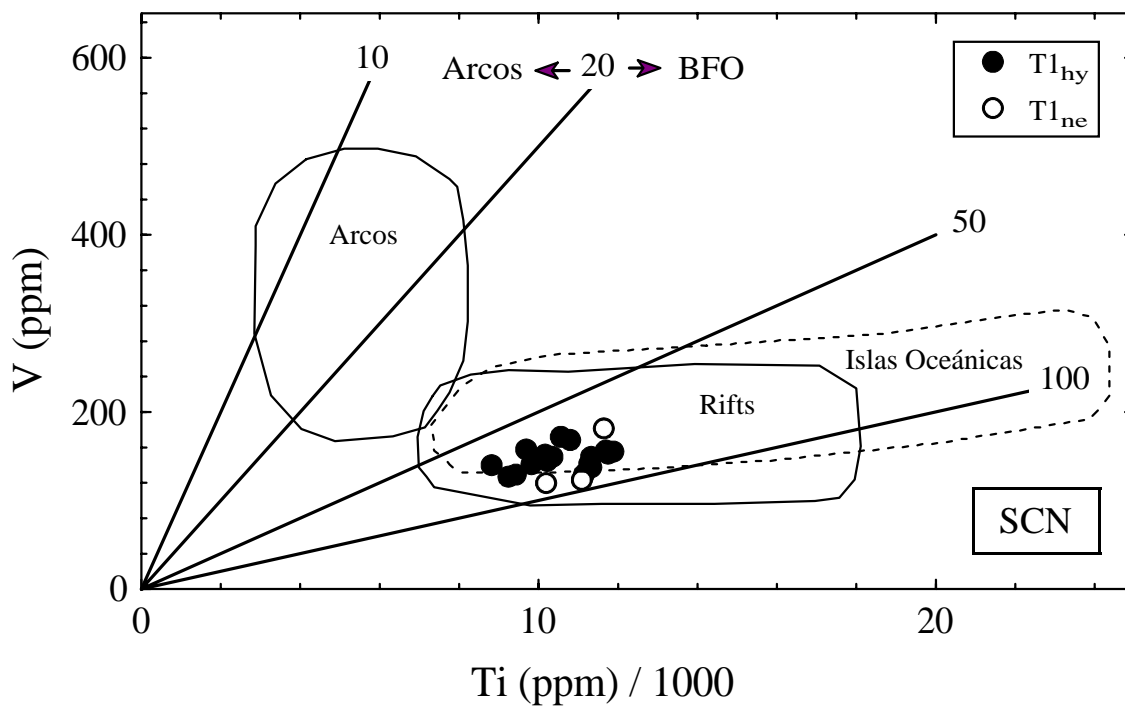


Figura 12. Diagrama de discriminación V - Ti/100 para los magmas máficos (T1) de la SCN. Se incluyen las líneas de discriminación  $(V/Ti) \times 1000 = 20$ , propuestas por Shervais (1982) y los campos de discriminación propuestos por Verma (2000a). BFO: Basaltos de fondo oceánico.

Tabla 5. Mediciones isotópicas Sr-Nd-Pb en estudios de la SCN (1987-1999).

Autores	Materiales <sup>a</sup>	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb
Verma y Armienta-H. (1985)	SCN - Maf y Evol	0.70338 - 0.70445				
Martín del Pozzo <i>et al.</i> (1989)	SCN - Maf e Int	0.70325 - 0.70443				
Verma (2000)	(a) Placa de Cocos					
	- MORB alterado	0.70317 - 0.70340	0.51319 - 0.51326	18.05 - 18.40	15.45 - 15.55	37.45 - 38.04
	- Sedimentos	0.70799 - 0.71034	0.51244 - 0.51256	18.59 - 18.94	15.58 - 15.67	38.31 - 38.88
	(b) SCN - Maf	0.70348 - 0.70433	0.51275 - 0.51293	18.65 - 18.76	15.57 - 15.61	38.34 - 38.53
Verma (1999a)	SCN - Int y Evol	0.70370 - 0.70469	0.51278 - 0.51289	18.64 - 18.72	15.59 - 15.62	38.39 - 38.52

<sup>a</sup>Maf = magmas máficos, Int = magmas intermedios, Evol = magmas evolucionados.

fuelle de manto superior heterogénea, con poca participación de una componente de corteza oceánica al-terada, sedimentos subducidos o corteza continental siálica vieja. Posteriormente, Martín del Pozzo *et al.* (1989) reportaron que los isótopos de Sr reflejan una fuente de manto y la variación observada en la relación isotópica se debe a procesos de asimilación de pequeñas contribuciones de corteza inferior. Estos autores reportaron el diagrama <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr - SiO<sub>2</sub>, en donde los magmas se comportan en forma contraria a lo esperado, es decir, la relación <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr decrece con el aumento de SiO<sub>2</sub>, lo cual puede reflejar un número reducido de muestras en el diagrama, la combinación de varios procesos petrogenéticos o inclusive problemas analíticos. Este comportamiento extraño no fue observado en los estudios isotópicos de Verma y Armienta-H. (1985) o Verma (1999, 2000a).

Verma (1999, 2000a) reportó información isotópica de Sr, Nd y Pb para magmas máficos y evolucionados de la SCN, así como para MORB alterado y sedimentos de la placa de Cocos. En su estudio, Verma (2000a) reportó que los magmas máficos (tipo T1 con *hy* normativa) se ubicaron dentro del llamado *arreglo del manto* en el diagrama <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr - <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (Figura 13). Por otro lado, los magmas evolucionados (tipos T3-T5) mostraron composiciones isotópicas similares en Nd y Pb en comparación a los máficos, aunque ligeramente superiores en Sr (Figura 13). La interpretación de los datos isotópicos y las implicaciones en la génesis y evolución geoquímica en la SCN, que reportó este autor, se presentan en el apartado de modelado cuantitativo.

Finalmente, Tera *et al.* (1986) determinaron la con-

centración de <sup>10</sup>Be (vida media = 1.5 x 10<sup>6</sup> años; Yiou y Raisbeck, 1972) en rocas volcánicas provenientes de arcos y otros ambientes magmáticos (crestas oceánicas, islas oceánicas, *rifts* continentales y provincias de grandes flujos basálticos). Los sedimentos oceánicos se encuentran fuertemente enriquecidos en este radioisótopo, por lo que representa un trazador excelente para determinar la participación de estos sedimentos en la génesis del vulcanismo en ambientes de subducción, con concentraciones de <sup>10</sup>Be = 1-24 x 10<sup>6</sup> átomos/g. En el grupo de muestras estudiadas se incluyó una lava holocénica de la SCN (basalto CUI-1, tipo T1 con *hy* normativa; pirámides de Cuicuilco), cuya concentración de <sup>10</sup>Be (~0.5 x 10<sup>6</sup> átomos/g) quedó dentro del error analítico y del límite de detección (Verma, 2000a). Por esta razón, Verma (2000a) consideró que en la génesis de los magmas máficos de la SCN no existe una participación directa de sedimentos subducidos. Cabe señalar que Tera *et al.* (1986) no proporcionaron ningún comentario con respecto a las implicaciones de sus datos de <sup>10</sup>Be en los magmas del CVM.

#### Modelado Cuantitativo

El de Verma y Armienta-H. (1985) representa el primer trabajo sobre la SCN que incluyó un manejo cuantitativo de información geoquímica para inferir algún proceso petrogenético. De esta forma, los autores prepararon diagramas log-log de K/Rb - K y Rb/Sr - Rb, que incluyen curvas teóricas para establecer si los magmas están relacionados a la cristalización fraccionada de *Ol*, *Opx*, *Cpx*, *Plg*, *Hbl* y *Gr*. Estas curvas se construye-

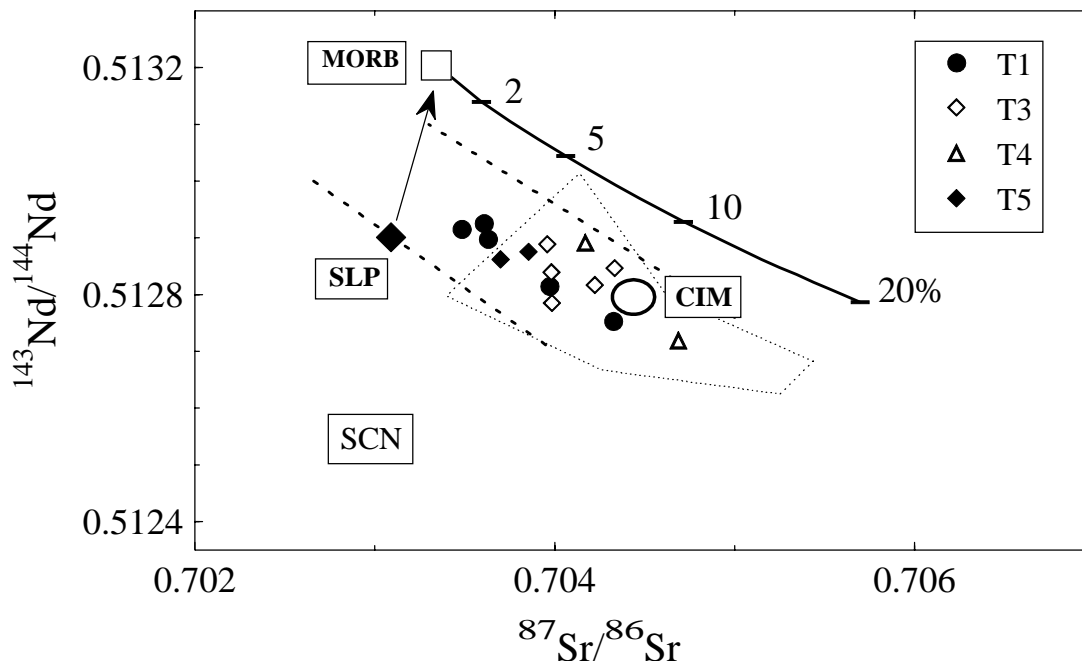


Figura 13. Diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para rocas máficas y evolucionadas de la SCN (modificado de Verma, 2000a). La líneas punteadas gruesas indican el arreglo del manto (Faure, 1986). MORB = composición promedio del basalto alterado del sitio DSDP 487; SLP = composición promedio de xenolitos de lertzolita de espinela de San Luis Potosí (Schaaf *et al.*, 1994); CIM = composición promedio de xenolitos granulíticos máficos de San Luis Potosí, que representan la corteza inferior de tipo máfico (Schaaf *et al.*, 1994). Se presenta una curva de mezcla MORB- sedimentos oceánicos de los sitios 487 y 488 (línea continua gruesa; los números 2, 5, 10 y 20% indican porcentaje del componente de sedimentos). El campo marcado por línea punteada incluye los datos individuales de granulitas máficas.

ron utilizando valores de coeficientes de partición ( $D$ ) para magmas máficos y la ley de Raleigh. A partir del análisis de estos diagramas, los autores sugirieron la fraccionación de *Hbl* y *Plg*, y en menor escala de *Ol*, *Cpx* y *Opx*, como proceso de diferenciación en los magmas de la SCN. Sin embargo, señalaron que el proceso no se podía probar de manera definitiva, debido a la falta de información sobre la composición de minerales. Este modelo sencillo de cristalización fraccionada quedó descartado al revisar, por ejemplo, los patrones de REE, en donde los magmas máficos presentan concentraciones más altas que algunos magmas evolucionados (Verma, 1999).

