

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería



Estratigrafía, petrología y evolución del centro volcánico
La Muñeca, Tejupilco, Estado de México

T E S I S
Que para obtener el grado de
Ingeniera Geóloga

Presenta
María Chapela Lara

Director: Dr. Dante J. Morán Zenteno

2008

*Para mis papás, que siempre me han apoyado incondicionalmente
(cada uno en su muy peculiar manera) en todo lo que hago y deshago.*

¡Por fin!

Agradecimientos

El mayor agradecimiento se lo debo a mi director de tesis, el Dr. Dante Morán Zenteno que, desde el trabajo de campo hasta la redacción final, participó con entusiasmo en la construcción de este trabajo.

Gracias también a Gilberto Silva Romo, Alfredo Victoria Morales, Emiliano Campos Madrigal y Enrique González Torres, cuyas observaciones me permitieron mejorar el manuscrito original.

Quiero reconocer a todas las personas que generosamente contribuyeron con su trabajo al desarrollo de esta tesis, entre las que debo mencionar:

- Al personal del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) que procesó las muestras de las que obtuve los datos geoquímicos. Rufino Lozano Santacruz en el análisis de elementos mayores; Elena Lounejeva Baturino y Juan Pablo Bernal Uruchurtu en los análisis de elementos traza; Gabriela Solís Pichardo, Juan Julio Morales Contreras, María del Sol Hernández Bernal y Teodoro Hernández Treviño en los análisis isotópicos.
- A Santiago Avilés por la preparación de muestras para la química de elementos mayores, a Diego Aparicio por la elaboración de las secciones delgadas, a Steeve Tremblay por la preparación de secciones pulidas, a Enrique González por el procesamiento de los circones en el *Laser Chron* y a Rosario Flores Ramos por su ayuda en parte de la impresión.
- A Teodoro Hernández, Consuelo Macías y Leticia Alba, por las facilidades que me dieron para la molienda y preparación de muestras.

Muchas gracias a Laura Mori, que resolvió muchas de mis dudas acerca de la presentación y la interpretación de los datos geoquímicos; a Julie Roberge, que me ayudó a organizar e interpretar los datos de microsonda electrónica; a Barbara Martiny, quien proporcionó los elementos necesarios para el modelado AFC, y a Crystal Mann, por su paciente asesoría en el análisis de microsonda electrónica y por todo su apoyo durante mi estancia en McGill.

Todas las visitas a campo fueron muy interesantes y divertidas gracias a Beatriz Díaz, Erika Sohn, Barbara Martiny, Dante Morán, Javier Mancera y Roberto Maldonado.

Por último, y a riesgo de repetir muchos nombres, las conversaciones con estas personas durante el largo desarrollo de mi tesis me ayudaron muchísimo a entender temas geológicos, dentro y fuera de ésta, y a saber que esta es la ciencia más apasionante: Bárbara Martiny, Beatriz Díaz, Dante Morán, Enrique González, John Stix, Julie Roberge, Laura Mori y Roberto Maldonado.

Este trabajo se realizó con el apoyo del proyecto CONACYT 60470.

Contenido

	<i>Pág.</i>
Resumen	1
Capítulo 1. Introducción	3
1.1. Antecedentes	
1.2. Planteamiento del problema	5
1.3. Generalidades de la zona de estudio	6
1.3.1. Localización y vías de acceso	6
1.3.2. Fisiografía y geomorfología	7
1.3.3. Clima, suelo y vegetación	9
1.4. Objetivos y metas del trabajo	10
1.5 Metodología	11
Capítulo 2. Marco geológico	13
2.1. Basamento	14
2. 1. 1 Esquisto Tejupilco	15
2. 1. 2. Grupo Arcelia – Palmar Chico	16
2.2. Vulcanismo cenozoico	17
2.3. Estructuras tectónicas cenozoicas	18
Capítulo 3. Estratigrafía	20
3.1. Conglomerado pre – volcánico	23
3.2. Toba El Sáuz	24
3.3. Andesita El Potrero	28
3.4. Brecha La Muñeca	31
3.5. Riolita Peña Larga	34
3.6. Pórfido Tonatilco	36
3.7. Otros cuerpos lávicos hipabisales	37
3.8. Diques piroclásticos	42
3.9. Vulcanismo cuaternario	48

Capítulo 4. Estructuras volcánicas y tectónicas	55
Capítulo 5. Geoquímica	60
5.1. Elementos mayores	60
5.2. Elementos traza	65
5.3. Isótopos de Sr y Nd	73
5.5. Geocronología U/Pb	77
Capítulo 6. Discusión y conclusiones	80
6.1. Estructura volcánica y estratigrafía	80
6.2. Geoquímica y petrogénesis	82
6.3. Conclusiones	85
Referencias	87
Tablas	T1

Relación de figuras

<i>Figura 1.</i> Ubicación del centro volcánico La Muñeca	5
<i>Figura 2.</i> Mapa de vías terrestres y poblaciones Ubicación de los puntos de verificación en campo	7
<i>Figura 4.</i> Mapa geológico del centro volcánico La Muñeca	21
<i>Figura 4a.</i> Columnas estratigráficas compuestas	22
<i>Figura 4b.</i> Secciones geológicas	22
<i>Figura 5.</i> Vista panorámica de la sección oriental	23
<i>Figura 6.</i> Afloramiento del conglomerado pre – volcánico Afloramientos de la Toba El Sáuz	25
<i>Figura 7.</i> Afloramiento de flujo de escombros Afloramiento de la Andesita El Potrero	29
<i>Figura 8.</i> Afloramientos de la Brecha La Muñeca	33
<i>Figura 9.</i> Dique lávico en contacto con las rocas del basamento	41
<i>Figura 10.</i> Afloramiento de diques piroclásticos del sector sur	45
<i>Figura 11.</i> Contacto entre dique piroclástico y el basamento	47
<i>Figura 12.</i> Volcanes El Gordo y La Tinaja	49
<i>Figura 13.</i> Modelo 3D mostrando las estructuras principales	56

<i>Figura 14.</i> Modelo 3D y estereodiagramas de rasgos estructurales	57
<i>Figura 15.</i> Falla lateral izquierda	58
<i>Figura 16.</i> Diagrama de clasificación TAS	61
<i>Figura 17.</i> Diagrama de clasificación alcalino – subalcalino Diagrama AFM	62
<i>Figura 18.</i> Diagrama de aluminosidad de Shand	62
<i>Figura 19.</i> Diagramas Harker para elementos mayores	64
<i>Figura 20.</i> Diagramas de variación de Mg y SiO ₂ respecto al Mg#	65
<i>Figura 21.</i> Diagrama de variación de elementos traza	66
<i>Figura 22.</i> Diagrama de variación de REE	67
<i>Figura 23.</i> Diagrama de variación de Eu/Eu* respecto al Eu (ppm)	68
<i>Figura 24.</i> Diagramas de variación Harker para elementos traza	69
<i>Figura 25.</i> Diagrama de variación de relaciones isotópicas vs SiO ₂	71
<i>Figura 26.</i> Diagrama de relaciones isotópicas de Sr y Nd	72
<i>Figura 27.</i> Variación de elementos mayores en plagioclasas	74
<i>Figura 28.</i> Imágenes de EMP de plagioclasas Diagramas de variación de CaO y Na ₂ O vs SiO ₂	75
<i>Figura 29.</i> Diagrama de probabilidad relativa de edades U/Pb	78
<i>Figura 30.</i> Diagrama <i>TuffZirc</i> de edad de cristalización	78
<i>Figura 31.</i> Modelo AFC en diagrama de Sr contra ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	84

Relación de láminas petrográficas

<i>Lámina 1</i>	50
<i>Lámina 2</i>	51
<i>Lámina 3</i>	52
<i>Lámina 4</i>	53
<i>Lámina 5</i>	54

Relación de tablas

<i>Tabla 1.</i> Análisis de elementos mayores	T1
<i>Tabla 2.</i> Análisis de elementos traza	T2
<i>Tabla 3.</i> Composiciones de Isótopos de Sr y Nd	T3
<i>Tabla 4.</i> Análisis de elementos mayores en plagioclasas	T4
<i>Tabla 5.</i> Análisis geocronológicos U/Pb	T6

Resumen

La Sierra de La Muñeca se localiza 2.5 Km al SW de la ciudad de Tejupilco, Estado de México. Se trata de una estructura volcánica semi – elíptica que mide aproximadamente 9.5 Km en su eje mayor y 6.5 Km en su eje menor, constituyendo un volumen preservado de material volcánico cercano a los 25 Km³. Este macizo montañoso forma parte de la cubierta volcánica discontinua de la porción norte – central de la Sierra Madre del Sur, que se extiende desde la Sierra de Nanchititla, en el límite entre los estados de Guerrero, México y Michoacán, hasta la Sierra de Huautla, en los estados de Morelos y Puebla.

El centro volcánico La Muñeca está edificado sobre las rocas mesozoicas del Esquistos Tejupilco y del Grupo Arcelia – Palmar Chico. Su estratigrafía puede dividirse en dos secciones principales: un conjunto de cuerpos hipabisales piroclásticos al occidente y un apilamiento de flujos lávicos y piroclásticos al oriente, que incluye cuatro unidades volcánicas claramente diferenciadas. La primera de ellas tiene una edad de U/Pb de 34 millones de años y está formada por cuatro depósitos piroclásticos que pueden distinguirse entre sí por su grado de soldamiento y por su contenido lítico y mineral. La segunda consiste en varios flujos de lava de composición intermedia de textura porfídica con fenocristales de plagioclasa y minerales ferromagnesianos alterados. La tercera es una brecha lávica con matriz de composición intermedia y clastos de hasta 2m de largo. Finalmente, en la cima de la secuencia hay una serie de derrames riolíticos.

Los cuerpos piroclásticos hipabisales están emplazados en contacto vertical con las rocas del basamento y se distribuyen en un arreglo semi - arqueado de 1 Km de ancho que limita al centro volcánico en su flanco occidental. Sus dimensiones son mucho mayores que las de la mayoría de los cuerpos piroclásticos subvolcánicos reportados en México. Los diques de la zona de estudio tienen composición y textura variables, que van de ignimbritas pumicíticas ricas en cristales de cuarzo y sanidino a ignimbritas altamente soldadas con un alto contenido de líticos. Al parecer estos cuerpos representan los principales conductos de salida de las ignimbritas de la unidad basal.

Las principales estructuras que afectan a las rocas de este centro volcánico, tienen orientaciones N-S, NW-SE y E-W. La mayoría de estos lineamientos no presentan evidencias de haber sufrido actividad tectónica importante durante o después del

emplazamiento de las unidades volcánicas, a excepción de una zona de cizalla NW-SE que presenta indicadores cinemáticos que permiten definirla como una falla lateral izquierda. Las fallas y fracturas con orientaciones NW-SE y N-S son un rasgo común para el Paleógeno en esta región.

El análisis petrográfico permitió detectar claros rasgos de desequilibrio en fenocristales de hornblenda, piroxenos y plagioclasa. Éstos últimos fueron analizados para elementos mayores con microsonda electrónica, lo que permitió reconocer que los magmas que formaron las rocas estudiadas estuvieron sometidos al menos a tres condiciones termodinámicas distintas. Esto se debe probablemente al arribo de pulsos de magma de composición similar, pero con contenidos de agua o temperatura diferentes.

Los datos sobre la abundancia de elementos mayores y traza de roca total indican que las lavas que conforman al centro volcánico La Muñeca evolucionaron a partir de un mismo magma parental a través del fraccionamiento de minerales como olivino, anfíbol, piroxenos, plagioclasa, feldespato potásico y óxidos de hierro, lo cual es congruente con un modelo de evolución magmática en el que la cristalización fraccionada es el proceso principal. Por su parte, los datos de isótopos de Sr y Nd indican que también hubo un pequeño aporte de contaminación de material cortical en un proceso tipo asimilación-cristalización fraccionada (AFC).

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

El primer estudio que describió las rocas volcánicas cenozoicas de la parte central de la Sierra Madre del Sur y las separó en unidades fue el de Fries (1960). Este autor denominó “Riolita Tilzapotla” a una sucesión de rocas volcánicas formada por tobas soldadas de composición riolítica y en menor medida dacítica, brechas tobáceas y algunas lavas riolíticas, que se extendía desde la región de Tilzapotla y Amacuzac hasta la región de Taxco. También señaló posibles fuentes volcánicas cercanas a Tilzapotla, Buenavista y Taxco y, basándose en un fechamiento de Pb- α de 26 Ma, les asignó una edad oligocénica.

Posteriormente, De Cserna y Fries (1981) describieron la secuencia volcánica atribuida a la Riolita Tilzapotla en Taxco y obtuvieron edades de K-Ar de 35.5 y 36.9 Ma para una ignimbrita expuesta en la cantera de Acamixtla, mientras que en la Hoja Tejupilco 14 Q-g del Instituto de Geología de la UNAM, que constituye la referencia clásica para el área de estudio de esta tesis, De Cserna (1983) extendió esta denominación a secuencias silíceas reconocidas en Sierra La Goleta, San Vicente, Nanchititla y La Muñeca.

Desde entonces se han llevado a cabo diversos trabajos geológicos que cubren el área de estudio de esta tesis (*e. g.* Elías Herrera *et al.*, 2000; Elías Herrera, 2004), pero han estado enfocados al basamento precenozoico y, si bien hacen aportaciones valiosas a la geología regional en materia de geocronología y geología estructural, sólo se refieren al Centro Volcánico La Muñeca como parte de una cubierta cenozoica indiferenciada o como Ignimbritas Terciarias, respectivamente, conservándose prácticamente intactas la nomenclatura y la interpretación de De Cserna (1983).

El Servicio Geológico Mexicano (antes Coremi) incluye al centro volcánico La Muñeca en sus cartas geológico – mineras escala 1:250 000 Ciudad Altamirano (Montiel Escobar, *et al.*, 2000), y 1:50 000, Tejupilco de Hidalgo (Librado Flores, *et al.*, 1996). En la primera se le asigna una edad del Oligoceno al Mioceno Superior (24 - 7 Ma) y tanto el Centro Volcánico La Muñeca como el resto del material volcánico de la SMS se describen

como Ignimbrita – Riolita. En la carta 1:50 000, por su parte, se les considera parte de la Riolita Tilzapotla y se les asigna una edad oligocénica.

Algunos centros volcánicos de la SMS que se encuentran fuera de la zona de interés de este trabajo han sido estudiados para conocer su estratigrafía interna y hacer inferencias sobre su origen y evolución. Los más próximos son la Sierra La Goleta y la Sierra de Nanchititla, que han sido descritos como una caldera tipo bisagra parcialmente exhumada de 36.5 Ma de antigüedad (Díaz Bravo, 2008) y como un centro volcánico fisural con una edad de 35.6 Ma para el evento climático (González Cervantes, 2007), respectivamente. En ambos centros, son sobresalientes las gruesas secuencias de ignimbritas, que en el caso de La Goleta constituyen prácticamente todo el material expulsado.

También se han hecho contribuciones significativas al conocimiento de las secuencias volcánicas de la SMS en la región de Taxco (Morán Zenteno *et al.*, 1998; Alaniz Álvarez, *et al.*, 2002), Tilzapotla – Buenavista (Morán Zenteno *et al.*, 2004), en parte de la Sierra de Huautla (Díaz Bravo, 2005; Chávez González, 2005) y en el occidente de Oaxaca (Ferrusquía Villafranca, 1970; Martiny *et al.*, 2000; Martiny, 2008). Sin embargo, no se han reportado hasta el momento trabajos que brinden nuevos datos acerca de los centros volcánicos paleógenos de San Vicente y de Peña Bramadora – El Campanario, ni se han realizado estudios sobre los dos pequeños edificios volcánicos Cuaternarios, Volcán El Gordo y Volcán La Tinaja, que se encuentran al oriente del área de estudio de esta tesis.

Finalmente, algunos investigadores han abordado el posible vínculo entre los centros volcánicos de la porción norte - central de la Sierra Madre del Sur y las zonas de mineralización epitermal, encontrándose una relación temporal entre la mineralización y el vulcanismo en los casos de Temascaltepec y Taxco (en Temascaltepec Camprubí *et al.*, 2003, en Taxco Morán Zenteno *et al.*, 1998; Pi *et al.*, 2005).

1.2. Planteamiento del problema

La porción norte–central de la Sierra Madre del Sur está formada sobre todo por rocas silíceas, en ocasiones alternando con rocas intermedias, dispuestas en una franja discontinua de zonas volcánicas (*Fig. 1*). Esta zona, a pesar de que constituye una parte importante de la cobertura volcánica Cenozoica de México y de que está claramente

relacionada con los distritos mineros adyacentes, tradicionalmente sólo ha sido objeto de trabajos escasos y poco detallados. Sin embargo, el estudio de estas rocas es fundamental para comprender la evolución magmática y tectónica del sur de México durante el Cenozoico, especialmente del escenario tectónico previo al truncamiento de la margen continental del suroccidente de México y el establecimiento del arco magmático de la Faja Volcánica Transmexicana (e. g. Schaaf *et al.*, 1995).

A partir de la década pasada comenzaron a hacerse investigaciones más exhaustivas sobre las estructuras volcánicas del Oligoceno ubicadas al sur del Cinturón Volcánico Transmexicano (e. g., Díaz Bravo, 2005; Martiny, 2008) y a proponerse modelos tectónicos regionales sobre su origen y evolución (Morán Zenteno *et al.*, 1999; 2000). En ese contexto, este trabajo es parte de un proyecto de investigación más amplio sobre las rocas magmáticas Cenozoicas de la porción norte – central de la Sierra Madre del Sur que se desarrolla en el Instituto de Geología de la UNAM, el cual tiene como objetivos generales documentar la estratigrafía, las variaciones en la geoquímica y la geocronología de las rocas de este arco magmático y, a partir de estos datos, hacer inferencias sobre su petrogénesis y su entorno tectónico regional, así como sobre su relación con los yacimientos epitermales.

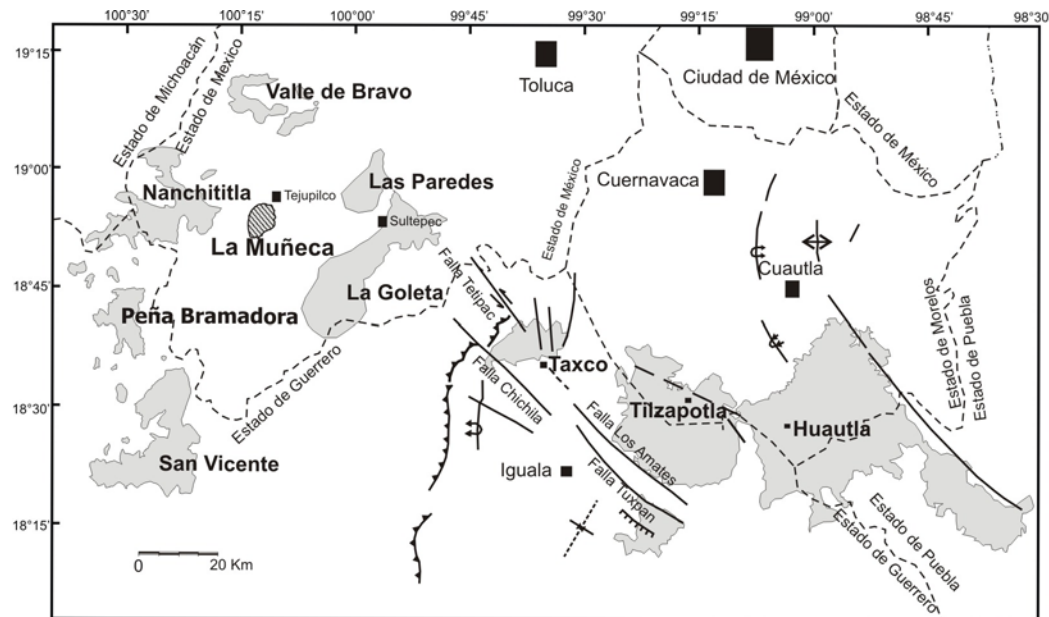


Figura 1. Rocas volcánicas de la porción norte – central de la Sierra Madre del Sur, así como las principales estructuras regionales. Los centros urbanos y los límites estatales se incluyen como referencia. Los nombres de centros volcánicos están marcados en negritas. El centro volcánico La Muñeca se muestra sombreado.

Hasta el momento se han identificado nueve centros volcánicos en el sector centro - norte de la Sierra Madre del Sur (*Fig. 1*). De oeste a este: Sierra Nanchititla (Serrano Durán, 2005; González Cervantes, 2007), Valle de Bravo-Temascaltepec, Picacho-Las Paredes, La Muñeca, Campanario- Peña Bramadora, La Goleta – Sultepec (Díaz Bravo, 2008), Taxco (Alaníz Álvarez *et al.*, 2002), Tilzapotla – Buenavista (Morán Zenteno *et al.*, 2004) y Huautla (Chávez González, 2005; Díaz Bravo, 2005), pero no todos han sido estudiados con detalle. Comparado con todos ellos, el centro volcánico La Muñeca es relativamente pequeño. No obstante, tiene peculiaridades que podrían arrojar información muy valiosa para la comprensión de los procesos que dieron lugar a la Sierra Madre del Sur en su conjunto.

1. 3. Generalidades de la zona de estudio

1.3.1 Localización y vías de acceso

La zona de estudio de este trabajo se encuentra en la porción suroeste del Estado de México, en el municipio de Tejupilco de Hidalgo. Es una sección rectangular de 90 Km² delimitada por las coordenadas UTM 14Q 2'091,000 y 2'080,000 Norte y 370,000 y 379,000 Este, que tiene en el centro al macizo montañoso que llamaremos "Centro Volcánico La Muñeca", 2.5 Km al SW de la ciudad de Tejupilco. Se trata de un centro volcánico de forma elíptica que mide 9.5 Km en su eje mayor y 6.5 Km en su eje menor.

El acceso a la zona se realiza a través de la autopista No. 15, México-Toluca, seguida de la carretera federal No. 134 Toluca-Temascaltepec-Tejupilco. Alternativamente pueden emplearse las carreteras federales No. 55, Morelia – Toluca – Tejupilco y No. 15, Morelia – Zitácuaro – Tejupilco. De este último poblado parten varias carreteras de terracería y brechas que permiten el acceso a la parte basal del Centro Volcánico La Muñeca. A las zonas superiores, durante la temporada de secas, puede accederse en parte usando veredas y caminos vecinales (*Fig. 2*).

1.3.2 Fisiografía y geomorfología

Fisiográficamente, el área de interés de este trabajo se sitúa al sur del Eje Neovolcánico Mexicano (*sic.*) y cerca del borde septentrional de la Provincia de la Sierra Madre del Sur, dentro de la subprovincia denominada Cuenca del Balsas – Mezcala

(Raisz, 1964) o Depresión del Balsas (INEGI, 2008), que en la porción sureste del Estado de México cubre los municipios de Ixtapan del Oro, Santo Tomás, Otzoloapan, Zacazonapan, San Simón de Guerrero, Almoloya de Alquisiras, Sultepec, Tlatlaya, Amatepec y Tejupilco.

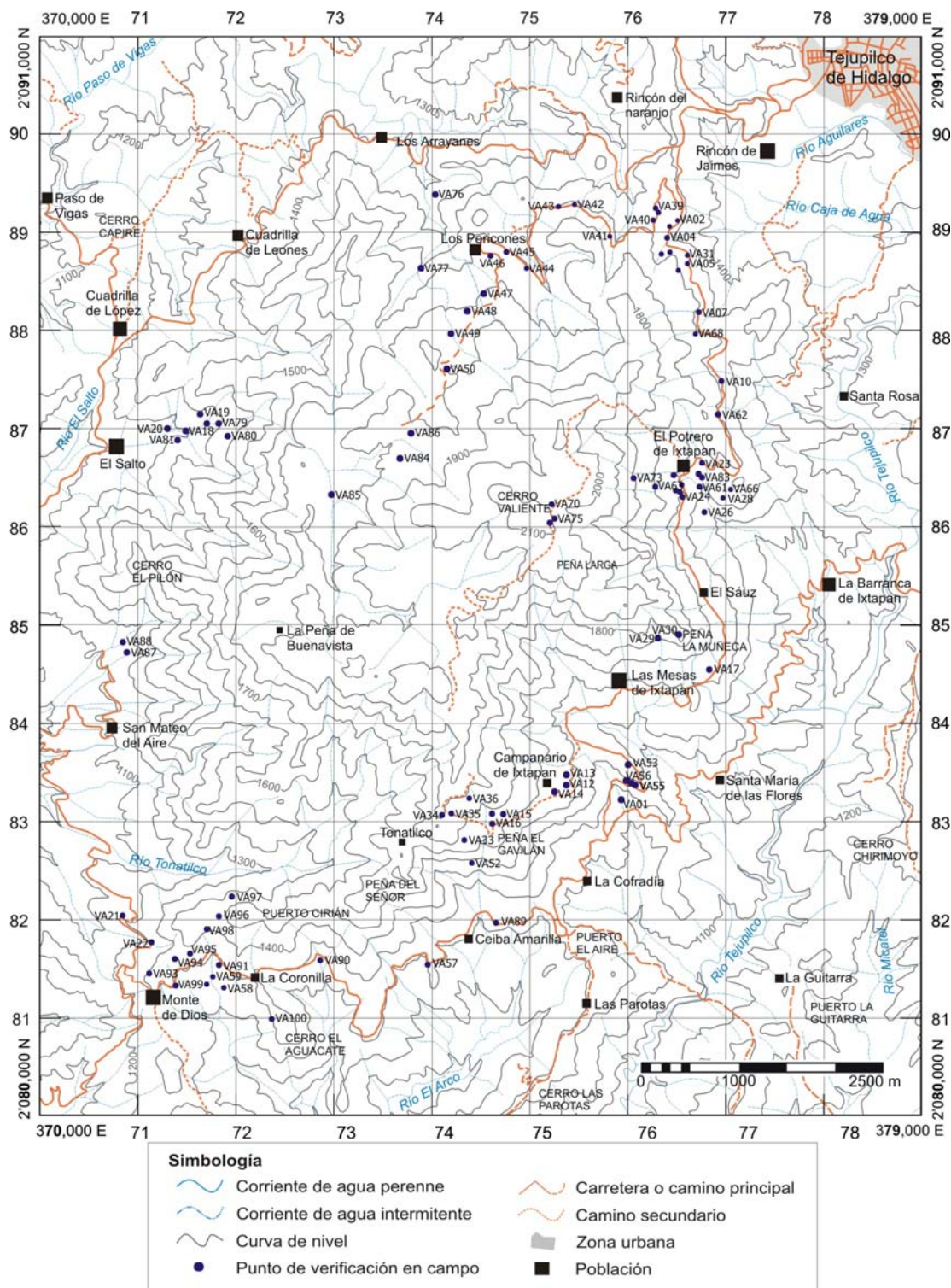


Figura 2. Mapa de ubicación de los puntos de verificación en campo. Base topográfica de la carta INEGI E14A56, Tejupilco de Hidalgo. Todas las coordenadas UTM en 14Q.

La zona objeto de este estudio pertenece a la región hidrológica del Pánuco (INEGI, 2008). La red de drenaje es de tipo dendrítico. El principal afluente de la zona es el Río San Felipe, al cual se unen los ríos San Hipólito, Aquiagua, Tejupilco y Chiquito, orientados sensiblemente noreste-suroeste, que vierten sus aguas al Río Cutzamala, tributario del Río Balsas, el cual desemboca finalmente en el Océano Pacífico.

La diversidad litológica del área se refleja en una geomorfología variada. La secuencia metamórfica muestra lomeríos redondeados, fuertemente disectados por los arroyos, mientras que los macizos montañosos formados por rocas volcánicas presentan fuertes elevaciones y escarpes abruptos. Estas características indican que el relieve se encuentra en una etapa de erosión madura, parcialmente rejuvenecida por la actividad volcánica reciente (Librado Flores *et al.*, 1996).

1.3.3. Clima, suelo y vegetación

En sus partes altas, el área de estudio de este trabajo tiene una temperatura media anual de 20 a 22°C, clasificándose como de clima semicálido subhúmedo con lluvias en verano, el cual está asociado a comunidades vegetativas como el pastizal, el matorral subtropical y el chaparral. Si embargo, el clima predominante es el cálido subhúmedo con lluvias en verano, el cual se caracteriza por una temperatura media anual mayor de 22 grados centígrados y está asociado a comunidades vegetativas como los pastizales y la selva baja. (INEGI, 2008). La precipitación total anual es de 1200 mm en el la región NE, adyacente al poblado de Tejupilco, de 1000 mm en un pequeño sector en la parte oriental de la zona de estudio y de de 1500 en el área restante (INEGI, 2008). Además de la vegetación ya mencionada, existen diversos tipos de bosques: encino-pino, pino-encino y escaso mesófilo de montaña.

Los suelos son de origen coluvio-aluvial y residual y su fertilidad es de moderada a alta, por lo que pueden ser utilizados en actividades agrícolas, pecuarias y forestales, aunque algunas zonas presentan problemas de acidez. Existen condiciones agrícolas propicias para el cultivo de sorgo, cebada, avena, soya, camote, chile y sandía, entre otros; en el aspecto pecuario es factible la crianza de ovinos, bovinos y caprinos; en cuanto a los recursos forestales, hay potencial para la explotación industrial y el

consumo doméstico (INEGI, 2008). No obstante, se practica esencialmente la agricultura de temporal, donde los principales cultivos son de ciclo anual, como el maíz y el ajonjolí, los cuales se destinan al comercio regional y local.

1.3.4. Yacimientos minerales

Históricamente, la minería ha sido una de las actividades económicas más importantes de la subprovincia de la Cuenca del Balsas, pues en ella están ubicados seis de los siete distritos mineros del Estado de México, entre ellos el de Tejupilco. Las unidades mineras metálicas de este distrito actualmente están abandonadas (SGM, 1996). Sin embargo, diversas empresas realizan labores de exploración pues se considera una zona con alto potencial minero debido a su similitud geológica con el yacimiento de Tizapa, el cual es el mejor ejemplo de la mineralización de sulfuros vulcanogenéticos tipo Kuroko característico de las rocas metamórficas de esta región (Elías Herrera y Sánchez Zavala, 1990). La asociación mineral de este yacimiento es de tipo Zn – Pb – Cu, asociada con arcos de isla evolucionados y sus firmas isotópicas de Pb están entre los campos de orógeno y corteza superior (Zartman y Doe, 1981), indicando poca contribución del manto.

El SGM (1996) agrupa los yacimientos metálicos de la carta Geológico – Minera de Tejupilco de Hidalgo en cinco zonas:

- 1) En la porción N-NW de la carta hay depósitos de tipo vulcanogenético, emplazados concordantemente a la foliación de las rocas metamórficas. La mena es de galena, esfalerita, tetraedrita y calcopirita, asociada a cuarzo y pirita. Las alteraciones principales son silicificación, oxidación y caolinización.
- 2) En el extremo SW la mineralización es de tipo hidrotermal, representada por asbesto de anfíbol (tremolita). Además hay diseminación de calcopirita y pirita asociada a cuarzo. La alteración principal es la silicificación.
- 3) Al SE de Tejupilco los depósitos son de origen hidrotermal emplazados en vetas de cuarzo, troncos y diques félsicos. La mena es de galena argentífera, esfalerita, tetraedrita, estibnita, calcopirita y covelita asociada a cuarzo, pirita y calcita, a excepción de los troncos, los cuales sólo contienen galena, esfalerita y calcopirita. Estos yacimientos están emplazados en esquistos, pizarras y calizas.

- 4) En el extremo S-SE de la carta, se encuentra mineralización polimetálica, que se aloja en troncos encajados en la secuencia metamórfica. Las alteraciones principales son oxidación y silicificación.
- 5) Finalmente, al SE de Tejupilco y dentro del área de interés de este trabajo, los yacimientos están en vetas de origen hidrotermal, en zonas mineralizadas en los planos de estratificación de las calizas y en brechas y zonas con diseminación. Las vetas presentan una orientación entre NW 10° y NW75° y 15° a 65° SW, con espesores de 0.3 a 0.5 m y longitudes de hasta 100 m. Las estructuras se alojan en calizas, areniscas, esquistos-pizarras y tobas. La mena es de galena, esfalerita y calcopirita, asociada a cuarzo, pirita, arsenopirita y calcita. Las alteraciones principales son oxidación y silicificación.

