

# Procesos de evolución magmática en la Sierra de Chichinautzin, Cinturón Volcánico Mexicano<sup>□</sup>

Fernando Velasco Tapia\*



Un problema clásico de las ciencias de la Tierra en México es el relacionado con el origen y la evolución del magmatismo en el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM, figura 1). Esta estructura, que se orienta en una dirección aproximada de este a oeste, está constituida por más de 8,000 aparatos o centros volcánicos

desde el Mioceno al Reciente y ocupa una zona de 20 a 150 km de ancho y ~1000 km de largo.

En el marco de la Teoría de Tectónica de Placas, el CVM fue considerado como un arco continental, producto de la subducción de la placa de Cocos bajo el occidente de México.<sup>1</sup> Sin embargo, una serie de observaciones geofísicas, geológicas y geoquímicas han complicado este modelo simple. Mencionemos algunas de ellas:<sup>2</sup> (a) una orientación no-paralela del CVM (desviada entre 15-20°) con respecto a la Trinchera Mesoamericana (TMA); (b) una zona de Wadati-Benioff que no está bien definida, «prácticamente ausente» bajo el frente volcánico en la región central del CVM; (c) la presencia de un manto anómalo ( $V_p = 7.6$  m/s;  $\rho = 3.29$  g/cm<sup>3</sup>) situado directamente bajo la corteza inferior del CVM; (d) un régimen extensional a través de todo el CVM, con fallas normales y de rumbo activas y con direc-

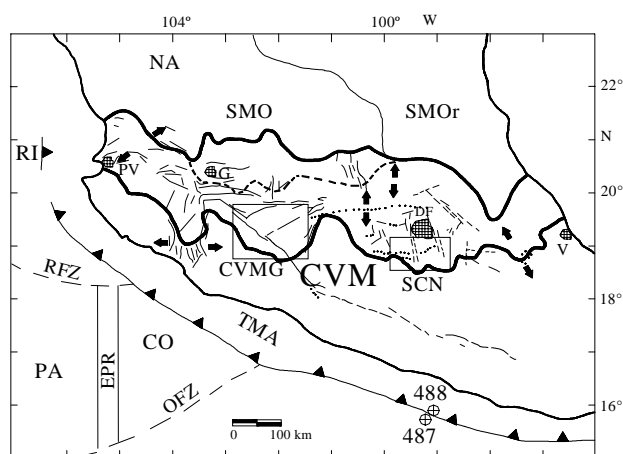


Fig. 1 El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) y los rasgos tectónicos principales asociados. Las flechas gruesas representan vectores de tensión horizontal máxima, mientras que las líneas continuas, discontinuas y punteadas describen los sistemas regionales de fallas y fracturas. Las abreviaturas son: SMO = Sierra Madre Occidental, SMOOr = Sierra Madre Oriental, NA = placa de Norteamérica, RI = placa de Rivera, PA = placa de Pacífico, CO = placa de Cocos, TMA = Trinchera Mesoamericana, EPR = Cordillera de Pacífico del este, RFZ = zona de fracturas de Rivera, OFZ = zona de fracturas de Orozco; círculos con cruz señalan los sitios 487 y 488 de perforación marina IPOD-DSDP Leg 66. Los recuadros sitúan los campos monogenéticos de Michoacán-Guanajuato (CVMG) y de la Sierra de Chichinautzin (SCN). Las ciudades son: PV = Puerto Vallarta, G = Guadalajara, DF = Distrito Federal (ciudad de México), V = Veracruz.

□ El presente artículo está basado en la investigación «Aspectos geoestadísticos en geoquímica analítica: aplicación en el modelado geoquímico e isotópico de la Sierra de Chichinautzin, Cinturón Volcánico Mexicano» galardonada con el Premio de Investigación UANL 2002, en la categoría de Ciencias de la Tierra y Agropecuarias, otorgado en sesión solemne del Consejo Universitario de la UANL, en septiembre 12 de 2002.