A su vez, Swinamer (1989) desarrolló algunos modelos cuantitativos para establecer el origen y la evolución magmática del vulcanismo monogenético en la SCN. Aplicó modelos para calcular coeficientes de partición de los elementos mayores, a partir de la composición química de las rocas. Estos coeficientes, junto con ecuaciones de balance de masas y condiciones estequiométricas de minerales, se emplearon para definir composiciones de equilibrio y temperaturas. Propuso los siguientes intervalos de temperatura durante la erupción de magmas en la SCN: 1,231°-1,192°C para andesitas basálticas, 1,200°C para la hawaiiita, 1,173°-1,001°C para andesitas, 1,010°-978°C para dacitas.

Por otro lado, utilizando los criterios  $\text{Mg-v} > 70$ ,  $\text{FeO}^I/\text{MgO} < 1$ ,  $\text{Ni} > 200$  ppm,  $\text{Cr} > 475$  ppm y  $\text{Ol} > fo_{89}$ , Swinamer (1989) identificó 12 muestras provenientes de Cerro de Pelagatos y Cerro del Agua como magmas primarios y los clasificó como sanukitoides (Tatsumi e Ishikaza, 1982). El origen de estos magmas lo relacionó a fusión parcial (10-20%) de un diapiro, separado de un manto lertzolítico a 12 kbars y una temperatura de 1250°C, en presencia de 1.5% de  $\text{H}_2\text{O}$ . A partir de diagramas de relación molar, propuestos por Pearce (1968), Swinamer (1989) mencionó que el resto de los magmas calcialcalinos puede ser producto de la diferenciación de los magmas primarios por cristalización fraccionada de *Ol*, *Sp-Cr*, *Plg*, *Mt* y *Cpx* y por asimilación de material cortical más silíceo. Sin embargo, un modelo de evolución dominado por cristalización fraccionada queda descartado por el comportamiento observado en los diagramas de REE de Verma (1999, 2000a) o de este trabajo (Figura 10). Además, el hecho de que la concentración de Nb y de otros elementos incompatibles no se incrementa significativamente con el aumento de  $\text{SiO}_2$  no apoya este modelo.

Por otro lado, Wallace y Carmichael (1999) propusieron un modelo, relacionado a subducción, para la generación de magma en el CVM, similar al propuesto por Verma y Nelson (1989) para la parte NW de esta provin-

cia volcánica. Destacaron la importancia de la SCN en la elaboración de su modelo, ya que plantearon que la variación en el espesor de la corteza a lo largo del arco volcánico juega un papel decisivo en el mecanismo de generación magmática y en donde la SCN presentaría el espesor cortical máximo de ~50 km. Wallace y Carmichael (1999) utilizaron los valores de espesor de corteza para el CVM, estimados por Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996) a partir de la interpretación de datos gravimétricos. Estos resultados han sido confirmados por modelos gravimétricos más recientes (42 km; Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000) y por los resultados obtenidos en estudios sismológicos y de sismica de refracción ( $45 \pm 4$  km; Valdes *et al.*, 1986; Spranger y GEOLIMEX Working Group, 1993; Spranger, 1994; Valdés-González y Meyer, 1996).

Wallace y Carmichael (1999) establecieron que en la SCN se presentan magmas calcialcalinos y alcalinos con características primarias (criterios:  $MgO > 8\%$ ,  $Mg-v > 68$ ,  $Ni > 150$  ppm), generados por fusión parcial de un manto metasomatizado. Aplicando el modelo termodinámico MELTS (Ghiorso y Sack, 1995), propusieron que el magma alcalino con el valor mayor de *ne* normativa se encuentra en equilibrio con una mineralogía  $Ol (fo_{90 \pm 1}) + Opx + Cpx$  a  $1290^\circ C$ , 10 kbar y  $\%H_2O = 2$ , mientras que el magma calcialcalino está en equilibrio con una mineralogía similar a  $1200^\circ C$ , 10 kbar y  $\%H_2O = 6$ . Wallace y Carmichael (1999) consideraron que el manto bajo el CVM estuvo sujeto a eventos de fusión parcial y fue posteriormente metasomatizado por adición de un componente derivado de la placa que subduce bajo el occidente de México. Por medio de diagramas de variación, establecieron que esta fuente se encuentra empobrecida en Al, Ca, Ti, Zr y Nb y enriquecida en elementos LILE (e.g., K, Ba, Rb) y REE ligeros (La, Ce). Los autores desarrollaron un modelado directo de fusión parcial para regiones del manto empobrecido y enriquecido, utilizando las composiciones reportadas por Michael (1988). Los modelos indicaron grados de fusión de aproximadamente 3.3-7.7% para los magmas calcialcalinos en el CVM y en donde los de menor grado fueron los magmas de la SCN. Wallace y Carmichael (1999) atribuyeron la variación en grado de fusión a lo largo del CVM a un aumento del espesor cortical desde la costa occidental hacia el valle de México. Sin embargo, los autores reconocieron que estos modelos son fuertemente dependientes de la composición mineralógica y geoquímica supuesta para la fuente.

Por medio de ecuaciones de balance de masas (McCulloch y Gamble, 1991), Wallace y Carmichael (1999) establecieron que el componente derivado de la subducción contribuyó con una gran cantidad de agua y enriqueció la cuña de manto en  $Ba > Rb > K > La, Sr > Ce > P$ . Sin embargo, una fuente enriquecida en estos elementos es característica también para regiones del manto que dan lugar a los basaltos OIB. Wallace y Carmichael (1999) reportaron que los magmas alcalinos pri-

mitivos de la SCN y de otras regiones del CVM muestran algunas similitudes en composición con los basaltos de la provincia del “*Basin and Range*” mexicano. Siguiendo a Luhr (1997), propusieron que la convección inducida en el manto, causada por su acoplamiento viscoso con la placa que subduce, provocó la advección del manto astenosférico desde la región tras-arco (*Basin and Range*) hasta la región del manto cercana al eje del vulcanismo. La composición de la fuente de los basaltos alcalinos fue estimada con base en la composición promedio de los basaltos primitivos de Durango (Pier *et al.*, 1992). Debido a la variabilidad composicional observada en los magmas alcalinos del CVM, sugirieron que ellos fueron generados por fusión parcial de un manto con una composición en elementos traza extremadamente variable. Así, la fuente cubriría composiciones desde un manto tipo tras-arco a uno altamente empobrecido en HFSE (e.g., Ti, Y, Zr), similares a la fuente de los magmas calcialcalinos. Sin embargo, estos modelos adolecen de los mismos problemas que los desarrollados para los magmas calcialcalinos, siendo fuertemente dependientes de la composición química y mineralógica supuesta para la fuente. Además, la ausencia de datos isotópicos en sus muestras no permite validar las conclusiones de Wallace y Carmichael (1999).

Verma (2000a) utilizó los datos isotópicos de magmas de la SCN identificados como máficos con *hy* normativa (tipo T1), los de MORB alterado y de sedimentos de la placa de Cocos, así como los reportados para xenolitos de lertzolita de espinela (representativos del manto) del área de San Luis Potosí (Schaaf *et al.*, 1994) para desarrollar modelos cuantitativos de mezcla. Con estos demostró que las características isotópicas de los magmas máficos con *hy* normativa de la SCN no podían ser modeladas por mezclas que combinaran sedimentos y basaltos alterados de la placa de Cocos, y tampoco por un modelo de tres componentes: manto, MORB alterado y sedimentos oceánicos. Por ejemplo, en el diagrama  $^{143}Nd/^{144}Nd - ^{87}Sr/^{86}Sr$  (Figura 13) los magmas máficos se ubican dentro del “arreglo del manto” (Faure, 1986). Además, se localizan muy alejados hacia la izquierda de la línea de mezcla entre los basaltos alterados (MORB) y los sedimentos que subducen en el occidente de México, en la cercanía de la costa de Guerrero. La mezcla ternaria manto (SLP) - MORB - sedimentos oceánicos queda descartada debido que reproducir las características isotópicas de los magmas máficos de la SCN implicaría una proporción muy alta de sedimentos (hasta 15%). La participación de estos altos porcentajes debería producir anomalías negativas de Ce y Eu en los patrones de REE para los magmas máficos, así como también altos valores de relaciones isotópicas de Pb, las cuales no son observadas (Figura 7).

Verma (2000a) reportó que las características isotópicas de Pb para la fuente de manto de la SCN pueden ser fácilmente modeladas por una mezcla de tres componentes de manto enriquecido (Zindler y Hart, 1986):



PREMA (*prevalent mantle*), HIMU (*high U/Pb*) y PUM (*primitive uniform reservoir*). Por estas razones, destacó la imposibilidad de que las rocas máficas en este campo monogenético pudieran ser generadas de manera directa o indirecta a partir de la placa de Cocos y propuso como fuente un manto heterogéneo de tipo-OIB. Recientemente, Blatter y Carmichael (1997) reportaron la presencia de xenolitos de manto en andesitas de Valle de Bravo, Estado de México. De confirmarse que estos xenolitos representan las características del manto bajo el centro de México, la información geoquímica de estos materiales podría ser de gran utilidad para el desarrollo de modelos de fusión parcial, aplicando métodos directos.

Verma (1999) probó de manera cuantitativa varios procesos petrogenéticos para establecer el origen de los magmas evolucionados de la SCN en los diagramas Ba/Nb - La/Yb y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  -  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : (1) fusión parcial del MORB alterado de la placa de Cocos, con y sin la participación de sedimentos; (2) diferenciación simple de magmas máficos; (3) contaminación cortical y proceso AFC de magmas máficos; y (4) fusión parcial de corteza inferior y mezcla de magmas. Para el desarrollo de estos modelos se utilizaron, además de la información disponible para MORB alterado y sedimentos de la placa de Cocos, la composición de manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), así como datos para xenolitos máficos metaígneos, que representan la corteza inferior de San Luis Potosí (Schaaf *et al.*, 1994). A partir del análisis de estos modelos cuantitativos y de la composición en elementos mayores y traza, Verma (1999) relacionó los magmas más evolucionados de la SCN (andesitas y dacitas) a la fusión parcial de corteza inferior. Por otro lado, mencionó que los magmas de composición intermedia podrían haberse generado por un proceso de mezcla entre los magmas más evolucionados generados en la corteza inferior y los magmas máficos derivados de un manto heterogéneo, lo cual parece ser confirmado por la presencia de magmas con desequilibrio mineralógico.

En el diagrama  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  -  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (Figura 13) los magmas evolucionados de la SCN (tipos T3-T5) se ubican en el *arreglo del manto* (Faure, 1986) y, en comparación a los magmas máficos, presentan relaciones de Sr mayores y relaciones de Nd ligeramente menores. En este diagrama, aplicando un argumento similar al presentado para los magmas máficos, la participación de la placa (MORB) y de los sedimentos oceánicos queda descartada en la génesis de los magmas evolucionados de la SCN. Las diferencias existentes en las relaciones  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre los magmas máficos y los evolucionados invalidan la génesis de estos últimos por cristalización fraccionada simple a partir de los magmas máficos. Sin embargo, las granulitas máficas (CIM) de San Luis Potosí (Schaaf *et al.*, 1994) describen un intervalo de relaciones isotópicas en las que se ubican los magmas evolucionados de la SCN, por lo que el origen de estos magmas podría relacionarse a la fusión parcial de una corteza inferior de composición máfica.

## MODELOS PETROGÉNÉTICOS PARA MAGMAS MÁFICOS: SUBDUCCIÓN VS. EXTENSIÓN

En este punto, es claro que existen dos hipótesis generales propuestas para explicar el origen del magmatismo máfico de la SCN. La primera y más tradicional de ellas es la que propone que el vulcanismo monogenético se generó en un ambiente de subducción (*e.g.* Swinamer, 1989; Wallace y Carmichael, 1999). La segunda hipótesis establece que los magmas máficos de la SCN se originaron por fusión parcial de un manto lerzolitico que produjo magmas tipo OIB (Márquez *et al.*, 1999a,b; Verma, 2000a).