Estos yacimientos fueron explotados en las minas "Peña Buenavista", "La Quebrada" y "San Mateo", dentro de la zona del presente estudio. Las dos primeras están alojadas en las rocas piroclásticas que forman el límite occidental del Centro Volcánico La Muñeca, mientras que la última se emplazó en las calizas del basamento, a menos de 1Km del centro volcánico.

Los yacimientos no metálicos, por su parte, se encuentran en dos localidades cercanas al área que aborda este trabajo. La primera está en el extremo SW de la carta Tejupilco 1:50 000 del SGM (1996), en el Cerro El Caballete, donde se encuentra asbesto dentro de una unidad ultrabásica. La segunda está en la porción central de la carta, que es la parte oriental de la zona de estudio, en el volcán Gordo. De aquí se extraen agregados pétreos en forma de arena, grava y ceniza.

1. 4. Objetivos y metas del trabajo

Los objetivos específicos de esta tesis son:

- Caracterizar la estructura del centro volcánico de La Muñeca, en especial su estilo eruptivo.
- Reconocer los rasgos generales de la evolución volcánica de este centro con base en su estratigrafía, su geocronología, sus características texturales y sus componentes.

- Formular un modelo general de la evolución volcánica y el estilo eruptivo de este centro volcánico.
- Hacer inferencias sobre la petrogénesis de las rocas volcánicas y sus relaciones con zonas volcánicas cercanas.
- Aportar información para reconstruir la evolución de los centros volcánicos de la porción norte-central de la Sierra Madre del Sur.

Las metas son:

- Elaborar un mapa geológico de semi – detalle (base topográfica 1:50 000) que exprese las relaciones espacio-temporales de la unidades volcánicas y las estructuras tectónicas del centro volcánico La Muñeca.
- Levantar al menos dos secciones geológicas para determinar la estratigrafía interna del centro volcánico La Muñeca.
- Identificar el tipo de emplazamiento de las unidades volcánicas de este centro.
- Describir las características petrográficas de láminas delgadas de todas las unidades del centro volcánico.
- Analizar geoquímicamente un grupo representativo de muestras para elementos mayores y traza.
- Hacer el análisis isotópico de Rb/Sr y Sm/Nd de al menos tres muestras representativas.
- Realizar estudios geocronológicos que permitan hacer inferencias sobre la edad del magmatismo.

I.5. Metodología

El primer paso para el desarrollo de esta investigación fue compilar las características geológicas generales de la región a través de cartas y estudios publicados. En seguida se llevó a cabo la fotointerpretación geológica del área de interés en fotografías aéreas escala 1:25 000, para distinguir las posibles unidades volcánicas y las estructuras tectónicas relacionadas, elaborar un mapa preliminar y planear los caminamientos en los que se realizaría el trabajo de campo. Para ello se utilizó como base la carta topográfica 1: 50 000 Tejupilco de Hidalgo, clave E14-A56, del INEGI.

Durante el trabajo de campo se realizaron descripciones detalladas de la textura y composición de las rocas en afloramiento, así como de los contactos y las relaciones estratigráficas que guardan las unidades volcánicas entre sí y con las unidades preexistentes adyacentes, para poder hacer inferencias sobre los mecanismos de emplazamiento del material volcánico. Esta información se cotejó en campo y en gabinete con las hipótesis obtenidas de la fotointerpretación, de modo que el mapa fue refinándose paulatinamente.

También se llevó a cabo el análisis estructural de las principales fallas relacionadas con el centro volcánico, incluyendo su geometría, su cinemática y sus relaciones de corte con las unidades volcánicas y con otras estructuras.

Por otro lado, durante las campañas de campo se tomaron muestras representativas de cada unidad para realizar posteriormente los estudios de petrografía y geoquímica pertinentes. El trabajo de petrografía consistió en el análisis de 41 láminas delgadas, 21 de lavas y el resto de tobas, para apreciar las variaciones petrológicas y los rasgos que permitan identificar secuencias de cristalización y procesos de desequilibrio, mecanismos de emplazamiento del magma y posibles procesos de mezcla y asimilación. Además se realizaron análisis complementarios de química mineral en plagioclasas en microsonda electrónica.

Los análisis geoquímicos, por su parte, incluyeron la determinación de elementos mayores, elementos traza y de relaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd para hacer inferencias sobre los procesos de diferenciación – asimilación. Para determinar la edad del magmatismo de este centro volcánico se hizo un fechamiento por U-Pb en circones magmáticos de una ignimbrita. Los resultados obtenidos a partir de estos análisis se encuentran en tablas al final de este trabajo.

2. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

La provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS) se ubica al sur de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y se extiende desde los estados de Jalisco y Michoacán hasta el Istmo de Tehuantepec, en el estado de Oaxaca. Sus rocas afloran en una franja irregular de unos 200 Km de ancho dispuestas en dos cinturones paralelos a la costa del Océano Pacífico (*Fig. 1*). Uno de estos cinturones está formado por batolitos y plutones menores emplazados a lo largo de la costa, que llegan hasta el límite continental cerca de la Trincheras de Acapulco; el otro está constituido por rocas volcánicas continentales, incluyendo lavas, materiales piroclásticos y cuerpos hipabisales, dispuestas en forma discontinua. Este conjunto de rocas se ubica hacia el interior del continente, entre el cinturón plutónico de la costa y la FVTM, y se describirá con más detalle en el segundo apartado de este capítulo. En el cinturón plutónico predominan las rocas silíceas, y en menor grado las de composición intermedia, mientras que las rocas volcánicas tienen una composición variada de intermedia a félsica (Morán Zenteno *et al.*, 1999; Martiny, 2008). En la porción norte – central de la Sierra Madre del Sur, sin embargo, predominan las rocas silíceas (Morán Zenteno *et al.*, 1999; 2000).

Con base en la naturaleza calcoalcalina de las rocas magmáticas y en las inferencias sobre la cinemática convergente en el margen occidental de Norteamérica durante el Paleógeno (Engelbreton *et al.*, 1985), se ha considerado que la SMS es el resultado de la subducción de la Placa de Farallón bajo la Placa de Norteamérica (*e.g.* Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995; Morán Zenteno *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 1999). La extinción del magmatismo y su ubicación actual respecto al Cinturón Volcánico Transmexicano, por su parte, han sido relacionadas con el truncamiento de la margen continental del sur de México durante el Oligoceno (Ratschbacher, 1991; Morán Zenteno *et al.*, 1999; Ferrari *et al.*, 1999; Martiny, 2008). En términos de las relaciones cronológicas y de su relación con la misma margen convergente, también se ha considerado a la Sierra Madre del Sur como la extensión meridional de la Sierra Madre Occidental (Ferrari *et al.*, 1999).

La cubierta volcánica cenozoica de la Sierra Madre del Sur se extiende sobre los terrenos tectonoestratigráficos Guerrero, Mixteco, Oaxaca y Xolapa propuestos por Campa y Coney (1983), que son equivalentes, con algunas diferencias, a los terrenos Náhuatl, Mixteco, Zapoteco y Chatino en la clasificación de Sedlock *et al.* (1993). El área de estudio

de este trabajo, por su parte, se localiza sobre el Terreno Náhuatl (Sedlock *et al.*, 1993) y cerca del límite oriental del Terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983), aproximadamente 130 Km al SW de la Ciudad de México (*Fig. 1*).

2. 1. Basamento

El Terreno Guerrero cubre 700 000 Km² del occidente de México, por lo que es el segundo más grande de Norteamérica (Centeno García *et al.*, 2008). En general, se considera que está compuesto por sucesiones volcánicas submarinas y sedimentarias con afinidad de arco que van del Jurásico Superior al Cretácico Superior (Centeno García, *et al.*, 2003). Aunque todavía se conocen pocos detalles acerca de su composición cortical, de la naturaleza de su basamento, de su estratigrafía y de su historia de deformación, se sabe que registra procesos amplios y complejos relacionados con la subducción e influenciados por traslaciones mayores y apertura (Centeno García *et al.*, 1993).

Campa y Coney (1983) inicialmente dividieron al terreno Guerrero en los subterrenos Teloloapan, Huetamo y Zihuatanejo. Posteriormente se ha encontrado que se trata de un terreno compuesto, con una estratigrafía y una evolución más complejas. Basándose en datos recientes, puede considerarse que el Terreno Compuesto Guerrero está formado por al menos cinco terrenos (Centeno García *et al.*, 2003, 2008), de oeste a este: Tahue, Zihuatanejo, Guanajuato, Arcelia y Teloloapan. Las rocas mesozoicas de la zona de estudio de este trabajo forman parte de dos ensambles del Guerrero, ambas con afinidades de arco de isla: al oriente el Esquisto Tejupilco, asignado al terreno Teloloapan y al oeste el grupo Arcelia – Palmar Chico, que corresponde al terreno Arcelia (Elías Herrera *et al.*, 2000).

Al respecto es necesario mencionar que cada vez más estudios estratigráficos, geocronológicos y estructurales han cuestionado la naturaleza alóctona de estas secuencias. Datos geoquímicos obtenidos en xenolitos de rocas volcánicas del Oligoceno sugieren la presencia de rocas silíceas continentales bajo la parte oriental del terreno Guerrero (Elías Herrera y Ortega Gutiérrez, 1997). Del mismo modo, edades modelo de Nd del batolito del bloque de Jalisco (terreno Guerrero Occidental, Schaaf *et al.*, 1995), así como de xenolitos de los depósitos piroclásticos de la caldera de Amealco (Terreno Guerrero central, Aguirre Díaz, *et al.*, 2002) y del campo volcánico Guanajuato (Urrutia

Fucugauchi y Uribe Cifuentes, 1999), indican la presencia de un basamento más antiguo, lo cual también ha sido sugerido por datos gravimétricos regionales (Urrutia Fucugauchi y Molina Garza, 1992; García Pérez, 1995). Esta evidencia indica que el terreno Guerrero probablemente está emplazado sobre un basamento continental cristalino que data desde el Precámbrico (Gómez Tuena *et al.*, 2007). No obstante, aunque es patente la necesidad de que los modelos tectónicos que involucran la acreción de arcos de isla intra – oceánicos a la margen de Norteamérica durante el Cretácico sean revisados, para los fines de este trabajo siguen siendo útiles.

2. 2. 1. Esquisto Tejupilco

El Esquisto Tejupilco es un conjunto de rocas metamórficas de más de 2000 m de espesor en facies de esquisto verde expuestas en la región de Tejupilco – Taxco, que en trabajos previos han sido descritas como el Esquisto Taxco o como la Roca Verde de Taxco Viejo (Fries, 1960; De Cserna, 1983). Estas rocas se agrupan dentro del subterreno Teloloapan del Cretácico Temprano (Talavera y Suástegui, 2000; Centeno García *et al.*, 2008) y están fuertemente deformadas por al menos dos eventos (Elías Herrera y Sánchez Zavala, 1990). En el área de estudio de este trabajo, sus rocas son filita carbonácea, cuarcita, esquisto de sericita pelítico, esquisto verde, metatobas riolíticas y *augen gneiss* miloníticos de composición granítica (Elías Herrera, 2004), que forman parte de dos zonas cuyos protolitos son rocas volcánicas y sedimentarias diferentes. La región oriental se caracteriza por depósitos marinos someros, mientras que la región occidental está compuesta por facies más profundas (Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991; Talavera-Mendoza *et al.*, 1995; Guerrero Suástegui, 2004).

Como ya se ha señalado, la naturaleza del basamento del terreno Teloloapan sigue siendo objeto de intenso debate (*v. gr.* Centeno García *et al.*, 2008; Martini *et al.*, 2008, sometido). Las rocas del conjunto metamórfico Tejupilco son cabalgadas por el grupo para – autóctono Arcelia – Palmar Chico. La traza de esta cabalgadura tiene una orientación general N-S, aparentemente prolongándose por debajo de las rocas del centro volcánico La Muñeca (*Fig. 4*). Algunas zonas del esquisto Tejupilco al oriente del área de estudio son cubiertas discordantemente por flujos de lava cuaternarios o por aluvión (Elías Herrera, 2004).

2. 1. 2. Grupo Arcelia – Palmar Chico

Las rocas del grupo Arcelia – Palmar Chico (previamente descritas como la formación Amatepec, Xochipala y Arcelia por DeCserna, 1983) constituyen una secuencia vulcanosedimentaria con un espesor mínimo de 2500 m, deformación heterogénea de leve a moderada y metamorfismo de muy bajo grado, que sobreyace estructuralmente al Esquisto Tejupilco (Elías Herrera, 2004). Su estratigrafía puede dividirse en dos partes: la inferior, predominantemente sedimentaria, y la superior, que es esencialmente volcánica. La parte superior aparentemente cabalga sobre la parte inferior (Elías Herrera *et al.*, 2000).

La secuencia completa, de la base a la cima, consiste en caliza arcillosa, pizarra negra, filita, arenisca de grano grueso a fino, conglomerados, caliza micrítica y silíceas, lavas basálticas almohadilladas y masivas con hialoclastitas intercaladas, así como algunos lentes de caliza masiva fosilífera intercalados (Elías Herrera, 2004). También se presentan cúmulos máficos y ultramáficos del Albiano, pequeñas cuñas tectónicas de peridotita serpentizada y numerosos diques relacionados genéticamente con las lavas almohadilladas (Delgado – Argote, *et al.*, 1992). La arenisca y el conglomerado de la parte inferior contienen fragmentos de rocas metamórficas de bajo grado del esquisto Tejupilco, lo que indica una naturaleza parautoctona para el terreno Arcelia respecto al terreno Teloloapan (Elías Herrera, 2004).

De acuerdo a su contenido fósil, los lentes de caliza de la cima del Grupo Arcelia – Palmar Chico son de edad Cretácica (Alancaster – Ybarra, 1994 *cit.* Elías Herrera, *et al.*, 2000), mientras que las capas de pedernal contienen radiolarios de edad Albiana – Cenomaniana (Dávila y Guerrero, 1990; Ramírez-Espinoza *et al.*, 1991). Las lavas almohadilladas, por su parte, se dataron por el método de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y arrojaron edades de 103.1 ± 1.3 Ma y 93.6 ± 0.6 Ma. Estas edades coinciden con los datos paleontológicos, y permiten estimar que esta secuencia data del Albiano – Cenomaniano (Elías Herrera *et al.*, 2000). Las rocas del Grupo Arcelia – Palmar Chico están cubiertas discordantemente por rocas clásticas continentales y volcánicas de edades Terciarias y Cuaternarias.

2. 2. Vulcanismo Cenozoico

La parte volcánica de la SMS, fue cartografiada y descrita por primera vez en el trabajo clásico de De Cserna y Fries (1981), en las regiones de Tilzapotla y Taxco, donde obtuvieron edades de 35.5 ± 1.2 y 36.9 ± 1.3 Ma (Eoceno Tardío) con el método de K-Ar. Una nueva serie de estudios sobre los centros volcánicos de la SMS comenzó con la descripción de las características petrológicas y geoquímicas de las unidades expuestas en las sierras de Taxco, Tilzapotla y Huautla (Morán Zenteno *et al.*, 1998, ver *Fig. 1*). Estos estudios incluyeron fechamientos e interpretaciones estratigráficas que ubicaban a estas sucesiones volcánicas entre el Eoceno Tardío y el Oligoceno Temprano. Además se propuso por primera vez que la zona de Tilzapotla podría corresponder a una estructura volcánica mayor de colapso.

Más tarde, Morán Zenteno *et al.* (2004) confirmaron esta hipótesis a través de la identificación de un anillo semielíptico de rocas hipabisales y de una gruesa sucesión de ignimbritas en contacto subvertical con las rocas del basamento. Esta estructura tiene la peculiaridad de representar un relleno de caldera exhumado, *i. e.*, el relieve está invertido por la erosión. Debido a ello, con frecuencia se han interpretado fallas normales con desplazamiento opuesto al que realmente tuvo la estructura de colapso (*e. g.* Blatter *et al.*, 2001; Montiel-Escobar *et al.*, 2000). Otro efecto del descenso del relieve por efecto de la erosión alrededor de centros volcánicos de este tipo, es la remoción de la mayor parte de las unidades volcánicas de extra – caldera (Morán Zenteno *et al.*, 2004).

Estos autores interpretan la evolución del centro volcánico de Tilzapotla como una caldera de colapso de 34.3 Ma que experimentó un episodio de resurgencia, lo que permite estimar que tuvo una vida de aproximadamente 3 Ma. La orientación NW-SE de la caldera, el carácter rectilíneo del borde sur y la elongación de la estructura cómica asociada, sugieren que su origen tiene un fuerte control tectónico de las fallas NW-SE presentes en la zona (Morán Zenteno *et al.*, 2004).

Por otro lado en la Sierra de Taxco la secuencia volcánica principal está formada por ignimbritas, derrames y domos riolíticos que varían entre los 38 y los 32 Ma (Alaníz Álvarez *et al.*, 2002), edades cercanas a las obtenidas por De Cserna y Fries (1981) para las ignimbritas basales. También se identificaron diques máficos con edades mínimas de 54 Ma que se encuentran asociados a fracturas mineralizadas de orientación NW-SE. Aunque posee una gruesa sucesión de ignimbritas, en Taxco no se reconoció la

existencia de una caldera mayor. En cambio, si se observó la presencia de numerosos conductos lávicos de riolita (Morán Zenteno *et al.*, 2005).

Al oriente de Tilzapotla, la parte norte de la Sierra de Huautla ha sido descrita en su parte volcánica como una secuencia de composición predominantemente dacítica – andesítica (Díaz-Bravo, 2005), que incluye ignimbritas relleno de una zona de colapso de 5 Km de diámetro denominada caldera El Tepehuaje. Aunque se trata de datos que todavía no están publicados, se han encontrado edades de 31.8 y 30.9 Ma para estas unidades (González-Torres, 2008, en preparación).

Puede observarse que el vulcanismo de la Sierra Madre del Sur muestra un patrón en la variación de las edades de sus rocas, que a grandes rasgos es decreciente: Paleoceno en Colima (Martiny *et al.*, 2000), Eoceno Temprano en Michoacán, Eoceno Tardío en Morelos y Guerrero y Mioceno Medio en el sureste de Oaxaca. Sin embargo, existen excepciones a esta tendencia general (Martiny *et al.*, 2000; Morán Zenteno *et al.*, 2005). Por ejemplo, las rocas volcánicas intermedias del occidente de Oaxaca y sur de Puebla tienen edades que varían entre 34–31 Ma (Martiny *et al.*, 2000), por lo que son parcialmente contemporáneas de las rocas más jóvenes del sector Taxco-Huautla (Morán Zenteno *et al.*, 2005).

2. 3. Estructuras Tectónicas Cenozoicas

A grandes rasgos, el estilo estructural del sur de México consiste en pliegues y cabalgaduras de bajo ángulo con orientación aproximada N-S y dirección predominante de transporte tectónico hacia el oriente, con fallas asociadas de desplazamiento lateral. Para el Eoceno e inicios del Oligoceno se reconocen dos episodios de fallamiento lateral, principalmente izquierdo, el primero con dirección NW y el segundo NS. Este último conjunto de fallas parece haber estado activo en este tiempo solamente en la porción norte de la Sierra Madre del Sur, mientras que el primero siguió funcionando durante el Oligoceno en la margen continental de Oaxaca. El reconocimiento de estos episodios de deformación sugiere que las direcciones de extensión relacionadas al fallamiento lateral variaron de NNW-SSE a NE-SW, y que activaron fallas normales en discontinuidades preexistentes a nivel local (Morán Zenteno *et al.*, 2005).

Para la porción norte – central de la SMS, las estructuras tectónicas cenozoicas indican que el magmatismo del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano evolucionó controlado por fallas laterales, cuya cinemática varió durante este intervalo de tiempo (Alaniz Álvarez *et al.*, 2002; Morán Zenteno *et al.*, 2005; Nieto Samaniego *et al.*, 2006). Por ejemplo, se han reportado fallas regionales laterales izquierdas de orientación NW-SE que fueron activas durante el tiempo del vulcanismo en Taxco y Tilzapotla. A principios del Oligoceno, la orientación de los esfuerzos cambió, produciendo desplazamientos en sentido inverso en estas fallas y reactivándose estructuras previas de orientación NS, lo que implica una dirección de la máxima elongación hacia el NE-SW (Morán Zenteno *et al.*, 2005).

Este control estructural sobre el vulcanismo de la SMS también se ha documentado en la Sierra de Huautla (Díaz Bravo, 2005; Chávez González, 2005), en donde las estructuras tectónicas relacionadas con el vulcanismo confirman que las condiciones tectónicas de la SMS cambiaron significativamente al inicio del Oligoceno, al pasar de fallas laterales izquierdas con orientación NW – SE a fallas normales con la misma orientación y finalmente a fallas laterales derechas con orientación E-W (Díaz Bravo, 2005).

En el occidente de Oaxaca y sur de Puebla el vulcanismo también convivió con un episodio de desplazamiento lateral, primero asociado a fallas de orientación NW-SE y E-W, y después a fallas laterales izquierdas de orientación N – S (Martiny *et al.*, 2002; Silva Romo *et al.*, 2001). Estos episodios de fallamiento lateral al parecer no son exactamente contemporáneos a los de la región de Taxco-Huautla, lo que sugiere variaciones temporales y espaciales en la deformación por fallas laterales en el sur de México (Morán Zenteno *et al.*, 2005).

3. ESTRATIGRAFÍA

El centro volcánico La Muñeca forma parte de la cubierta extrusiva de la porción norte – central de la Sierra Madre del Sur y está edificado sobre las rocas del Esquisto Tejupilco y del Grupo Arcelia – Palmar Chico. Su estratigrafía puede dividirse en dos secciones principales (*Fig. 4*). En la región occidental, presenta una zona de diques piroclásticos en arreglo semicircular que están emplazados en contacto vertical con las rocas del basamento, su textura y composición son variables. El resto del centro volcánico está formado por un apilamiento semihorizontal de cuatro unidades volcánicas claramente diferenciadas (*Fig.5*). La primera es un conjunto de al menos cuatro depósitos piroclásticos con matriz rica en pómez, que pueden distinguirse entre sí por su grado de soldamiento y por su contenido lítico y mineral; también incluye dos depósitos de caída de espesor escaso. La segunda consiste en varios flujos de lava de composición predominantemente andesítica con fenocristales de plagioclasa y minerales ferromagnesianos alterados, que incluye también un flujo de escombros de extensión muy limitada. La tercera es una unidad muy competente de brecha lávica, con matriz de composición intermedia y clastos que alcanzan los 2m de largo. Finalmente, en la cima de la secuencia hay una serie de derrames de lava félsica intercalados con brechas y cuerpos vitrofídicos en capas delgadas. La unidad de la base tiene una edad obtenida por U/Pb de 34 millones de años (ver apartado 5.5).

La cima de la Sierra de la Muñeca tiene una altitud de 2160 msnm, que se alcanza en Cerro Valiente, lo cual significa una elevación de 840 metros sobre la base de la secuencia volcánica. Todo este material volcánico constituye un volumen preservado de aproximadamente 25 Km³. A continuación se describen brevemente las principales características de las unidades que forman el centro volcánico La Muñeca, a las cuales se les asignan nombres informales en este trabajo, así como las relaciones estratigráficas que guardan entre sí y con las rocas circundantes. Al final de este capítulo pueden verse microfotografías de muestras representativas de cada unidad (*Láminas 1 a 5*).

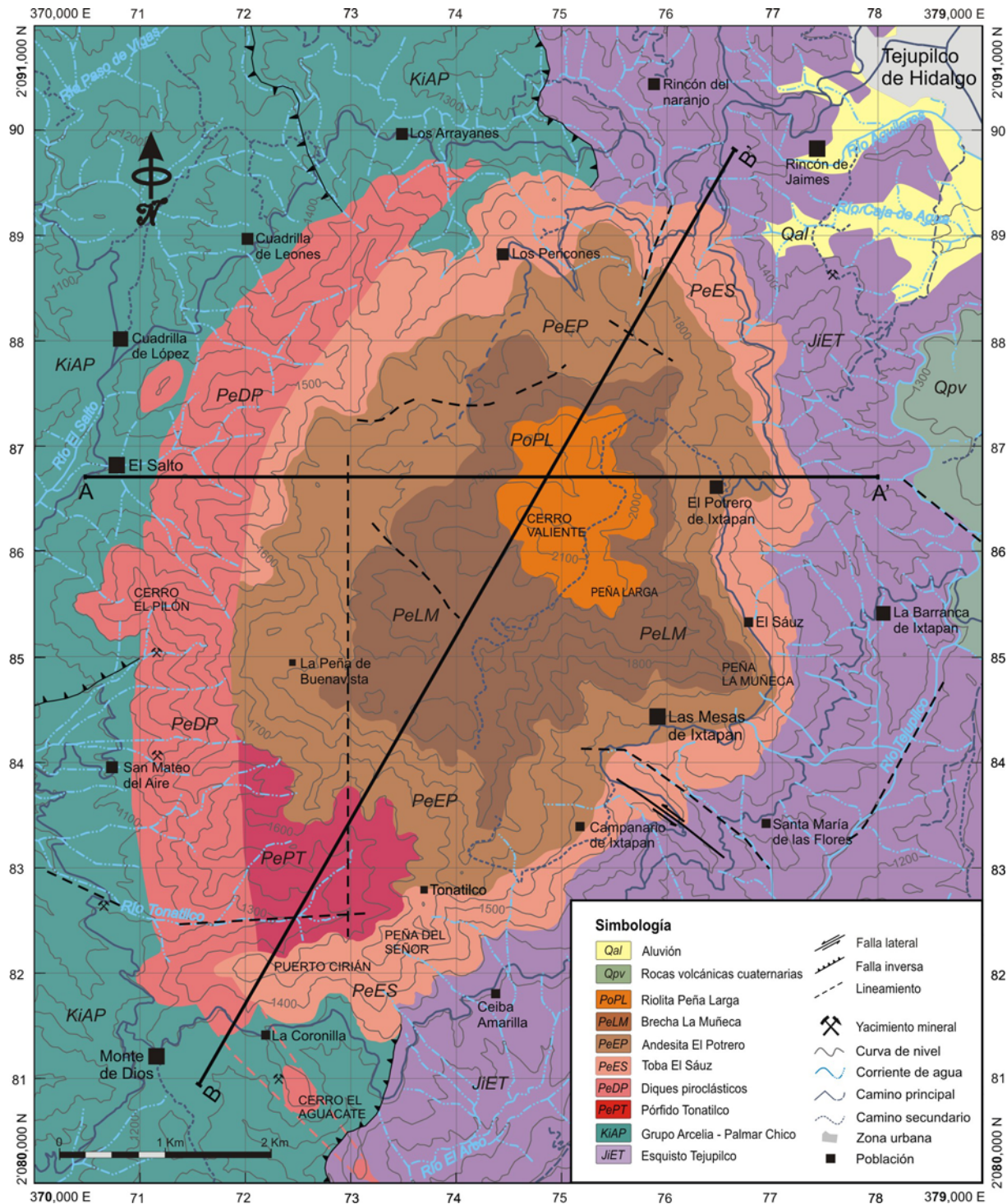


Figura 4. Mapa geológico del área del centro volcánico La Muñeca. Las líneas A-A' y B-B' corresponden a las secciones geológicas de la figura 4b. Las coordenadas están en el sistema UTM en 14Q.

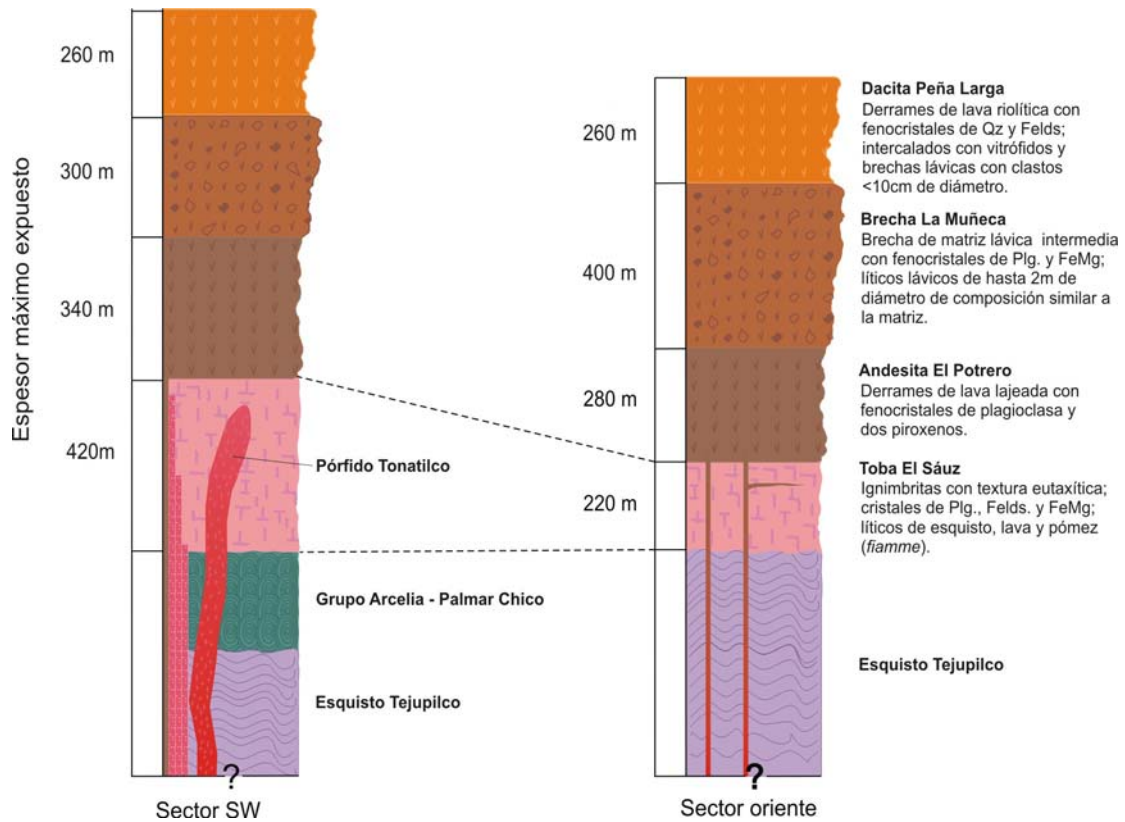


Figura 4a. Columnas estratigráficas compuestas de los sectores sudoccidental y oriental del centro volcánico La Muñeca.

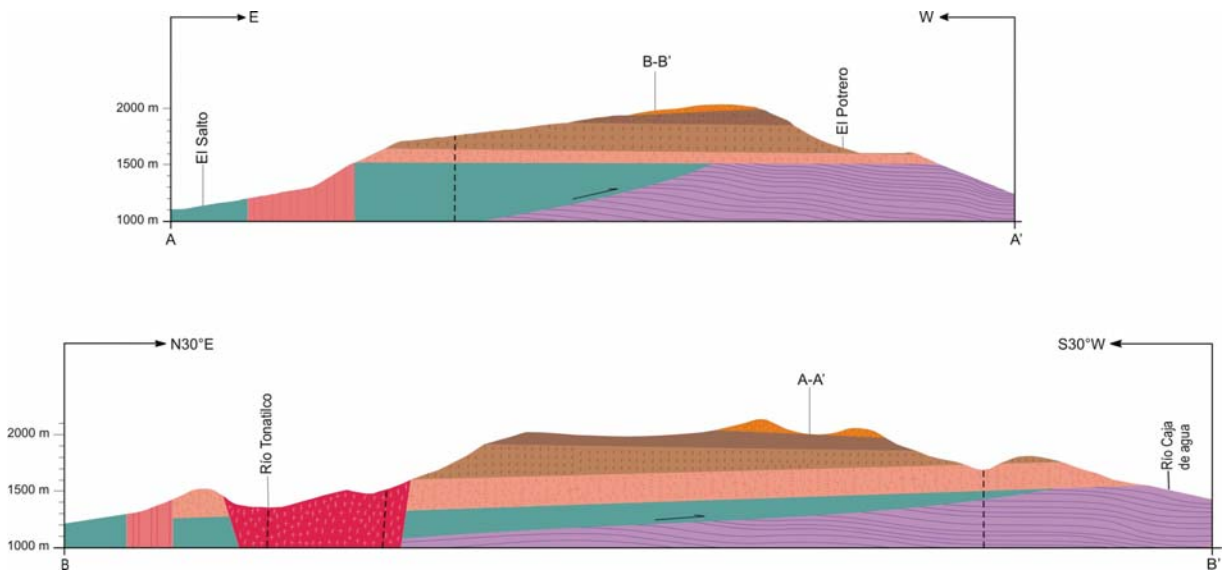


Figura 4b. Secciones geológicas a lo largo de las líneas A-A' y B-B' del mapa geológico de la Figura 4, mostrando las relaciones entre las unidades del centro volcánico La Muñeca. Se señala como referencia la posición de localidades y ríos. Las escalas vertical y horizontal son iguales.