\*Facultad de Ciencias de la Tierra, UANL; Ex-Hacienda de Guadalupe, Carr. Linares-Cerro Prieto km 8; Linares 67700 N.L. México. E-mail: [fvelasco@ccr.dsi.uanl.mx](mailto:fvelasco@ccr.dsi.uanl.mx)

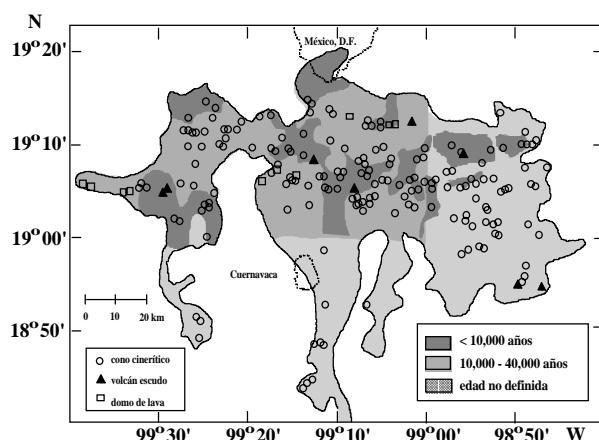


Fig. 2. Distribución espacial de los centros volcánicos (conos cineríticos, volcanes escudo y domos de lava) en la Sierra de Chichinautzin. Las coordenadas de estos centros son reportadas por Márquez y cols.<sup>11</sup> La distribución de edades del vulcanismo está basada en la información disponible de <sup>14</sup>C. (Según Velasco Tapia). Por falta de datos isotópicos, la edad de un sector de la SCN no ha sido definida aún.

ciones de ejes de esfuerzo independientes de la dirección de subducción; (e) la coexistencia en tiempo y espacio de magmas alcalinos y subalcalinos que incluyen basaltos primitivos con características similares a los generados en zonas de extensión.

Con la propuesta de mecanismos complementarios (e.g., la influencia del régimen extensional<sup>2</sup>) o alternativos (e.g., la presencia de una pluma mantélica<sup>3</sup>), el debate relacionado con el tema se ha acrecentado en los últimos años. Indudablemente, la comprensión de una provincia magmática tan compleja como el CVM hace necesario estudiar a profundidad y proponer modelos particulares de región por región, antes de pensar en un modelo global de origen y evolución.

Una de las áreas del CVM que ha recibido una atención especial en los últimos años es el campo volcánico de la Sierra de Chichinautzin (SCN; figura 2).<sup>4</sup> Éste se encuentra ubicado en la región central de la provincia y está constituido por 221 centros volcánicos formados entre el Pleistoceno y el Reciente. La actividad volcánica en la SCN se caracteriza por conos de escoria con flujos de lava asociados, volcanes tipo escudo y domos de lava, que ocupan una área de ~2,400 km<sup>2</sup>.

En el desarrollo de un modelo general para el CVM, la SCN es una área clave, ya que<sup>3,4</sup>: (1) se ubica en el frente del arco volcánico por lo que, si el magmatismo en este campo volcánico está relacio-

nado con procesos de subducción, se deberían encontrar claras evidencias geoquímicas; y (2) existe una variedad de tipos geoquímicos (basaltos a dacitas), lo que permite no sólo indagar acerca de la fuente del magmatismo máfico sino también de los procesos de evolución magmática.

Parte del magmatismo máfico de la SCN (Grupo T1) presenta características de líquidos primarios (e.g., producto de la fusión parcial directa del manto): SiO<sub>2</sub> = 49-52% y MgO = 7-10%. Los patrones de lantánidos (REE, rare earth-elements), normalizados a condrita, de estas rocas se caracterizan por un enriquecimiento en elementos ligeros ([La/Yb]<sub>N</sub> = 3.6-5.9). Adicionalmente, los diagramas multielementos, normalizados a los basaltos de cresta oceánica (MORB, *mid-ocean ridge basalts*), muestran enriquecimientos en elementos altamente incompatibles de radio iónico grande (LILE, *large ion lithophile elements*: Cs, K, Sr, Rb, Ba) y la ausencia de anomalías negativas para elementos de campo electrostático fuerte (HFSE, *high field strength elements*: Nb, Ta, Zr, Y). Estas características son similares a las que presentan los magmas máficos en ambientes extensionales. La composición geoquímica del manto del cual se derivaron estos magmas máficos ha sido modelada cuantitativamente por Velasco-Tapia y Verma.<sup>5</sup> A este magmatismo le acompañan algunas emisiones puntuales de magmas intermedios con altos contenidos de magnesio (Grupo T2: SiO<sub>2</sub> = 53-55%, MgO = 9-10%). El origen de estos magmas se ha relacionado con procesos de interacción de los magmas máficos de tipo extensional y del manto.<sup>5</sup>

Como una continuación de la investigación acerca de la SCN, en este reporte se presenta una evaluación cualitativa y cuantitativa para determinar cuáles son los procesos que dieron lugar al magmatismo con SiO<sub>2</sub> > 52.5% y MgO < 7.5% que aflora en este campo volcánico.