Wallace y Carmichael (1999) suponen que la placa que subduce se encuentra a 80-100 km bajo el centro de México, inferencia de Pardo y Suárez (1995), la cual ha sido cuestionada recientemente por Verma (2000b, 2001). La información sísmica disponible indica que en esta zona no se han registrado sismos con una profundidad > 60 km. Márquez *et al.* (1999a,b) señalaron que la ausencia de una zona sísmica bien definida representa uno de los principales problemas que es necesario considerar en la investigación sobre el origen del CVM. Si se parte de un modelo de arco clásico, este fenómeno podría relacionarse a que una placa oceánica joven y aún caliente está subduciendo en el occidente de México. Sin embargo, esto implicaría la presencia de magmas adakíticos generados por fusión directa de la placa en la zona del frente volcánico (Cross y Pilger, 1982; Defant y Drummond, 1990), los cuales no han sido reportados en la SCN. Recientemente, Luhr (2000) ha reportado magmas con estas características para el volcán San Juan, en la parte occidental del CVM. Sin embargo, su origen estaría relacionado a la fusión directa de la placa de Rivera que, a diferencia de la placa de Cocos, presenta una zona de Wadati-Benioff bien definida y con un ángulo de 50° a profundidades mayores a 40 km (Pardo y Suárez, 1995). De esta forma, la placa de Rivera se situaría a unos 80-100 km de profundidad bajo el frente volcánico en Nayarit y Jalisco, condiciones adecuadas para la generación de magmas en un ambiente de arco.

Por otro lado, los trabajos que apoyan un mecanismo de subducción se basan en información geoquímica e isotópica incompleta. Por ejemplo, ninguno de los trabajos reporta isótopos de Nd y Pb, esenciales en estudios petrogenéticos. En cuanto al manejo de la información geoquímica, con frecuencia el hecho de que las rocas tuvieran características calcialcalinas fue presentado como prueba irrefutable de que se originaron en un ambiente de subducción, sin tomar en cuenta otras características geoquímicas e isotópicas. La presencia de una anomalía negativa de Nb se ligó automáticamente a la subducción, aunque en la literatura se han reportado algunos centros volcánicos con un ambiente intra-placa que la presentan, por ejemplo basaltos de la provincia magmática del Atlántico central (Marzoli *et al.*, 1999).

Por otro lado, los magmas máficos con *hy* norma-

tiva presentan características geoquímicas e isotópicas que suponen un origen relacionado a un ambiente de extensión: (1) los diagramas multielementos demostraron similitudes con los reportados para basaltos de ambientes de extensión, con enriquecimiento en elementos móviles y sin anomalías de Nb o Ti; (2) los patrones de REE no presentan anomalías de Ce o Eu, como las observadas en sedimentos en el Pacífico mexicano; (3) los diagramas de discriminación (*e.g.*, Ba-Nb, Th/Tb-Ta/Tb, V-Ti, Th-Hf-Ta, Zr/Y-Zr) indicaron un ambiente de tipo intraplaca; (4) los isótopos de Sr, Nd y Pb indican la imposibilidad de generar los magmas máficos por mezcla entre la placa y los sedimentos oceánicos que subducen en el occidente de México o por mezcla ternaria entre el manto, la placa y los sedimentos oceánicos. Finalmente, magmas máficos con *ne* normativa también podrían relacionarse a un proceso de génesis similar a los magmas con *hy* normativa, ya que (1) presentan patrones multielementos y de REE que son comparables y (2) en diagramas de discriminación se ubican en campos de intraplaca. Sin embargo, esta hipótesis debe ser confirmada por información isotópica de Sr Nd y Pb y el modelado cuantitativo de datos geoquímicos.

A partir de la integración de información geofísica, tectónica y geoquímica, Márquez *et al.* (1999a,b) propusieron un modelo general para explicar el origen del magmatismo en el CVM, interpretándolo como un arco continental que incluye un *rift* activo propagante que se abre de oeste a este como respuesta a la actividad de una pluma del manto. Sin embargo, este modelo presenta varios inconvenientes (*e.g.*, Ferrari y Rosas-Elguera, 1999; Sheth *et al.*, 2000a; Verma, 2001): (1) el levantamiento regional que debería esperarse como consecuencia de la interacción de la pluma no es observado en el occidente de México, aunque Márquez *et al.* (1999b) adujeron que la dispersión lateral del material de la pluma podría explicar esta observación; (2) las edades de los magmas tipo OIB a través del CVM no son consistentes con la supuesta trayectoria oeste a este de la pluma; (3) al igual que un magmatismo clasificado como calcalcalino no es sinónimo de un ambiente de arco, magmas tipo OIB no implican automáticamente la presencia de una pluma. De hecho, algunos ejemplos de magmatismo OIB han sido relacionados a ambientes de extensión, sin necesidad de involucrar la actividad de una pluma del manto (*e.g.*, Leeman y Fitton, 1989), cuya existencia ha sido incluso cuestionada por varios autores (*e.g.*, Anderson, 1998; Sheth, 1999; Smith, 1993; Smith y Lewis, 1999).

De esta forma, la fusión parcial de un manto litosférico, en un ambiente de extensión, podría explicar la geoquímica tipo OIB observada en la SCN, mecanismo que también ha sido propuesto en otras regiones del CVM (Colima y Tepic, *e.g.* Verma y Nelson, 1989; Luhr, 1997; Los Humeros; *e.g.* Verma, 2000b; Acoculco, *e.g.* Verma, 2001). Ruiz-Martínez *et al.* (2000), a partir de la interpretación de datos palomagnéticos, han sugerido que el segmento del CVM

en donde se ubica la SCN ha sido una zona de extensión desde el Mioceno tardío. Márquez *et al.* (1999c) presentaron una discusión acerca de las condiciones tectónicas de extensión en la SCN. El modelo es además consistente con las observaciones geofísicas en la región central del CVM: (1) una sismicidad somera en condiciones extensionales (focos a < 50 km de profundidad; *e.g.*, UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995); (2) la existencia de un manto anómalo somero (una capa de manto con baja velocidad sísmica,  $V_p = 7.6$  km/s, y una baja densidad, 3.29-3.25 g/cm<sup>3</sup>; Molina-Garza y Urrutia-Fucugauchi, 1993; Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000), (3) una fuerte anomalía negativa (-200 m/s) en la velocidad de las ondas S, que se extiende hasta los 200 km de profundidad (*e.g.*, Gombert y Masters, 1988; Ziagos *et al.*, 1988; Van der Lee y Nolet, 1997), (4) un alto flujo de calor ( $\sim 90$  mW/m<sup>2</sup>; Ziagos *et al.*, 1985). Estas características, que no son típicas de márgenes activos, han sido reportadas en regiones con un magmatismo relacionado a *rifts* continentales (*e.g.*, *rift* del este de África, *rift* del Río Grande, etc.). Por otra parte, Campos Enríquez y Sánchez-Zamora (2000), en su modelo sobre la estructura de la corteza en el sur de México, han inferido que la placa de Cocos probablemente ha sido asimilada bajo el CVM, y puede estar subyaciendo la placa litosférica continental. En opinión de estos autores, la litósfera superior puede reaccionar a este fenómeno con un levantamiento para mantener el equilibrio isostático. Estas condiciones favorecerían la fusión parcial del manto litosférico (*e.g.*, McKenzie y Bickle, 1988).

Por otro lado, a partir del análisis de la información reportada por Wallace y Carmichael (1999), Ferrari y Rosas-Elguera (1999) señalaron que sólo el 19% de los centros de la SCN (volumen OIB < 95 km<sup>3</sup>) muestran una afinidad intraplaca. En el contexto de un modelo de extensión, esta observación podría explicarse de la siguiente manera: se ha reportado que, en la etapa temprana de una extensión continental, el manto litosférico es una potencial fuente magmática (Leeman y Fitton, 1989). La mayor parte de estos magmas se emplazarían en la base de la corteza (McKenzie y Bickle, 1988). En este sentido, Fix (1975) sugirió la existencia de material fundido en la base de la corteza en el centro de México, lo cual ha sido confirmado por modelos gravimétricos (*e.g.*, Campos-Enríquez y Sánchez-Zamora, 2000). Estos magmas podrían contribuir a un incremento en el espesor de la corteza y provocar su fusión parcial, así como procesos de mezcla entre los magma máficos y los evolucionados, consistente con lo observado en la SCN (Verma, 1999). De esta forma, sólo una parte del volumen de los magmas con características OIB, no afectados por los procesos de contaminación, alcanzaría la superficie.

Finalmente, los patrones multielementos normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989), de

los magmas máficos tipo OIB en la SCN (Figura 14a) reflejan un manto enriquecido en elementos incompatibles con respecto al manto primitivo. En este sentido, Sheth *et al.* (2000) han propuesto que los magmas tipo OIB en el CVM son producto de la fusión parcial de una fuente de manto que contiene vetillas de flogopita. Este mineral, que incorpora en su estructura HFSE, ha sido reportado como un mineral común en el manto litosférico continental (Lightfoot y Hawkesworth, 1988; Hawkesworth *et al.*, 1990). Por otro lado, los magmas tipo OIB de la SCN son totalmente contrastantes con los de basaltos generados en zonas de subducción, cuyos patrones multielementos (*e.g.*, Arco Volcánico Centroamericano; Figura 14b) reflejan un manto metasomatizado por fluidos provenientes de la placa y se caracterizan por fuerte enriquecimiento de elementos móviles (Ba, K y Sr), así como por anomalías negativas de HFSE (Th, Nb, Ta, Ti) y P.

Con todo lo anterior, se concluye que, al igual que para las regiones de Los Humeros y Acoculco (Verma, 2000b, 2001), el manto litosférico es la fuente de los magmas máficos en la SCN y la corteza juega un papel importante en la génesis de los magmas evolucionados.

Estos dos tipos de magmas podrían estar relacionados por un proceso de mezcla de magmas. Este escenario podría ser posible dadas las condiciones tectónicas de extensión, no sólo en la SCN sino a lo largo de la parte central y oriental del CVM (*e.g.*, Márquez *et al.*, 1999a, c). Los procesos de subducción no parecen contribuir al origen de los magmas en la SCN.