Figura 5. Vista panorámica de la sección oriental del centro volcánico La Muñeca. El basamento es el Esquisto Tejupilco. La sucesión volcánica inicia con un conjunto de ignimbritas (Toba El Sáuz), seguida de derrames dacítico – andesíticos (Andesita El Potrero). La unidad más prominente es La Muñeca, una brecha lávica intermedia con clastos que alcanzan dos metros de largo. Corona la secuencia la Dacita Peña Larga, una serie de intercalaciones de derrames félsicos y brechas lávicas con líticos que no rebasan los 10 cm de diámetro.

3. 1. Conglomerado pre – volcánico

Esta unidad se encuentra en la base de la secuencia ígnea en algunas localidades del centro volcánico La Muñeca. Sin embargo, puesto que su espesor máximo expuesto es de 8 metros y su extensión lateral es muy restringida, no es posible cartografiarla. Se trata de un conglomerado clasto – soportado con matriz de ceniza volcánica sumamente argilitizada. Los clastos son de esquisto y de cuarzo lechoso, que miden entre 3 y 180 cm de largo, constituyen el 70% de la roca, se encuentran en contacto entre sí y van de subangulosos a subredondeados. En ellos pueden verse todavía la foliación y el plegamiento del Esquisto Tejupilco. No hay ninguna organización en la disposición de los fragmentos líticos dentro de la matriz (*Fig. 6a*). En el afloramiento de esta unidad que se

encuentra en el camino a Los Pericones, hay una chimenea de poco más de un metro de ancho que corta en forma semi – vertical a la brecha de esquisto y se encuentra rellena de material deleznable de grano fino y vetillas de cuarzo.

El afloramiento más extenso y más potente de esta unidad se localiza en el camino que va de Santa María de las Flores a La Cofradía (VA-89), donde puede seguirse por unos 20 metros y alcanza una altura de 8 metros. Este conglomerado parece haber rellenado depresiones del paleo - relieve, pues se adelgaza hacia los extremos del afloramiento. Por otro lado, aunque se trata de una exposición pequeña, el sitio dónde se aprecian mejor las características texturales de esta unidad se encuentra 800m arriba del camino hacia Los Pericones (VA-39). También puede encontrarse en temporada de lluvias en el lecho de los pequeños arroyos que cortan la vereda que sube hacia Peña La Muñeca desde Campanario de Ixtapan y aproximadamente 1 Km al sur del poblado de Las Mesas de Ixtapan sobre la terracería que va a La Cofradía (VA-55). En la primera localidad, el conglomerado sobreyace al Esquisto Tejupilco por medio de un contacto inclinado aproximadamente 18°, mientras que en el resto de los afloramientos aparece en contacto semi – horizontal. En todos los sitios, subyace horizontalmente a la Toba El Sáuz.

3. 2. Toba El Sáuz

Esta unidad está compuesta por al menos cuatro depósitos de flujos piroclásticos, depósitos de caída reducidos y un pequeño cuerpo de lava andesítica intercalado en el material piroclástico, todos ellos con una disposición subhorizontal. El espesor máximo expuesto es de 420 metros en su parte occidental y de 220 metros en la porción oriental (*Fig. 4a*), sin embargo presenta variaciones, que lo hacen disminuir hasta sólo 60 metros, lo que indica que esta unidad cubrió el relieve preexistente. La Toba El Sáuz es la unidad más extensa del Centro Volcánico La Muñeca, cubriendo una superficie de aproximadamente 28 Km².

El cuerpo inferior de la Toba El Sáuz es una ignimbrita de matriz pumicítica de color rosa claro, moderadamente soldada, con fragmentos de cuarzo lechoso y de esquisto del basamento que miden hasta 10 cm de largo y de pómez ovals amarillos no aplastados. Verticalmente presenta leves variaciones en el grado de soldamiento, el cual se incrementa ligeramente hacia la cima. Asimismo, el tamaño y el contenido de líticos tienden a disminuir hacia la parte superior de este depósito. Lateralmente, el único

cambio apreciable es en el color general de la roca, que toma tonos grisáceos en algunos afloramientos (VA-3).

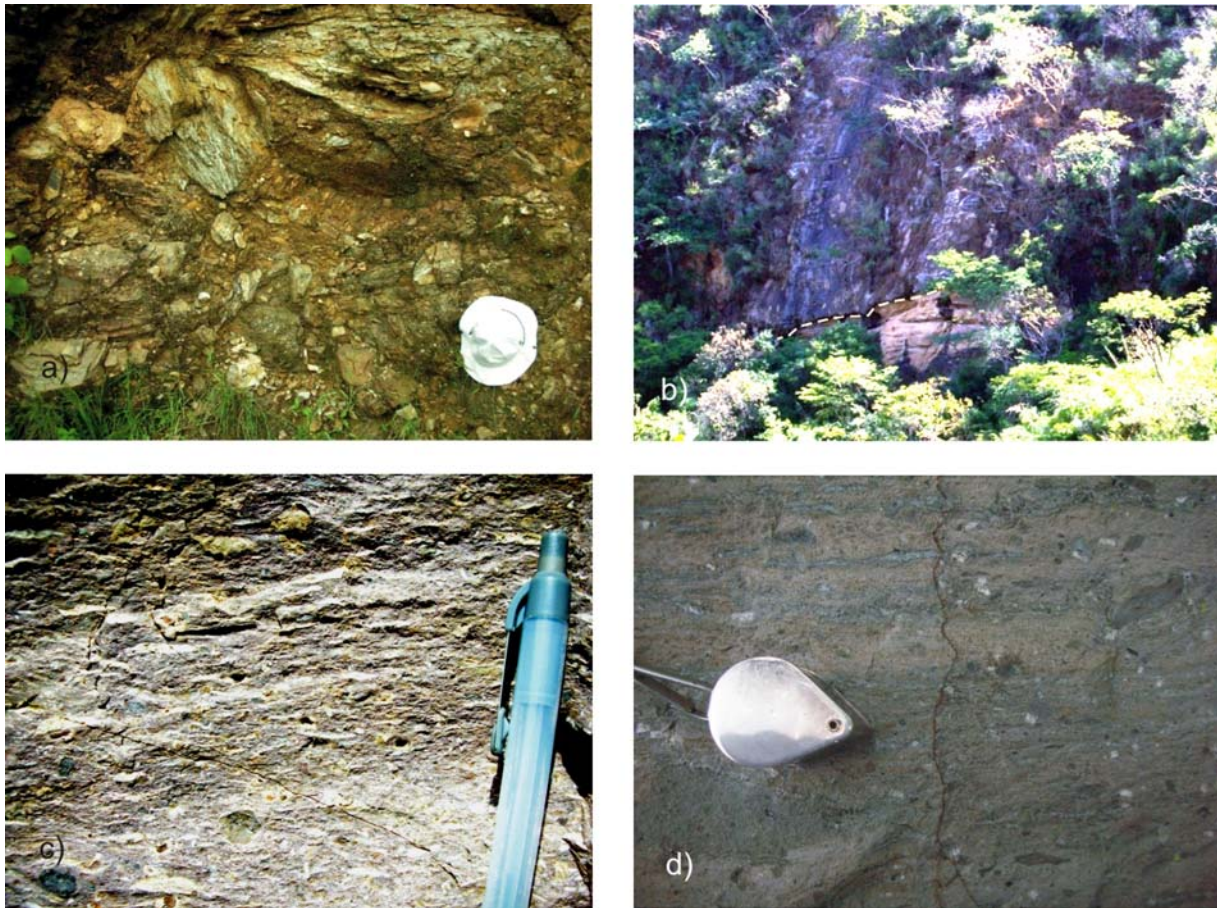


Figura 6. Afloramientos de las unidades descritas en el texto. a) Conglomerado pre – volcánico en el camino que va a Los Pericones. Se aprecia la abundancia de clastos subangulosos de esquistos y de cuarzo lechoso. b) Contacto entre una ceniza de caída de dos metros de espesor y el flujo piroclástico basal de la Toba El Sáuz. c) Ignimbrita con textura eutaxítica, líticos de esquistos y pómez aplastados que constituye el segundo flujo de la Toba el Sáuz. d) Ignimbrita altamente soldada, con textura eutaxítica y líticos elongados, perteneciente al tercer flujo de la Toba El Sáuz.

Al microscopio las rocas de esta unidad presentan textura eutaxítica desarrollada en una matriz criptocristalina de cuarzo producto de devitrificación y de minerales opacos (*Lámina 1*). En las muestras analizadas es constante la abundancia de óxidos reemplazando fenocristales, líticos y segmentos de la matriz, en algunos casos, estos minerales de alteración han sido sustituidos por calcita. Los fenocristales y microfenocristales representan el 16% de la roca total y son sobre todo de sanidino subedral (9%), de cuarzo subedral a eudral (4.5%), de plagioclasas eudrales con maclas polisintéticas (1.5 %) y de minerales opacos (1%). Los cristales de cuarzo y de

sanidino se encuentran rotos. En el rango de tamaño de los fenocristales (0.5 a 0.005 mm), los sanidinos frecuentemente se encuentran argilitizados.

Los fragmentos de pómez son relativamente abundantes en esta unidad (16%). Pueden encontrarse en formas ovales o como *fiamme*, miden entre 8 y 0.3 mm de largo y comúnmente muestran aureolas de reacción. El 8% restante lo constituyen los fragmentos líticos, de los cuales la mayor parte corresponde a fragmentos de esquisto que miden entre 4.8 y 0.1 mm de largo, que se presentan argilitizados y rodeados de minerales de oxidación. El porcentaje restante lo conforman pequeños fragmentos de lava de composición intermedia, en la que pueden verse fenocristales de plagioclasa alargados que se alinean en una dirección preferencial y remanentes de una matriz vítrea o merocristalina muy alterada.

Intercalado en la Toba El Saúz se encuentra un cuerpo subvolcánico andesítico de unos cuatro metros de espesor emplazado en forma concordante con la estratigrafía de esta unidad (VA-6), el cual aflora a 1 Km de la desviación de la terracería que va a El Potrero de Ixtapan desde la carretera federal Tejupilco – Ciudad Altamirano. Su mineralogía se resume en la séptima sección de este capítulo, que está dedicada a los intrusivos volcánicos de la zona de estudio.

Sobreyaciendo horizontalmente a este material lávico o directamente sobre la ignimbrita de la base, encontramos un depósito piroclástico similar a ésta. Se trata de una roca con matriz de ceniza y pómez bien soldada que varía en color lateralmente de gris claro a rosa claro. En muestra de mano exhibe textura eutaxítica con líticos de lava y de esquisto alineados, así como pómez amarillos aplastados que forman *fiamme* de hasta 20 cm de largo (*Fig. 6c*). También son visibles cristales de cuarzo y de sanidino.

Al inspeccionar muestras de esta unidad en láminas delgada se observa una textura eutaxítica, en la que sobresalen fenocristales de sanidino, cuarzo y plagioclasa. Los cristales de sanidino son subedrales, miden entre 0.7 y 0.12 mm de diámetro y se encuentran atacados por arcillas en numerosas ocasiones. Las plagioclasas son euedrales y presentan maclado polisintético de acuerdo a la Ley de la Albita. Todos estos cristales se encuentran rotos.

Los fragmentos líticos son de esquisto y de lava (*Lámina 1-d*). Los primeros miden entre 2 y 0.12 mm de largo. Los fragmentos de lava son más pequeños y menos abundantes y se encuentran altamente argilitizados. Los pómez miden entre 5 y 0.6 mm

de largo y se presentan formando *fiamme* o formas elongadas. Es frecuente encontrar en ellas rasgos de devitrificación y que estén rodeadas de minerales arcillosos (*Lámina 1*).

El tercer depósito piroclástico dentro de la Toba El Saúz es una roca comparativamente más densa, altamente soldada, de matriz gris claro y fenocristales de feldespato y plagioclasa, que desarrolla también una textura eutaxítica con estructuras elongadas en forma de *fiamme* (*Fig. 6d*). Este cuerpo sólo se encuentra en afloramientos localizados sobre el camino que sale desde El Campanario de Ixtapan hacia Peña Larga, en donde la topografía accidentada no permite delimitar con precisión su extensión lateral.

Sobreyace a esta unidad una ignimbrita moderadamente soldada, de matriz rosa claro, con fenocristales de biotita, cuarzo y sanidino; líticos de esquisto que no exceden los 3 cm de largo, fragmentos de obsidiana de 1 a 2 mm de largo y pómez ligeramente aplastados. En láminas delgada muestra textura eutaxítica y una matriz hecha en un 90% de cuarzo producto de devitrificación, minerales opacos del grupo de la espinela y vidrio riolítico alterado a arcillas. Los cristales constituyen el 20% de la roca, de los cuales la mitad corresponden a cuarzo, seguido en abundancia por el sanidino, la plagioclasa y la biotita. En el rango de tamaño de los microfenocristales además pueden encontrarse minerales opacos del grupo de la espinela. El cuarzo y los feldespatos se presentan rotos. Además, las plagioclasas han sufrido corrosión en los bordes, mientras que los sanidinos están argilitizados y parcialmente sustituidos por calcita. Los cristales de biotita, por su parte, tienen bordes opacos producto de procesos de oxidación. Este depósito tiene aproximadamente 10 m de espesor.

Esta roca varía lateralmente hacia el extremo septentrional del centro volcánico, en donde se presenta con un grado de soldamiento un poco mayor y aumenta su contenido de cristales, que llegan a alcanzar el 35% de la roca, de los cuales el sanidino es el más abundante. Asimismo, el contenido y el tamaño de los líticos de esquisto disminuye, pues miden entre 0.8 y 16 mm de largo. Afloramientos de esta variedad de ignimbrita se encuentran en la cima de las colinas al este y al oeste de Puerto Cirián, sitio al que puede accederse por veredas que parten del poblado de Monte de Dios o de La Coronilla.

Finalmente, en las cercanías del poblado de El Campanario de Ixtapan puede encontrarse un depósito de caída de metro y medio de espesor que sobreyace al resto de las rocas de la Toba El Saúz, el cual tiene una extensión lateral muy restringida y un

espesor máximo de 50 cm. Está formado por capas de ceniza pumicítica de grano fino de distintos colores alternados, desde blanco hasta gris oscuro, que miden entre 1 y 5 cm de espesor; presenta estratificación cruzada en la base y estratificación normal en la cima. La Andesita El Potrero se deposita en forma horizontal sobre ella.

La Toba El Sáuz está depositada en forma semihorizontal sobre las rocas del basamento metamórfico en toda la zona de estudio, ya sea las del Esquisto Tejupilco en la parte oriental o las del Grupo Arcelia – Palmar Chico en la occidental. El contacto puede apreciarse en el camino de terracería que se desvía de la carretera federal Tejupilco – Ciudad Altamirano hacia el poblado de El Potrero de Ixtapan a menos de 800 metros de la desviación (VA-02), así como en el camino que va hacia Los Pericones (VA-42). Por otro lado, en un camino particular que se encuentra entre los poblados de Los Arrayanes y Cuadrilla de Leones (VA-77), puede verse el contacto horizontal entre las rocas de la formación Arcelia – Palmar Chico y una toba de caída con fenocristales de plagioclasa, que tiene aproximadamente 2 metros de espesor y 150 metros de extensión lateral, sobre la que se depositan semi - horizontalmente las ignimbritas de la Toba El Sáuz (*Fig. 6b*). Por regla general, la Andesita el Potrero sobreyace horizontalmente a esta unidad.

Además de los sitios que ya se han señalado en el texto para algunos flujos piroclásticos específicos, los afloramientos de La Toba El Sáuz son frecuentes a lo largo de toda la porción oriental del Centro Volcánico La Muñeca. Los mejor conservados y de acceso más fácil se encuentran a lo largo del camino que comunica los poblados de El Potrero de Ixtapan, Las Mesas de Ixtapan y Campanario de Ixtapan. Otras exposiciones de estas rocas están en los caminos que van a Los Pericones y a La Cofradía.

3. 3. Andesita El Potrero

Esta unidad está formada por varios derrames de lava depositados en forma semihorizontal, los que en conjunto tienen un espesor máximo expuesto de 480m en la porción occidental y de 340 en la oriental (*Fig. 4b*). En general son rocas de color gris con abundantes fenocristales de plagioclasa y en menor medida de minerales ferromagnesianos alterados. En numerosos sitios estas lavas presentan un alto grado de intemperización, lo que se manifiesta en cambios en la coloración hacia tonos verdosos. Su estructura suele ser en forma de lajas o masiva, y presentan intemperismo en forma de cebolla en unas cuantas localidades. Su textura es porfídica, rica en fenocristales de

plagioclasa y en menor medida en minerales ferromagnesianos (*Fig 7b*). En algunas localidades se encuentran también pirita, calcita y cuarzo como minerales secundarios que rellenan fracturas y oquedades.

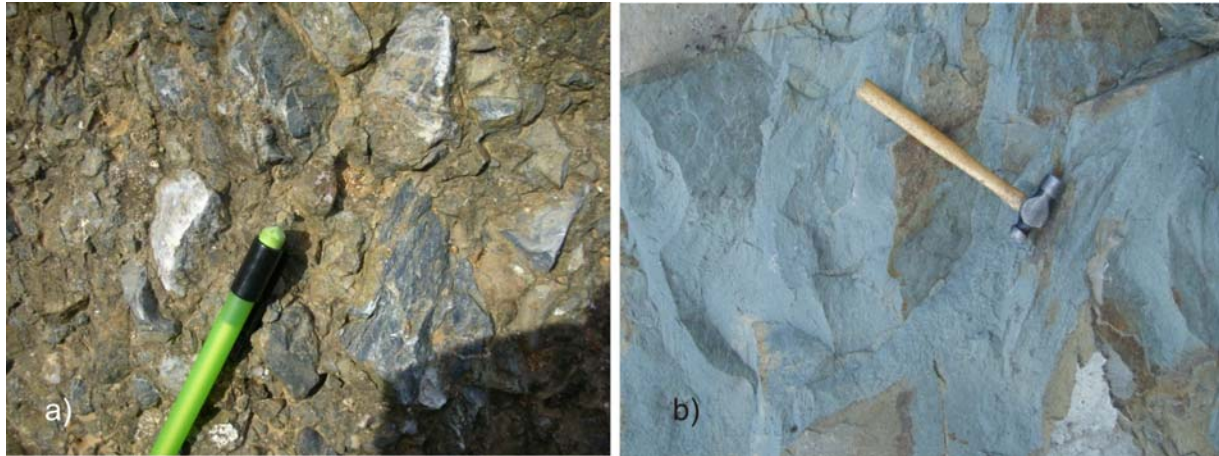


Figura. 7. Afloramientos de: a) Conglomerado de fragmentos líticos heterolítico, con orientación caótica en una matriz de lodo. b) Andesita El Potrero, roca gris claro con fenocristales de plagioclasa.

Al analizar láminas delgadas de esta unidad al microscopio de luz transmitida puede apreciarse que, aunque todas presentan una textura porfídica, hay grandes variaciones entre ellas (*Láminas 1 y 2*). Las muestras VA-25 y VA-40 tienen matriz holocristalina, ambas constituidas principalmente de plagioclasa. El resto de las muestras tiene textura merocristalina, siendo VA-41 y VA-64 las que presentan mayor contenido de vidrio riolítico, con 72% y 50% de la matriz, respectivamente. En todos los casos la matriz presenta listones de plagioclasa maclados que miden entre 0.045 y 0.005 mm de largo como constituyente principal o subordinado, así como rasgos de devitrificación. No obstante, sólo en tres de las muestras (VA-16, VA-40, VA-41) estos cristales están organizados en una dirección preferencial, formando una textura pilotaxítica en los dos primeros casos y hialopilítica, en el último (*Lámina 2-e y f*). Los minerales opacos del grupo de la espinela también se encuentran invariablemente formando parte de la matriz, al igual que los piroxenos, que sólo están ausentes en la muestra VA-64.

Las plagioclasas presentan textura serial (*Lámina 1-f*). En general, los fenocristales de plagioclasa miden entre 3 y 0.5 mm de largo y constituyen un porcentaje importante de la roca total (12 al 58%), mostrando maclas polisintéticas que siguen la Ley de la albita y zonamiento concéntrico en muchos de sus miembros. Sin embargo, presentan variaciones texturales que permiten agruparlos en dos familias. La primera engloba a los cristales que van de euedrales a subedrales, con argilitización incipiente y la segunda

contiene a los individuos con mayor alteración y claros rasgos de desequilibrio, como bordes corroídos y textura de tamiz extendida en distintos grados desde el centro hacia los bordes (*Lámina 2*). En varias de las muestras analizadas, además, los miembros de esta segunda familia contienen inclusiones de piroxenos (VA-40, VA-64 y VA-73), de minerales opacos (VA-40) o de vidrio similar al de la matriz (VA-64). Los microfenocristales y los microlitos de plagioclasa que forman parte de la matriz, en cambio, pertenecen solamente a la primera familia.

La mayor parte de las muestras estudiadas presentan clinopiroxenos y ortopiroxenos en distintos tamaños y abundancias, que se presentan oxidados, sobre todo en los bordes y a lo largo de fracturas, llegando a identificarse solamente como pseudomorfos en varios casos. En dos de las muestras (VA-40 y VA-64) analizadas están alterados a clorita. Los clinopiroxenos exhiben la macla de la augita característica de este grupo y textura de exolución lamelar en VA-73. También es extendida la presencia de minerales opacos subedrales a anedrales cuadrangulares del grupo de la espinela, que esporádicamente es posible identificar como hematita y titanomagnetita. Se presentan principalmente como parte de la matriz o en microfenocristales, siendo rara su presencia como fenocristales.

VA-64 corresponde a un derrame lávico que se distingue del resto de los miembros de la Andesita El Potero por ser extraordinariamente rico en cristales (aproximadamente el 70% de la roca) que, como en el resto de los miembros de esta unidad, son en su mayoría de plagioclasa (58%). Sin embargo, es peculiar la relativa escasez de miembros de la familia con textura de tamiz. Asimismo es la única muestra que contiene cristales de anfíbol, los cuales son tan abundantes como los ortopiroxenos (5% cada uno) y se presentan como agregados fibrosos, como cristales subedrales a anedrales rodeados de opacita, como pseudomorfos o rellenando los espacios entre las plagioclasas euedrales, formando una textura intersertal. Es difícil estudiar con mayor detalle las características de esta muestra, pues se encuentra sumamente alterada, presentando incluso numerosas vesículas rellenas de zoisita y en menor medida de calcita.

Cuatro de las muestras analizadas al microscopio exhiben una textura glomeroporfídica en partes de su superficie (*Lámina 2-e*). Los glomerocristales son agregados semi – esféricos formados por fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, piroxenos y minerales opacos. Miden entre 4.4 y 0.6 mm de diámetro, siendo VA-25 la muestra que los posee de mayor tamaño. Algunos glomerocristales contienen

plagioclasas con textura de tamiz, por lo que puede inferirse que se formaron en las mismas condiciones que los miembros de esta familia de fenocristales.

Por último, cabe señalar que en algunos afloramientos de la Andesita El Potrero se encuentran xenolitos subredondeados que miden entre 1mm y 3cm de diámetro (*e. g.* VA-64), los cuales también pueden identificarse en láminas delgada como fragmentos granitoides compuestos de cuarzo y feldespatos redondeados con o sin una corona de minerales ferromagnesianos alterados, que miden entre 0.7 y 1.2 mm de diámetro (*Lámina 2-a y d*).

La continuidad lateral de esta unidad es interrumpida por un pequeño flujo de escombros (VA-42), que es un conglomerado clasto – soportado con fragmentos líticos heterogéneos en una matriz de lodo de fragmentos volcánicos del tamaño de arena fina. Los clastos son de lava intermedia, ignimbrita, esquisto y cuarzo lechoso, van de redondeados a subredondeados, están mal seleccionados y tienen una orientación caótica (*Fig. 7a*) y una fábrica apretada. Muchas veces están en contacto entre sí. Su extensión lateral en afloramiento es de 4 metros sobre la terracería que va al poblado de Los Pericones, su espesor máximo expuesto es de 2.5 metros. Lo sobreyace en forma semihorizontal un derrame de lava intermedia de la Andesita El Potrero.

La Andesita El Potrero forma parte del apilamiento de depósitos volcánicos que caracteriza la porción centro – oriental de la estratigrafía del centro volcánico La Muñeca, sobreyaciendo a la Toba El Sáuz y subyaciendo a la Brecha La Muñeca en forma semihorizontal (*Fig. 4*). El contacto con la Toba El Sáuz puede apreciarse en forma paralela a la carretera de terracería desde al poblado de El Potrero de Ixtapan hasta las últimas casas de Las Mesas de Ixtapan en su parte oriental y del mismo modo en una buena parte del camino que va al poblado de Los Pericones en la parte norte. El contacto con la Brecha La Muñeca, en cambio, no puede seguirse longitudinalmente durante mucho tiempo, pues se encuentra en zonas más altas del terreno, pero es posible observarlo localmente en las veredas que suben hacia Peña La Muñeca (*e. g.* puntos VA-29 y VA-36).

Esta unidad se distribuye ampliamente en la partes centro, norte y oriente del centro volcánico, siendo la unidad más extensa después de la Toba El Sáuz, con aproximadamente 21 Km² de superficie, tomando en cuenta que está cubierta en parte por la Brecha La Muñeca. Haciendo una estimación conservadora de 250m de espesor en

promedio, puede calcularse que esta unidad tiene un volumen preservado mínimo de 5.25 Km³. Los derrames de lava que la conforman afloran en numerosos sitios, pero los más accesibles se encuentran sobre los caminos de terracería que conducen a los poblados de Los Pericones, de las Mesas de Ixtapan y de El Potrero de Ixtapan, del cual toma su nombre informal esta unidad.

3. 4. Brecha La Muñeca

Esta es la unidad más prominente del centro volcánico La Muñeca, al que de hecho da nombre. Se trata de una autobrecha volcánica muy compacta con un espesor máximo expuesto de 400 m en su parte sur y en la sección Peña La Muñeca - Cerro Valiente, que se adelgaza hasta un mínimo de 100 m en las cercanías del poblado de El Potrero de Ixtapan. Tiene una matriz lávica de color gris claro y abundantes clastos que van de angulosos a subredondeados, que en algunas zonas llegan a estar en contacto entre sí y presentan características de reabsorción visibles, como aureolas de reacción y engolfamientos. Aunque su tamaño es muy variable (entre 2m y 0.5 mm de diámetro) la composición de los clastos es bastante uniforme y corresponde a lavas intermedias similares a la matriz (*Fig.8b*). Destaca sobre el resto del paisaje por sus grandes escarpes y su intemperismo característico, en el que aparecen numerosos huecos resultado de la remoción de los clastos. Verticalmente presenta variaciones en la concentración de líticos de mayor tamaño (*Fig. 8d*), las cuales no parecen seguir algún patrón ascendente o descendente, pero que se manifiestan en franjas con erosión diferenciada que aparentan estratificación al observarse a la distancia (*Fig.8a*).

Al microscopio puede observarse que la matriz de esta brecha tiene una textura porfídica, con un 40% de fenocristales y microfenocristales de plagioclasa, anfíbol, ortopiroxeno y titanomagnetita embebidos en una matriz de listones de plagioclasa menores a 0.01 mm, cuarzo microcristalino anedral que al parecer es producto de devitrificación, minerales opacos de 0.045 a 0.01 mm de largo y un 40% de vidrio con rasgos de devitrificación (*Lámina 3-a y b*).

En general, los minerales ferromagnesianos se encuentran sumamente alterados, tanto en los fenocristales como en los microfenocristales. Los anfíboles representan cerca 8% de la matriz lávica de esta roca, miden entre 0.85 y 0.45 mm, y se encuentran oxidados en distinto grado, desde cristales con bordes de opacita hasta pseudomorfos en

donde el mineral original ha sido ya totalmente reemplazado. Hay cristales tanto euedrales como anedrales. Los ortopiroxenos miden entre 2.2 y 0.24 mm y se presentan casi totalmente oxidados. Los minerales opacos del grupo de la espinela, por su parte, son escasos (2%), euedrales y se encuentran como microfenocristales y como parte de la matriz.

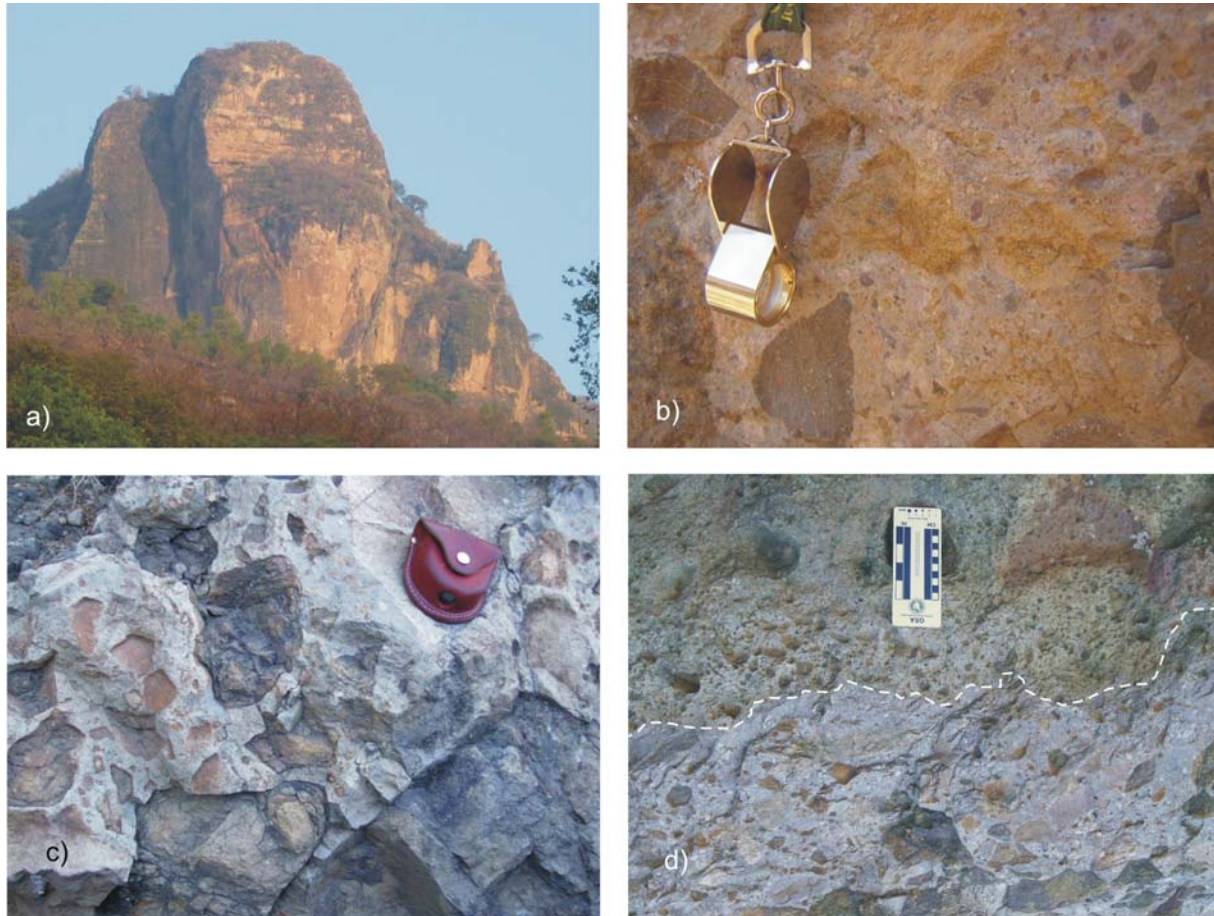


Figura 8. Fotografías de la brecha La Muñeca. a) A distancia, los afloramientos muestran pseudoestratificación. b) Líticos de dos tipos de lavas (gris oscuro y amarillos) en una matriz lávica intermedia. Puede verse que los clastos son muy abundantes y que en algunos puntos llegan a estar en contacto entre sí. c) En un acercamiento, se aprecia que los clastos van de subangulosos a subredondeados, en una gran variedad de tamaños, y que muestran aureolas de reacción. d) Contacto entre dos capas de materiales de distinto grosor, lo que le da una apariencia estratificada a esta unidad.