## Magmas intermedios y ácidos en la SCN

### *Elementos mayores y petrografía*

La información geoquímica e isotópica de magmas evolucionados fue capturada en el paquete comercial *STATISTICA for MS WINDOWS 5.0* (Statsoft, Inc., Oklahoma, 1994-1995). Según el esquema de clasificación de LeBas y cols.<sup>6</sup> (figura 3), los magmas

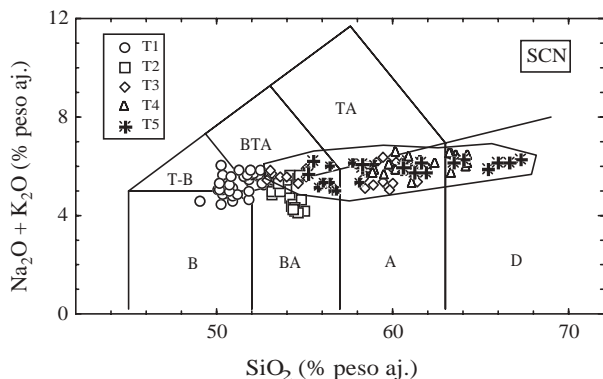


Fig. 3. Diagrama TAS para los datos compilados para la SCN (1989-2001) con información petrográfica y de elementos mayores. Tipos de roca: B = basalto, TB = traquibasalto, BA = andesita basáltica, BTA = traquiandesita basáltica, A = andesita, TA = traquiandesita y D = dacita. Grupos petrográficos-geoquímicos: T1 = magmas máficos ( $SiO_2 = 49.0-52.5\%$ ,  $MgO = 7.5-10.0\%$ ); T2 = magmas intermedios con alto magnesio ( $SiO_2 = 53.0-55.0\%$ ,  $MgO = 8.8-10.1\%$ ). Las características de los grupos T3-T5 (limitados por la línea discontinua) se discuten en el texto.

estudiados se clasifican en andesitas traquibasálticas (BTA), andesitas basálticas (BA), traquiandesitas (TA), andesitas (A) y dacitas (D).

Desde un punto de vista petrográfico, las rocas estudiadas presentan generalmente una textura porfírica con un contenido de fenocristales < 25%, aunque algunas muestras de domos alcanzan un 40%. Algunas de las rocas presentan vesículas (de 6 a 10%).

Combinando geoquímica de elementos mayores y petrografía, los magmas evolucionados de la SCN se pueden subdividir en tres grupos: (a) Grupo T3: olivino + ortopiroxeno ± clinopiroxeno + plagioclasa;  $SiO_2 = 52.8-62.0\%$ ,  $MgO = 3.0-7.4\%$ . Los fenocristales se encuentran inmersos en una matriz de plagioclasa, ortopiroxeno, magnetita y vidrio (20-60%), lo que da lugar a una textura de matriz intersertal. En este grupo se incluyen rocas tipo BTA, BA, TA y A; (b) Grupo T4: ortopiroxeno ± clinopiroxeno + plagioclasa;  $SiO_2 = 58.0-65.0\%$ ,  $MgO = 2.7-6.0\%$ , que incluye rocas con textura porfírica y glomeroporfídica. La matriz está constituida por plagioclasa, piroxenos y magnetita. Este grupo incluye rocas tipo A y D; (c) Grupo T5: olivino + cuarzo + ortopiroxeno ± clinopiroxeno ± anfíbol ± biotita;  $SiO_2 = 55.5-67.0\%$ ,  $MgO = 1.8-7.0\%$ , constituido por rocas de una química muy variada (BTA a D) que muestran diversas texturas de desequilibrio mineralógico, asociadas a procesos de

mezcla de magmas, tal como: (1) la coexistencia de olivino con cuarzo, fenocristales de olivino con bordes de reacción de ortopiroxeno, fenocristales de plagioclasa y piroxeno con zonación oscilatoria; y (2) la presencia de minerales hidratados como anfíbol o biotita con una fuerte alteración a óxidos de hierro.