### PERSPECTIVAS DE UNA INVESTIGACIÓN GEOQUÍMICA EN LA SCN

El análisis crítico de la información geoquímica reportada para la SCN, así como su manejo e interpretación, revelan que aún no se cuenta con una comprensión profunda acerca del origen y la evolución magmática. Si bien es cierto que los magmas máficos pueden relacionarse a un ambiente de extensión, no existe información geoquímica completa de elementos traza y de isótopos para los magmas intermedios con alto contenido de MgO. El origen de estos magmas pudiera estar relacionado a un manto metasomatizado o a un alto grado de fusión de un cúmulo máfico en la base de la corteza infe-

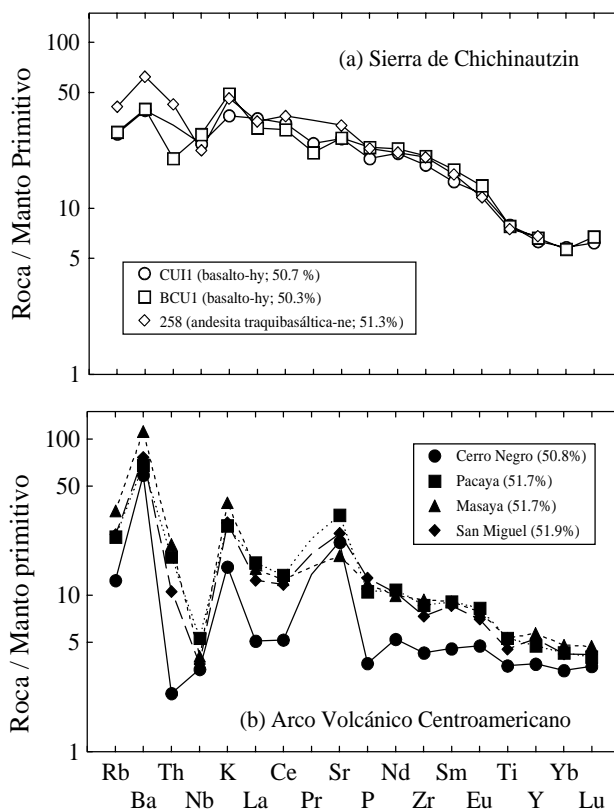


Figura 14. Diagrama multielementos normalizado a manto primitivo para: (a) magmas máficos (T1) de la SCN, (b) magmas máficos del Arco Volcánico Centroamericano (Chan *et al.*, 1999). Los datos de manto primitivo para normalización (en ppm) fueron tomados de Sun y McDonough (1989): Rb = 0.635, Ba = 6.989, Th = 0.085, Nb = 0.713, K = 250, La = 0.687, Ce = 1.775, Pr = 0.276, Sr = 21.1, P = 95, Nd = 1.354, Zr = 11.2, Sm = 0.444, Eu = 0.168, Ti = 1300, Y = 4.55, Yb = 0.493, Lu = 0.074. En paréntesis se presenta el contenido de SiO<sub>2</sub> para cada muestra representada (ajustado a 100% en base seca).

rior. Por otro lado, en el modelado de fusión parcial de los magmas máficos deberían aplicarse métodos de inversión, ya que no se cuenta actualmente con información sobre la composición química y mineralógica del manto bajo el centro de México. La presencia de magmas evolucionados con contenidos de  $\text{SiO}_2$  tan altos como 60% o de muestras con estructuras de desequilibrio mineralógico hace necesario probar el efecto de diversos procesos de diferenciación. De esta forma, la construcción de un modelo petrogenético más representativo para la SCN requiere:

- (1) Un muestreo amplio que cubra la mayor parte del campo monogenético. A este respecto, el grupo de trabajo del CIE-UNAM cuenta con una colección de ~80 muestras que se distribuyen en la mayor parte de la SCN.
- (2) Tener un mayor control en los métodos de análisis geoquímico, tal como utilizar MRG adecuados y bien caracterizados en cuanto a su composición química, así como realizar estimaciones de precisión, exactitud y límites de detección analíticos para cada método aplicado. En este punto, es importante señalar que se ha aplicado con éxito una metodología estadística para evaluar la composición geoquímica de un grupo de MRG, la cual ha sido aceptada internacionalmente (Verma, 1997b; Verma *et al.*, 1998).
- (3) Realizar un análisis geoquímico e isotópico completo en las muestras a estudiar y que incluya elementos mayores, traza y relaciones isotópicas de Sr, Nd y Pb, complementado por estudios acerca de la composición química de minerales.
- (4) Aplicar correctamente las herramientas geoquímicas gráficas y de cálculo: norma CIPW, diagramas de clasificación química, normalizados y de discriminación tectono-magmática.
- (5) Desarrollar modelos cuantitativos de inversión para evaluar los procesos de fusión parcial que dieron origen a los magmas máficos.
- (6) Desarrollar modelos cuantitativos para identificar los procesos de diferenciación involucrados en la evolución magmática en la SCN (*e.g.*, cristalización fraccionada, cristalización fraccionada con asimilación, mezcla de magmas, etc.).

### MODELADO PRELIMINAR DE FUSIÓN PARCIAL (MÉTODOS DE INVERSIÓN)

Con el objeto de avanzar en estos objetivos, se desarrolló un modelo preliminar de fusión parcial (método de inversión) con los datos compilados para magmas máficos de la SCN. Este tipo de modelos aún no ha sido desarrollado para ningún centro volcánico en el CVM y es una de las líneas de investigación a explorar con el objeto de mejorar nuestra comprensión acerca del origen del magmatismo en el centro de México.

Se identificaron 43 muestras de magmas máficos que mostraron características primarias según los crite-

rios:  $\text{SiO}_2 < 53\%$ ,  $\text{Mg-v} > 64$ ,  $\text{FeO}^1/\text{MgO} < 1.3$  y  $\text{Ni} > 120$  ppm, distribuyéndose en dos grupos normativos: magmas de *hy + ol* (5 basaltos, 6 traquibasaltos, 3 andesitas basálticas y 20 andesitas traquibasálticas) y magmas de *ne + ol* (1 basalto, 4 traquibasaltos y 4 andesitas traquibasálticas). Estos magmas se consideraron en equilibrio con un manto de composición *Ol + Opx + Cpx*, en una relación 0.80:0.18:0.02. El proceso de fusión parcial fue modelado de manera inversa, en primera instancia, aplicando el método de la relación de las concentraciones en los magmas (CR, *concentration ratio*) propuesto por Maaløe (1994), para condiciones de equilibrio normal. En este método se utiliza la relación de concentraciones de dos elementos incompatibles A y B (con coeficientes de partición  $D_A < D_B$ ) en dos magmas que se supone se formaron a diferentes grados de fusión ( $f_1$  y  $f_2$ ). Los enriquecimientos de estos elementos ( $Q = C_A^1/C_A^2$ ;  $R = C_B^1/C_B^2$ ) son utilizados para estimar los grados de fusión parcial. De esta forma, las muestras CHI13 (0.82 *Ol*: 0.18 *Plg*; con *hy* normativa; Verma, 2000a) y WC307 (0.90 *Ol*: 0.10 *Plg*; con *ne* normativa; Wallace y Carmichael, 1999) se consideraron como magmas generados de la misma fuente en grados de fusión extremos. Se supuso que la fuente magmática es químicamente homogénea, aunque existe cierta heterogeneidad isotópica. La Tabla 6 presenta coeficientes de partición promedio (D) y su desviación estándar asociada para magmas basálticos utilizados en este trabajo para las fases *Ol*, *Opx*, *Cpx* y *Plg*. Es importante señalar que actualmente existe una incertidumbre importante en los valores de D para condiciones del manto y que para la mayoría de los elementos traza los datos disponibles presentan un intervalo muy amplio (Henderson, 1984; Cebriá y López-Ruiz, 1996), como se aprecia en la Tabla 6. La Figura 15 presenta la curva  $R-f_1$  para el modelado de CR utilizando como elemento altamente incompatibles al Nb ( $Q_{\text{Nb}} = 1.345$ ) y como elementos menos incompatibles al Y ( $R_Y = 1.05$ ), Zr ( $R_{\text{Zr}} = 1.11$ ) y Sr ( $R_{\text{Sr}} = 1.12$ ). El modelado dio por resultado grados de fusión promedio de aproximadamente  $f_1 = 1\%$  y  $f_2 = 10\%$ .

Por otro lado, la fusión parcial en condiciones de equilibrio para generar los magmas máficos CHI-13, CUI1, BCU1, CHI04 y CHI01 (Verma, 2000a) fue modelada siguiendo el método de la relación de concentraciones en la fuente (SR, *source ratio*), desarrollado por Minster y Allègre (1978). En este método se deducen ecuaciones lineales derivadas de gráficos  $C_A/C_B - C_A$  con datos de un grupo de magmas que se supone provienen de la misma fuente y en donde el intercepto representa una aproximación de la relación de los elementos en la fuente. A partir de este valor se realiza una estimación de los grados de fusión parcial. En el presente estudio, se utilizaron Nb y La como elementos altamente incompatibles, mientras que Ce, Nd, Sm, Eu e Y representaron elementos menos incompatibles. Varios autores han reportado que en ocasiones existe una relación lineal estadísticamente poco probable en el espacio  $C_A/C_B - C_A$ , debido

Tabla 6. Coeficientes de partición.

Elem	N <sup>a</sup>	D	S	Referencias <sup>b</sup>	N	D	S	Referencias <sup>b</sup>	
<b>Olivino</b>					<b>Ortopiroxeno</b>				
La	3	0.0038	0.0020	2,7,12	1	0.0005	--	16	
Ce	6	0.0067	0.0021	3,12,18	3	0.0021	0.0009	1,7,16	
Nd	9	0.0059	0.0038	3,12,13,18	1	0.034	--	3 <sup>c</sup>	
Sm	32	0.0087	0.0039	2,3,5,6,7,12,13,18	8	0.032	0.018	1,5,7	
Eu	9	0.0078	0.0025	2,3,7,12,15,18	2	0.023	--	1,7	
Y	3	0.023	0.008	18	1	0.19	--	18 <sup>c</sup>	
Nb	2	0.015	--	18	2	0.015	--	19	
<b>Clinopiroxeno</b>					<b>Plagioclasa</b>				
La	31	0.13	0.09	1,7,8,9,10,11,12,14,15,16,17,20,21,23	8	0.138	0.037	2,4,7,9,14,18	
Ce	30	0.19	0.09	1,3,7,8,10,11,12,16,17,20,21,22,23	7	0.099	0.016	2,3,4,7,11,18	
Nd	25	0.38	0.18	1,3,7,8,10,12,17,20,21,23	6	0.057	0.029	2,3,4,7,18	
Sm	20	0.60	0.22	1,3,7,8,10,11,12,17,20,21,23	7	0.041	0.016	2,3,4,7,11,18	
Eu	21	0.56	0.17	1,3,7,8,9,10,11,12,14,15,23	7	0.33	0.16	2,3,7,9,11,14,18	
Y	13	0.67	0.30	17,20,21,23	3	0.025	0.010	4,18	
Nb	20	0.016	0.013	16,17,19,20,21,23	1	0.035	--	18	

<sup>a</sup>N = número de datos compilados, D = coeficiente de partición promedio, S = desviación estándar. <sup>b</sup>Referencias: (1) Onuma *et al.* (1968); (2) Higuchi y Nagasawa (1969); (3) Schnetzler y Philpotts (1970); (4) Drake y Weill (1975); (5) Mysen (1976); (6) Leeman y Scheidegger (1977); (7) Matsui *et al.* (1977); (8) Shimizu (1980); (9) Villemant *et al.* (1981); (10) Shimizu *et al.* (1982); (11) Dostal *et al.* (1983); (12) Fujimaki *et al.* (1984); (13) McKay (1986); (14) Lemarchand *et al.* (1987); (15) Villemant (1988); (16) Kelemen (1992); (17) Hart y Dunn (1993); (18) Dunn y Sen (1994); (19) Forsythe *et al.* (1994); (20) Johnson (1994); (21) Skulski *et al.* (1994); (22) Gaetani y Grove (1995); (23) Chazot *et al.* (1996). <sup>c</sup>Coeficiente de partición para magmas intermedios.