Los líticos que aparecen en las láminas delgadas son de lava de composición intermedia, similar a la matriz, que se presentan en dos grupos separados por el color de intemperismo gris oscuro o amarillo. En general tienen un 40% de fenocristales de plagioclasa y minerales ferromagnesianos alterados embebidos en una pasta pilotaxítica devitrificada con listones de plagioclasa, que en algunos casos se encuentra hematizada.

La brecha La Muñeca está depositada en forma semihorizontal sobre la Andesita El Potrero. Este contacto puede apreciarse en la vereda que va de Las Mesas de Ixtapan a la capilla de La Muñeca a aproximadamente 1680 m de altitud o en el camino que va de El Potrero de Ixtapan a Peña Larga a unos 1760 msnm. Aunque no es posible seguir horizontalmente este contacto a lo largo del centro volcánico debido a la topografía accidentada y a la vegetación, constituye un rasgo fotogeológico conspicuo. Esta unidad subyace a la Dacita Peña Larga.

Esta brecha se distribuye ampliamente en la parte centro y centro – norte del centro volcánico La Muñeca (*Fig. 4a*). Aunque las rocas de esta unidad se presentan en todos los casos sumamente alteradas, los mejores afloramientos se encuentran en Peña La Muñeca, a la que puede accederse por veredas ya sea desde El Campanario de Ixtapan o desde Las Mesas de Ixtapan. Alternativamente, sobre el camino de terracería que comunica la carretera federal Tejupilco – Ciudad Altamirano con el poblado de Las Mesas de Ixtapan, se encuentran numerosos rodados de esta unidad que presentan prácticamente el mismo grado de alteración que la roca *in situ*, por lo que son adecuados para apreciar las características de textura y composición de esta unidad.

3. 5. Riolita Peña Larga

La Riolita Peña Larga es la unidad superior del centro volcánico La Muñeca. En general consiste en intercalaciones de 15cm a 2m de espesor de lavas félsicas y brechas lávicas que tienen un espesor máximo expuesto de 260m. Las capas de lava van del marrón al rosa claro, presentan textura reomórfica, están dispuestas en forma de lajas y tienen composición riolítica. Las brechas tienen matriz de lava félsica con clastos redondeados de un material similar que oscilan entre de los 2 y los 20cm de diámetro. También existen derrames de vitrófido de composición félsica que alternan con las riolitas y las brechas. Toda la secuencia es cortada en numerosos sitios por estructuras verticales rellenas de material arcilloso deleznable producto de alteración hidrotermal intensa que parecen ser el resultado del ascenso de fluidos acuosos y gases del centro volcánico.

En láminas delgada las lavas de esta unidad muestran textura porfídica con un 30% de fenocristales de plagioclasa y microfenocristales de plagioclasa, titanomagnetita y pseudomorfos de otros minerales ferromagnesianos, probablemente de hornblenda y piroxenos (*Lámina 3-c y d*). Los microfenocristales representan en conjunto un 10% de la

roca, del cual más de la mitad corresponde a plagioclasa y el resto a minerales ferromagnesianos. Hay trazas de apatito. La roca presenta numerosas fracturas microscópicas, algunas de las cuales están rellenas de cuarzo y otras de minerales arcillosos.

Los fenocristales de plagioclasa miden entre 0.5 y 1.5 mm de diámetro y pueden agruparse de acuerdo a sus características texturales en dos familias, análogamente a las de la Andesita El Potrero. Sin embargo, en esta unidad la familia con rasgos de desequilibrio sólo está representada por dos individuos identificados en una lámina delgada que miden 0.8 mm de largo en promedio. Los miembros de la segunda familia son euedrales, y pueden tener maclas polisintéticas y zonamiento. Se distribuyen en tamaño desde los 1.5 mm hasta microfenocristales que van de 0.4 a 0.05 mm de largo. Los cristales de feldespato potásico, por su parte, sólo representan el 1% de la roca y se encuentran como microfenocristales euedrales de entre 0.2 y 0.05 mm de diámetro que presentan la macla simple característica de este grupo mineral.

Los minerales ferromagnesianos constituyen aproximadamente el 14% de la roca y se encuentran en gran medida como pseudomorfos, sustituidos totalmente por óxidos, a excepción de unos cuantos cristales de piroxeno que están alterados en bordes y fracturas pero que aún conservan partes sanas. Los cristales de hornblenda miden entre 0.35 y 0.25 mm de largo, los piroxenos entre 0.45 y 0.03 mm y los minerales opacos no rebasan los 0.03 mm de diámetro.

La matriz constituye el 60% de la roca, y está hecha casi por completo de cuarzo criptocristalino que probablemente proviene de devitrificación. Además tiene un 2% de listones de feldespato euedrales menores a 0.01 mm, un 3% de minerales opacos euedrales del grupo de la espinela que miden entre 0.02 y 0.005 mm y un 15% de vidrio riolítico.

La Riolita Peña Larga sobreyace a la Brecha la Muñeca y constituye la cima del centro volcánico. Se distribuye en la porción norte – central del área de estudio, incluyendo Cerro Valiente y Peña Larga, que son las partes más altas de la zona. El contacto entre esta unidad y la suprayacente puede encontrarse a una elevación promedio de 1980 msnm sobre las veredas que bordean los sembradíos más altos del poblado de El Potrero de Ixtapan. Algunos afloramientos, aunque altamente alterados, se encuentran al ascender desde este sitio unos 200m contra la pendiente.

3.6. Pórfido Tonatilco

El Pórfido Tonatilco es un cuerpo hipabisal de composición riolítica de grandes dimensiones, lo que lo hace el único cuerpo subvolcánico de tipo lávico en el centro volcánico La Muñeca susceptible de ser cartografiado. En muestra de mano es una roca gris verdoso que se distingue por el tamaño de sus fenocristales de plagioclasa y sanidino, que miden entre 0.5 y 7 mm de largo, y por la abundancia de xenolitos, que llegan a medir 6cm de largo. También son visibles cristales de minerales ferromagnesianos alterados. En láminas delgada presenta una textura porfídica desarrollada sobre un 80% de matriz equigranular holocristalina principalmente de cuarzo y feldespato anedrales producto de devitrificación, además de un pequeño porcentaje de minerales opacos del grupo de la espinela (*Lámina 3-e y f; Lámina 4-a*). La matriz está argilitizada en algunas zonas.

Los fenocristales de plagioclasa y sanidino constituyen el 15% de la roca. Las plagioclasas exhiben maclas polisintéticas y un anillo externo con textura de malla e inclusiones de minerales arcillosos, así como zoneamiento concéntrico y extinción ondulante en algunos ejemplares. Los fenocristales de sanidino se presentan altamente corroídos y argilitizados en los bordes y algunos individuos cuentan con inclusiones opacas y maclas de Carsbald. En el rango de tamaño de los microfenocristales (0.5-0.05 mm) encontramos además pequeñas cantidades de minerales opacos del grupo de la espinela y de biotita totalmente cloritizada, así como un solo cristal de piroxeno en una lámina delgada (*Lámina 3-e*). Es notable también la presencia de xenolitos de distintas composiciones que miden hasta 2mm de diámetro en lámina delgada. Los hay de lava porfídica con listones de plagioclasa y ferromagnesianos alterados, de composición granitoide sin aspectos de reacción con la matriz de la muestra y de tipo granulítico rico en minerales ferromagnesianos alterados (*Lámina 3-f*).

El Pórfido Tonatilco corta a las rocas del basamento metamórfico del centro volcánico La Muñeca y a la mayor parte de los flujos piroclásticos que integran la Toba El Sáuz, cuyos últimos flujos están depositados discordantemente sobre el pórfido. Al oriente entra en contacto con la zona de diques piroclásticos, siendo prácticamente contemporáneo de los más jóvenes (*Fig. 4a*). Este cuerpo hipabisal aflora en la porción sur del centro volcánico, donde está expuesto en una superficie de aproximadamente 3 Km². Puede encontrarse en los alrededores de los poblados de Puerto Cirián y de Tonatilco, en las faldas de La Peña del Señor y en una amplia área al norte de la

intersección entre el Río Tonatilco y el lineamiento que atraviesa al Centro Volcánico La Muñeca de norte a sur (*Fig. 4*).

3. 7. Otros cuerpos lávicos hipabisales

Además del Pórfido Tonatilco, el Centro Volcánico La Muñeca cuenta con numerosos cuerpos subvolcánicos más pequeños caracterizados por un fuerte diaclasamiento semivertical en la mayoría de los casos y cuya composición va de andesítica a riolítica (*Fig. 16*), con predominancia del tipo dacítico. Aunque sus dimensiones son discretas, su presencia es ubicua desde el sur hasta el norte de la zona de estudio y hasta los límites occidentales con el anillo de diques piroclásticos. Sin embargo su extensión limitada hace difícil correlacionarlos inequívocamente con unidades lávicas o piroclásticas específicas del grueso de la estratigrafía de este centro volcánico.

Entre estos cuerpos intrusivos, el que tiene menor contenido de sílice es el que se encuentra intercalado en la Toba el Saúz (VA-6). En muestra de mano, es una roca porfídica de color gris medio con fenocristales de plagioclasa y de piroxenos alterados. En lámina delgada tiene textura pilotaxítica en algunas zonas y glomeroporfídica en otras, con una matriz merocrystalina de listones de plagioclasa, piroxenos, titanomagnetita y un 8% de vidrio riolítico (*Lámina 5-b*). En esta muestra son muy abundantes los glomerocristales, hechos de plagioclasa y dos piroxenos, que miden entre 1 y 4 mm de diámetro. Del mismo modo que en los derrames lávicos que conforman la Andesita El Potrero, los fenocristales de plagioclasa se presentan en dos familias con texturas diferentes.

Seis de las muestras de diques lávicos que fueron analizadas tienen composición dacítica (*Fig. 16*). Todas ellas presentan fenocristales de plagioclasa y de minerales ferromagnesianos, generalmente clinopiroxenos, ortopiroxenos y minerales opacos del grupo de la espinela. La excepción es la muestra VA-9 en la que los piroxenos están totalmente ausentes, la cual se distingue además por ser la única en la que se encuentran cristales de biotita, que miden entre 0.8 y 0.1 mm de largo y representan el 6% de la roca (*Lámina 4-f*). Los ejemplares de este mineral muestran distintos grados de oxidación, la cual sólo se observa en los bordes en algunos casos, mientras que en otros reemplaza totalmente al material original; también se alojan inclusiones opacas dentro de los cristales.

Las muestras VA-5 y VA-8 además de piroxenos cuentan con algunos cristales de hornblenda, los cuales difícilmente alcanzan a ser el 1% de la roca. Este mineral se presenta en cristales elongados euedrales a subedrales rodeados por opacita, que miden entre 1 y 0.1 mm de largo y se alteran frecuentemente a clorita. Los piroxenos en la segunda de estas muestras desarrollan rasgos de exolución de textura lamelar entre miembros de este grupo de distintas composiciones.

En las muestras VA-7 y VA-9, por su parte, es un rasgo distintivo la presencia de cristales de sanidino, los cuales exhiben la macla de Carsbald y están altamente argilitizados. En el primer caso miden entre 5.2 y 0.12 mm de diámetro, constituyendo el 15% de la roca; mientras que en VA-9 alcanzan 0.7 mm de diámetro como máximo y sólo forman el 2% de la roca total. Algunos cristales de sanidino en VA-7 tienen textura poiquilítica, formada por inclusiones de minerales opacos.

En todas las muestras las plagioclasas se encuentran, además de como fenocristales, como microfenocristales y como parte de la matriz, esto es, tienen una textura serial. Los fenocristales de plagioclasa pueden agruparse en dos generaciones de acuerdo a sus características texturales, del mismo modo que en la Andesita El Potrero. (*Lámina* 5-b, c y d). En algunos casos, los miembros de la familia con textura de tamiz presentan una textura poiquilítica formada por inclusiones de piroxenos, de minerales opacos (VA-5) o de vidrio riolítico (VA-6).

Aunque todas las muestras tienen una textura porfídica, ésta se presenta con variaciones importantes. Algunas tienen una matriz prácticamente holohialina (VA-5, VA-86), compuesta en forma subordinada por listones de feldespato y minerales ferromagnesianos. La muestra VA-9 parece haber tenido una textura similar, pues está hecha en un 90% de cuarzo y feldespato criptocristalinos producto de devitrificación, mientras que VA-7 tiene una matriz merocristalina hecha en un 30% de material vítreo y el resto de listones de plagioclasa y de hematita euedral. Las demás muestras analizadas tienen una matriz holocristalina, que está formada al menos en dos terceras partes de listones de plagioclasa, a los cuales pueden sumarse piroxenos o minerales opacos del grupo de la espinela en pequeñas cantidades.

Casi la mitad de las muestras con composición dacítica exhibe además una textura glomeroporfídica en parte de su superficie, hecha de agregados de microfenocristales de plagioclasa, piroxenos y minerales opacos inmersos en una matriz holocristalina o

merocristalina con listones de plagioclasa alineados. Estos agregados son semicirculares y pueden medir entre 4 y 0.5 mm de diámetro (*Lámina 5-a y b*).

También es posible encontrar xenolitos de hasta 2.8 mm de diámetro en dos de las muestras que se analizaron al microscopio. En VA-5 éstos son de dos clases, una de roca plutónica formada por plagioclasa, cuarzo con extinción ondulante y piroxenos, que tienen fábrica apretada con todas sus caras en contacto aproximadamente a 120°; la segunda de anfíbol anedral coronado por ortopiroxenos y rodeado por un anillo de orto y clinopiroxenos. En VA-7 se trata de agregados de cuarzo y feldespatos subredondeados.

Atención especial merece el dique dacítico que se encuentra aproximadamente a 2 Km sobre la terracería que va al poblado de El Potrero de Ixtapan, partiendo de la carretera federal Tejupilco – Ciudad Altamirano (VA-8, ver *Fig. 2*). En esta muestra se distinguen dos dominios, entre los que no se aprecian rasgos de desequilibrio: uno exterior de matriz más fina y un enclave interior que presenta textura glomeroporfídica y matriz más gruesa (*Lámina 4-b, c, d y e*). La primera región tiene textura porfídica pilotaxítica, que consta de fenocristales de plagioclasa, ortopiroxeno, clinopiroxeno y hornblenda inmersos en una pasta holocristalina formada en 70% por plagioclasas de 0.05 a 0.01 mm de largo, 20% de piroxenos y 10% de titanomagnetita (*Lámina 4-e*). Los piroxenos son todos euedrales, predominando los clinopiroxenos, que presentan la macla de la augita; se desarrolla textura lamelar entre clino y ortopiroxenos, rasgo característico de exolución. Los escasos cristales de hornblenda miden entre 1 y 0.5mm, van de euedrales a subedrales y tienen bordes de opacita.

Este material relativamente fino envuelve a un enclave de textura porfídica y glomeroporfídica, con una matriz holocristalina gruesa hecha casi en dos terceras partes por cristales de plagioclasa que miden entre 0.05 y 0.03 mm de largo y por 14% de minerales opacos del grupo de la espinela, 14% de clinopiroxeno y el resto de cuarzo con textura intersertal (*Lámina 4-b*). Los glomerocristales se distribuyen ampliamente, miden entre 1.6 y 0.5 mm de diámetro y están hechos de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Esta sección de la roca es marcadamente rica en fenocristales y microfenocristales (70%), de los que la plagioclasa representa casi la mitad, seguida por piroxenos y minerales opacos del grupo de la espinela. Algunos fenocristales de plagioclasa tienen inclusiones de piroxenos, lo que les da una textura poiquilítica. Los piroxenos se presentan oxidados o cloritizados y muestran rasgos de exolución lamelar entre ellos en algunos ejemplares (*Lámina 4-d*).

El resto de las muestras de diques lávicos colectadas tienen composición riolítica (ver *Fig. 16*) y desarrollan también textura porfídica o glomeroporfídica. Estas rocas se encuentran altamente alteradas, tanto en partes de la matriz como en los fenocristales, en donde el material original está sustituido total o parcialmente por minerales arcillosos y calcita. Tienen porcentajes importantes de vidrio en la matriz y fenocristales de plagioclasa, sanidino y minerales ferromagnesianos. La matriz presenta en todos los casos cuarzo producto de devitrificación, listones de feldespato y minerales opacos del grupo de la espinela. Las plagioclasas presentan zoneamiento, maclas polisintéticas y textura de malla en el centro de algunos cristales. Los piroxenos sólo están presentes como pseudomorfos, oxidados o cloritizados, y aparecen rodeados de minerales opacos. Los escasos cristales de hornblenda se encuentran bordeados por opacita o como pseudomorfos.

Adicionalmente, la muestra VA-24 cuenta con unos cuantos cristales de biotita, que miden entre 0.4 y 0.05 mm de largo, presentan inclusiones de minerales opacos y se encuentran rodeados en forma imperfecta por opacita. La muestra VA-35, por su parte, tiene la particularidad de contener agregados de microfenocristales de plagioclasa y minerales ferromagnesianos alterados con vestigios de una matriz devitrificada que miden entre 5 y 4.8 mm de diámetro, los cuales pueden considerarse autolitos por su mineralogía.

Un ejemplo del modo de emplazamiento de estos diques puede verse en el punto VA-5, aproximadamente a 1.5 Km sobre la carretera de terracería que comunica la carretera federal Tejupilco – Ciudad Altamirano con el poblado de El Potrero de Ixtapan. Este dique vitrofídico está emplazado en forma semivertical cortando a las ignimbritas de la Toba el Sáuz. Mide dos metros de ancho en el afloramiento y presenta un marcado diaclasamiento con orientación N50°W y que va de vertical a 70° de inclinación. Se realizaron análisis de microsonda electrónica en algunos cristales de plagioclasa de este dique, los resultados de los cuales se reportan en el capítulo 4 de este trabajo.

Otros miembros de este grupo de cuerpos hipabisales se encuentran dentro de los límites del poblado de San Mateo del Aire (*Fig. 9*), sobre el lecho seco del arroyo principal, donde encontramos un dique lávico félsico con rumbo S70°W y una relación de corte claramente vertical con las rocas del Grupo Arcelia – Palmar Chico (*Fig. 11*) que tiene unos 10 m de ancho; en las cercanías de El Potrero de Ixtapan, donde puede verse un cuerpo lávico con diaclasamiento semivertical en una actitud promedio de N46°E, 85° y

en el camino al norte del poblado de Monte de Dios, en donde se emplaza un intrusivo félsico con actitud $N45^{\circ}E$ semivertical de 6 metros de ancho (VA-22).



Figura 9. Fotografía en planta de dique lávico en contacto semivertical con las rocas del basamento occidental del centro volcánico La Muñeca (Grupo Arcelia – Palmar Chico).

3. 8. Diques Piroclásticos

La parte occidental del centro volcánico La Muñeca está ocupada por una amplia zona de intrusivos piroclásticos distribuida en una franja semi - arqueada de 1 Km de ancho con dirección aproximada norte – sur (*Fig. 4*) que se desvía ligeramente hacia el oriente en sus dos extremos. Para este trabajo se estudiaron el modo de emplazamiento y la litología de ejemplares representativos de ese conjunto en las secciones septentrional, central y meridional de esta región del centro volcánico, encontrándose que su relación con el basamento es casi siempre vertical y que su composición es de ignimbritas de moderada a altamente soldadas que suelen tener fragmentos líticos del

basamento y fenocristales de cuarzo y feldespatos. Sin embargo, las proporciones en que se encuentran estos elementos son muy variables.

En el sector norte del Centro Volcánico la Muñeca, en un camino particular en construcción entre los poblados de Los Arrayanes y Cuadrilla de Leones, se encuentra una ignimbrita de 50 metros de ancho emplazada en dirección S82°E en un claro contacto vertical con las rocas del Grupo Arcelia – Palmar Chico (VA-76). Esta roca tiene una matriz gris claro, moderadamente soldada, con textura eutaxítica en algunos sitios. En ejemplar de mano puede verse que contiene fenocristales de cuarzo y feldespatos y líticos esquisto y caliza. Estos últimos son de color gris oscuro, redondeados y miden entre 1mm y 3 cm de diámetro, mientras que los de esquisto son subredondeados y alcanzan como máximo 1 cm de largo.

En láminas delgada, esta muestra presenta textura eutaxítica y cuenta con 70% de matriz de vidrio riolítico, el cual ha sufrido devitrificación parcial. Los fenocristales constituyen el 8% de la roca, siendo principalmente de plagioclasa, sanidino y cuarzo, aunados a unos pocos cristales de biotita, todos ellos rotos. Las plagioclasas son euedrales, miden entre 0.1 y 2.4 mm de largo y tienen maclas polisintéticas. Los sanidinos, por su parte, son subedrales y presentan la macla de Carsbald. Los cristales de biotita se encuentran totalmente oxidados. También hay fragmentos de pómez elongados en proceso de devitrificación y fragmentos líticos que constituyen el 18% de la roca y miden entre 0.5 y 0.1 mm de largo (*Lámina 5-d*). Verticalmente este dique se enriquece en líticos de caliza hacia la cima, desapareciendo prácticamente los de esquisto.

En la sección central de la zona de diques piroclásticos, al occidente del centro volcánico La Muñeca, es en donde el conjunto tiene su mayor extensión y sus máximas elevaciones (*ca.* 1700 msnm). En esta región, al ascender desde el poblado de El Salto por el arroyo del mismo nombre, se encuentra una serie de ignimbritas tabulares emplazadas en forma semivertical en el basamento metamórfico. Estos cuerpos se distribuyen uno tras otro, separados solamente por planos de fractura con una orientación promedio S35°W, 85°. En algunos de ellos se encuentran fracturas verticales con esta misma orientación. Al continuar el ascenso pueden encontrarse más cuerpos piroclásticos emplazados en forma semivertical, que presentan un diaclasamiento vertical persistente que, además de en la dirección preferencial ya mencionada, puede ir desde los N10°E hasta S40°E.

Los diques piroclásticos de esta zona están formados de ignimbrita de moderada a altamente soldada, con matriz gris claro y un porcentaje significativo de fragmentos de roca del basamento (esquistos y lavas o calizas levemente metamorfoseadas) y pómez aplastados, siendo los líticos de esquisto los más abundantes. La mayoría de los ejemplares registrados muestra textura eutaxítica por lo menos en algunas secciones y, aunque son similares a los del sector norte, algunos de ellos se distinguen de los primeros por su alto grado de soldamiento.

El mejor afloramiento de este conjunto de intrusivos se encuentra en la cima de la cascada conocida como El Salto, en donde la erosión fluvial expone ampliamente una roca de matriz gris blanquizca rica en líticos (35% de la roca), moderadamente soldada, con fragmentos de pómez café rojizo ligeramente aplastados, que miden hasta 2cm de largo (Va-80). También se observan fragmentos de esquisto de hasta 3 cm de diámetro, con aureolas de reacción y fenocristales de sanidino, que en este ejemplar miden hasta 3mm de largo. En láminas delgada muestra un 60% de matriz holohialina hematizada, con aspectos de devitrificación y fenocristales rotos de plagioclasa, feldespatos y cuarzo (*Lámina 5-e*). Las plagioclasas son euedrales, con la macla de la Albita y alcanzan como máximo los 1.5 mm de largo, mientras el cuarzo es subedral y mide entre 0.05 y 1.5 mm de diámetro. Los fragmentos líticos son de esquisto y de lava porfídica con listones de plagioclasa levemente metamorfoseada. Cuenta también con un porcentaje significativo de pómez que miden varios milímetros de largo y tienen formas redondeadas, que también se presentan devitrificadas y parcialmente hematizadas.

Otras exposiciones de diques piroclásticos fueron estudiadas en las inmediaciones del poblado de San Mateo del Aire, en el sector SW del centro volcánico La Muñeca. En este sitio encontramos una ignimbrita rica en cristales de cuarzo y sanidino y líticos de esquisto, emplazada en una relación de corte vertical con las rocas del Grupo Arcelia – Palmar Chico (VA-88). Al microscopio de luz transmitida, esta roca muestra una textura eutaxítica en una matriz holohialina casi totalmente devitrificada a cuarzo criptocristalino, la cual constituye el 51% de la roca total (*Lámina 5-f*). Los líticos de esquisto, que representan el 20% de la roca, miden hasta 1.5 mm de largo en láminas delgada. También pueden verse fenocristales rotos de cuarzo, plagioclasa y sanidino, así como minerales opacos euedrales cuadrangulares de bordes rojizos, probablemente hematita. Los cristales de cuarzo miden entre 2.5 y 0.2 mm de largo y constituyen el 20% de la roca, mientras que los feldespatos en conjunto aportan el 8%. Las plagioclasas miden entre 2 y 0.1 mm de largo y se presentan muy alteradas a arcillas, que están sustituidas

por calcita en amplias áreas. En el rango de tamaño de los microfenocristales se tiene un 1% de hematita.

En la porción sur del centro volcánico se documentó la mayor variedad de diques piroclásticos, que se encuentran expuestos a lo largo del camino que comunica a los poblados de La Coronilla y Monte de Dios y en las colinas al norte de éstos. En esta región aflora un cuerpo tabular de textura conglomerática (VA-59), con matriz gris medio de ceniza y pómez moderadamente soldada con cerca del 50% de líticos, principalmente de rocas metamórficas del basamento (*Fig. 10a*). Éstos, que miden entre 0.8mm y 5 cm de largo, van de subangulosos a redondeados y en numerosos sitios están en contacto entre sí. También hay fragmentos de pómez gris verdoso sin aplastar que alcanzan los 3cm de largo, de cuarzo lechoso que van de 1 a 10 mm de diámetro y de rocas ígneas faneríticas hechas de cuarzo y feldespato. Asimismo, es posible identificar algunos líticos de ignimbrita de matriz clara que tienen forma de *fiamme* y contienen fenocristales de cuarzo y feldespatos, fragmentos de pómez amarillos no aplastados y de rocas metamórficas del basamento (*Fig. 10b*).

En algunas secciones esta roca presenta zoneamiento vertical, definida por la abundancia y el tamaño de los fragmentos de roca, pero en general al ascender verticalmente por este cuerpo disminuye el contenido de líticos hasta llegar a ser sólo el 30% del total, aunque pueden encontrarse bloques aislados del basamento metamórfico que miden hasta 50 cm de largo. El contenido de pómez en la matriz también disminuye, incrementándose al mismo tiempo el grado de soldamiento. Este cuerpo piroclástico se encuentra en contacto vertical con las rocas del Grupo Arcelia –Palmar Chico con un rumbo S80°E en uno de sus flancos y con rumbo al E, con 65° de inclinación, en el otro.

Al analizarse al microscopio de luz transmitida, esta roca muestra una textura porfídica con fenocristales de cuarzo, plagioclasa, sanidino y minerales opacos inmersos en una matriz de cuarzo criptocristalino producto de devitrificación, así como un 40% de fragmentos líticos entre los cuales predominan los de rocas metamórficas de basamento, que miden desde varios milímetros hasta 0.1 mm. También hay líticos formados de cuarzo y feldespato subedrales, que probablemente son fragmentos de material félsico arrancados de los conductos de expulsión de esta ignimbrita, y un 10% de pómez elongados que miden hasta 3.6 mm de largo y se presentan parcialmente devitrificados y rodeados de minerales arcillosos.



Figura 10. Afloramientos de dique piroclástico en el camino que va de La Coronilla a Monte de Dios. a) Puede apreciarse la abundancia de líticos metamórficos y uno de los pocos fragmentos de ignimbrita. b) Al ascender, disminuye el contenido de líticos, pero siguen encontrándose grandes bloques rotos de roca del basamento.

En una estrecha relación espacial con este cuerpo y también en contacto semivertical con el basamento, encontramos toda una sucesión de diques piroclásticos de diversas composiciones y emplazamiento semivertical. Por ejemplo, en el punto VA-95 aflora un dique de ignimbrita tabular de 8 m de ancho con orientación general N-S con abundantes líticos (40%) subangulosos de cuarzo lechoso, esquisto y caliza en una matriz

de ceniza gris claro bien soldada, donde predominan los líticos de caliza de colores gris oscuro, rosa y blanco. En seguida aflora otro dique de ignimbrita emplazado en forma paralela a la anterior, de matriz rosa claro moderadamente soldada rica en fenocristales (30%) de cuarzo, feldespatos y biotita, líticos escasos de rocas metamórficas del basamento, que miden hasta 6 mm de largo y fragmentos de pómez anaranjados ovalados que miden hasta 7 mm de diámetro. Inmediatamente se encuentra una ignimbrita de color gris medio rica en cristales, con menor contenido de líticos que las anteriores.

A unas decenas de metros (VA-96) está expuesto en un pared vertical de 20 m de altura en contacto vertical con el basamento un dique piroclástico de matriz gris claro rica en pómez, moderadamente soldada, que tiene fragmentos de pómez verde y fenocristales de sanidino. En muestra de mano presenta textura eutaxítica con algunos fragmentos de pómez redondeados y otros alargados, que miden entre 1 y 12 mm de largo y representan el 23% de la roca total. Hay además un 5% de fragmentos de roca metamórfica del basamento que llegan a medir 5 mm de diámetro. Los fenocristales constituyen el 8% de la roca, en donde los de sanidino miden un máximo de 4mm de diámetro y los de cuarzo 1mm.

Sobre el camino de terracería que atraviesa al poblado de Monte de Dios, un poco más al norte, se localiza otro ejemplo de dique piroclástico en contacto semivertical con las rocas del Grupo Arcelia Palmar Chico (VA-21), con una falla posterior que sigue el plano del dique el cual tiene una inflexión que va de N50°W a N85°W. En este caso los fenocristales constituyen el 8% de la roca total, siendo la mayoría de ellos de cuarzo, que miden entre 1 y 0.05 mm de diámetro y se presentan rotos. Los fenocristales de plagioclasa, por su parte, son más escasos pero llegan a medir hasta 1.2 mm de largo, exhiben maclas polisintéticas y en algunos cristales inclusiones de minerales opacos y, al igual que los cristales de sanidino, presentan un estado de argilitización avanzado. Tanto la matriz como los fenocristales y los líticos de esta roca están sustituidos en algunas zonas por calcita, que al parecer está reemplazando a minerales de alteración que fueron removidos previamente.

Finalmente, en el extremo sur de la zona de estudio, se encontró que en el cerro El Aguacate (VA-100) aflora una ignimbrita moderadamente soldada de matriz blanca rica en pómez, fenocristales de cuarzo y sanidino y fragmentos de pómez amarillos sin aplastar que no rebasan 2mm de diámetro. Los fenocristales de cuarzo miden hasta 4mm

de diámetro y los de feldespato 4.4 mm, ambos se presentan rotos. Tanto la matriz como los fenocristales de feldespato y los fragmentos de pómez están argilitizados en diversos grados. Los fenocristales son el 20% de la roca y los fragmentos de pómez el 10%.



Figura 11. Contacto entre dique piroclástico y las rocas metamórficas del Grupo Arcelia – Palmar Chico en las cercanías del poblado de La Coronilla (VA-99).