La presencia de estos magmas en desequilibrio y la gran dispersión de datos observada en diagramas de variación (e.g.,  $Mg-v (= 100 \cdot Mg^{+2} / [Mg^{+2} + 0.9 \cdot (Fe^{+2} + Fe^{+3})])$  vs.  $SiO_2$ ) descarta la cristalización fraccionada simple a partir de los magmas máficos como el mecanismo de evolución dominante y sugiere un origen más complejo para el magmatismo de la SCN con  $SiO_2 > 52.5\%$  y  $MgO < 7.5\%$ .

### Elementos traza

Los patrones multielementos (normalizados a MORB<sup>7</sup>) de los magmas evolucionados de la SCN (figura 4) se caracterizan por mostrar un enriquecimiento en LILE. Adicionalmente, se observan anomalías negativas de HFSE (e.g.,  $Nb/Nb^* < 0.15$  con respecto a Ba y Ce). En una interpretación tradicional el desacoplamiento LILE/HFSE se ha considerado como una evidencia sólida para un ambiente de arco.<sup>8</sup> Sin embargo, estas características también pueden ser generadas por fusión parcial de la corteza y por la mezcla de los líquidos resultantes con magmas máficos derivados del manto.<sup>9</sup>

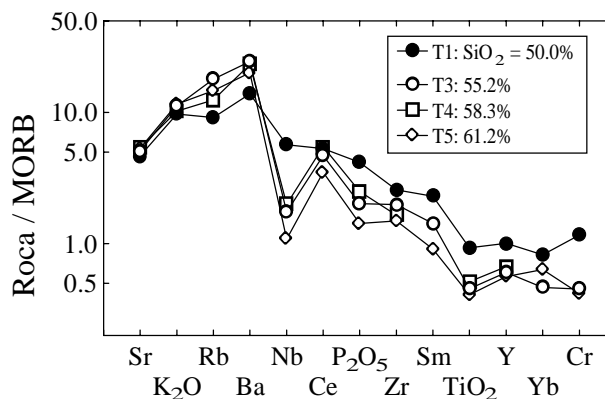


Fig. 4. Diagrama multielementos normalizado a MORB para magmas T3-T5 de la SCN. Los datos de MORB para normalización (en ppm, salvo que se especifique) fueron tomados de Pearce:<sup>7</sup> Sr = 120,  $K_2O = 0.15\%$ , Rb = 2, Ba = 20, Nb = 3.5, Ce = 10,  $P_2O_5 = 0.12\%$ , Zr = 90, Sm = 3.3,  $TiO_2 = 1.5\%$ , Y = 30, Yb = 3.4, Cr = 250. Para cada muestra se presenta la concentración de  $SiO_2$  (ajustada a 100% en base seca). Se incluye para comparación el patrón de un basalto del grupo T1.

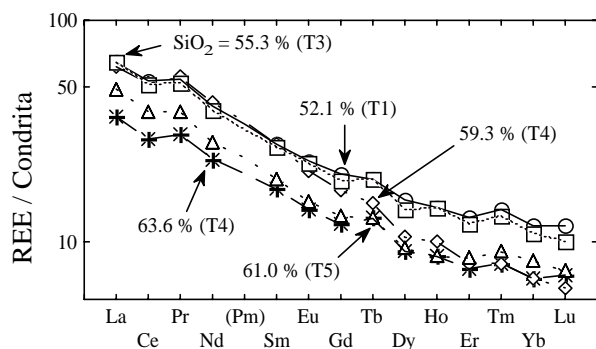


Fig. 5. Diagramas de lantánidos, normalizados a condrita, para magmas de los grupos T3- T5. Los datos de condrita para normalización (en ppm) fueron tomados de Nakamura<sup>23</sup> y Haskin et al.<sup>11</sup> La = 0.329, Ce = 0.865, Pr = 0.112, Nd = 0.63, Sm = 0.203, Eu = 0.077, Gd = 0.276, Tb = 0.047, 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> (ajustada a 100% en base seca). Se incluye para comparación el patrón de un basalto del grupo T1.

Los patrones de REE, normalizados a condrita<sup>10-11</sup> (figura 5), para los magmas evolucionados de la SCN se caracterizan por un enriquecimiento de elementos ligeros y aparentemente sin anomalías de Eu. En estos diagramas, las muestras con mayor contenido de SiO<sub>2</sub> presentan menores concentraciones de REE en comparación con los magmas máficos. Este hecho descarta la cristalización fraccionada simple como proceso de evolución química en la SCN.