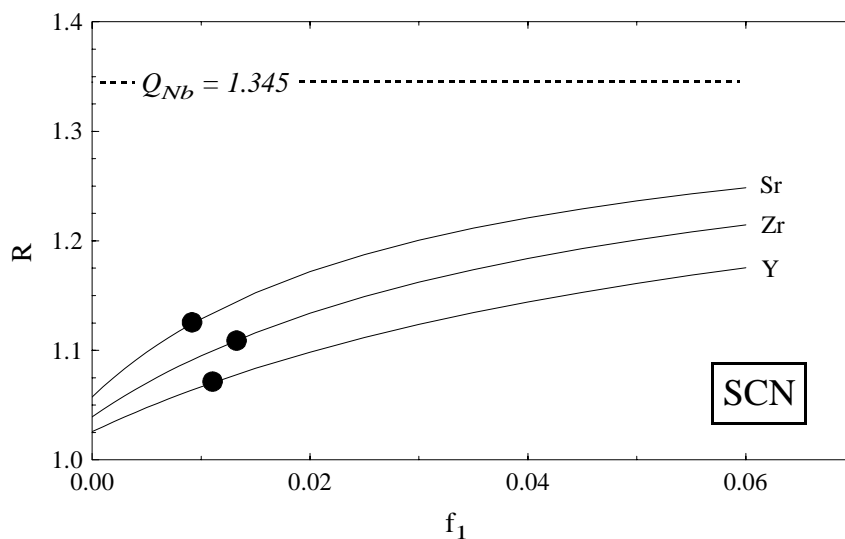


Figura 15. Modelo CR para la SCN utilizando Nb como elemento altamente incompatible (D = 0.005) y Zr (D = 0.012), Y (D = 0.023) y Sr (D = 0.27) como elementos menos incompatibles. Q<sub>Nb</sub> = factor de enriquecimiento de Nb, R = factor de enriquecimiento de elementos menos incompatibles y f<sub>1</sub> = grado de fusión parcial inferior en el proceso. Los datos de elementos traza fueron tomados de Wallace y Carmichael (1999) y Verma (2000a).

Tabla 7. Modelado de fusión parcial para la SCN (método de inversión SR).

$C_A/C_B =$	$m \cdot C_A$	+	$b$	$r^a$ ( $n=5$ )	$R_{obs} = C_A/C_B$		$f$ (%)	
					1	2	$f_1$	$f_2$
$(C_{La}/C_{Ce}) =$	$0.370 \cdot C_{La}$	+	0.002	0.93	0.432	0.393	2	8
$(C_{La}/C_Y) =$	$0.265 \cdot C_{La}$	+	0.020	0.89	0.875	0.386	2	12
$(C_{Nb}/C_Y) =$	$0.429 \cdot C_{Nb}$	+	0.011	0.92	0.760	0.580	7	16

<sup>a</sup>Todos los valores de  $r$  presentan un nivel de confianza mayor al 95% (para ello,  $r$  debe ser  $>0.88$  a  $n=5$ ; Bevington, 1969).

en parte a que las concentraciones de los elementos traza se desvían de las predicciones del modelo de fusión parcial en equilibrio (Clague y Frey, 1982; Gianetti y Ellam, 1994; Zou y Zindler, 1996). En estos casos, no se pueden utilizar los valores de intercepción en el eje de las ordenadas y de pendiente en la elaboración de un modelo petrológico. Por esta razón, fueron considerados solamente aquellos casos en donde el coeficiente de regresión  $r$  fuera estadísticamente significativo a un nivel de confianza de 95% (tal que  $r_{n=5} > 0.88$ ; Bevington, 1969), los cuales se reportan en la Tabla 7. El análisis en el sistema Nb-Y dio como resultado grados de fusión aproximados de  $f_1 = 7\%$  y  $f_2 = 16\%$ , los cuales son más altos a los obtenidos en el modelado CR basado en Nb. Por otro lado, en los sistemas La-Ce y La-Y se obtuvieron grados de fusión promedio de aproximadamente  $f_1 = 2\%$  y  $f_2 = 10\%$ , en concordancia a los obtenidos en el modelado CR. Es claro que las diferencias observadas en estos modelos obedecen a las incertidumbre en los datos analíticos (e.g., datos de Nb obtenidos por XRF) y en valores de  $D$ , así como a un número limitado de muestras de la SCN consideradas en el estudio. Finalmente, es importante señalar que modelos más confiables pueden ser preparados si se cuenta con una base más amplia de coeficientes de partición y un mayor número de datos analíticos confiables de elementos traza. Estos modelos podrían ser aún más confiables y representativos, si se pudiera cuantificar los coeficientes de partición en los magmas de la SCN, por mediciones directas (aplicando, por ejemplo, el método *Laser Ablation ICP-MS*).

## CONCLUSIONES

Se presentaron los resultados de una revisión bibliográfica exhaustiva relacionada con estudios geológicos, geocronológicos y geoquímicos en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin, parte cen-

tral del Cinturón Volcánico Mexicano. Con base en el análisis crítico de la información, se detectaron problemas analíticos como: la aplicación de métodos inadecuados para el análisis de algunos elementos, un uso incorrecto de materiales de referencia geoquímica y una descripción vaga o exclusión de información acerca de precisión y exactitud analítica. En varios trabajos, se observó un manejo inadecuado de la información geoquímica. Un especial énfasis se hizo en el análisis crítico de los pocos modelos cuantitativos desarrollados para explicar el origen del magmatismo máfico. Se estableció que los modelos geoquímicos que apoyan procesos de subducción tienen poco sustento geológico y geoquímico. Por el contrario, se apoyó el modelo que propone que los magmas máficos fueron generados por fusión parcial de un manto peridotítico en un ambiente tectónico de extensión. Con el objeto de desarrollar un modelo petrogenético para probar dicho modelo, se propone mejorar la confiabilidad en los procedimientos analíticos y realizar un manejo adecuado de la información geoquímica. Así mismo, se realizó una estimación del grado de fusión a los cuales se generaron los magmas máficos, aplicando métodos de inversión geoquímica.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen el apoyo financiero del CONACyT (proyecto G32684-T) y de la DGAPA-UNAM (proyecto PAPIIT IN106199) para la realización de esta investigación. Así mismo, agradecen los comentarios de L. Forsythe, A. Martín, M. de S. Hernández, M. Valencia, D. Morán-Zenteno, L. Ferrari y un revisor anónimo, que han contribuido a mejorar la versión inicial de este manuscrito. El primer autor (FVT) agradece a la Universidad Autónoma de Nuevo León por el apoyo recibido para realizar estudios de Doctorado, dentro del Programa de Mejoramiento de Personal Académico - SEP/UANL.

## REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilar y Vargas, V.H., y Verma, S.P., 1987, Composición química (elementos mayores) de los magmas del Cinturón Volcánico Mexicano, *in* Verma, S., ed., Volumen Especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano—Parte 3B: Geofísica Internacional, v. 26, p. 195-272.
- Aitchinson, J., 1986, The statistical analysis of compositional data: New York, Methuen, 650 p.
- Anderson, D.L., 1998, The scales of mantle convection: Tectonophysics, v. 284, p. 1-17.
- Arnold, J.R., y Libby, W.F., 1951, Radiocarbon dates (List 1): Science, v. 113, p. 11-20.
- Ávila Bravo, V., 1998, Cartografía geológica y estratigrafía del grupo Chichinautzin, en el área de Tepoztlán, Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México, D.F., Tesis profesional, 59 p. + apéndices (Inédita).
- Bevington, P.R., 1969, Data reduction and error analysis for the physical sciences: New York, McGraw-Hill, 336 p.
- Blatter, D., y Carmichael, I.S.E., 1997, Mantle xenoliths hosted by hydrous andesites near Valle de Bravo, Central Mexico: Geological Society of America, Annual Meeting, Abstracts with Programs, v. 29, p. A-394 (abstract).
- Bloomfield, K., 1975, A late Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico: Geologische Rundschau, v. 6, p. 476-497.
- Bloomfield, K., y Valastro, S., 1974, Late Pleistocene eruptive history of Nevado de Toluca volcano, central Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 901-906.
- Boudal, C., y Robin, C., 1988, Relations entre dynamismes éruptifs et réalimentations magmatiques d'origine profonde at Popocatepetl.: Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 955-971.
- Böhhnel, H., Urrutia-Fucugauchi, J., y Herrero, E., 1990, Paleomagnetic data from central Mexico and their use of paleosecular variation studies: Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 64, p. 224-236.
- Butler, J.C., 1979, Numerical consequences of changing the units in which chemical analyses of igneous rocks are analysed: Lithos, v. 12, p. 33-39.
- , 1981, Effect of various transformations on the analysis of percentage data: Mathematical. Geology, v. 13, p. 53-68.
- Campos-Enríquez, J.O., y Sánchez-Zamora, O., 2000, Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data: Journal of South American Earth Sciences, v. 13, p. 479-489.
- Cantagrel, J.M., Robin, C., y Vincent, P.M., 1981, Les grandes étapes d'évolution d'un volcan andésitique: exemple du Nevado de Toluca (Mexico): Bulletin of Volcanology, v. 44, p. 177-188.
- Cañón-Tapia, E., Walker, G.P.L., y Herrero-Bervera, E., 1995, Magnetic fabric and flow direction in basaltic pahoehoe lava of Xitle Volcano, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 65, p. 249-263.
- Cas, R.A.F., y Wright, J.V., 1996, Volcanic successions—modern and ancient: Londres, Chapman & Hall, 528 p.
- Cebriá, J.-M., y López-Ruiz, J., 1996, A refined method for trace element modelling of nonmodal batch partial melting processes—The Cenozoic continental volcanism of Calatrava, central Spain: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 60, p. 1,355-1,366.
- Cebull, S.E., y Shubert, D.H., 1987, Mexican Volcanic Belt—an intraplate transform: Geofísica Internacional, v. 26, p. 1-13.
- CETENAL, 1975, [Hoja] Cuernavaca (E14-A59), Morelos y México: México, D.F., Secretaría de la Presidencia, Comisión de Estudios del Territorio nacional, Carta Geológica, Escala 1:50,000.
- Chan, L.H., Leeman, W.P., y You, C.F., 1999, Lithium isotopic composition of Central American Volcanic Arc lavas—implications for modification of subarc mantle by slab-derived fluids: Chemical Geology, v. 160, p. 255-280.
- Chayes, F., 1960, On correlation between variables with a constant sum: Journal of Geophysical Research, v. 65, p. 4,185-4,193.
- Chazot, G., Menzies, M.A., y Harte, B., 1996, Determination of partition coefficients between apatite, clinopyroxene, amphibole, and melt in natural spinel lherzolites from Yemen—Implications for wet melting of the lithospheric mantle: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 60, p. 423-437.
- Clague, D.A., y Frey, F.A., 1982, Petrology and trace element geochemistry of the Honolulu volcanics, Oahu—Implications for the oceanic mantle below Hawaii: Journal of Petrology, v. 23, p. 447-504.
- Córdova, C., Martín del Pozzo, A.L., y López, C.J., 1994, Paleolandforms and volcanic impact on the environment of Prehistoric Cuicuilco, southern Mexico City: Journal of Archeological Sciences, v. 21, p. 585-596.
- Cox, K.G., Bell, J.D., y Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks: Londres, George, Allen and Unwin, 450 p.
- Crane, H.R., y Griffin, J.B., 1958, University of Michigan radiocarbon dates III: Science, v. 128, p. 1,117-1,123.
- Cross, T.A., y Pilger, R.H., 1982, Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs and tectonics of arc and back-arc regions: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 545-562.
- Davidson, J.P., 1996, Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism, *in* Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., y Platt, J.P., eds., Subduction: top to bottom: American Geophysical Union, Geophysical Monograph, v. 96, p. 251-262.
- De Bièvre, P., Kaarls, R., Peiser, H.S., Rasberry, S.D., y Reed, W.P., 1996, Measurement principles for traceability in chemical analysis: Accreditation and Quality Assurance, v. 1, p. 3-13.
- De Cserna, Z., y Fries, C., 1981, Resumen de la geología de la Hoja Taxco 14Q-h(7), Estados de Guerrero, México y Morelos: México, D.F., Universidad nacional Autónoma de México, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, 47 p.
- De Cserna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., y Mota-Palomino, R., 1988, Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México: México, D.F., Universidad nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, v. 104, 71 p.
- Deevey, E.S., Jr., Gralenski, L.J., y Hoffren, V., 1959, Yale natural radiocarbon measurements: Radiocarbon, v.1, p. 144-172.
- Defant, M.J., y Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: Nature, v. 347, p. 662-665.
- De la Rüe, E.A., 1947, Fréquence des enclaves quartzzeuses dans les basaltes récents des environs de Mexico (D.F.), Mexique: Comptes Rendus Sommaire des Séances Société Géologique de France, v. 4, p. 74-76.
- Delgado Granados, H., 1994, Comparative studies on the Tectonics and Volcanism of Circum-Pacific Arcs (Foreword): Geofísica Internacional, v. 33, p. 5-19.
- Delgado Granados, H., y Martín del Pozzo, A.L., 1993, Pliocene to Holocene volcanic geology at the junction of Las Cruces, Chichinautzin and Ajusco ranges, southwest of Mexico city: Geofísica Internacional, v. 32, p. 511-522.
- Delgado, H., Arana-Salinas, L., Nieto-Obregón, J., Mendoza-Rosales, C., y Silva-Romo, G., 1997, Pelado volcano in southern Mexico City, a young monogenetic volcano (<1,000 years old) and its possible impact in human settlements, *in*, Abstract volume. Volcanic activity and the environment, General Assembly IAVCEI: Puerto Vallarta, Jalisco: Guadalajara, Jalisco, Gobierno del Estado de Jalisco, Unidad Editorial p. 123 .
- Delgado, H., Molinero, R., Cervantes, P., Nieto-Obregón, J., Lozano-Santa Cruz, R., Macías-González, H.L., Mendoza-Rosales, C., y Silva Romo, G., 1998, Geology of Xitle volcano in southern Mexico City, a 2000-year old monogenetic volcano in an urban area: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 15, p. 115-131.
- Demant, A., 1981, L'axe Néovolcanique transmexicain, étude volcanologique et pétrographique, signification géodynamique: Marseille, France, Université de Droit, d'Economie et des Sciences, These Doctoral, 259 p. (Unpublished).
- Dickson, M.H., y Fanelli, M., 1994, Small geothermal resources—A review: Energy Sources, v.16, p. 349-376.