Recapitulando, las relaciones de contacto con las que se emplazan estos cuerpos piroclásticos a lo largo de todo el centro volcánico permite decir que se trata de cuerpos hipabisales que siempre cortan a las rocas del Grupo Arcelia – Palmar Chico en forma semi – vertical, en ángulos que van de los 90 a los 65° (*Fig. 11*). Además de en los afloramientos, esta relación puede apreciarse tanto en el estudio fotogeológico, como en las cañadas, donde el contacto se aprecia vertical en forma de “V”. Cabe señalar que dentro de esta zona de intrusivos piroclásticos también existen unos cuantos afloramientos de diques lávicos de composición intermedia o félsica de dimensiones muy reducidas, que igualmente están en contacto semivertical con las rocas del basamento y que se emplazan en forma paralela a los diques piroclásticos cercanos a ellos.

También es necesario mencionar que aunque a grandes rasgos esta zona de cuerpos piroclásticos semi – verticales que se emplazan uno junto al otro parece ser el límite occidental del centro volcánico desde el NE hasta el SE, en ambos extremos se presentan algunos individuos un poco separados del resto (*v. gr. Va-76*). Incluso los pequeños cerros cercanos a El Aguacate se extienden hacia el sur por fuera del perímetro del resto de la estructura volcánica, pero de cualquier modo siguen en todos los casos la tendencia de la franja de intrusivos hacia el SE.

3. 9. Vulcanismo cuaternario

En el extremo oriente del área de estudio, se encuentran afloramientos de rocas volcánicas que, aunque no se encuentren en contacto directo con las unidades del Centro Volcánico La Muñeca, las sobreyacen estratigráficamente por ser más jóvenes. Estas rocas fueron descritas por De Cserna (1982) como derrames y depósitos cineríticos cuaternarios de composición basáltica que provienen de dos conos, el Volcán Gordo y el Volcán La Tinaja, formados por ceniza basáltica (*Fig. 12*). Ambos se ubican al sur de la ciudad de Tejupilco, levantándose 260 y 220 m sobre el terreno circundante, respectivamente. El Volcán Gordo tiene un pequeño cuerpo de agua en su cráter. Los derrames de lava asociados a estos aparatos volcánicos son gris oscuro, con una matriz de grano fino y fenocristales de olivino. Hasta el momento no se han reportado datos geoquímicos para estos materiales, por lo que se clasifican preliminarmente como basaltos de olivino. En la hoja Tejupilco 1:50 000 del SGM, por su parte, Librado Flores *et al.* (1996), señalan que puesto que estas rocas se asocian al vulcanismo que dio origen a la Faja Volcánica Transmexicana, tendrían una edad del Pleistoceno.



Figura 12. Volcanes cuaternarios El Gordo (al frente) y La Tinaja. Al fondo puede distinguirse la porción occidental de la Sierra La Goleta.

Estas rocas están cubiertas por depósitos de aluvión, probablemente del Holoceno, que se formaron debido al bloqueo de drenajes antiguos por el material volcánico del Pleistoceno, y que constan de una acumulación de fragmentos de roca no consolidados, arenas y limos cuyo espesor se desconoce (Librado Flores *et al.*, 1996).

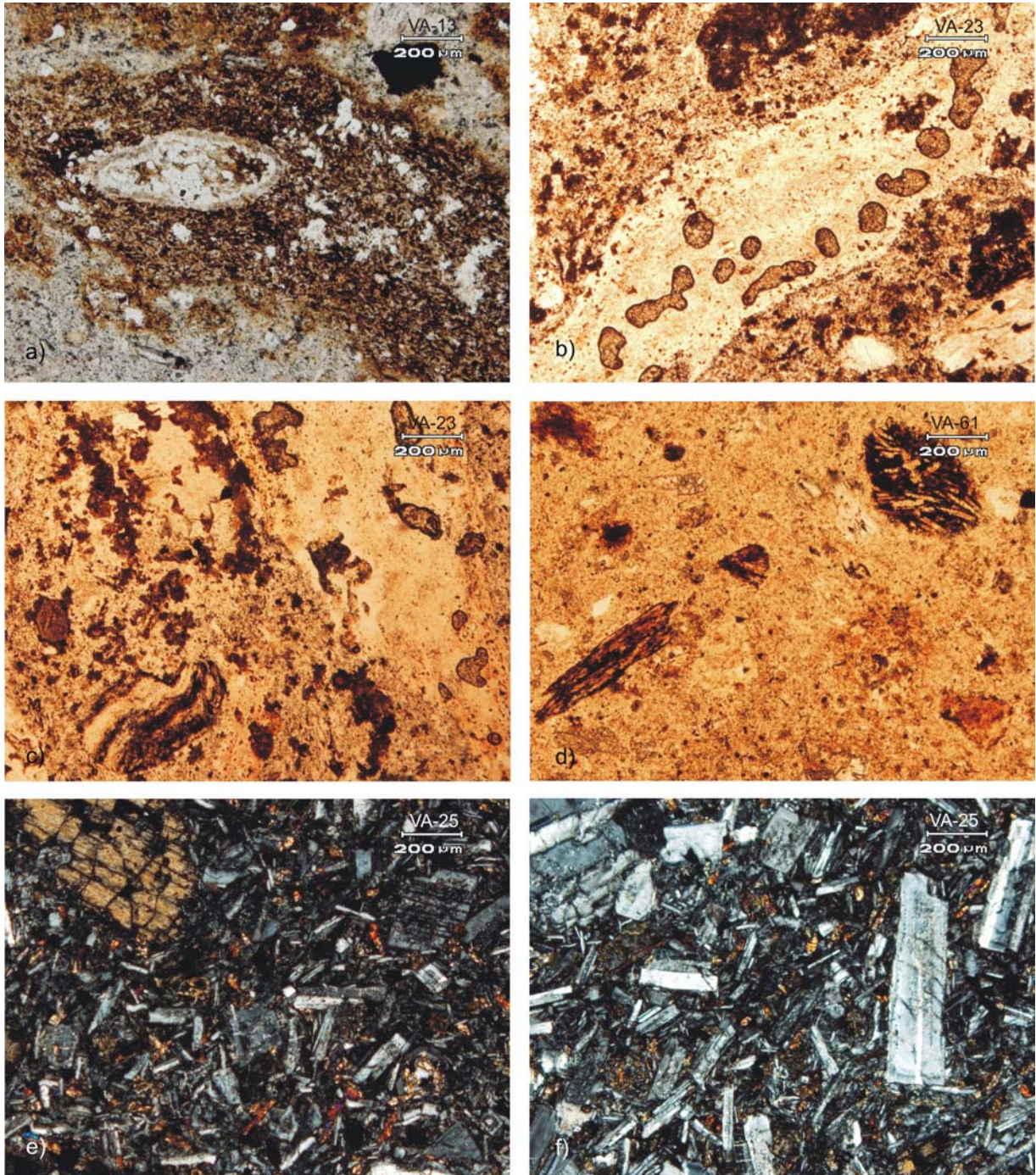


Lámina 1. Microfotografías de láminas delgadas de la Toba El Sáuz (a, b, c, d) tomadas con luz paralela y de la Andesita El Potrero (e, f) tomadas con nicoles cruzados. a) y b) Fragmentos de pómez aplastados (*fiamme*) con rasgos de devitrificación, formando una textura eutaxítica. c) En la parte inferior, fragmento lítico de esquistó; a la derecha, fragmento de pómez aplastado. d) En el cuadrante NW, fragmento elongado de esquistó quebrado en dos partes; en el cuadrante NE, fragmento redondeado de lava porfídica con listones de feldespato. e) Lava porfídica con fenocristales de plagioclasa (Plg) y dos piroxenos (Px) inmersos en una matriz de plagioclasa y vidrio; en la esquina superior izquierda, cristal de ortopiroxeno (OPx) mostrando el crucero típico de este grupo mineral; a la derecha, fenocristal de Plg con macla polisintética y textura de tamiz en el centro. f) En la misma muestra, fenocristales, microfenocristales y microlitos de Plg en textura serial. En ambas fotografías puede verse en varias zonas el Px rellena los espacios entre los microfenocristales de Plg formando una textura intersertal.

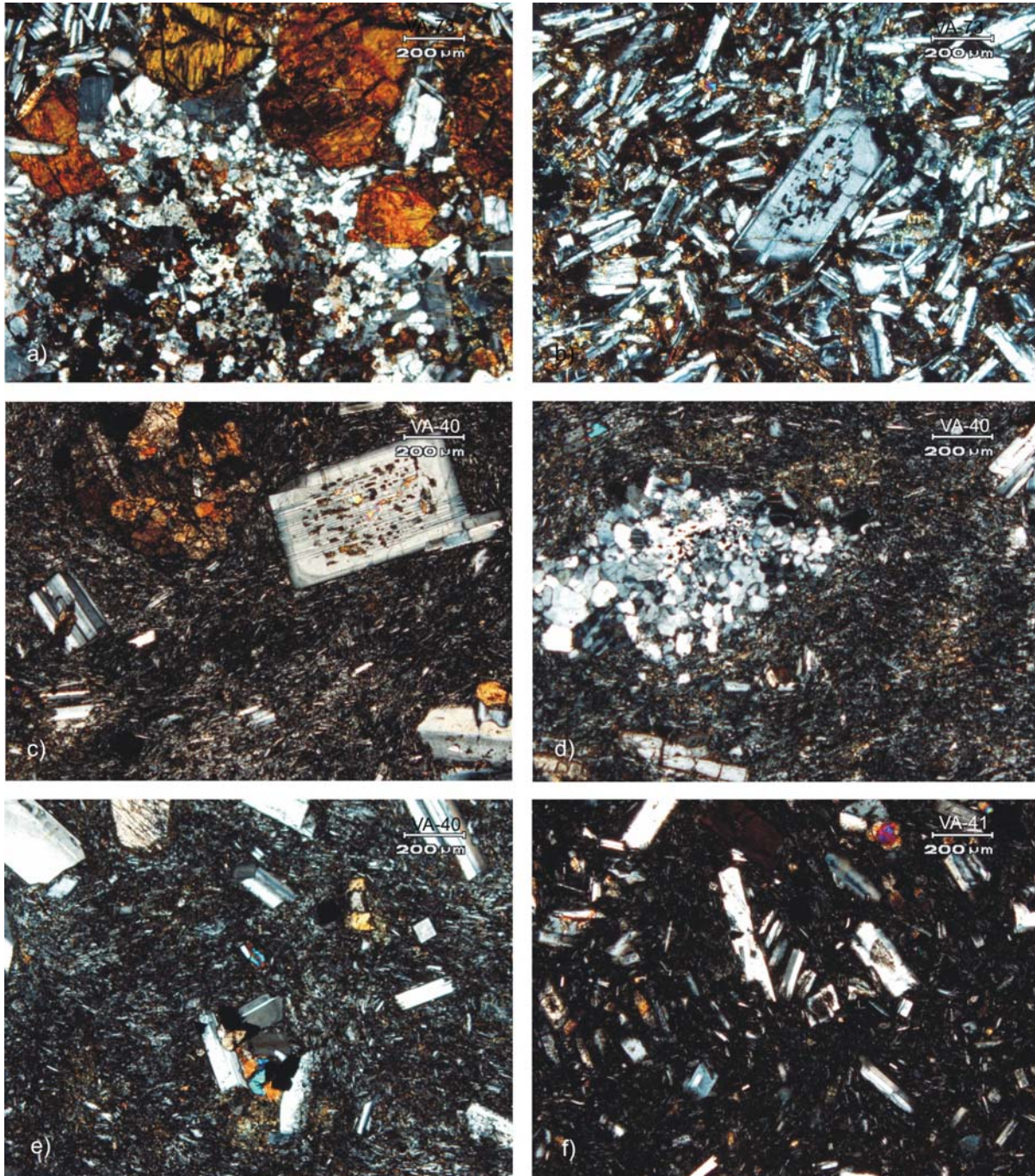


Lámina 2. Microfotografías de láminass delgadas de muestras de la Andesita El Potrero, tomadas con nícoles cruzados. a) Xenolito granitoide de cuarzo (Qz), feldespatos y minerales opacos, con una corona de piroxenos. b) Al centro, fenocristal de Plg con textura de tamiz, zoneamiento concéntrico y bordes corroídos; los microfenocristales de Plg y Px forman una textura intersertal. c) Lava porfídica con matriz de vidrio y microlitos de Plg orientados, desarrollando una textura pilotaxítica; en la esquina superior izquierda, agregado de fenocristales de CPx rodeados de minerales opacos; a la derecha, fenocristal de Plg con textura de tamiz en el centro, maclado polisintético, zoneamiento concéntrico e inclusiones de Px, formando una textura poiquilítica. d) A la derecha, xenolito granitoide de Qz y feldespatos, con minerales opacos en el centro. e) Fenocristales de Plg y Px en una matriz de microlitos de Plg y vidrio con textura hialopilitica; al centro, glomerocristal de feldespatos, Px y minerales opacos. f) Fenocristales y microfenocristales de Plg y de dos Px en una pasta vítrea.

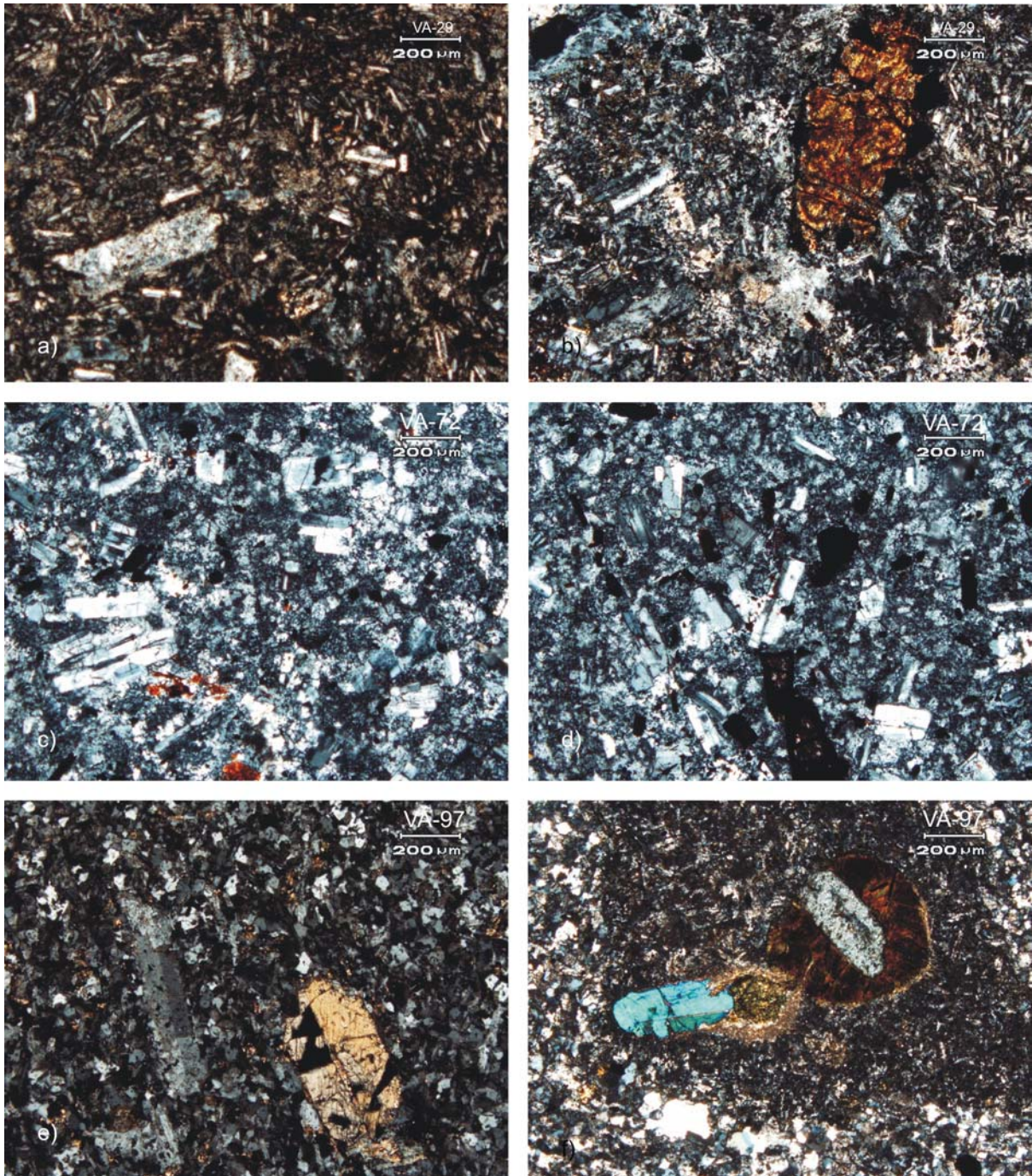


Lámina 3. Microfotografías de láminass delgadas de muestras de las unidades Brecha La Muñeca (a, b), Riolita Peña Larga (c, d) y Pórfido Tonatilco (e, f), tomadas con nículos cruzados. a) Fenocristales de plagioclasa y de minerales ferromagnesianos alterados inmersos en una matriz de listones de plagioclasa, vidrio y cuarzo producto de devitrificación. b) En la esquina superior izquierda, pseudomorfo de hornblenda, mostrando un borde de opacita imperfecto. c) Fenocristales de plagioclasa en una matriz hecha principalmente de cuarzo producto de devitrificación. d) En la región central, superior e inferior, pueden verse pseudomorfos de anfíbol y piroxenos totalmente oxidados. e) Fenocristales maclados de plagioclasa y de CPx en una matriz de cuarzo, feldespato y minerales opacos. f) Xenolito de lava con listones de plagioclasa que a su vez contiene otro xenolito de piroxeno y plagioclasa.

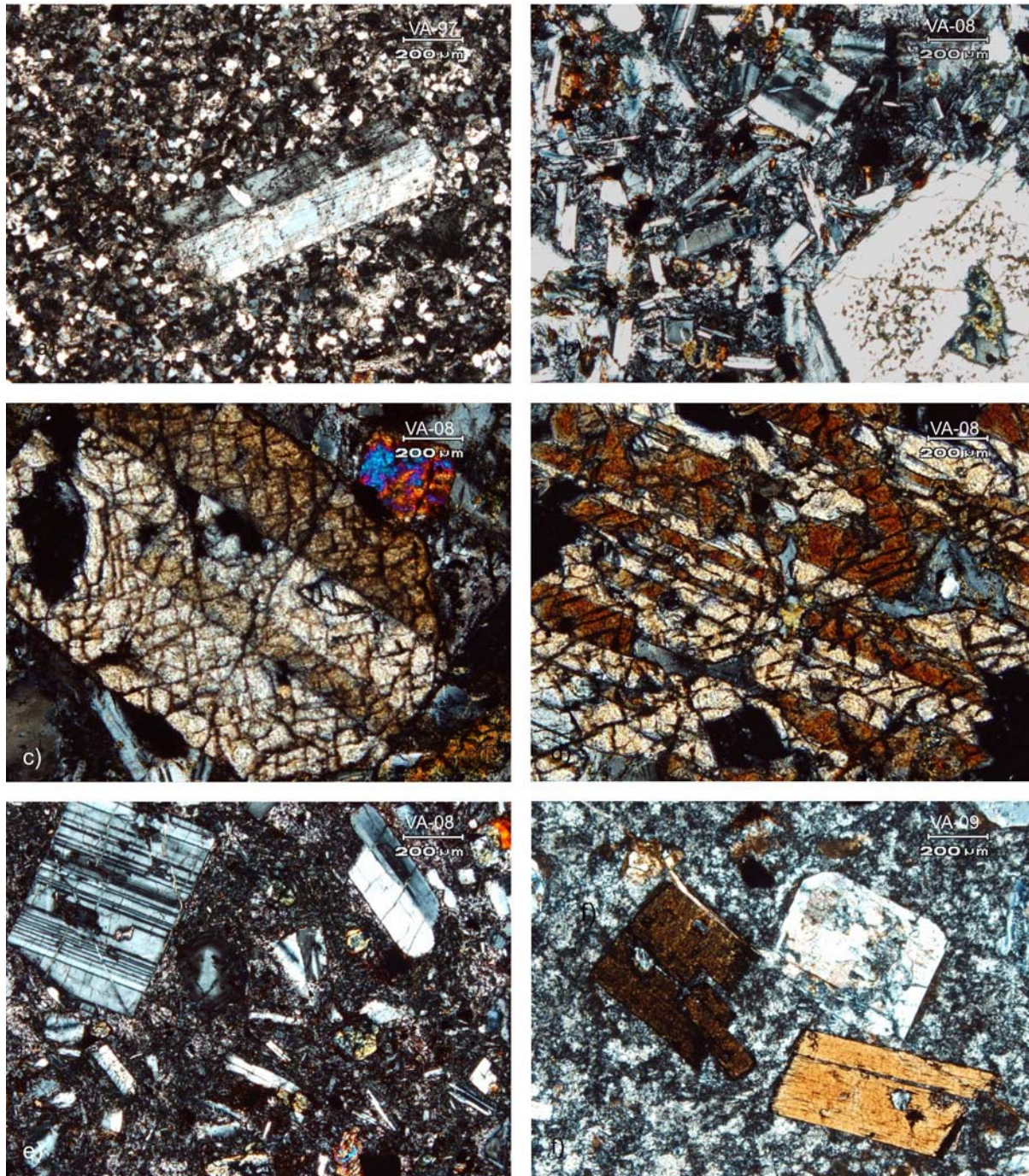


Lámina 4. Microfotografías de láminas delgadas de muestras del Pórfido Tonatillo (a) y de otros cuerpos hipabisales de menor tamaño (b, c, d, e, f) tomadas con nícoles cruzados. a) Fenocristal de Plg en con maclado polisintético en una matriz equigranular de Qz, feldespato y minerales opacos. b) Aspecto del dominio de matriz gruesa de VA-08. En la esquina inferior derecha, fenocristal de plagioclasa con textura de tamiz en el centro e inclusiones de vidrio y Px, formando una textura poiquilítica; los microfenocristales muestran una textura intersertal hecha de Plg, clinopiroxenos (CPx) alterados y minerales opacos del grupo de la espinela. c) y d) Cristales de Px mostrando el crucero típico de este grupo mineral y rasgos de exolución lamelar. e) Aspecto del dominio de matriz fina de la muestra VA-08, son visibles fenocristales de Plg. y de Px alterados. f) Tres fenocristales de biotita en distintos ángulos de extinción, con bordes e inclusiones de óxidos.

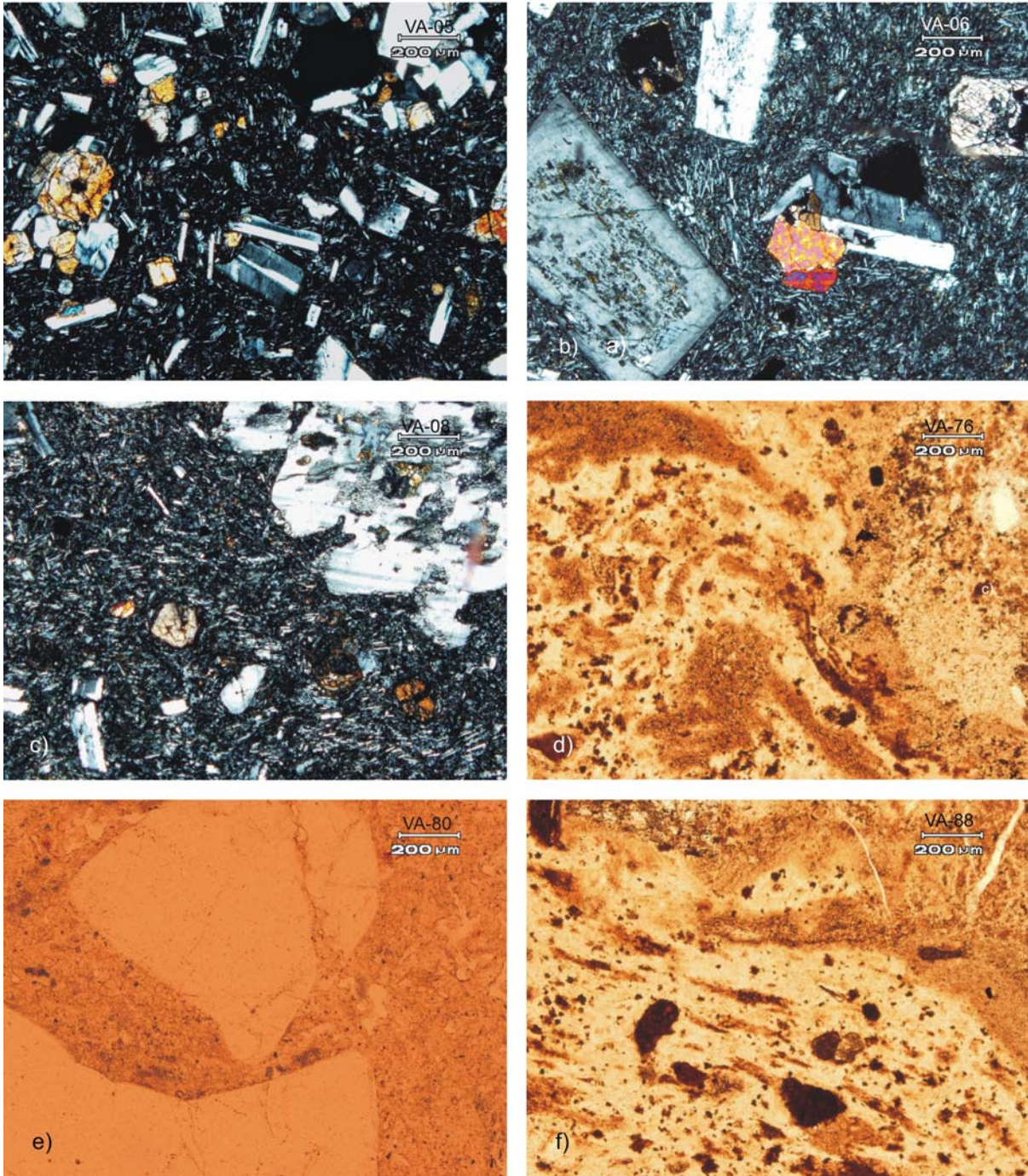


Lámina 5. Microfotografías de muestras de cuerpos lávicos hipabisales (a, b, c) tomadas con nícoles cruzados y de cuerpos hipabisales piroclásticos (d, e, f) tomadas con luz paralela. a) En el margen izquierdo y en la esquina superior derecha, glomerocristales de Px, Plg y minerales opacos en una matriz hialopilitica. b) Al centro glomerocristal de Px, Plg y minerales opacos; en la esquina inferior izquierda, fenocristal de Plg con textura de tamiz e inclusiones de Px; en el margen derecho, fenocristal de Opx en corte basal mostrando su crucero característico. Matriz con microlitos de Plg. que forman una textura pilotaxítica. d) En la esquina superior derecha, fenocristal de Plg con textura de malla, inclusiones de Px y bordes corroídos; en el resto de la fotografía se aprecian microfenocristales de Px y Plg inmersos en una pasta pilotaxítica de plagioclasa. d) y f) Fragmentos de pómez aplastados formando una textura eutaxítica. e) Cristal de cuarzo quebrado.

4. ESTRUCTURAS VOLCÁNICA Y TECTÓNICA

Durante las primeras etapas de este trabajo, en el análisis de fotografías aéreas e imágenes de satélite, fue posible distinguir lineamientos en las unidades del área de estudio, los cuales generalmente están definidos por segmentos rectilíneos, o ligeramente curvos, de arroyos y depresiones elongadas. Los más importantes de ellos tienen orientación E-W y N-S, incluyendo una franja levemente arqueada hacia el oriente con dirección N-S en el flanco occidental del centro volcánico (*Fig. 4, Fig. 13*). Sin embargo, en el trabajo de campo posterior la mayoría de estas zonas no presentaron indicadores de desplazamiento significativo, observándose en cambio en algunos sitios un diaclasamiento intenso, cuya dirección no corresponde necesariamente a la del lineamiento observado en las fotografías aéreas. En los trabajos previos que hay sobre esta área (*e.g. Librado Flores, et al.*), se señalan numerosas fallas normales con una orientación general NW-SE y algunas pocas E-W, sin embargo al verificar su naturaleza en campo no se encontraron rasgos de desplazamiento, por lo que en el mapa geológico sólo se señalan como lineamientos tectónicos (*Fig. 4*).

En la figura 13 se muestran los lineamientos a gran escala que se observaron en fotografías aéreas y un modelo tridimensional de la Sierra de la Muñeca. El más extenso de éstos es la franja levemente arqueada que limita la parte occidental y septentrional de la sierra de La Muñeca, la cual está ocupada por un complejo de diques piroclásticos (ver capítulo 3 y *Fig. 4*) que mide aproximadamente 8.5 Km de largo y 1 Km de ancho en su parte central (*Fig. 13-1*). Dentro de esta área no se identificaron zonas de cizalla importantes, pero algunas ignimbritas hipabisales presentan patrones de diaclasamiento semivertical paralelos a su dirección de emplazamiento (*Fig. 11*). También es posible observar en algunos sitios los planos de discontinuidad que separan a los cuerpos tabulares de ignimbrita, a partir de cuyas direcciones en la localidad de El Salto se obtuvo el estereodiagrama VA-18 (*Fig. 14*).

Por otra parte, el lineamiento tectónico más prominente detectado con fotogeología se extiende por 4.5 Km en dirección norte – sur cortando a las porciones occidentales de las unidades Andesita El Potrero, Brecha La Muñeca y Pórfido Tonatillo (*Fig. 4, Fig. 13-3*). Sin embargo, incluso en lechos de arroyos no pueden verse evidencias de falla, pero si se encuentra un diaclasamiento semivertical persistente en las lavas de la

Andesita El Potrero con dirección promedio $N08^{\circ}E$, cuyos planos están distribuidos en una franja de 6 m de ancho.

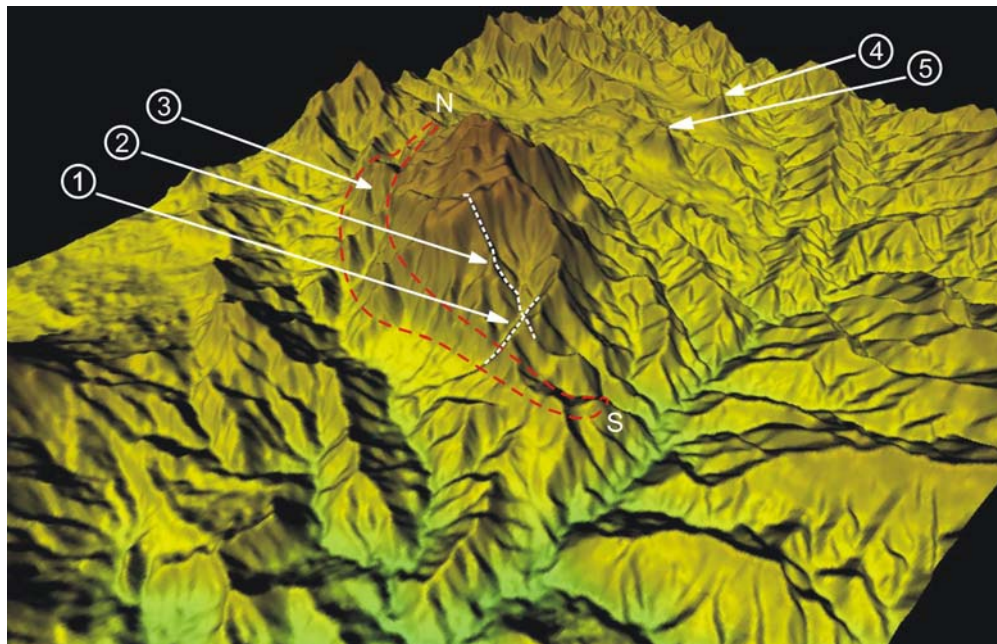


Figura 13. Modelo digital de elevación del terreno STRM del área de estudio mostrando las estructuras observadas en fotografías aéreas y, como referencia, los edificios volcánicos cuaternarios vecinos. De izquierda a derecha: 1) Lineamiento E-W. 2) Lineamiento N-S. 3) Complejo de diques piroclásticos. 4) Volcán La Tinaja. 5) Volcán El Gordo. Vista hacia el NW.