#### Relaciones isotópicas de Sr y Nd

Los magmas tipo T3-T5 de la SCN muestran composiciones isotópicas en Nd (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd = 0.512697-0.512971) similares a las de los magmas máficos, mientras que las de Sr son ligeramente superiores (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr = 0.703700 - 0.704759). Estas pequeñas, pero significativas, diferencias en la isotopía de Sr refuerzan la invalidez de una relación genética entre los magmas por cristalización fraccionada simple.

Por otro lado, el análisis de esta información en el diagrama <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr - <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (figura 6) revela la imposibilidad de la participación de la placa de Cocos (basalto tipo MORB + sedimentos) en la génesis de los magmas evolucionados de la SCN. Adicionalmente, es importante señalar que el intervalo de relaciones isotópicas que cubren los magmas T3-T5 es comparable al que cubren las

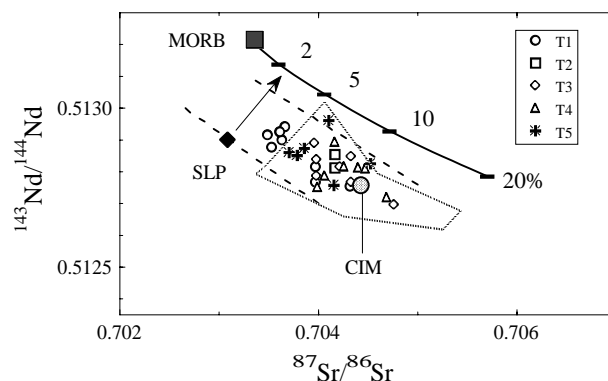


Fig. 6. Diagrama <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd-<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr para rocas de la SCN. La líneas punteadas gruesas indican el arreglo del manto<sup>8</sup>. MORB = composición promedio del basalto alterado del sitio DSDP 487 (perforación frente a Acapulco); SLP = composición promedio de xenolitos de lertzolita de espinela de San Luis Potosí; CIM = composición promedio de xenolitos granulíticos máficos de San Luis Potosí, que representan la corteza inferior de tipo máfico<sup>12</sup>. Se presenta una curva de mezcla binaria 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.

granulitas máficas de San Luis Potosí, que representan la corteza superior del centro de México.<sup>12</sup>

#### Modelos de evolución magmática

En este punto es claro que, a partir de las evidencias geoquímicas e isotópicas, no existe una relación genética de los magmas evolucionados de la SCN con el proceso de subducción de la placa de Cocos en el occidente de México. Asimismo, la cristalización fraccionada simple no es un mecanismo dominante de evolución en el campo volcánico. Dos procesos adicionales de mayor complejidad podrían ayudar a explicar el origen de los magmas estudiados, cuya evaluación se presenta a continuación.

#### Asimilación - cristalización fraccionada (AFC)

Este proceso consiste en la cristalización fraccionada de un grupo de minerales a partir de un magma primario, acoplada con la asimilación de material de corteza. La concentración de cualquier elemento traza (C<sub>i</sub>) en el magma híbrido producto de la AFC estaría dada por<sup>13</sup>:

$$C_L = C_L^0 \cdot f + \frac{r}{r + D - 1} \cdot C_A \cdot (1 - f)$$

en donde  $C_L^0$  representa la concentración del elemento traza en el magma original;  $C_A$  es la concentración del contaminante que es asimilado (e.g., la corteza);  $r$  es la relación entre la velocidad de asimilación y la velocidad de cristalización fraccionada,  $D$  es el coeficiente de partición global para el arreglo mineralógico que se fracciona; y  $f = F \cdot (r - 1 + D) / (r - 1)$ , en donde  $F$  representa la fracción de líquido remanente al terminar el proceso.

De esta forma, se llevó a cabo un modelado AFC con elementos traza, bajo las siguientes condiciones: (a) se contemplaron como líquidos originales a la composición promedio de los magmas máficos primarios (MP,  $\text{SiO}_2 = 51.1\%$ ,  $\text{MgO} = 8.3\%$ ) y la de una andesita de alto magnesio que aflora en la zona (AM: CHI70,  $\text{SiO}_2 = 53.8\%$ ,  $\text{MgO} = 9.63\%$ ). Datos completos de estas composiciones pueden ser consultados en Velasco Tapia;<sup>14</sup> (b) en la evolución magmática de estos líquidos se consideró la cristalización del arreglo mineralógico  $0.25\text{Ol} + 0.30\text{Opx} + 0.20\text{Cpx} + 0.25\text{Plg}$ , que es consistente con la mineralogía observada en los magmas evolucionados tipo T3, que incluye BTA, BA y A; (c) como material asimilado se consideró el promedio de los xenolitos corticales de San Luis Potosí [CI] reportados por Schaaf y cols.,<sup>12</sup> asumiendo una velocidad de asimilación a cristalización fraccionada  $r = 0.5$ .