- Dostal, J., Dupuy, C., Carron, J.P., Le Guen de Kerneizon, M., y Maury, R.C., 1983, Partition coefficients of trace elements—application to volcanic rocks of St. Vincent, West Indies: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, p. 525-533.
- Drake, M.J., y Weill, D.F., 1975, Partition of Sr, Ba, Ca, Y, Eu<sup>2+</sup>, Eu<sup>3+</sup>, and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid—an experimental study: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 39, p. 689-712.
- Dunn, T., y Sen, C., 1994, Mineral/matrix partition coefficient for orthopyroxene, plagioclase, and olivine in basaltic to andesitic systems—A combined analytical and experimental study: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 717-733.
- Faure, G., 1986, *Principles of isotope geology*: New York, Wiley, 589 p.
- Ferrari, L., y Rosas-Elguera, J., 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?, *Comment: Geology*, v.27, p. 1,055-1,056.
- Ferrari, L., Pasquarè, G., y Tibaldi, A., 1990, Plio-Quaternary tectonics on the central Mexican Volcanic Belt and some constraints on its rifting mode: *Geofísica Internacional*, v. 29, p. 5-18.
- Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas, S., Castillo, D., y Romero, F., 1994, Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block: *Geofísica Internacional*, v. 33, p. 139-151.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., y Carrasco-Núñez, 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.
- Fix, J.E., 1975, The crust and the upper mantle of central Mexico: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v.43, p. 453-499.
- Forsythe, L.M., Nielsen, R.L., y Fisk, M.R., 1994, High-field-strength element partitioning between pyroxene and basaltic to dacitic magmas: *Chemical Geology*, v. 117, p. 107-125.
- Fries, C., 1956, Bosquejo geológico de las partes central y occidental del Estado de Morelos y áreas contiguas de los estados de Guerrero y México, in *XX Congreso Internacional de Geología Memorias del XX Congreso Internacional de Geología, Excursión C-9*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, México, D.F., p. 17-53.
- 1960, Geología del estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología Boletín, v. 60, 236 p.
- 1966, Resumen de la geología de la hoja Cuernavaca, Estado de Morelos y Guerrero y Puebla: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100.000, resumen en el anverso del mapa.
- Fujimaki, H., Tatsumoto, M., y Aoki, K., 1984, Partition coefficient of Hf, Zr, and REE between phenocrysts and groundmasses: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. B662-B672.
- Gaetani, G.A., y Grove, T.L., 1995, Partitioning of rare earth elements between clinopyroxene and silicate melt—crystal-chemical controls: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, p. 1,951-1,962.
- García, A., Macías, J.L., Saldaña, J.L., Espíndola, J.M., 1996, Marco geológico estructural de la región del Nevado de Toluca, Estado de México: *Actas INAGEQ*, v. 2, p. 115-120.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Capra, L., Garduño, V.H., y Espíndola, J.M., 2001, *Geology of Nevado de Toluca volcano and surrounding areas, Central Mexico*: Geological Society of America Map Series, en prensa.
- Ghiorso, M.S., y Sack, R.O., 1995, Chemical mass transfer in magmatic processes. IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 119, p. 197-212.
- Giannetti, B., y Ellam, R., 1994, The primitive lavas of Roccamonfina volcano, Roman region, Italy—new constraints on melting processes and source mineralogy: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 116, p. 21-31.
- Gladney, E.S., Jones, E.A., Nickell, E.J., y Roelandts, I., 1991, 1988 compilation of elemental concentration data for USGS DTS-1, G-1, PCC-1, and W-1: *Geostandards Newsletter*, v. 15, p. 199-396.
- Gomberg, J.S., y Masters, T.G., 1988, Waveform modeling using locked-mode synthetic and differential seismograms—application to determination of the structure of Mexico: *Geophysical Journal*, v. 94, p. 193-218.
- González-Pomposo, G.J., y Valdés-González, C., 1995, Seismicity of the State of Puebla, Mexico, 1986-1989: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 221-231.
- Guild, F.N., 1906, Eruptive rocks in Mexico: *American Journal of Science*, v. 172, p. 159-175.
- Gunn, B.M., y Mooser, F., 1971, Geochemistry of the volcanics of central Mexico: *Bulletin of Volcanology*, v. 34, p. 577-616.
- Hart, S.R., y Dunn, T., 1993, Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 113, p. 1-8.
- Hasenaka, T., 1994, Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field, Central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 63, p. 13-31.
- Hasenaka, T., y Carmichael, I.S.E., 1985, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico—their age, volume, and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 25, p. 105-124.
- 1987, The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico—petrology and chemistry: *Journal of Petrology*, v. 28, p. 241-269.
- Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wilderman, T.R., 1968, Relative and absolute abundance of the rare-earths, in Ahrens, L. H., ed., *Origin and distribution of the elements*: New York, Pergamon, p. 889-912.
- Hawkesworth, C.J., Kempton, P.D., Rogers, N.W., Ellam, R.M., and van Clasteren, P.W., 1990, Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 96, núm. 4, p. 256-268.
- Heizer, R., y Bennyhoff, J.A., 1958, Archeological investigation of Cuicuilco, Valley of Mexico: *Science*, v. 127, p. 232-233.
- Henderson, P., 1984, General properties and abundances of the rare earth elements, in Henderson, P., ed., *Rare Earth Geochemistry*: Londres, Elsevier, p. 1-32.
- Herrero, B.E., y Pal, S., 1978, Paleomagnetic study of Sierra Chichinautzin, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 17, p. 167-180.
- Higuchi, H., y Nagasawa, H., 1969, Partition of trace elements between rock-forming minerals and the host volcanic rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 7, p. 281-287.
- Humboldt, A.v., 1849, *Cosmos*: Londres, Henry G. Bohn Ltd., v. 1, 390 p.
- Irvine, T.N., y Baragar, W.R.A., 1971, A guide to the chemical classification of common volcanic rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, p. 523-548.
- ISO, 1989, *Guide 35: Certification of reference materials - general and statistical principles*: Ginebra, International Standard Organization, Committee on Reference Materials, 32 p.
- Johnson, C.A., y Harrison, C.G.A., 1990, Neotectonics in central Mexico: *Physics of Earth and Planetary Interiors*, v. 64, p. 187-210.
- Johnson, K.T.M., 1994, Experimental cpx/ and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures—Petrogenetic implications: *Mineralogical Magazine*, v. 58A, p. 454-455.
- Johnson, W.M., 1991, Use of geochemical reference materials in a quality control/quality assurance program: *Geostandards Newsletter*, v. 15, p. 23-31.
- Kelemen, P.B., 1992, Depletion of Nb relative to other highly incompatible elements by melt/rock reaction in the upper mantle: *EOS*, v. 73, p. 656-657.