Le sigue en longitud el lineamiento localizado al sur del centro volcánico, que se extiende por 2 Km de oeste a este alojando al Río Tonatilco y cortando al complejo de diques piroclásticos y a la Toba El Sáuz (*Fig. 4, Fig. 13-2*). Esta discontinuidad podría ser el conducto de salida del Pórfido Tonatilco, cuyas rocas muestran un diaclasamiento más intenso en los alrededores de la zona de fractura con dirección promedio $S80^{\circ}E$, el cual se vuelve más espaciado al alejarse del lineamiento.

Durante el trabajo de campo también se encontraron zonas de falla de pequeña escala con un claro desplazamiento, las cuales no pueden asociarse a los lineamientos mayores. Asimismo, es frecuente encontrar zonas de alteración hidrotermal emplazadas en fracturas de escasa extensión lateral, que se documentaron en rocas del segundo flujo de la Toba El Sáuz, en la Andesita El Potrero y en la Riolita Peña Larga. Las actitudes de los planos de fracturamiento en estos sitios se resumen en los estereodiagramas VA- 83, VA-84 y VA-68, respectivamente (*Fig. 14*). Algunos ejemplos de este tipo de estructuras pueden encontrarse en el ascenso a Peña Larga desde el Potrero de Ixtapan, para la

riolita Peña Larga; en el camino que va de El Potrero de Ixtapan a Las Mesas de Ixtapan, para la Toba el Sáuz, y en el camino que va al poblado de Los Pericones, para la Andesita El Potrero.

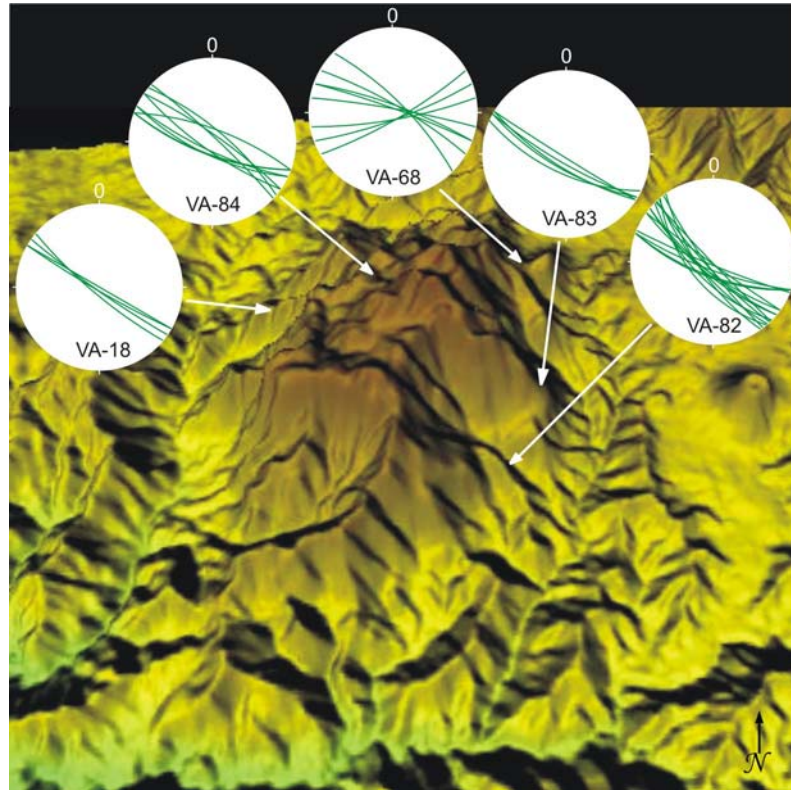


Figura 14. Modelo digital de elevación del terreno STRM del centro volcánico La Muñeca y estereodiagramas de rasgos estructurales menores. VA-18) Planos de contacto entre diques piroclásticos. VA-84) Diaclasamiento en Andesita El Potrero. VA-68) Diaclasamiento en zonas de alteración hidrotermal en la Riolita Peña Larga. VA-83) Diaclasamiento en la Toba El Sáuz. VA-82) Planos de falla en el lineamiento NW-SE. Vista hacia el norte.

Finalmente, la única falla con un desplazamiento de orden mayor que parece haber afectado claramente a las rocas volcánicas del área de estudio puede verse en el camino de terracería que comunica al poblado de Las Mesas de Ixtapan con La Cofradía, en donde hay una zona de cizalla de tres metros de espesor con un intenso fracturamiento que se propaga por aproximadamente 20 metros a ambos lados de la discontinuidad central (*Fig.15a*). El sistema de fracturamiento principal tiene una dirección promedio de S50°E, 84° (ver estereodiagrama VA-82, *Fig. 14*), además de una serie de fracturas conjugadas cuyo rumbo va de N35°E a N47°E, con echados de 50 a 85°.

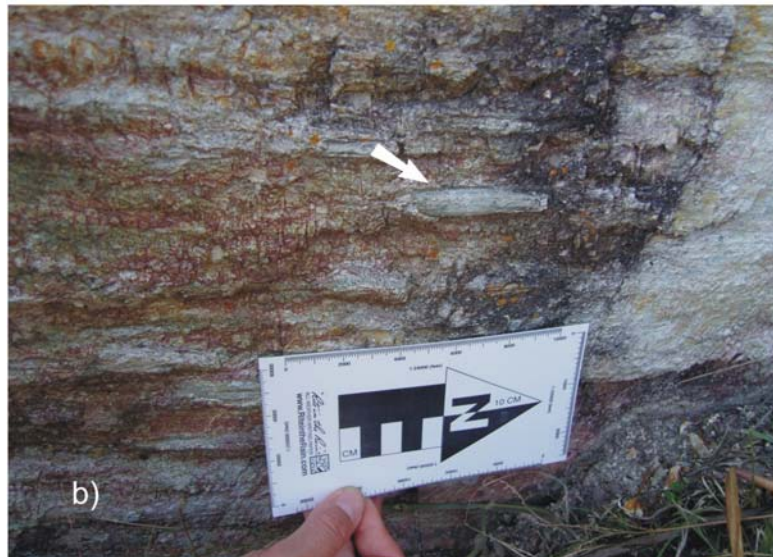


Figura 15. Falla lateral izquierda. a) Patrón de fracturamiento en la zona de cizalla. b) Plano de falla con estrías y lápices de falla, uno de ellos señalado por la flecha.

Esta estructura se encuentra cortando a las rocas de la Toba El Sáuz, que se presentan silicificadas en sus alrededores y pulidas en el plano de falla. La zona de discontinuidad puede seguirse a pie longitudinalmente durante 300 metros, sin embargo su exposición en el terreno subsecuente permite estimar que tiene una longitud mínima de 380 metros. Los indicadores cinemáticos (estrías y escalones) en los planos de cizalla permiten inferir que se trata de una falla con movimiento lateral izquierdo. Aunado a ello, las estrías se disponen en dos familias, una dispuesta en forma semihorizontal (*pitch* entre 5 y 10° al S) y otra en forma oblicua (*pitch* entre 30 y 40° al S), lo cual indica que

esta estructura experimentó al menos dos etapas de movimiento con distintas componentes verticales.

En la figura 15a puede verse el plano principal de falla, que a su vez es cortado por numerosas fracturas conjugadas. La figura 15b, por su parte, muestra uno de los planos de cizalla en donde son visibles estrías y lápices de falla, los cuales son producto de la deformación de los fragmentos líticos de la Toba El Sáuz.

5. GEOQUÍMICA

Para clasificar y determinar las características geoquímicas de las rocas del centro volcánico La Muñeca se tomaron muestras selectas de las unidades estratigráficas que la conforman. En total se realizaron 12 análisis de elementos mayores, 10 de elementos traza y 5 de isótopos Rb/Sr y Sm/Nd. La descripción de estos resultados se presenta en los tres primeros apartados de este capítulo, junto con los diagramas de uso común para el estudio de rocas volcánicas a partir de estos elementos. Las secciones cuarta y quinta, por su parte, dan cuenta de los resultados del análisis de plagioclasas con EMP y del fechamiento por U/Pb en circones. Los datos obtenidos en cada uno de estos estudios, antes de cualquier tratamiento estadístico, pueden consultarse en las tablas al final de este trabajo.

5. 1. Elementos mayores

Las rocas del Centro Volcánico La Muñeca se presentan en una serie de composiciones con un contenido variable de SiO₂ que va del 56.46 al 74.6% (base anhidra) y se encuentran dentro del campo de las andesitas basálticas, las andesitas, las dacitas y las riolitas en un diagrama de clasificación TAS (*Fig.16*). Como se señaló en el capítulo 3, la unidad basal de la secuencia volcánica es un grupo de ignimbritas con mineralogía típica de composiciones riolíticas. Al ascender estratigráficamente los productos volcánicos evolucionan hacia composiciones con menor contenido de sílice en los derrames de lava que conforman la Andesita El Potrero, el cual varía entre el 56.46 y el 63.59% en esta unidad. Finalmente, en la cima de la secuencia estratigráfica se colectaron muestras de una lava y un derrame vitrofídico, ambos de composición riolítica, que son representativos de la unidad Peña Larga.

La muestra analizada para la matriz lávica de la Brecha La Muñeca (VA-29) tiene una composición similar a la de las lavas de la Andesita El Potrero en cuanto al porcentaje de sílice, pero su contenido de álcalis la coloca en el campo de las traqui – andesitas (*Fig. 16*). Sin embargo, esta clasificación debe tomarse con cautela debido al elevado grado de alteración de esta roca, el cual es visible tanto en los afloramientos como en lámina delgada y hace que los resultados no sean totalmente confiables, especialmente para elementos móviles ante los procesos de intemperismo como los álcalis. Por la misma

causa, en las figuras 17 y 18 puede verse que esta muestra también tiene un comportamiento anómalo.

Los cuerpos lávicos hipabisales tienen composiciones que van de las andesitas a las riolitas, con porcentajes de SiO_2 entre el 50.31% y el 71.33% en base anhidra (Fig. 16). Entre ellos, por el número de muestras predominan ampliamente los del tipo dacítico, pero el más voluminoso es el Pórfido Tonatilco, que presenta una composición eminentemente riolítica y un ligero enriquecimiento en elementos alcalinos respecto al resto de las muestras.

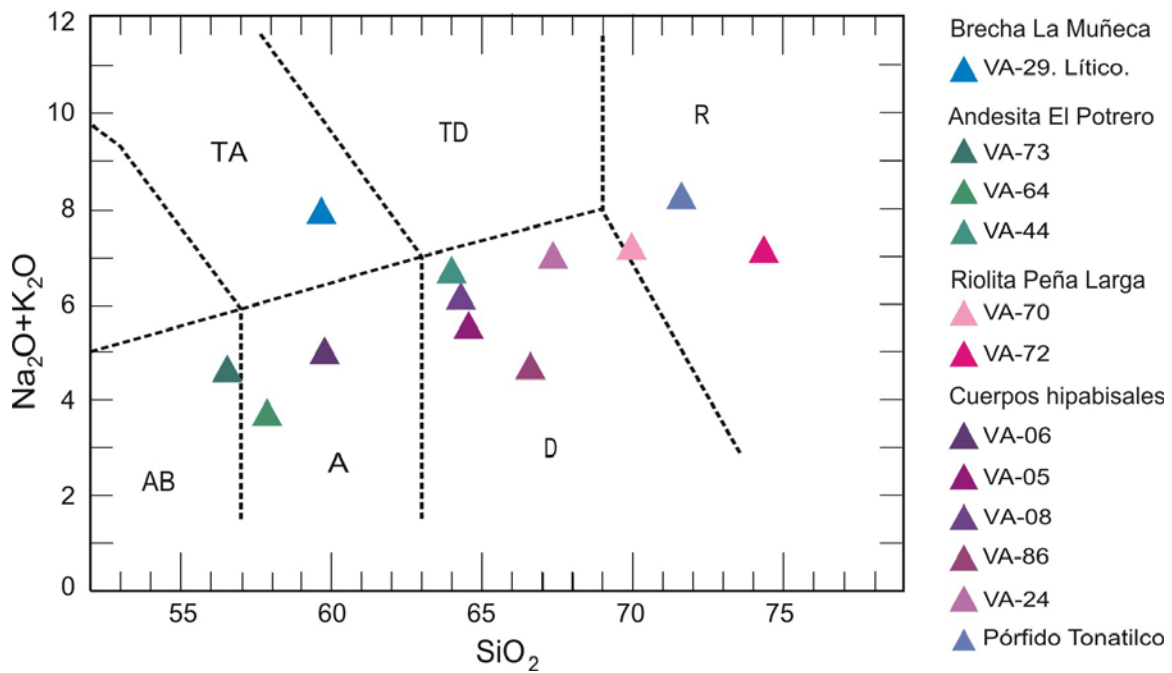


Figura 16. Diagrama de variación de álcalis totales respecto al sílice (TAS) de Le Bas *et al.* (1986) para rocas del centro volcánico La Muñeca. Los elementos mayores están expresados como óxidos y normalizados al 100% en peso en base anhidra. TA= traquiandesita, TD= traquidacita, R= riolita, AB= andesita basáltica, A= andesita, D= dacita.

En el diagrama TAS también puede observarse que en general al aumentar el contenido de SiO_2 aumenta el contenido de álcalis y que, considerando la línea de división propuesta por Irvine y Baragar (1971), el grueso de las muestras analizadas se encuentra dentro del campo de las rocas subalcalinas (Fig. 17a). Por otro lado, en un diagrama de variación triangular AFM (álcalis, óxidos de hierro y MgO) las muestras se distribuyen principalmente en el campo de la serie calcialcalina típica, en la que las rocas con menor contenido de sílice se acercan a la línea F-M y se alejan de la línea del vértice A.

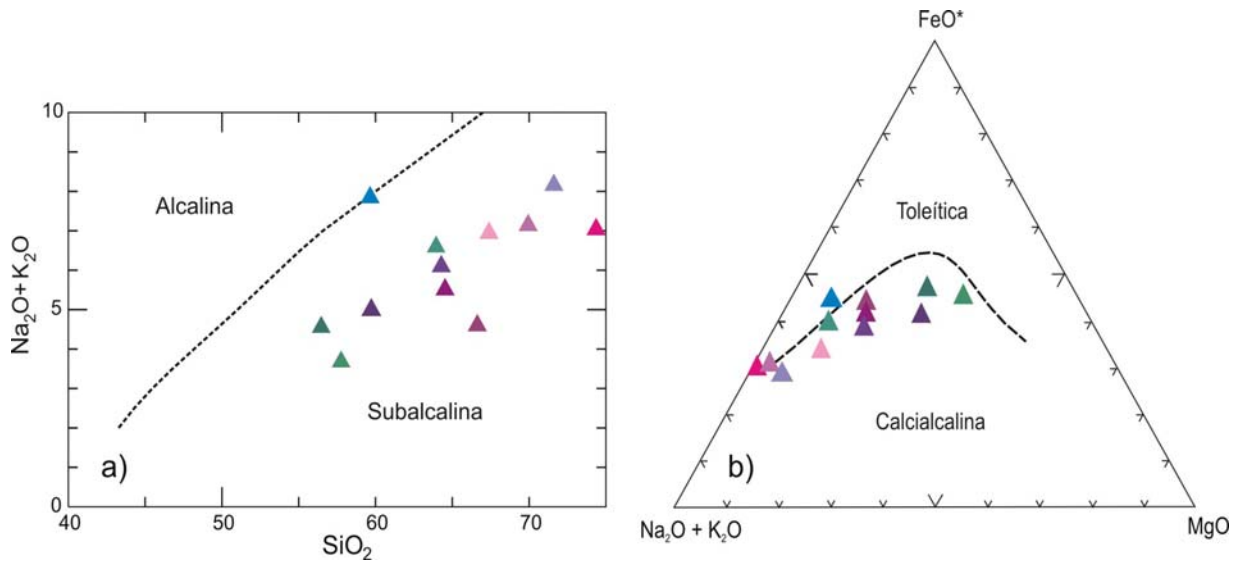


Figura 17. a) Diagrama de variación TAS para la discriminación de los campos alcalino y subalcalino de Irvine y Baragar (1971). b) Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971) con los elementos mayores normalizados al 100% en peso en base anhidra y $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ recalculados como FeO^* .

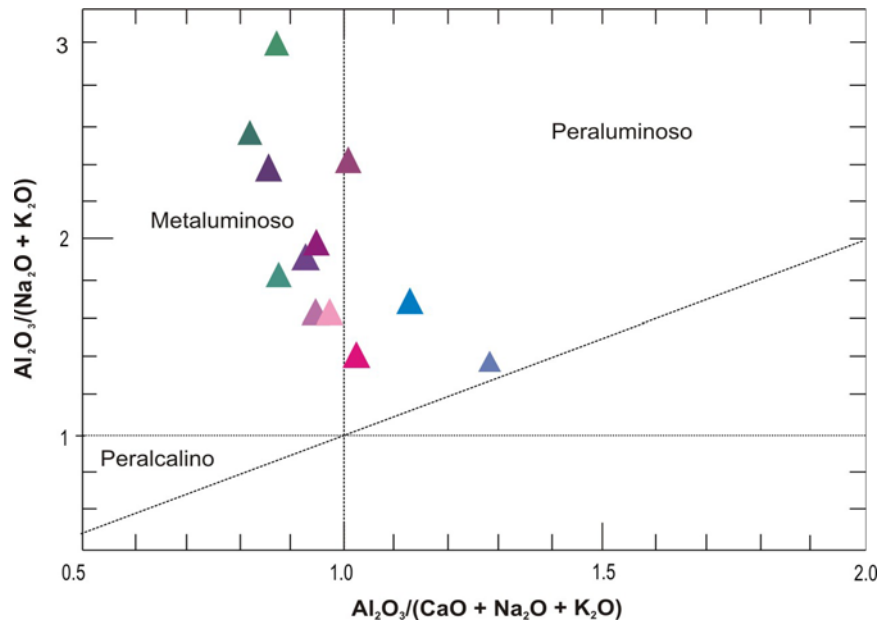


Figura 18. Diagrama de aluminosidad para las rocas volcánicas e hipabisales del centro volcánico La Muñeca clasificadas usando el índice de Shand (Maniar y Piccoli, 1989).

En la Fig. 18 puede apreciarse que el índice de saturación de aluminio ($\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ molecular) varía entre 0.82 y 1.28 en las muestras analizadas, en general en una relación directamente proporcional al contenido de sílice. Así, la mayoría de las rocas del centro volcánico La Muñeca tienen un carácter metaluminoso (tipo I) y

sólo las de composición más félsica son ligeramente peraluminosas. La excepción a esta tendencia es la muestra del pórfido Tonatilco, la cual se encuentra francamente dentro del campo peraluminoso (tipo S). Este cuerpo hipabisal probablemente representa un pulso magmático con un mayor contenido de aluminio derivado de la fusión de rocas de origen pelítico.

Para obtener indicios sobre las fases minerales que pudieron haber estado involucradas en la diferenciación de las rocas magmáticas estudiadas, en la figura 19 se muestran los diagramas de variación de los elementos mayores, usando el porcentaje de sílice como índice de diferenciación. Considerando que estas rocas provienen de un magma padre similar, también se incluye en cada diagrama la línea recta que representa la regresión lineal por el método de mínimos cuadrados del conjunto de datos de cada elemento, así como su pendiente (m) y el coeficiente de determinación (r^2), el cual es un indicador del grado de dependencia lineal entre las dos variables representadas, siendo $r=1$ el valor que indica la dependencia más alta y $r=0$ la más baja.

Al analizar estos diagramas se observa que en la mayoría de los casos los datos exhiben una tendencia lineal bien definida, continua y sin cambios en la pendiente, lo cual es de esperarse en las rocas volcánicas intermedias (Wilson, 1989). El contenido de TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO y P_2O_5 (Fig. 19) disminuye al aumentar el porcentaje de sílice, con un grado de correlación muy bueno, a excepción del P_2O_5 que presenta un valor de $r^2 = 0.64$ (Fig. 19i), pero en el que de cualquier modo es clara una tendencia a disminuir junto con el porcentaje de sílice. El patrón de Na_2O , por su parte, es demasiado difuso para inferir alguna tendencia (Fig. 19g), esta dispersión puede deberse a la alta movilidad del sodio ante fenómenos como la removilización post - magmática, el intemperismo y la alteración hidrotermal. Finalmente, la figura 19h muestra que hay un aumento gradual de K_2O al aumentar el contenido de sílice, lo cual es un comportamiento típico de rocas de zonas de subducción (Gill, 1981; Wilson, 1989). El incremento de K_2O y la disminución de los óxidos de aluminio, hierro, manganeso, magnesio y calcio al aumentar el porcentaje de sílice son indicadores de un posible fraccionamiento de minerales ferromagnesianos, plagioclasas y óxidos de hierro durante la evolución magmática de las rocas estudiadas.

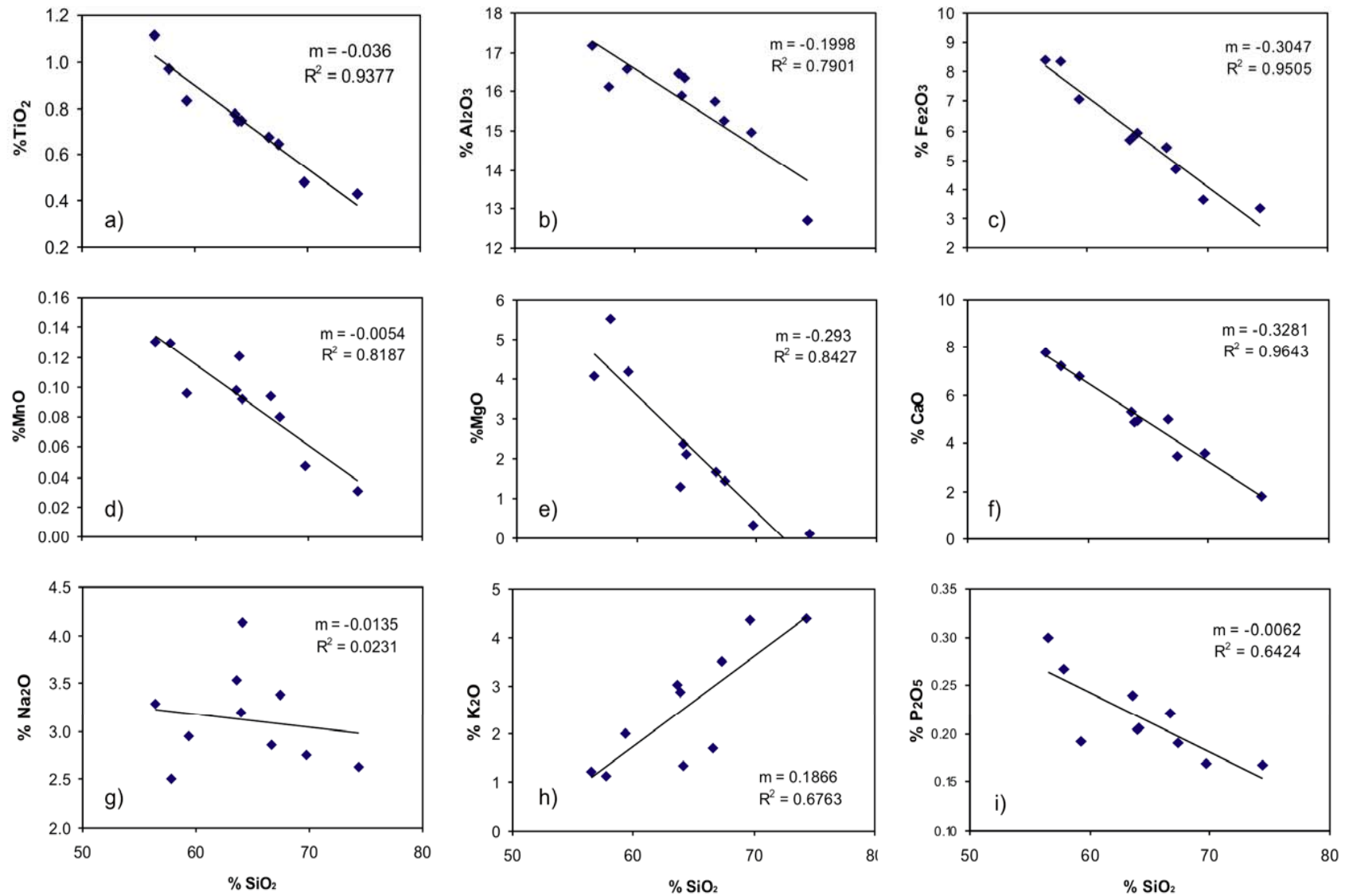


Figura 19. Diagramas de variación Harker de los óxidos de los elementos mayores, normalizados al 100% en base anhidra. Se incluye la línea que representa la regresión por el método de mínimos cuadrados. m = pendiente de la recta, R²= coeficiente de determinación.

El índice de magnesio, o número de magnesio, mide la relación entre el contenido de hierro y de magnesio en una roca, la cual resulta útil como indicador de la cristalización fraccionada en los magmas, ya que la relación Mg:Fe cambia marcadamente en las etapas tempranas de la cristalización como resultado de la mayor concentración de estos elementos en los minerales ferromagnesianos respecto al magma. En este trabajo el número de magnesio se ha calculado en fracciones atómicas empleando la expresión

$$\text{Mg\#} = 100[\text{Mg}^{+2}/(\text{Mg}^{+2}+\text{Fe}^{+2})]$$

En la figura 20 puede notarse que este índice aumenta en forma directamente proporcional al contenido de magnesio con una tendencia lineal coherente (Fig. 19a) y que varía en forma inversamente proporcional al porcentaje de sílice (Fig. 19b). Estas tendencias lineales refuerzan la hipótesis de que todas las muestras analizadas provienen de una fuente magmática similar. Sin embargo ninguna de las rocas colectadas representa la composición de esta fuente, pues incluso la muestra con menor contenido de sílice tiene un Mg# de 32.92, muy bajo para considerarse un magma primario (Wilson, 1989). Por lo tanto, todas las muestras analizadas presentan cierto grado de evolución.

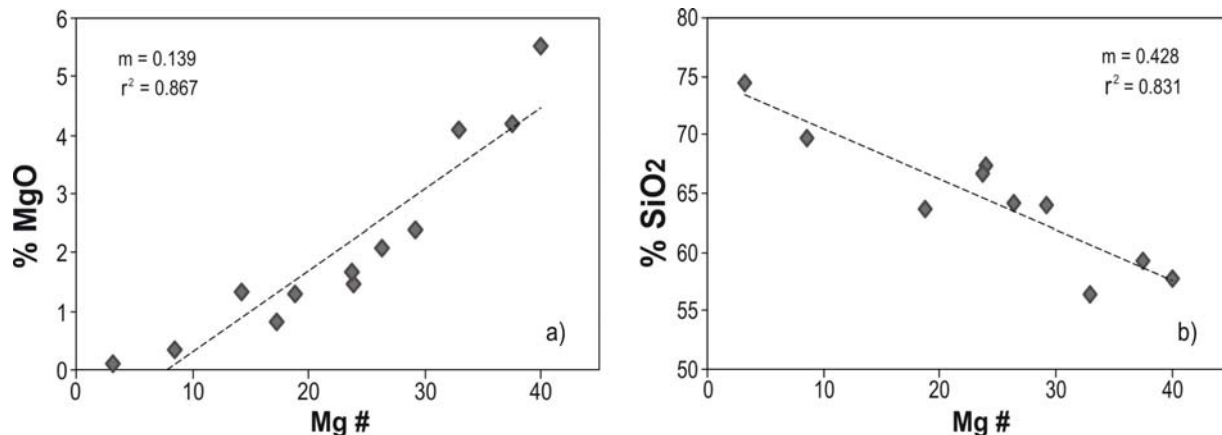


Figura 20. Diagramas de variación de a) Contenido de Mg y b) Contenido de sílice, respecto al índice magnesio – hierro (# Mg) para muestras de rocas volcánicas e hipabisales del centro volcánico La Muñeca. Mg # = $100[\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})]$.

5. 2. Elementos traza

Los elementos traza son aquellos elementos que están presentes en una roca en concentraciones menores al 0.1% en peso o a 1000 ppm. Para estudiar sus variaciones, algunos de ellos se presentan en la figura 21 en un diagrama multielemental ordenados

de izquierda derecha en orden creciente de compatibilidad, normalizados respecto a los valores del manto primitivo propuestos por Sun y McDonough (1989), con el fin de identificar las desviaciones respecto a una composición magmática primigenia. En general, las muestras analizadas muestran un patrón típico de magmas de arco continental, con un claro enriquecimiento de los elementos litófilos de potencial iónico bajo (LILE, *v. gr.* Cs, Rb, Ba, K) respecto a los cationes de potencial iónico alto (HFS, *v. gr.* Nb, Ta, Hf y Zr), con una fuerte señal de subducción indicada por valores de $(Ba/Nb)_N$ que van de 43.11 a 91.14.

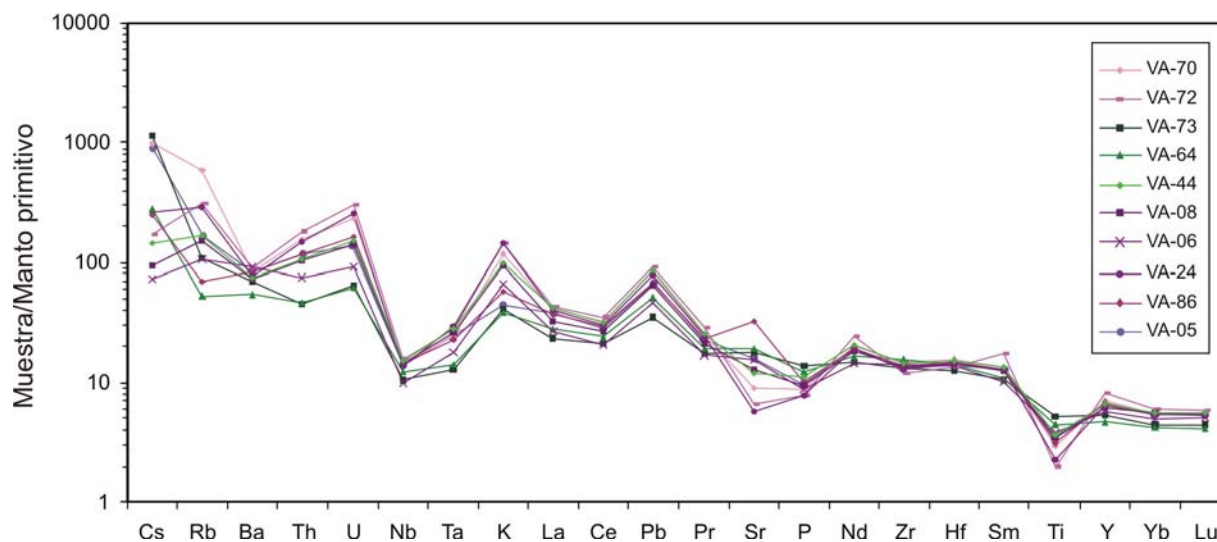


Figura 21. Diagrama de variación de elementos traza en las rocas del centro volcánico La Muñeca, normalizados respecto al manto primitivo usando los valores de Sun y McDonough (1989).

La mayoría de las muestras exhibe una anomalía negativa en las concentraciones de bario y estroncio, sobre todo en los productos más diferenciados, lo cual puede atribuirse al fraccionamiento de feldespatos. El hecho de que la anomalía de Ba sólo sea significativa en las muestras félsicas, podría ser resultado del fraccionamiento de feldespatos en las fases tardías de la evolución magmática. También se presentan anomalías negativas de Nb y Ta, HFSE medianamente compatibles que a diferencia de otros elementos de este grupo no son móviles en fluidos acuosos. Al presentarse este comportamiento incluso en las muestras más máficas, podría inferirse que sus concentraciones son heredadas del magma fuente de todas estas rocas. Sin embargo, estas anomalías también son características de la corteza continental, por lo que podrían ser un indicador de que hubo corteza involucrada en los procesos magmáticos (Rollinson, 1993).

Por su parte, los elementos que están en el extremo derecho del diagrama (tierras raras pesadas e Y) presentan un patrón casi plano, que contrasta con una marcada anomalía negativa de titanio, la cual es más pronunciada en las rocas más diferenciadas (*Fig. 21, Fig. 19a*). Esta tendencia sugiere que hubo un fraccionamiento sistemático de ilmenita o titanomagnetita durante la evolución de los magmas del centro volcánico La Muñeca.