La figura 7 muestra la aplicación del modelado AFC sobre el diagrama Ba/Zr – Sr/Nb. A partir de este gráfico es posible establecer que algunos BA y BTA de tipo T3 podrían ser el resultado del proceso  $\text{AFC}_{\text{AM-CI}}$ , mientras que el proceso  $\text{AFC}_{\text{MP-CI}}$  es totalmente descartado. De esta forma, las andesitas de alto magnesio podrían contribuir a la evolución magmática de la SCN por medio de un proceso  $\text{AFC}_{\text{AM-CI}}$ . Sin embargo, ya que el proceso AFC no puede explicar una gran parte del magmatismo evolucionado en la SCN, es necesario investigar otros procesos de tipo abierto (e.g., mezcla de magmas, fusión parcial de materiales corticales).

#### Fusión parcial de corteza y mezcla de magmas

Verma<sup>15</sup> propuso, en base a modelos cuantitativos, que parte del magmatismo evolucionado de la SCN ha sido generado por fusión parcial de la corteza inferior. Se ha reportado que, en la etapa temprana de una extensión continental, el manto litosférico es

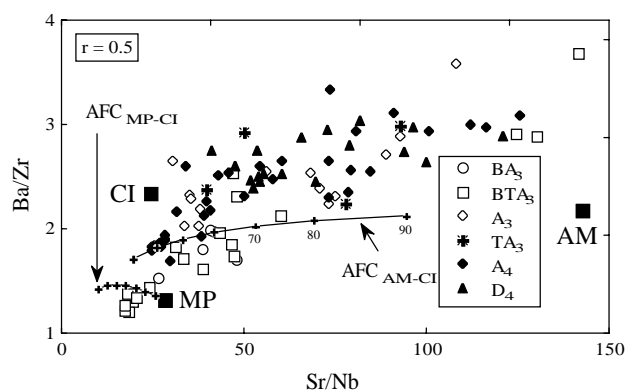


Fig. 7. Modelos  $\text{AFC}_{\text{MP-CI}}$  y  $\text{AFC}_{\text{AM-CI}}$  ( $r = 0.5$ ) representados en el diagrama: Ba/Zr – Sr/Nb para los magmas intermedios y ácidos de la SCN. MP = promedio de magmas primarios de la SCN, AM = andesita basáltica de alto magnesio de la SCN, CI = corteza inferior que es asimilada. El símbolo «+» marca el % de líquido remanente después del proceso AFC.

una potencial fuente magmática.<sup>16</sup> La mayor parte de estos magmas se emplazarían en la base de la corteza gruesa o dentro de ella. En ambos casos, existe la posibilidad de una interacción física y química entre el magma y la corteza. Parte de esta interacción es térmica, ya que los magmas máficos disipan energía calorífica hacia la corteza, que puede provocar la fusión parcial intracortical y la posibilidad de mezcla entre los diferentes magmas. La incorporación de agua, desde el magma máfico o desde la que es liberada por la fusión de minerales hidratados (e.g., micas y anfíboles), favorece al abatimiento del punto de fusión de los minerales que constituyen la corteza.

Fix<sup>17</sup> 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.<sup>3,4</sup> 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 magmas máficos y los evolucionados, consistente con lo observado en la SCN. De esta forma, sólo una parte del volumen de los magmas con características extensionales, no afectados por los procesos de contaminación, sería erupcionado en la superficie.

Desde un punto de vista mineralógico, algunas observaciones apoyan la posibilidad de procesos de mezcla en la SCN. Así, los magmas intermedios tipo T3 se caracterizan por presentar olivinos cuya composición ( $\text{Fo}_{84.1 \pm 3.1}$ ) es comparable a la de los magmas máficos T1 ( $\text{Fo}_{85.9 \pm 2.5}$ ), mientras que sus ortopiroxenos tienen una composición ( $\text{En}_{81.1 \pm 1.5}$ ) si-

milar a la de aquellos presentes en los magmas dacíticos T4 ( $En_{82.7 \pm 3.1}$ ). Las plagioclasa en los tres grupos presenta una composición química similar (T1:  $An_{59.8 \pm 4.7}$ ; T3, T4:  $An_{59.7 \pm 4.5}$ ). El hecho de que la composición de olivino permanezca más o menos constante con la variación de  $SiO_2$  en los grupos T1 (50-53%) y T3 (53-62%) invalida la cristalización fraccionada, con la que se esperaría un incremento en %FeO con la variación en  $SiO_2$ . Por el contrario, una composición constante de olivino es indicativo de su cristalización en el magma basáltico antes de que ocurra el proceso de mezcla.