- Kelsey, C.H., 1965, Calculation of the CIPW-norm: Mineralogical Magazine, v. 34, p. 276-282.
- Kirianov, V.Y., Koloskov, A.B., De la Cruz-Reyna, S., y Martín del Pozzo, A.L., 1990 (Traducción de V. Rodríguez y E. Lounejeva), Manifestaciones de las principales etapas del vulcanismo reciente en la zona Chichinautzin (Faja Volcánica Mexicana): Informe de la Academia de Ciencias de la URSS, v. 311, p. 432-434.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., y Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: Journal of Petrology, v. 27, p. 745-750.
- Leeman, W.P., y Fitton, J.G., 1989, Magmatism associated with lithospheric extension—Introduction: Journal of Geophysical Research, v. 94, p. 7,682-7,684.
- Leeman, W.P., y Scheidegger, K.F., 1977, Olivine/liquid distribution coefficients and a test for crystal-liquid equilibrium: Earth and Planetary and Science Letters, v. 35, p. 247-257.
- Le Maitre, R.W. Ed., 1989, A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Oxford, Blackwell, 161 p. 1 Tabla.
- Lemarchand, F., Villemant, B., y Calas, G., 1987, Trace element distribution coefficients in alkaline series: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 51, p. 1,071-1,081.
- Libby, F.W., 1955, Radiocarbon dating: Chicago, University Chicago Press, 124 p.
- Luhr, J.F., 1997, Extensional tectonics and the diverse primitive volcanic rocks in the western Mexican Volcanic Belt: Canadian Mineralogist, v. 35, p. 473-500.
- Luhr, J.F., 2000, The geology and petrology of Volcán San Juan (Nayarit, Mexico) and the compositionally zoned Tepic Pumice: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 95, p. 109-156.
- Luhr, J.F., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., Nelson, S.A., y Hasenaka, T., 1989, Primitive calc-alkaline and alkaline rock types from the western Mexican Volcanic Belt: Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 4,515-4,530.
- Maaløe, S., 1994, Estimation of the degree of partial melting using concentration ratios: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 58, p. 2,519-2,525.
- MacDonald, G.A., y Katsura, T., 1964, Chemical compositions of Hawaiian lavas: Journal of Petrology, v. 5, p. 82-133.
- Macías, J.L., García, P.A., Arce, J.L., Siebe, C., Espíndola, J.M., Komorowski, J.C., Scott, K., 1997, Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central Mexico, in Limk, K.P. y Kowahis, B.J., eds., Proterozoic to Recent stratigraphy, tectonics and volcanology of Utah, Nevada, Southern Idaho and Central Mexico: Brigham Young University, Geological Studies, v. 42, p. 493-528.
- Martín del Pozzo, A.L., 1980, Vulcanología de la Sierra de Chichinautzin: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de Maestría, 131 p. (Inédita).
- 1982, Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico: Bulletin Volcanologique, v. 45, p. 9-24.
- 1989, Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra de Chichinautzin: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis Doctoral, 148 p. + Apéndices (Inédita).
- Martín del Pozzo, A.L., Morales Puente, P., Casar Aldrete, I., y Urrutia Fucugauchi, J., 1989, Strontium isotopic and geochemical data from the Chichinautzin monogenetic volcano field, Basin of Mexico—Crustal structure and composition of the magmatic arc: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Comunicaciones Técnicas, v. 105, p. 1-11.
- Martín del Pozzo, A.L., Córdoba, C., y López, J., 1997, Volcanic impact on the southern basin of Mexico during the Holocene: Quaternary International, v. 43/44, p. 181-190.
- Márquez González, A., 1998, Relaciones tecto-volcánicas en el centro del Cinturón Volcánico Mexicano—El campo volcánico de Sierra Chichinautzin: Madrid, España, Universidad Complutense, Facultad de Ciencias Geológicas, Tesis Doctoral, 247 p. (Inédita).
- Márquez, A., Verma, S.P., y Anguita, F., 1997, Tectonics and volcanism of Sierra de Chichinautzin—a rift-related volcanic-field at the front of the central Trans-mexican volcanic belt, in Abstract volume. Volcanic activity and the environment. General Assembly IAVCEI: Puerto Vallarta, Jalisco: Guadalajara, Jalisco, Gobierno del Estado de Jalisco, Unidad Editorial IAVCEI Abstract Programs, p. 143.
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblás, M., y Verma, S.P., 1999a, 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.
- 1999b, 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? - Reply: Geology, v. 27, p. 1,056.
- Márquez, A., Verma, S.P., Anguita, F., Brandle, J.L., y Oyarzun, R., 1999c, Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin—extension at the front of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 93, p. 125-150.
- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E., Ernesto, M., Bellieni, G., y De Min, A., 1999, Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the central Atlantic magmatic province: Science, v. 284, p. 616-618.
- Matsui, Y., Onuma, N., Nagasawa, H., Higuchi, H., y Banno, S., 1977, Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma: Bulletin de la Société Française de Minéralogie et Cristallographie, v. 100, p. 315-324.
- McCulloch, M.T., y Gamble, J.A., 1991, Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism: Earth and Planetary Science Letters, v. 102, p. 358-374.
- McGehee, R., 1976, Structures of the Xitle Volcano and the lavas of the Pedregal de San Angel, Mexico, D.F.: Geological Society of America, Abstracts with Programs, p. 55. (Abstract).
- McKay, G.A., 1986, Crystal/liquid partitioning of REE in basaltic systems—Extreme fractionation of REE in olivine: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 50, p. 69-79.
- McKenzie, D., Bickle, M.J., 1988, The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere: Journal of Petrology, v. 29, p. 625-679.
- McNally, K., González-Ruiz, J.R., y Stolte, C., 1986, Seismogenesis of the 1985 great ( $M_s = 8.1$ ) Michoacán, Mexico earthquake: Geophysical Research Letters, v. 13, p. 585-588.
- Meisch, A.T., 1969, The constant sum problem in geochemistry, in Merriam, D.F., ed., Computer Applications in the Earth Sciences: American Association of Mathematical Geology, Kansas, p. 161-176.
- Michael, P.J., 1988, The concentration, behaviour and storage of  $H_2O$  in the suboceanic upper mantle—implications for mantle metasomatism: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 52, p. 555-566.
- Middlemost, E.A.K., 1989, Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks: Chemical Geology, v. 77, p. 19-26.
- Minster, J.F., y Allègre, C.J., 1978, Systematic use of trace elements in igneous processes: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 68, p. 37-52.
- Molina-Garza, R., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1993, Deep crustal structure of central Mexico derived from interpretation of Bouguer gravity anomaly data: Journal of Geodynamics, v. 17, p. 181-201.
- Molnar, P., y Sykes, L.K., 1969, Tectonics of the Caribbean and Middle America region from focal mechanisms and seismicity: Geological Society of America Bulletin, v. 80, p. 1,639-1,684.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., Renne, P., 1994, Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin, v. 106, p. 383-394.

- Mooser, F., 1957, Los ciclos del vulcanismo que formaron la Cuenca de México, *in* XX Congreso Geológico Internacional, Simposio sobre Vulcanología del Cenozoico: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, v. 2, p. 337-348.
- 1972, El Eje Volcánico Mexicano, debilidad cortical pre-Paleozoica reactivada en el Terciario, *in* II Convención Geológica Nacional, Memoria: México, D.F., Sociedad Geológica Mexicana, p. 186-188.
- Mooser, F., Nairn, A.E.M., y Negendank, J.F.W., 1974., Paleomagnetic investigations of the Tertiary and Quaternary igneous rocks, VIII. A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico: *Geologische Rundschau*, v. 63, p. 451-483.
- Mora-Álvarez, G., Caballero, C., Urrutia, J., y Uchiumi, S., 1991, Southward migration of volcanic activity in the Sierra de las Cruces, Basin of Mexico. A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study: *Geofísica Internacional*, v. 30, p. 61-70.
- 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: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, 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.
- Morris, G.A., Larson, P.B., Hooper, P.R., 2000, "Subduction style" magmatism in a non-subduction setting—the Colville Igneous Complex, NE Washington State, USA: *Journal of Petrology*, v. 41, p. 43-67.
- Mysen, B., 1976, Partitioning of samarium and nickel between olivine, orthopyroxene, and liquid; preliminary data at 20 kbar and 1025°C: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 31, p. 1-7.
- Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 38, p. 757-775.
- Nakamura, K., 1977, Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—Principles and proposal: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 2, p. 1-16.
- Negendank, J.F.W., 1972a, Volcanics of the Valley of Mexico—description of some Mexican volcanic rocks with special consideration of the opaques. Part 1, Petrography of the volcanics: *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, v. 116, p. 308-320.
- 1972b, Volcanics of the Valley of Mexico—description of some Mexican volcanic rocks with special consideration of the opaques. Part 2, Opaque mineralogy: *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, v. 117, p. 183-195.
- 1973a, Geochemical aspects of volcanic rocks of the Valley of Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 13, p. 267-278.
- 1973b, Some aspects of volcanic rocks of the Valley of Mexico: *Bulletin Volcanologique*, v. 37, p. 292-303.
- Nixon, G.T., 1982, The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 514-523.
- 1987, Contributions to the geology and petrology of the Trans-Mexican Volcanic Belt: Vancouver, British Columbia, Canada, University of British Columbia, Ph. D. thesis (unpublished).
- 1988, Petrology of the younger andesites and dacites of Iztacihualt volcano, Mexico, II. Chemical stratigraphy, magma mixing, and the composition of basaltic magma influx: *Journal of Petrology*, v. 29, p. 265-303.
- Onuma, N., Higuchi, H., Wakita, H., y Nagasawa, H., 1968, Trace element partition between two pyroxenes and the host lava: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 5, p. 47-51.
- Ordoñez, E., 1890, El Pedregal de San Angel: *Memorias y Revista de la Sociedad Científica Antonio Alzate*, v. 4, p. 113-116.
- 1895, Las rocas eruptivas del suroeste de la Cuenca de México: *Boletín del Instituto de Geología*, v. 2, p. 5-46.
- Pal, S., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1977, Paleomagnetic, geochronology and geochemistry of some igneous rocks from Mexico and their tectonic implications, *in* Proceedings of the IV International Gondwana Symposium, Calcutta, India, v. II, p. 814-831.
- Pardo, M., y Suárez, G., 1995, Shape of subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico—seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 12,357-12,373.
- Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, *in* Thorpe, R.S., ed., *Andesites: New York, Wiley*, p. 525-548.
- 1983, Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, *in* Hawkesworth, C.J., y Norry, M.J., eds., *Continental basalts and mantle xenoliths: Nantwich, United Kingdom, Shiva*, p. 230-249.
- Pearce, J.A., y Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 19, p. 290-300.
- Pearce, J.A., y Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, p. 33-47.
- Pearce, T.H., 1968, A contribution to the theory of variation diagrams: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 19, p. 142-157.
- Peccerillo, A., y Taylor, S.R., 1976, Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, p. 63-81.
- Pérez-R.J., Pal, S., Terrell, D.J., Urrutia-Fucugauchi, J., y López-M., M., 1979, Preliminary report on analysis of some "in house" geochemical reference samples from Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 18, p. 197-209.
- Pier, J.G., Luhr, J.F., Podosek, F.A., Aranda-Gómez, J.J., 1992, The La Breña - El Jagüey Maar Complex, Durango, Mexico, II. Petrology and geochemistry: *Bulletin of Volcanology*, v. 54, p. 405-428.
- Potts, P.J., 1993, Laboratory methods of analysis, *in* Riddle, C., ed., *Analysis of geological materials: New York, Marcel Dekker*, p. 123-220.
- Quijano-León, J.L., y Gutiérrez-Negrín, L.C.A., 2000, Geothermal production and development plans in Mexico: *Proceedings of the World Geothermal Congress: Kyushu-Tohoku, Japan*, p. 355-361.
- Richter, P., y Negendank, J.F.W., 1976, Spurenelementeuntersuchungen an vulkaniten des Tales von Mexiko: *Münster. Forschung Geologie und Palaontologie*, v. 38/39, p. 179-200.
- Rittmann, A., 1967, Die Bimodalität des Vulkanismus und die Herkunft der Magmen: *Geologische Rundschau*, v. 57, p. 277-295.
- Robin, C., 1984, Le volcan Popocatepetl (Mexique)—structure, évolution pétrologique et risques: *Bulletin Volcanologique*, v. 47, p. 1-23.
- Robin, C., y Boudal, C., 1987, A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern volcan Popocatepetl: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 31, p. 115-130.
- Rodríguez-Lara, V.C., 1997, Evolución del conjunto volcánico Guespalapa y del volcán Chichinautzin, Distrito Federal - Morelos, México: México, D.F., Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis Profesional, 124 p. (Inédita).
- Rollinson, H.R., 1992, Another look at the constant sum problem in geochemistry: *Mineralogical Magazine*, v. 56, p. 469-475.
- 1993, Using geochemical data—evaluation, presentation, interpretation: *Essex, Longman*, 352 p.
- Ruiz-Martínez, V.C., Osete, M.L., Vegas, R., Núñez-Aguilar, J.I., Urrutia-Fucugauchi, J., y Tarling, D.H., 2000, Paleomagnetism of Late Miocene to Quaternary volcanics from the eastern segment of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v. 318, p. 217-233.