Entre los elementos traza, las tierras raras (REE) son el grupo que se ha considerado de mayor utilidad para estudios petrológicos, debido a que todos sus miembros tienen propiedades físicas y químicas muy similares que sólo son afectadas en forma diferencial por procesos geológicos específicos. En las rocas ígneas el patrón de REE es controlado por la concentración de estos elementos en su fuente y por los estados de equilibrio cristal-fundido que han tenido lugar durante su evolución (Rollinson, 1993). En este grupo de elementos, las rocas de la zona de estudio también muestran un patrón de variación de REE característico de las zonas de subducción (*Fig. 22*), en el que hay un enriquecimiento en las tierras raras ligeras (LREE), respecto a las tierras raras pesadas (HREE). Esta señal de subducción se expresa, por ejemplo, en valores $(La/Lu)_N$ de 6.71 en promedio. También es notorio que las concentraciones de estos elementos es mayor en las muestras félsicas que en las máficas, a excepción del europio.

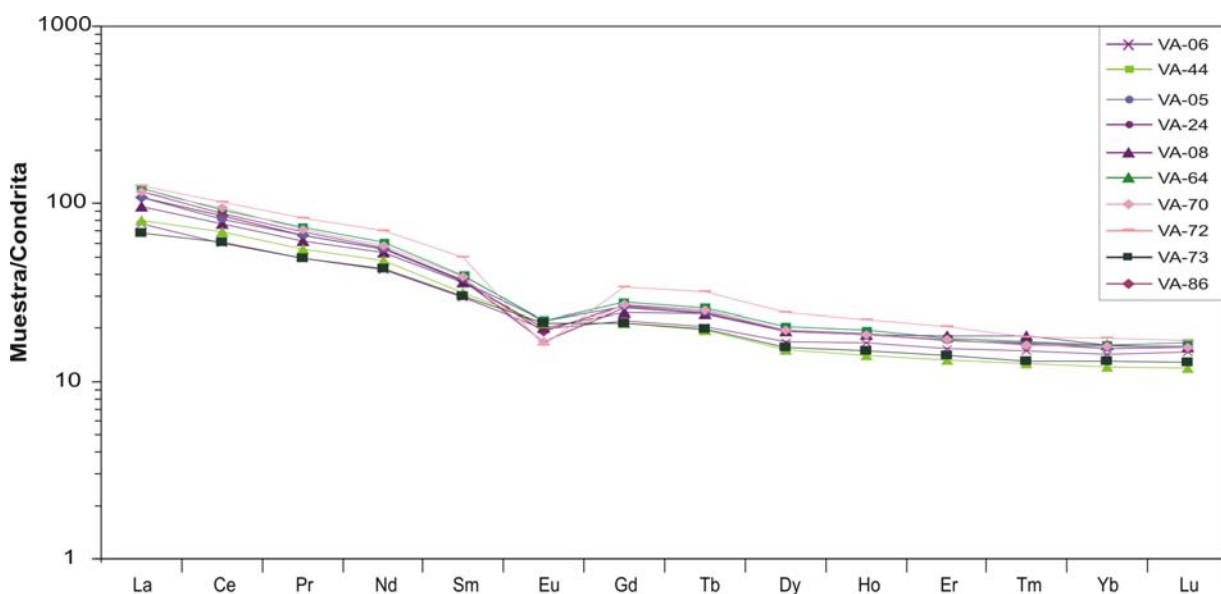


Figura 22. Diagrama de variación de los elementos de tierras raras (REE) en las rocas del centro volcánico La Muñeca, normalizados respecto a la condrita de Nakamura (1974).

La anomalía negativa de este elemento está presente en todas las muestras, siendo más marcada en los miembros con mayor contenido de sílice, y se debe que el Eu^{+2} es compatible en la plagioclasa y en el feldespato potásico, a diferencia de las tierras raras trivalentes, que son incompatibles. De este modo, la remoción de feldespatos de un fundido por la fusión parcial de una roca en la que estos minerales son retenidos en la fuente dará lugar a una anomalía de Eu negativa en el magma, que será especialmente pronunciada en las muestras más evolucionadas (Rollinson, 1993).

Para discernir si la anomalía de europio refleja procesos de fraccionamiento de ciertas fases minerales, es conveniente cuantificarla comparando los valores medidos de Eu con la concentración que se esperaría tener interpolando entre los valores normalizados de Sm y Gd con la expresión propuesta por Taylor y McLennan (1985):

$$\text{Eu}/\text{Eu}^* = \frac{\text{Eu}_N}{\sqrt{(\text{Sm}_N)(\text{Gd}_N)}}$$

en la que los valores de Eu/Eu^* mayores a 1.0 representan una anomalía positiva y los valores menores a 1.0 una anomalía negativa. De acuerdo a este criterio, en la figura 23 puede verse que todas las muestras analizadas presentan anomalías negativas incluso en las muestras menos evolucionadas, la cual tiene valores de Eu/Eu^* que oscilan entre 0.39 (VA-72, riolita) y 0.84 (VA-73, andesita basáltica). Esto, junto con el hecho de que la anomalía varía linealmente con un coeficiente de determinación aceptable, indica que el fraccionamiento de feldespatos fue un proceso importante desde las primeras etapas de la diferenciación magmática de estas rocas y durante toda su evolución.

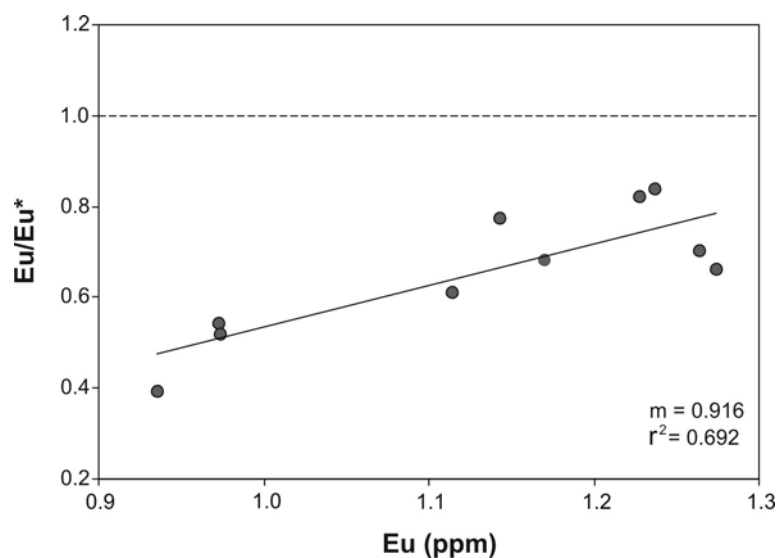


Figura 23. Variación de Eu/Eu^* respecto a la concentración de europio (ppm) normalizado empleando la expresión de Taylor y McLennan (1985).

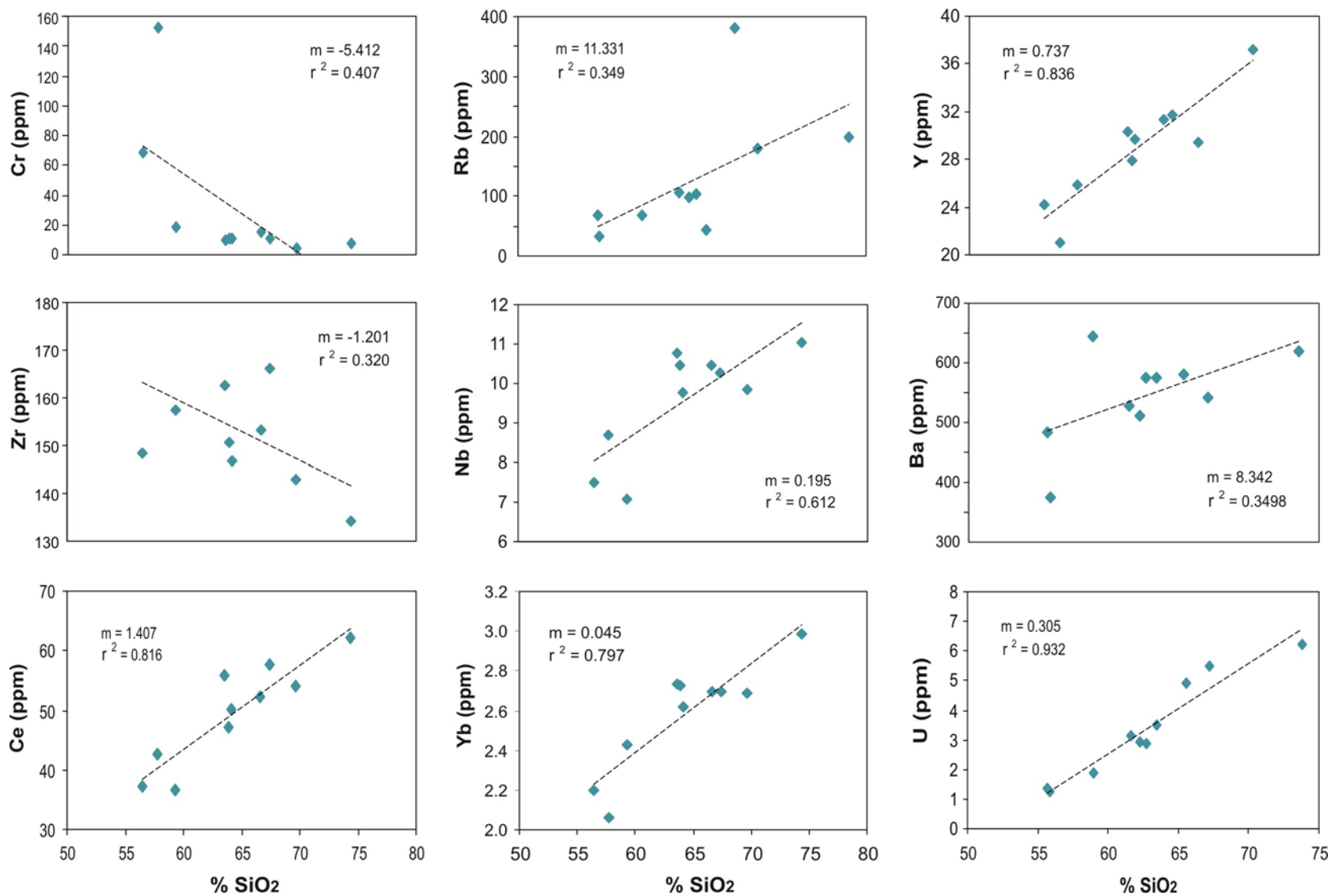


Figura 24. Diagramas de variación Harker de algunos elementos traza, normalizados al 100% en base anhidra. Se incluye la línea que representa la regresión por el método de mínimos cuadrados. m = pendiente de la recta, r^2 = coeficiente de determinación.

En la figura 24 se presentan los diagramas de variación respecto al sílice de elementos representativos de los grupos LIL (Rb, Ba), HFS (U, Zr, Y, Nb, RE) y metales de transición (Cr) en los que, al igual que se hizo para los diagramas Harker de elementos mayores, se incluyen los parámetros de la pendiente (m) y r^2 de la regresión lineal. La mayoría de ellos muestra tendencias lineales coherentes, a excepción del Zr, cuyos valores se encuentran dispersos, pero que aún así tiene una ligera tendencia a disminuir cuando aumenta el contenido de SiO_2 (Fig. 24d).

En general, el contenido de elementos incompatibles LIL como el Rb, el Ba aumenta al aumentar el sílice (Fig. 24b y 24f), lo cual es de esperarse dado que este tipo de elementos prefieren la fase fundida y no se incorporan a las fases cristalinas sino hasta las etapas más avanzadas de diferenciación magmática. Los elementos HFS, que son medianamente compatibles, también aumentan sistemáticamente junto con el porcentaje de SiO_2 mostrando patrones lineales con muy buenos índices de correlación, incluyendo a las LREE como el Ce y las HREE como el Yb.

Por otro lado los metales de transición, que son elementos altamente compatibles, presentan tendencias decrecientes en Ni y Co (diagramas no mostrados) lo cual, al igual que las tendencias que ya se han señalado para los elementos mayores, sugiere el fraccionamiento de minerales ferromagnesianos durante la evolución magmática de las muestras estudiadas. Del mismo modo, en la figura 24a puede apreciarse que la concentración de Cr disminuye al aumentar el sílice, lo cual sugiere un fraccionamiento importante de minerales capaces de acomodar Cr en su estructura, como espinela y clinopiroxenos (Green, 1980).

5. 3. Isótopos de Sr y Nd

Dado que las relaciones isotópicas de un magma son características de su magma parental y permanecen constantes durante los eventos de fraccionamiento subsecuentes (Rollinson, 1993), usando las relaciones entre pares isotópicos es posible distinguir entre distintas fuentes de acuerdo a sus características isotópicas únicas y reconocer la mezcla entre fuentes isotópicas distintas, acotando así los modelos de evolución petrogenética. Con este fin se obtuvieron las composiciones isotópicas de Sr y Nd para las muestras del área de estudio cuyos resultados se listan en la Tabla 3. A partir de estos datos se calcularon las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para la edad de cristalización de 34

millones de años que se obtuvo para la unidad basal del centro volcánico La Muñeca (sección 5. 5).

En la figura 25 se ilustra como varían las relaciones isotópicas de Sr y Nd iniciales recalculadas para la edad de cristalización del área de estudio (34 Ma) respecto al contenido de SiO₂, en donde puede verse que las rocas del centro volcánico La Muñeca tienen relaciones iniciales de isótopos de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr que van de 0.7046 a 0.7052 y de ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd de 0.51261 a 0.51254 (Tabla 3). También se aprecia que en general las muestras tienden a incrementar su relación inicial de ⁸⁷Sr respecto al ⁸⁶Sr (Fig. 25a) y a disminuir la proporción de ¹⁴³Nd respecto a ¹⁴⁴Nd (Fig. 25b) al aumentar su grado de diferenciación.

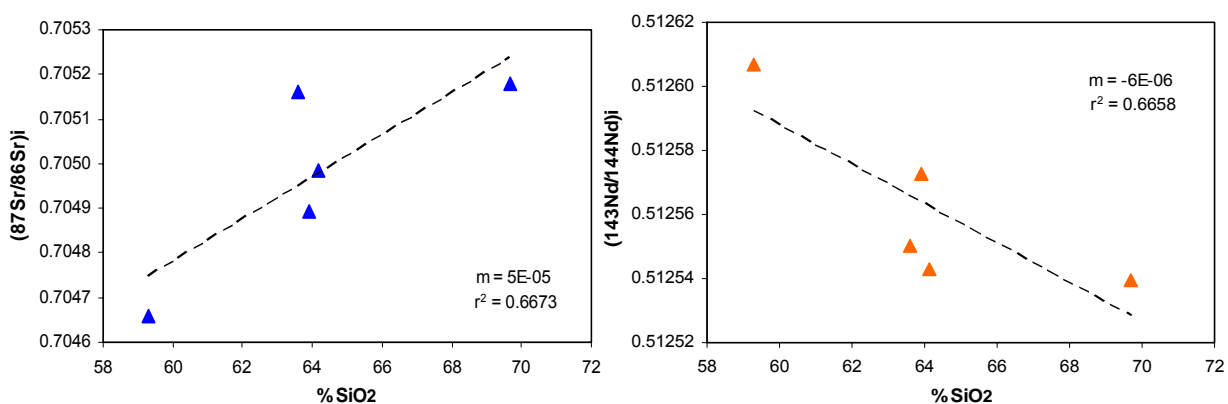


Figura 25. Diagramas de variación de las proporciones isotópicas respecto al sílice. a) ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr. b) ¹⁴³Nd /¹⁴⁴Nd.

En la figura 26 se comparan las proporciones iniciales de isótopos de Sr contra las de Nd y se aprecia que tienen una buena correlación. Todos los valores se localizan cerca del valor isotópico global de la Tierra (*Bulk Silicate Earth, BSE*), las muestras más evolucionadas un poco por debajo de éste. Para fines comparativos se incluyen también las relaciones isotópicas iniciales de otros centros volcánicos de la región norte- central de la Sierra Madre del Sur: Tilzapotla (Morán Zenteno *et al.*, 2004), Occidente de Oaxaca (Martiny, 2008) y Sierra de la Goleta – Sultepec (Díaz Bravo, 2008). Puede verse que las muestras del centro volcánico La Muñeca se encuentran en su totalidad dentro del campo más extenso de las rocas de la región de Tilzapotla, con valores cercanos a las relaciones isotópicas de sus cuerpos hipabisales de composición intermedia; mientras que las dos muestras menos diferenciadas tienen valores cercanos a las de la región occidental de Oaxaca. Asimismo, la mayor parte de las muestras del área de estudio se encuentran dentro del campo de valores de La Goleta, a excepción de la muestra con menor contenido de sílice (VA-06).

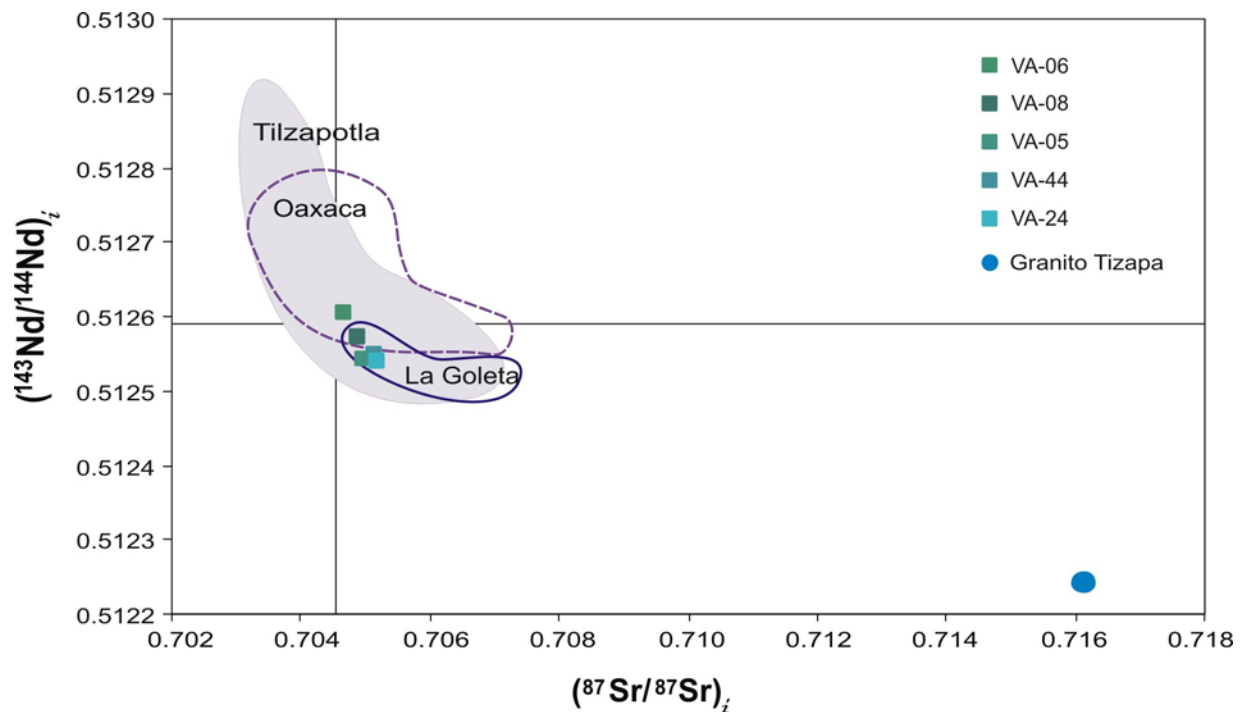


Figura 26. Diagrama de relaciones isotópicas $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ para rocas volcánicas e hipabisales del área de estudio y de los centros volcánicos de Tilzapotla (Morán-Zenteno, *et al.*, 2004), el Occidente de Oaxaca (Martiny, 2008) y La Goleta (Díaz – Bravo, 2008), así como del Granito Tizapa (Cameron *cit.* Elías Herrera, 2004). Las líneas rectas representan los valores del CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*).

También se muestran en el diagrama las relaciones isotópicas iniciales del Granito Tizapa (K. L. Cameron, comunicación personal, en Elías – Herrera, 2004), recalculadas para la edad de cristalización U/Pb de 34.0 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7167$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51224$), pues esta es la roca de origen no metamorfoseada más cercana al área de estudio que, por su edad y características, podría representar la composición de la corteza continental cuya fusión fungió como contaminante del magma fuente de las rocas del centro volcánico La Muñeca. Esta relación que queda manifiesta en la tendencia continua de decaimiento exponencial que se observa entre las muestras del área de estudio y el punto del Granito Tizapa en la Figura 26, las implicaciones de lo cual se discutirán más adelante.

5. 4. Análisis de plagioclasas con EMP

Las plagioclasas, los fenocristales más abundantes en las lavas del centro volcánico La Muñeca (más del 10% en todas las muestras) exhiben texturas que fueron agrupadas dentro de dos familias en los análisis petrográficos. Fenocristales de plagioclasa de ambas familias muestran zonamiento concéntrico oscilatorio con cambios abruptos en la coloración, que podrían representar composiciones distintas. Los miembros de la familia con rasgos de desequilibrio muestran textura de tamiz en las zonas interiores, rodeadas de anillos de material sano. Con el fin de evaluar el origen de estas características, así como su relación con la evolución magmática de las rocas del área de estudio, se tomaron 31 datos de microsonda electrónica (EMP) sobre la composición de elementos mayores en fenocristales y 5 de microlitos de plagioclasa en dos muestras lávicas, una dacítica y otra andesítica. Estos estudios se llevaron a cabo en el *Electron Microprobe Laboratory* de la Universidad McGill en un equipo JXA JEOL-8900L. Las condiciones analíticas fueron las siguientes: 15 kV de potencial de aceleración, 20 nA de corriente, tiempos de conteo de 20s y un radio del haz de 10 μm . Los estándares fueron ortoclasa (para SiO_2 y K_2O), rutilo (para TiO_2), hematita (para FeO), espesartina (para MnO), diópside (para MgO y CaO) y feldespato potásico (para SrO y BaO). Los resultados obtenidos pueden consultarse en la Tabla 4.

En la figura 27a se ilustra la variación en el contenido de sílice respecto a la relación $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$, equivalente al porcentaje de anortita, en puntos tomados de fenocristales (mayores a 0.5mm), microfenocristales (0.5 a 0.05mm), en un glomerocristal y en microlitos (menores a 0.05mm) de plagioclasa de la muestra VA-05. En esta gráfica puede apreciarse que las muestras se distribuyen formando un patrón coherente en línea recta, en el que al aumentar la relación de $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ disminuye el porcentaje de sílice. Los microlitos se localizan en el extremo con el mayor contenido de sílice, con una relación $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ promedio de 0.3825, junto con algunos puntos de los fenocristales P1 y P2 (ver *Fig. 28*), mientras que en el extremo más máfico se encuentran puntos de los fenocristales P2 y P3. Los puntos tomados en el glomerocristal P2 registran un rango de composición muy amplio, que contiene desde el mayor valor de $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$ (0.7488) hasta uno de los más bajos (0.3680).

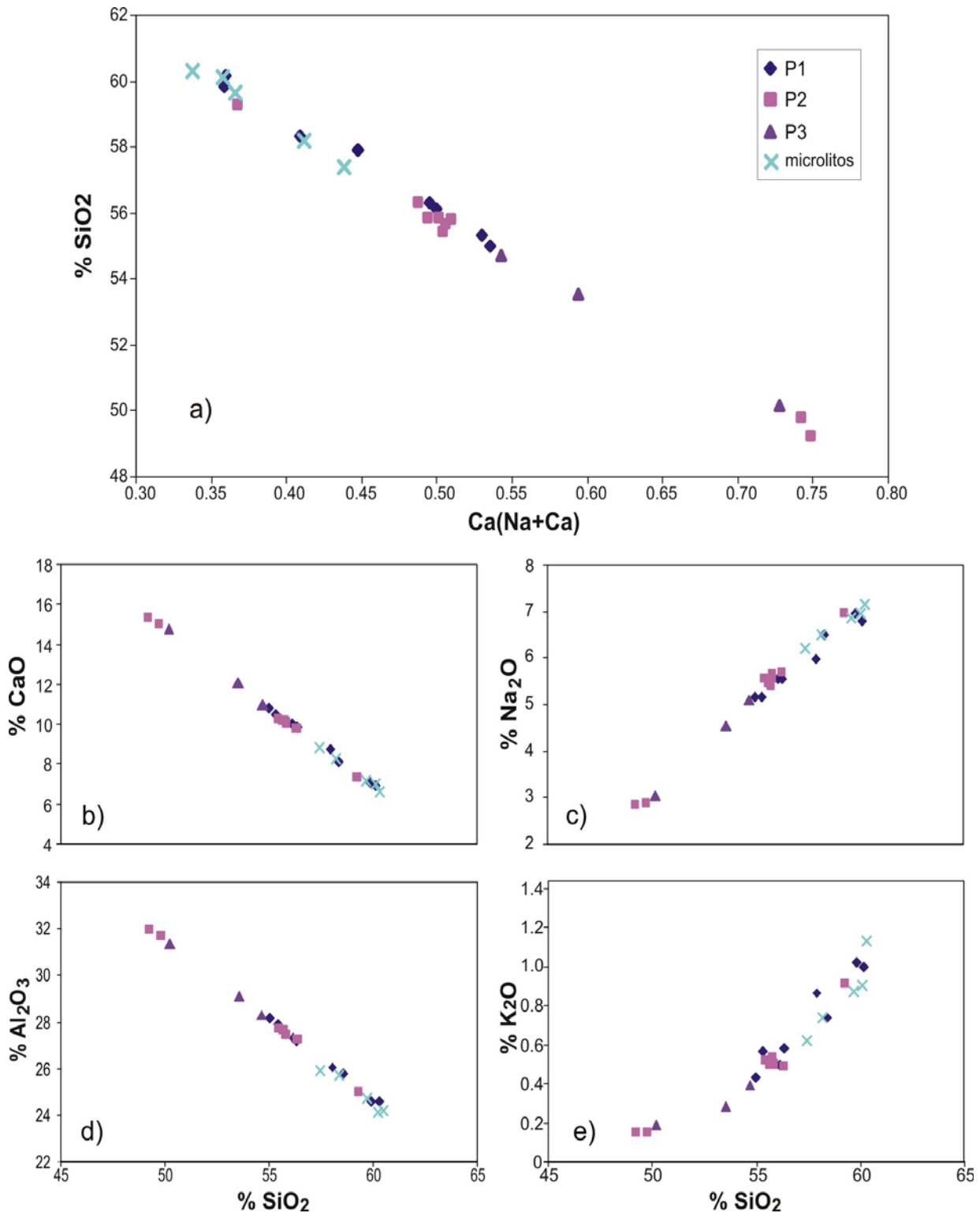


Figura 27. Resultados de EMP para elementos mayores normalizados y expresados en óxidos, obtenidos de fenocristales y microlitos de plagioclasa de la muestra VA-05. a) Porcentaje de sílice vs $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na})$. b) Porcentaje de CaO vs SiO_2 . c) Porcentaje de Na_2O vs SiO_2 . d) Porcentaje de Al_2O_3 vs SiO_2 . e) Porcentaje de K_2O vs SiO_2 . P1, P2 y P3 fenocristales en la figura 28.

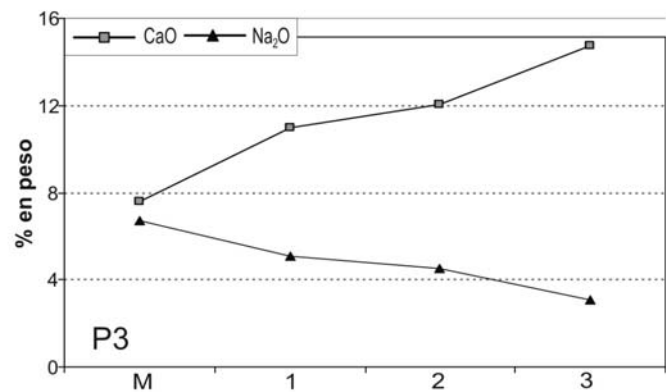
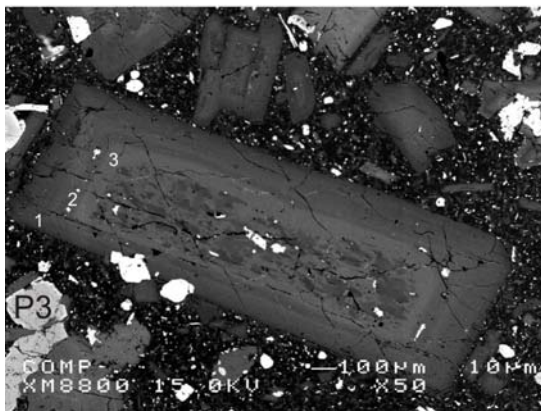
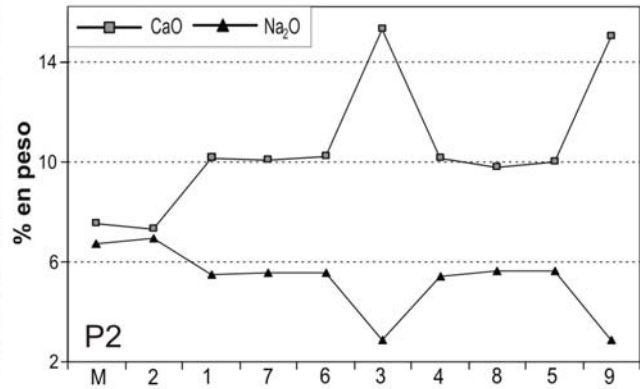
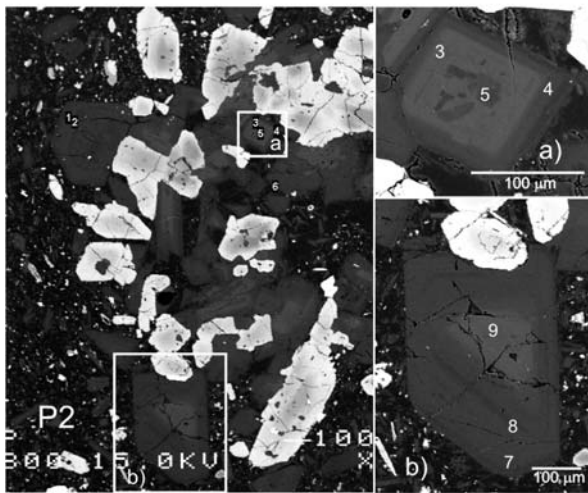
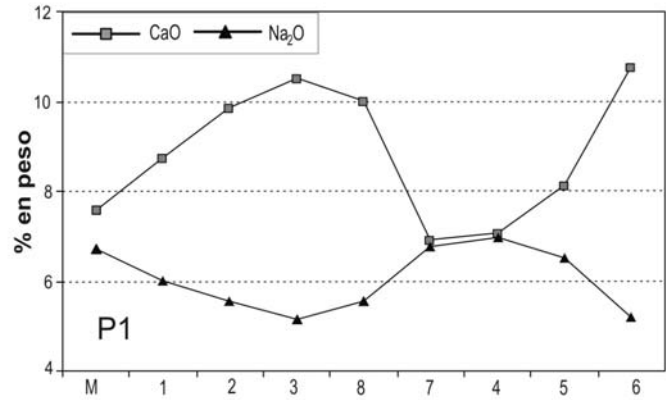
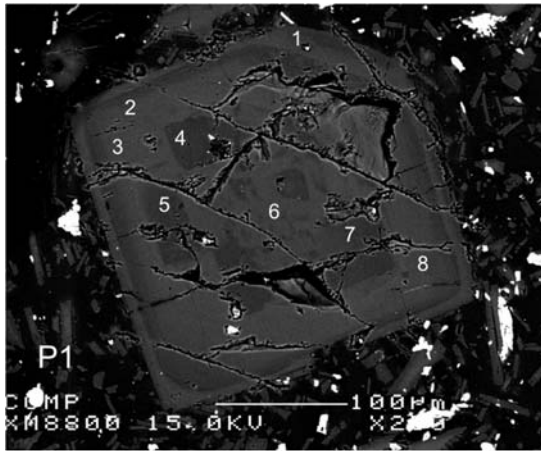


Figura 28. Imágenes de EMP de fenocristales de plagioclasa de la muestra VA-05, en los que se señalan los puntos medidos. A la derecha de cada imagen, se muestran las gráficas correspondientes con los porcentajes en peso normalizados de CaO y Na₂O para cada punto. P1, P2, P3 = fenocristales, M = valores promedio de los microlitos.