Los magmas de tipo T5, que se caracterizan por presentar variados arreglos y texturas de desequilibrio, son de particular importancia en la evaluación de los procesos de mezcla en la SCN. La evidencia de desequilibrio mineralógico observada en la SCN y en los otros centros volcánicos del CVM puede ser el resultado de procesos de mezcla entre magmas con temperatura, densidad y viscosidad diferentes, que dan lugar a productos que no son totalmente homogéneos.

Por otro lado, la composición del elemento  $i$  en un producto de mezcla de magmas está definida cuantitativamente por la ecuación:<sup>8</sup>

$$C_m^i = x * C_A^i + (1 - x) * C_B^i$$

en donde los subíndices m, A y B se refieren respectivamente al producto de la mezcla y a los componentes A y B, mientras que  $x$  indica la proporción del componente A en producto.

En la figura 8 se presenta el diagrama Ba/Nb – Nb con el objeto de evaluar el proceso de mezcla para los magmas evolucionados de los grupos T3 – T5. En este gráfico se incluye la línea de mezcla entre las composiciones promedio de los magmas máficos primarios (MP) y de los magmas evolucionados con  $SiO_2 > 60\%$  (EV), así como el campo que ocupan en el diagrama los miembros finales.

Las líneas de mezcla en este diagrama representan una simplificación de un proceso complejo. Sin embargo, puede inferirse que la variabilidad composicional de los miembros terminales daría lugar a la dispersión observada en los productos de la mezcla mencionada. De esta forma, con base en la variación geoquímica de las relaciones de elementos traza, así como la evidencia petrográfica, se puede deducir que la mezcla de magmas es un proceso dominante en la evolución magmática de la SCN.

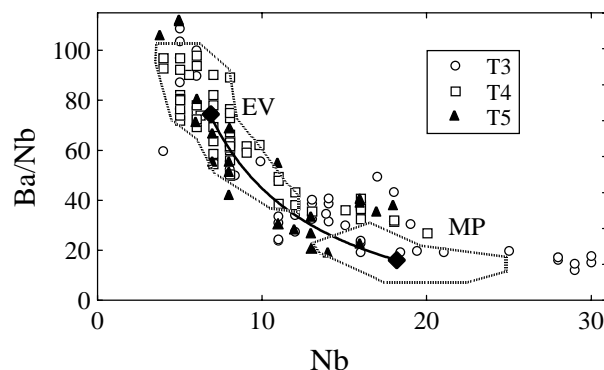


Fig. 8. Evaluación del proceso de mezcla de magmas en el diagrama: Ba/Nb – Nb. El diagrama incluye la línea de mezcla entre la composición promedio de magmas máficos (MP) y magmas con  $SiO_2 > 60\%$  (EV). El área que ocupan los miembros finales en los gráficos está marcada por una línea discontinua.

De esta forma, el desacoplamiento entre los elementos LILE y HFSE presentes en las rocas más evolucionadas serían transferidas a las rocas producto de la mezcla (e.g., magmatismo intermedio en la SCN).

## Conclusiones

Diversas características geoquímicas e isotópicas invalidan la participación de la placa de Cocos en la génesis del magmatismo evolucionado de la SCN. Los modelos simples de cristalización fraccionada, a partir de los magmas máficos son descartados como mecanismo dominante de evolución. Como alternativa se evaluó el proceso AFC partiendo de un líquido que representó la composición promedio de los magmas máficos, o con las características de una andesita de alto magnesio, que se encuentra asimilando la corteza inferior. Los resultados obtenidos en diversos diagramas indicaron que un proceso AFC podría dar lugar a una pequeña parte del magmatismo evolucionado.

Diversos ejemplos de modelos cuantitativos comprueban que un complejo proceso de mezcla entre los magmas máficos (derivados por fusión parcial del manto) y los magmas dacíticos (generados por fusión parcial de una corteza inferior heterogénea) podría ser el mecanismo dominante de evolución magmática en la SCN.