- Scandone, R., 1979, Preliminary evaluation of the volcanic hazard in the southern Valley of Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 18, p. 21-35.
- Schaaf, P., Heinrich, W., y Besch, T., 1994, Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico—evidence from granulite-facies xenolith suite: *Chemical Geology*, v. 118, p. 63-84.
- Schilling, J.-G., y Winchester, J.W., 1967, Rare-earth fractionation and magmatic processes, in Runcorn, S.K., ed., *Mantles of Earth and terrestrial planets*: New York, Interscience, p. 267-283.
- Schlaepfer, C.P., 1968, Resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal y estados de México y Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie 1: 100,000.
- Schmitter, E., 1953, Investigación petrológica en las lavas del Pedregal de San Angel, México, D.F., in *Memorias del Congreso Científico Mexicano*: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, v. 3, p. 218-237.
- Schnetzler, C.C., y Philpotts, J.A., 1970, Partition coefficients of rare-earth elements between igneous matrix material and rock-forming mineral phenocrysts-II: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 34, p. 331-340.
- Settle, M., 1979, The structure and emplacement of cinder cone fields: *American Journal of Science*, v. 279, p. 1,089-1,107.
- Sheth, H.C., 1999, Flood basalts and large igneous provinces from deep mantle plumes—fact, fiction, and fallacy: *Tectonophysics*, v. 311, p. 1-29.
- Sheth, H.C., Torres-Alvarado, I.S., y Verma, S.P. 2000a, Beyond subduction and plumes—a unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, v. 42, p. 1,116-1,132.
- Sheth, H.C., Torres-Alvarado, I.S., y Verma, S.P., 2000b, Does the “calc-alkaline rock series” really exist?: *Journal of Geology*, en revisión.
- Shimizu, H., 1980, Experimental study on rare-earth element partitioning in minerals formed at 20 and 30 kb for basaltic systems: *Geochemical Journal*, v. 14, p. 185-202.
- Shimizu, H., Sengen, K., y Masuda, A., 1982, Experimental study on rare-earth element partitioning in olivine and clinopyroxene formed at 10 and 20 kb for basaltic systems: *Geochemical Journal*, v. 16, p. 107-117.
- Shubert, D.H., y Cebull, S.E., 1984, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, v. 101, p. 159-165.
- Singh, S.K., y Pardo, M., 1993, Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico: *Geophysical Research Letters*, v. 20, p. 1,483-1,486.
- Skulski, T., Minařík, W., y Watson, E.B., 1994, High-pressure experimental trace-element partitioning between clinopyroxene and basaltic melts: *Chemical Geology*, v. 117, p. 127-147.
- Smith, A.D., 1993, The continental mantle as a source for hotspot volcanism: *Terra Nova*, v. 5, p. 452-460.
- Smith, A.D., y Lewis, C., 1999, The planet beyond the plume hypothesis: *Earth-Science Reviews*, v. 48, p. 135-182.
- Spranger, M., 1994, GEOLIMEX. Eine erste Geotraverse durch Süd-mexiko—a uswertung des refraktionsseismischen profils: Kiel, Germany, Universität Kiel, Tesis Doctoral, 172 p. (Unpublished).
- Spranger, M., y GEOLIMEX Working Group, 1993, GEOLIMEX—a geotranssect through southern Mexico, first results: *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, v. 74, p. 576 (Abstract).
- Suárez, G., y Singh, S.K., 1985, Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt - Discussion: *Tectonophysics*, v. 127, p. 155-160.
- Sun, S. -s., y McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts—implications for mantle composition and processes, in Saunders, A.D., y Norry, M.J., eds., *Magmatism in the ocean basins*: Geological Society of London, Special Publications, v. 42, p. 313-345.
- Suter, M., Quintero, O., López, M., Aguirre, G., y Farrar, E., 1995, The Acambay graben—active intra-arc extension in the Trans-Mexican volcanic belt, Mexico: *Tectonics*, v. 14, p. 1,245-1,262.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., y Quintero-Legorreta, O., 1996, Macroseismic study of shallow earthquakes in the central and eastern parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico: *Seismological Society of America, Bulletin*, v. 86, p. 1,952-1,963.
- Swinamer, R.T., 1989, The geomorphology, petrography, geochemistry and petrogenesis of the volcanic rocks in the Sierra de Chichinautzin, Mexico: Kingston, Ontario, Canada, Queen’s University, Master of Sciences, Thesis, 212 p. (Unpublished).
- Tatsumi, Y., y Ishikawa, K., 1982, High-magnesian andesite and basalt from the Setouchi-Shima Island, southwest Japan, and their bearing on the genesis of calc-alkaline andesite: *Lithos*, v. 15, p. 161-172.
- Tera, F., Brown, L., Morris, J., Sacks, I.S., Klein, J., y Middleton, R., 1986, Sediment incorporation in island-arc magmas—Inferences from  $^{10}\text{Be}$ : *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 535-550.
- UNAM Seismology Group, 1986, The September 1985 Michoacán earthquakes—Aftershock distribution and history of rupture: *Geophysical Research Letters*, v. 13, p. 573-576.
- UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995, The Milpa Alta earthquake of January 21, 1995: *Geofísica Internacional*, v. 34, p. 355-362.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Böhnell, H., 1988, Tectonics along the Trans-Mexican Volcanic Belt according to paleomagnetic data: *Physics of Earth and Planetary Interiors*, v. 52, p. 320-329.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Flores-Ruiz, J.H., 1996, Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico: *International Geological Reviews*, v. 38, p. 176-194.
- Urrutia-Fucugauchi, J., y Martín del Pozzo, A.L., 1993, Implicaciones de los datos paleomagnéticos sobre la edad de la Sierra de Chichinautzin, cuenca de México: *Geofísica Internacional*, v. 32, p. 523-533.
- Valdes, C.M., Mooney, W.D., Singh, S.K., Meyer, R.P., Lomnitz, C., Luetgert, J.H., Helsley, C.E., Lewis, B.T.R., y Mena, M., 1986, Crustal structure of Oaxaca, Mexico, from seismic refraction measurements: *Seismological Society of America, Bulletin*, v. 76, p. 547-563.
- Valdés-González, C., y Meyer, R.P., 1996, Seismic structure between the Pacific coast and Mexico City from the Petatlán earthquake ( $M_s = 7.6$ ) aftershocks: *Geofísica Internacional*, v. 35, p. 377-401.
- Van der Lee, S., y Nolet, G., 1997, Upper mantle S velocity structure of North America: *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 22,815-22,838.
- Vázquez-Sánchez, E., y Jaimes-Palomera, R., 1989, Geología de la Cuenca de México: *Geofísica Internacional*, v. 28, p. 133-189.
- Verma, S.P., 1981, Mass spectrometric isotope dilution analysis of K, Rb, Cs, Ba and Sr in five geochemical reference samples: *Geostandards Newsletter*, v. 5, p. 129-131.
- 1987, Mexican Volcanic Belt—present state of knowledge and unsolved problems: *Geofísica Internacional*, v. 26, p. 309-340.
- 1990, Metodología para el estudio del Cinturón Volcánico Mexicano: Cuernavaca, Morelos, Instituto de Investigaciones Eléctricas, Boletín, v. 14, p. 224-229.
- 1991a, Determination of thirteen rare-earth elements by High-Performance Liquid Chromatography in thirty and of K, Rb, Cs, Sr and Ba by Isotope Dilution Mass Spectrometry in eighteen international geochemical reference samples: *Geostandards Newsletter*, v. 15, p. 129-134.
- 1991b, Usefulness of liquid chromatography for determination of thirteen rare-earth elements in rocks and minerals: *Lanthanide and Actinide Research*, v. 3, p. 159-177.
- 1992, Seawater alteration effects on REE, K, Rb, Cs, Sr, U, Th, Pb and Sr-Nd-Pb isotope systematics of Mid-Ocean Ridge Basalt: *Geochemical Journal*, v. 26, p. 159-177.
- 1994, Geochemical and isotopic constraints on the origin of mafic volcanism in central Mexico: *Mineralogical Magazine*,

- v. 58A, p. 938-939.
- 1997a. Estado actual de los diagramas de clasificación magmática y de discriminación tectonomagmática: Actas INAGEQ, v. 3, p. 49-78.
- 1997b. Sixteen statistical tests for outlier detection and rejection in evaluation of international geochemical reference materials: examples of microgabbro PM-S: Geostandards Newsletter, v. 21, p. 59-75.
- 1999. Geochemistry of evolved magmas and their relationship to subduction un-related mafic volcanism at the volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt: Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 93, p. 151-171.
- 2000a. Geochemistry of subducting Cocos plate and the origin of subduction-unrelated mafic volcanism at volcanic front of central Mexican Volcanic Belt, in Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., and Stock, J., eds., Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, Co., Geological Society of America, Special Paper, núm. 334, p. 195-222.
- 2000b. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Hornos caldera, Puebla, Mexico: Chemical Geology, v. 164, p. 35-60.
- 2001. Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from the Acoculco Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt: International Geology Review, v. 43, p. 31-51.
- Verma, S.P., y Aguilar y Vargas, V.H., 1988. Bulk chemical composition of magmas in the Mexican Volcanic Belt (Mexico) and inapplicability of generalized arc-models: Chemie Erde, v. 48, p. 203-221.
- Verma, S.P., y Armienta-H., M.A., 1985.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , alkali and alkaline earth element geochemistry of Chichinautzin Sierra, Mexico: Geofísica Internacional, v. 24, p. 665-678.
- Verma, S.P., y Navarro de León, I., 1993. Norma CIPW—Nuevo programa de cómputo, in México, D.F., Instituto de Geofísica, 3er. Congreso Nacional de Geoquímica, Memorias, p. 117-119.
- Verma, S.P., y Nelson, S.A., 1989. Isotopic and trace element constraints on the origin and evolution of alkaline and calc-alkaline magmas in the northwestern Mexican Volcanic Belt: Journal of Geophysical Research, v. 94, p. 4,531-4,544.
- Verma, S.P., Besch, T., Guevara, M., y Schulz-Dobrich, B., 1992. Determination of twelve trace elements in twenty-seven and ten major elements in twenty-three geochemical reference samples by X-Ray Fluorescence Spectrometry: Geostandards Newsletter, v. 16, p. 301-309.
- Verma, S.P., Orduña-Galván, L.J., y Guevara, M., 1998. SIPVADE—a new computer programme with seventeen statistical tests for outlier detection in evaluation of international geochemical reference materials and its application to Whin Sill dolerite WS-E from England and Soil-5 from Peru: Geostandards Newsletter, v. 22, p. 209-234.
- Villemant, B., 1988. Trace element evolution in the Phlegrean Fields (Central Italy)—fractional crystallization and selective enrichment: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 98, p. 169-183.
- Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.-L., y Treuil, M., 1981. Distribution coefficients of major and trace elements; fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France): Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 45, p. 1,997-2,016.
- Wallace, P., y Carmichael, I.S.E., 1999. Quaternary volcanism near the Valley of Mexico—implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions: Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 135, p. 291-314.
- Wallace, P., Carmichael, I.S.E., Righter, K., y Becker, T.A., 1992. Volcanism and tectonism in western Mexico—a contrast of style and substance: Geology, v. 20, p. 625-628.
- Waitz, P., y Wittich, W., 1910. Tubos de explosión en el Pedregal de San Angel: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, v. 7, p. 169-186.
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis. A global tectonic approach: Londres, Harper Collins Academic, 466 p.
- Wittich, E., 1917. Los fenómenos microvolcánicos en el Pedregal de San Angel: Memorias y Revista de la Sociedad Científica Antonio Alzate, v. 38, p. 101-120.
- Yamamoto, J., y Mota, R., 1988. La secuencia de temblores del Valle de Toluca, México, de agosto de 1980: Geofísica Internacional, v. 27, p. 279-298.
- Yiou, F., y Raisbeck, G.M., 1972. Half-life of  $^{10}\text{Be}$ : Physical Reviews Letters, v. 29, p. 372-375.
- Ziagos, J.P., Blackwell, D.D., y Mooser, F., 1985. Heat flow in southern Mexico and the thermal effects of subduction: Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 5,410-5,420.
- Zindler, A., y Hart, S., 1986. Chemical geodynamics: Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences, v. 14, p. 493-571.
- Zou, H., y Zindler, A., 1996. Constraints on the degree of dynamic partial melting and source composition using concentration ratios in magmas: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 60, p. 711-717.

Manuscrito recibido: Diciembre 12, 2000

Manuscrito corregido recibido: Marzo 7, 2001

Manuscrito aceptado: Marzo 17, 2001