## Resumen

Un modelo geoquímico es propuesto para explicar

el origen de los magmas evolucionados en el campo volcánico de la Sierra de Chichinautzin, Cinturón Volcánico Mexicano. En este estudio fue considerada la información geoquímica e isotópica disponible para los magmas con  $\text{SiO}_2 > 52.5\%$  and  $\text{MgO} < 7.5\%$ . El modelo complejo de génesis involucra: (a) la cristalización fraccionada de magmas primarios acoplada con la asimilación de la corteza inferior; (b) la fusión parcial de la corteza inferior; y (c) la mezcla de magmas entre magmas primarios y aquellos derivados de la corteza.

*Palabras claves:* Geoquímica, Magmas evolucionados, Cinturón Volcánico Mexicano, México.

## Abstract

A geochemical model is proposed to explain the origin of evolved magmas in the Sierra de Chichinautzin volcanic field, Mexican Volcanic Belt. In this study was considered the available geochemical and isotopic information for magmas with  $\text{SiO}_2 > 52.5\%$  and  $\text{MgO} < 7.5\%$ . The complex model of genesis involves: (a) fractional crystallization of primary magmas coupling with the assimilation of lower crust, (b) lower crust partial melting, and (c) magma mixing between the primary magmas and those derived from the crust.

*Keywords:* Geochemistry, Evolved magmas, Mexican Volcanic Belt, Mexico.

## Agradecimientos

La presente investigación ha sido llevada a cabo con financiamiento de la UNAM (proyectos PAPIIT ES-100596 y IN-106199). El autor agradece a la UANL, por su apoyo con una beca doctoral, y al Dr. Surendra P. Verma (UNAM), por su guía y apoyo como tutor doctoral.

## Referencias

1. Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico - from Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* 1999; 27: 303-307.
2. Sheth, H.C., Torres-Alvarado, I.S., Verma, S.P. Beyond subduction and plumes: A unified tectonic petrogenetic model for Mexican Volcanic Belt. *Int. Geol. Rev.* 2000; 42: 1116-1132.
3. Márquez, A., Oyarzun, R., Doblás, M., Verma, S.P. 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* 1999; 27: 1056.
4. Velasco Tapia, F., Verma, S.P. Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: Análisis de información y perspectivas. *Rev. Mex. Cien. Geol.* 2001; 18: 1-36.
5. Velasco Tapia, Verma, S.P. First partial melting inversion model for a rift-related origin of the Sierra de Chichinautzin Volcanic Field, central Mexican Volcanic Belt. *Int. Geol. Rev.* 2001; 43: 788-817.
6. LeBas, M.J., LeMaitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.* 1986; 27: 745-750.
7. Pearce, J.A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: R.S. Thorpe (ed.), *Andesites*, John Wiley, Chichester 1982; p. 525-548
8. Wilson, M. *Igneous Petrology*. A global tectonic approach, Harper Collins, Londres 1989; 466 p.
9. Morris, G.A., Larson, P.B., Hooper, P.R. «Subduction style» magmatism in a non-subduction setting: the Colville Igneous Complex, NE Washington state, USA. *J. Petrol.* 2000; 41: 43-67.
10. Nakamura, N. Determination of REE, Ba, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* 1974; 38: 757-775.
11. Haskin, L.A., Haskin, M.A., Frey, F.A., Wilderman, T.R. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare-earths. En: L.H. Ahrens (ed.), *Origin and distribution of the elements*, Pergamon Press, Oxford 1968; p. 889-912.
12. Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T. Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from granulite-facies xenolith suite. *Chem. Geol.* 1994; 118: 63-84.
13. De Paolo, D.J. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1981; 53: 189-202.

14. Velasco-Tapia, F. Aspectos geoestadísticos en geoquímica analítica: aplicación en el modelado geoquímico e isotópico de la Sierra de Chichinautzin, Cinturón Volcánico Mexicano. Tesis Doctoral, Instituto de Geología, UNAM, México, D.F., 2001; 273 p.
15. Verma, S.P. Geochemistry of evolved magmas and their relationship with subduction-unrelated mafic volcanism at volcanic front of the central Mexican Volcanic Belt. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1999; 93: 151-171.
16. Leeman, W.P., Fitton, J.G. Magmatism associated with lithospheric extension: Introduction. *J. Geophys. Res.* 1989; 94: 7682-7684.
17. Fix, J.E. The crust and the upper mantle of central Mexico. *Geophys. J. Royal Astronom. Soc.* 1975; 43: 453-499.