Las Figuras 27b, 27c, 27d y 27e, por su parte, muestran las variaciones respecto al sílice de los óxidos de calcio, sodio, aluminio y potasio, respectivamente. Todas las

gráficas presentan una tendencia lineal bien definida en la que, como es de esperarse para las plagioclasas, los porcentajes de CaO y Al₂O₃ disminuyen, mientras que los de Na₂O y K₂O aumentan al incrementarse el contenido de sílice.

En el lado izquierdo de la figura 28 se encuentran las imágenes obtenidas en EMP, en las que se muestran los puntos medidos en cada fenocristal. En el cristal P1 puede verse un zonamiento concéntrico, con apariencia de parches en el centro, que presenta un patrón de composición oscilatoria mostrada en la gráfica a su derecha. En ésta, el contenido de CaO varía entre los 10.77 y los 6.89 de porcentaje en peso (*wt. %*), que va aumentando desde el borde hasta el centro mientras el sodio disminuye, pero desciende bruscamente en la zona oscura cuya composición registran los puntos 4 y 7, para volver a tener composiciones similares a los microlitos hacia el centro del cristal (punto 5) y, finalmente, la composición más máfica en el núcleo (punto 6).

La segunda imagen (P2) muestra un glomerocristal hecho de plagioclasa y piroxeno, en el que se tomaron datos en cuatro cristales, dos de los cuales están ampliados a la derecha (P2a, P2b). En la gráfica correspondiente, se observa también un patrón oscilatorio, en el que se alcanzan contenidos de Ca mayores que en el cristal P1 (15.30 *wt. %*) en los puntos 3 y 9, que están en el segundo anillo de un cristal (*Fig. 28 P2a*) y en núcleo de otro (*Fig. 28-P2b*), respectivamente.

Por último, en la tercera imagen de EMP (*Fig. 28-P3*), se muestra un fenocristal con textura de tamiz en el centro, en el cual el zonamiento parece ser normal, esto es, aumenta su contenido de Ca y disminuye el de Na al ir del los anillos externos a los internos, en los que se alcanza un valor máximo de CaO de 14.76 *wt. %* y un mínimo de Na₂O de 3.06%.

Con estos datos, puede hablarse de tres episodios de equilibrio entre los cristales de plagioclasa y el magma que los hospedaba. En el primero, que registran los puntos P2-3, P2-9 y P3-3, se tienen valores de Ca y de Na que van de 14.76 a 15.30 % en peso, que corresponde a un color gris claro en las imágenes y al grupo de tres puntos con los menores contenidos de SiO₂ en las figuras 31b, 31c, 31d y 31e. En seguida los cristales entraron en equilibrio con un segundo magma, cuyas características indujeron la cristalización de un anillo de plagioclasa con contenidos de CaO de 10.98 a 9.77%, el cual está registrada en todos los fenocristales analizados y corresponde al grupo de puntos localizados entre el 52 y el 56% de sílice en las gráficas de la figura 31. Finalmente, los cristales entraron en equilibrio con un tercer magma que permitió la cristalización de los

anillos externos en los fenocristales y de los microlitos, con composiciones que van del 7.01 al 8.79% de CaO y del 6.22 a 6.94 % de Na₂O.

La relación Ca/(Ca+Na) es controlada por la temperatura, la presión total, el contenido de H₂O y la relación Ca/(Ca+Na) del magma parental (Marsh *et al.*, 1990; Housh y Luhr, 1991), por lo que un cambio en uno o más de esos factores puede dar lugar a las características texturales y de composición que se han mencionado. Además, cabe señalar que en la mayoría de los fenocristales analizados se observan claros patrones de reabsorción parcial, tanto en el núcleo como en los anillos centrales, lo cual permite que las distintas zonas tengan comunicación entre sí y haya cierto grado de mezcla entre las composiciones registradas.

4. 5. Geocronología de U/Pb

Con el fin de acotar temporalmente los eventos magmáticos que dieron lugar a la Sierra de La Muñeca, se seleccionó una muestra de ignimbrita de la Toba El Sáuz (MU-100) para realizar un fechamiento U/Pb. Para ello se obtuvo un concentrado de circones por métodos de separación mineral convencionales en los laboratorios del Instituto de Geología de la UNAM, los cuales incluyen trituración y tamizado mecánico, separación vía húmeda en mesa vibratoria (Wilfley), separación magnética y separación por líquidos pesados. En seguida, los cristales de Zr fueron montados y analizados en el *LaserChron Center* de la Universidad de Arizona, siguiendo los procedimientos analíticos descritos por Dickinson y Gehrels (2003) y Gehrels *et al.* (2006; 2008), disponibles en la página <http://www.geo.arizona.edu/alc/>. Los resultados obtenidos se reportan en la Tabla 5.

El *LaserChron Center* cuenta con un espectrómetro de plasma inductivamente acoplado, con un equipo de ablación láser y un espectrómetro multicolector (*Laser Ablation Multicollector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer = LA-MC-ICPMS*), que funciona con un haz de ondas de $\lambda = 193$ nm, diámetro de 35 μ m, una energía de 23 kV y una frecuencia de 9Hz. Este aparato está compuesto por nueve colectores Faraday, un colector axial y cuatro contadores iónicos, lo cual permite medir el contenido de ²⁰⁴Pb con el contador al mismo tiempo que los detectores Faraday miden el contenido de ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th y el ²³⁸U. Las relaciones Pb/U y Th/U se comparan con las del estándar ID-TIMS de 564 ± 4 Ma, mientras que las concentraciones de U y Th se comparan con el estándar de vidrio NIST 610 que tiene valores de 500 ppm de ambos elementos.

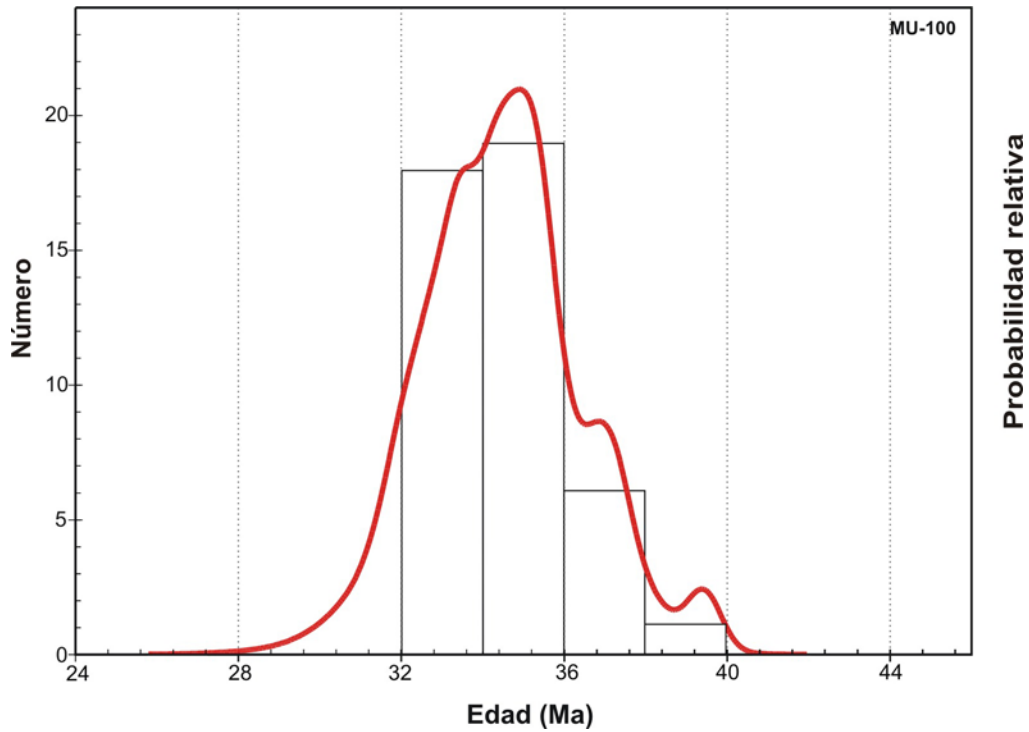


Figura 29. Diagrama de probabilidad relativa, obtenida con el programa *Isoplot* de Ludwig (2003) a partir de los de datos U/Pb de la muestra MU-100.

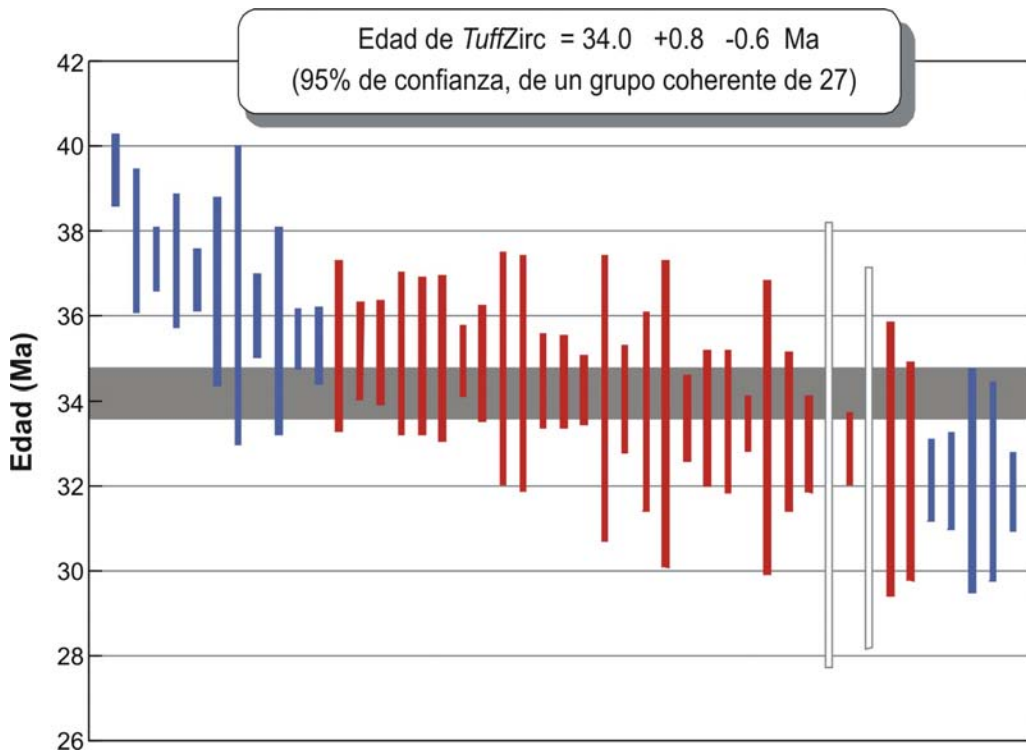


Figura 30. Diagrama obtenido con el algoritmo *TuffZirc* de edades de cristalización. Los datos están reportados con el error 2σ .

En la figura 29 se muestran los resultados obtenidos en un diagrama de edad vs probabilidad relativa construido con el programa *Isoplot* de Ludwig (2003), en el cual es claro que la mayor parte de las muestras se distribuyen en las barras de 34 a 36 y 32 a 34 Ma, con lo que se obtiene una edad de 34.0 ± 0.6 Ma. El área bajo la curva de distribución de probabilidad, limitada por las rectas de 33.4 Ma y de 34.6 Ma, representa el porcentaje de confianza del 95% para la edad obtenida.

Para encontrar las edades de cristalización también se empleó el programa *Isoplot*, pero utilizando el algoritmo *TuffZirc* (Ludwig y Mundil, 2002), que está dirigido específicamente a analizar conjuntos de circones individuales extraídos de tobas de edad fanerozoica. Este algoritmo está diseñado para discriminar los datos que han sido afectados por factores que pueden aumentar la edad de cristalización (xenocristales y núcleos heredados) o disminuirla (pérdida de plomo). De este modo se puede garantizar que sólo se tomen en cuenta los cristales contemporáneos al magmatismo. En la Figura 31 se muestra que con este método se obtuvo una edad de $34.0 +0.8 -0.6$ Ma, con un error sistemático del 1.2%, en donde la barra gris horizontal representa las edades inferidas y el grado de incertidumbre de los circones comagmáticos, las barras rojas verticales el error de los circones comagmáticos y las barras azules el error en los xenocristales o cristales con pérdida de plomo.

6. Discusión y conclusiones

6. 1. Estilo eruptivo y evolución volcánica

El centro volcánico La Muñeca está formado por una sucesión de rocas volcánicas edificada sobre un basamento mesozoico representado por el Esquistos Tejuipilco y el Grupo Arcelia-Palmar Chico (Elías Herrera, 2004). Este centro volcánico se encuentra erosionado y parcialmente exhumado, debido a que la resistencia a la erosión es notablemente mayor en la sucesión volcánica que en las rocas del basamento, lo cual le da una expresión topográfica prominente respecto a las rocas circundantes. Su evolución está caracterizada tanto por episodios de emisión piroclástica y lávica, como por la inyección de numerosos cuerpos hipabisales piroclásticos y lávicos que se formaron hace aproximadamente 34 millones de años.

Al compararse esta edad con las de los centros volcánicos de la Sierra Madre del Sur más cercanos al área de estudio al occidente y al oriente (*Fig. 1*), puede verse que éstos son más antiguos, pues la Sierra de Nanchititla tiene un rango de edad de 37.8 a 35.6 Ma (González Cervantes, 2007) y la de La Goleta tiene 36.5 Ma (Díaz Bravo, 2008). En cambio, la edad del centro volcánico La Muñeca es muy similar a la reportada para la ignimbrita de colapso de la Cadera de Tilzapotla, que fue datada en 34.3 Ma (Morán Zenteno *et al.*, 2004), y se encuentra dentro del rango de la actividad más intensa del centro volcánico de Taxco, de 36 a 32 Ma (Morán Zenteno *et al.*, 1998; Alaníz Álvarez, *et al.*, 2002). Por lo tanto, la edad de 34.0 Ma reportada en este trabajo, representa una anomalía en la tendencia regional de los datos geocronológicos cenozoicos del sur de México, que parecen disminuir en edad de occidente a oriente (Schaaf *et al.* 1995; Morán Zenteno *et al.*, 1999).

En la base de la columna estratigráfica del centro volcánico La Muñeca se encuentra la Toba El Sáuz, que incluye al menos cuatro flujos piroclásticos y algunos depósitos de caída discretos. Los flujos piroclásticos no muestran discontinuidades morfológicas entre sí, pero pueden diferenciarse por su grado de soldamiento y por su contenido lítico y mineral. Esta unidad parece estar relacionada genéticamente con el arco de diques piroclásticos que limita al centro volcánico al oriente (*Fig. 4*), los cuales probablemente representan su conducto de salida. El emplazamiento de esta franja de cuerpos piroclásticos de carácter fisural, es un indicador de fracturamiento periférico

parcial en el techo de la cámara magmática, lo cual daría lugar a eventos de descompresión explosiva que arrancarían material volcánico de las rocas encajonantes, dando lugar a rocas piroclásticas con composiciones como las que se describen en este trabajo (Sección 3. 8). La posibilidad de que haya habido un colapso parcial del techo de la cámara también es sugerida por la diferencia de espesor de la Toba El Sáuz entre las columnas estratigráficas SW y E (*Fig. 4a*), la cual es congruente con el tipo de colapso que daría lugar a una caldera de bisagra (Lipman, 1997; Cole *et al.*, 2006). Sin embargo esta diferencia de espesor no es lo suficientemente grande y no se encontraron otras evidencias claras de subsidencia que documentaran un evento de colapso importante.

Posteriormente al evento silíceo piroclástico de la base, el magmatismo del centro volcánico La Muñeca evolucionó hacia los productos lávicos que sobreyacen a las unidades piroclásticas: la Andesita El Potrero, que consta de derrames que varían en composición desde andesitas basálticas hasta dacitas; la Brecha La Muñeca, también de composición intermedia y la Riolita Peña Larga, formada por vitrificados, lavas y brechas de grano fino. No se encontraron evidencias de un conducto de salida central para estas lavas, pues el único cuerpo plutónico de gran tamaño, el Pórfido Tonatilco, no guarda una relación estratigráfica que permita asociarlo genéticamente con la Riolita Peña Larga (*Fig. 4a, 4b*). En cambio, en el área de estudio son abundantes los cuerpos tabulares de composición tan variable como la de los derrames (*Fig. 16*), los cuales probablemente forman parte de un enjambre de diques y troncos alimentadores. Tanto en los afloramientos como en el análisis petrográfico no se encontraron rasgos contundentes de *mingling* entre magmas de distinta composición, lo cual, junto con los datos geoquímicos que se discutirán más adelante, descarta la posibilidad de que los magmas que dieron lugar a estas unidades lávicas hayan convivido con el de la cámara magmática que dio lugar a la Toba El Sáuz.

Las estructuras principales detectadas en fotografías aéreas e imágenes de satélite en las rocas del centro volcánico La Muñeca presentan orientaciones N-S y E-W. Con esta última dirección se encuentra el lineamiento que afecta al Pórfido Tonatilco en la porción sur de la zona de estudio (*Fig. 4*), el cual no presenta rasgos de actividad tectónica importante. Una de las estructuras N-S corresponde a la zona de fractura que afecta a la Andesita El Potrero y a parte del Pórfido Tonatilco y se ubica en la parte central de la Sierra. La otra estructura N-S corresponde a la franja de diques piroclásticos del flanco oriental. Por otro lado, durante el trabajo de campo se documentó una falla lateral izquierda con orientación general NW-SE que corta a la Toba El Sáuz y probablemente se

prolonga hacia el NW afectando a los primeros flujos que conformaron la Andesita El Potrero. Esta zona de falla no parece afectar de manera significativa a las unidades posteriores a la Toba el Sáuz, lo que sugiere que su actividad fue parcialmente contemporánea al desarrollo del centro volcánico. Tanto esta orientación como la N-S, son similares a las de otras estructuras tectónicas regionales de edades similares (Morán Zenteno *et al.*, 2005).

Cabe resaltar que los diques piroclásticos que aquí se describen, que miden en conjunto hasta 1 Km de espesor, son inusualmente anchos comparados con los pocos sitios en que han sido reportados cuerpos de este tipo en México (Aguirre Díaz *et al.* 2003, Torres Hernández *et al.*, 2006). Sus dimensiones son similares a las reportadas en la Sierra de La Goleta (Díaz Bravo, 2008). Este ejemplo, junto con el del centro volcánico La Muñeca, pone de manifiesto que hasta el momento se ha subestimado la importancia de este tipo de cuerpos como conductos alimentadores de grandes erupciones explosivas silícicas y que son necesarios estudios más detallados sobre sus características texturales y sus mecanismos de emplazamiento.

6. 2. Geoquímica y petrogénesis

A partir de los datos petrográficos y geoquímicos que se abordaron en los capítulos 3 y 5 de este trabajo, pueden hacerse algunas inferencias sobre el origen y la evolución de los magmas que dieron lugar a las rocas del centro volcánico La Muñeca. Los diagramas multielementales de elementos traza (*Figs. 21 y 22*) muestran patrones típicos de los magmas generados en márgenes en subducción, como un marcado enriquecimiento de LILE y de LREE respecto a los HFSE y las HREE, respectivamente, así como anomalías negativas de Ba, Sr, Nb, Ta, Ti y Eu.

Los datos de geoquímica de elementos mayores, traza e isótopos muestran patrones lineales continuos y coherentes respecto al contenido de sílice (*Figs. 19, 20, 23, 24 y 25*) lo cual indica que todas las rocas evolucionaron a partir de un mismo magma padre, cuya composición no es representada por ninguna de las muestras analizadas (*Fig. 20*). Como se mencionó en el capítulo 5, estas tendencias indican el fraccionamiento de minerales como olivino, anfíbol, piroxenos, plagioclasas, feldespatos y óxidos de hierro durante la evolución magmática, lo cual sugiere que la cristalización fraccionada fue el proceso más importante en la evolución de estos magmas a partir de un fundido primario.

El análisis petrográfico de láminas delgadas, por su parte, permitió detectar claros aspectos de desequilibrio en fenocristales, como textura de tamiz y bordes corroídos en las plagioclasas y exolución lamelar en los piroxenos, lo cual es un indicio de la cristalización en condiciones variables y la probable participación de distintos pulsos (*batches*) de magma en la formación de estas lavas. Otro rasgo de desequilibrio importante se registra en el zonamiento concéntrico oscilante de los fenocristales de plagioclasa, el cual refleja la historia de cambios de cámara magmática o zona de acumulación magmática, ya sea de presión, de temperatura, de composición o de una combinación de estos factores.

Al respecto, los estudios de microsonda electrónica comprueban que, como era de esperarse, este zonamiento refleja etapas de cristalización en las que el magma se encontraba a distintas condiciones de presión, temperatura o composición. Sin embargo, las líneas rectas de las variaciones elementales respecto al sílice (*Fig. 27*) indican que los anillos en los cristales de plagioclasa evolucionaron a partir de un mismo magma o de magmas con una composición inicial de CaO, Na₂O, Al₂O₃ y K₂O muy similar. Esto deja como posibles causas del zonamiento a la variación de la temperatura o de la presión. El primer caso puede darse por el arribo de magmas menos diferenciados, cuya mayor densidad evitaría la mezcla, pero permitiría su estacionamiento en la base y la transferencia de calor al magma que está en la zona de acumulación transitoria.

También existe la posibilidad de inyecciones de magmas con un mayor contenido de volátiles, pero con una composición similar a la del magma estacionado en la zona de almacenamiento. A favor de esta hipótesis puede señalarse que el contenido de agua es el factor que más efecto tiene en el contenido de Ca²⁺ y Na⁺ en las plagioclasas (Housh y Luhr, 1991; Sisson y Grove, 1993), de modo que los magmas con mayor contenido de agua tienden a cristalizar plagioclasas con mayor contenido de anortita a una temperatura dada. Esta hipótesis es también sustentada por la presencia de minerales hidratados en algunas muestras (*v. gr.* VA-08, VA-09), lo cual implica que hubo inyecciones de magmas con contenidos de agua relativamente altos.

Respecto a la procedencia de las unidades lávicas que sobreyacen a la Toba el Sáuz, se ha señalado ya que no parecen haber convivido en una cámara magmática con el magma silíceo que dio lugar a las ignimbritas de la Toba El Sáuz. Esta idea es reforzada por las firmas isotópicas de cada magma (Tabla 3), ya que de haber provenido de la misma cámara magmática habrían tenido valores similares. Las diferencias en la

composición isotópica también permiten rechazar el modelo clásico de una cámara magmática estratificada de acuerdo al contenido de sílice. Es más probable que las unidades lávicas del centro volcánico La Muñeca provengan de inyecciones magmáticas discretas provenientes de la corteza media o inferior (Annen *et al*, 2006).

Por otro lado, el enriquecimiento sistemático en las relaciones isotópicas de Sr respecto al SiO₂ (Fig. 25) indica que, además de cristalización fraccionada, hubo un proceso de contaminación cortical involucrado en la génesis de las rocas del área de estudio. Es por ello que a partir de las composiciones isotópicas se realizó un modelo de diferenciación magmática del tipo asimilación – cristalización fraccionada (AFC), el cual permite evaluar las contribuciones relativas de ambos procesos en la petrogénesis de un conjunto de rocas cogenéticas (Fig. 32). En este modelo se asumió que las muestras dacíticas del área de estudio y las muestras riolíticas de área vecina de La Goleta - Sultepec (Díaz Bravo, 2008) se generaron a partir de magmas ya diferenciados de composición similar a la muestra VA-06 (andesita) y que la contaminación cortical provino de rocas de composición parecida al Granito de Tizapa (K. L. Cameron en Elías Herrera, 2004).

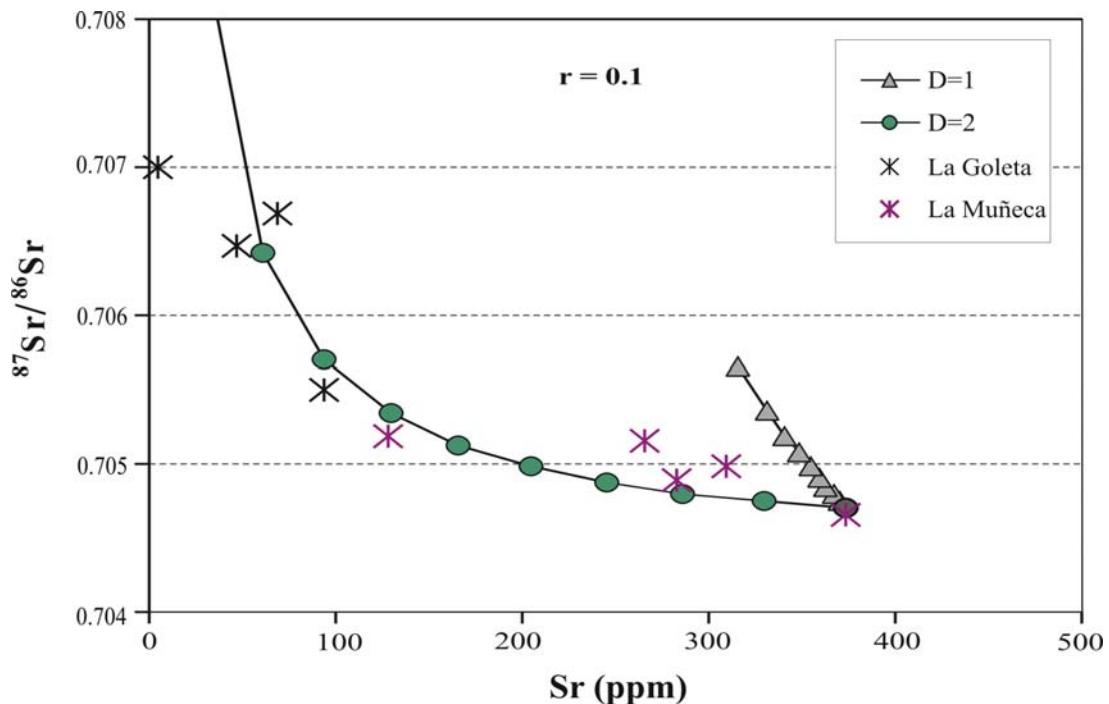


Figura 32. Diagrama de Sr contra ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr para muestras del centro volcánico La Muñeca y de La Goleta, tomados de Díaz Bravo (2008). Las relaciones isotópicas de Sr para la componente cortical son del Granito de Tizapa (K. L. Cameron en Elías-Herrera, 2004). $r = A/FC$, donde A= asimilación y FC= cristalización fraccionada. D = coeficiente de partición del estroncio.

En este diagrama puede observarse que los datos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se distribuyen cerca de la línea $D = 2$. Valores de $D > 0.01$ indican que la concentración de estroncio es mayor en el cristal que en el fundido (Rollinson, 1993), por lo que el valor de $D=2$ representa un comportamiento compatible para el Sr. Por otro lado, el valor de $r = 0.1$ indica que la contribución del proceso de cristalización fraccionada fue mucho mayor que el de la asimilación magmática ($FC \gg A$).

De acuerdo al modelo para la génesis de los magmas silíceos e intermedios de Annen *et al.* (2006), los magmas probablemente sufren la mayor parte de diferenciación y contaminación en la corteza terrestre inferior, por lo que ya solamente evolucionan hasta composiciones riolíticas durante su ascenso y estancamiento en niveles medios o superiores de la corteza, principalmente por cristalización fraccionada. En este contexto, y puesto que no se encontraron muestras de magmas que pudieran considerarse primarios, el modelo presentado en la figura 32 sólo representa la evolución magmática durante esta última etapa.

6. 3. Conclusiones

- La Sierra de La Muñeca es un centro volcánico exhumado, delimitado parcialmente por un complejo ligeramente arqueado de cuerpos piroclásticos subvolcánicos fisurales emplazados en contacto semi – vertical con las rocas del basamento.
- La estratigrafía volcánica de esta zona esta compuesta por una sucesión flujos piroclásticos, derrames lávicos y brechas lávicas en su porción centro – oriental y por una serie de diques piroclásticos de composición variable en su flanco occidental. Estas rocas fueron cartografiadas y separadas en 6 unidades en este trabajo.
- La geocronología de U-Pb en circones de la Toba El Sáuz indica que el centro volcánico La Muñeca tiene una edad basal de 34.0 Ma (Eoceno Tardío), que es similar a las edades reportadas en los centros volcánicos de Taxco y Tilzapotla, lo cual representa una anomalía en la tendencia general decreciente de W a E en la edad de los centros volcánicos cenozoicos del sur de México.

- Las principales estructuras que afectan a las rocas de este centro volcánico, tienen orientaciones N-S, NW-SE y E-W, correspondiendo las dos primeras a las estructuras tectónicas regionales contemporáneas al vulcanismo.
- Los datos sobre la abundancia de elementos mayores, muestran que las rocas del centro volcánico La Muñeca varían ampliamente en su relación álcalis-sílice, desde andesitas basálticas hasta riolitas, y que la gran mayoría se encuentran dentro de los campos subalcalino y metaluminoso.
- Los elementos traza en diagramas multielementales muestran los patrones típicos de las rocas generadas en márgenes en subducción, con un enriquecimiento de HFSE y HREE respecto a los LILE y las LREE y anomalías negativas de Ba, Nb, Ta, Ti y Eu.
- En conjunto, la variación de elementos mayores, elementos traza e isótopos de Sr y Nd indican que las rocas del centro volcánico La Muñeca evolucionaron a partir de magmas de composición similar, principalmente a través de cristalización fraccionada y de contaminación cortical en menor grado.
- Los rasgos de desequilibrio y los análisis de microsonda electrónica en plagioclasas registran al menos tres episodios de equilibrio cristal - fundido, que probablemente se deben al arribo de pulsos de magma con temperaturas o contenidos de agua diferentes.

Tabla 1. Análisis de elementos mayores (*) de muestras selectas del centro volcánico La Muñeca. Los resultados están dados en porcentaje en peso de óxidos. Se incluyen también las coordenadas UTM de los puntos de muestreo.

Muestra	VA-05	VA-06	VA-08	VA-24	VA-29	VA-44	VA-64	VA-70	VA-72	VA-73	VA-86	VA-97
14Q E	376,589	376,593	376,767	376,600	376,323	374,963	376,650	375,266	375,278	376,123	373,825	371,981
N	2'088,788	2'088,715	2'088,715	2'086,400	2'084,835	2'088,473	2'086,520	2'086,213	2'086,050	2'086,472	2'086,941	2'082,201
SiO ₂	62.76	58.96	62.31	67.23	57.26	61.59	55.87	65.55	73.80	55.72	63.49	69.25
TiO ₂	0.73	0.83	0.73	0.47	1.32	0.75	0.94	0.63	0.43	1.10	0.64	0.35
Al ₂ O ₃	16.01	16.48	15.50	14.42	18.23	15.95	15.60	14.83	12.63	16.97	15.01	14.39
Fe ₂ O ₃	5.77	7.01	5.68	3.51	7.82	5.48	8.07	4.53	3.32	8.28	5.16	3.85
MnO	0.09	0.10	0.12	0.05	0.10	0.10	0.13	0.08	0.03	0.13	0.09	0.04
MgO	2.05	4.17	2.32	0.32	1.28	1.26	5.34	1.41	0.11	4.04	1.59	0.79
CaO	4.86	6.75	4.73	3.46	2.92	5.15	6.99	3.34	1.81	7.70	4.74	0.44
Na ₂ O	4.05	2.94	3.11	2.65	4.81	3.43	2.43	3.30	2.61	3.24	2.73	3.35
K ₂ O	1.31	1.99	2.80	4.21	2.72	2.92	1.10	3.42	4.35	1.22	1.62	4.54
P ₂ O ₅	0.20	0.19	0.20	0.16	0.32	0.23	0.26	0.19	0.17	0.30	0.21	0.08
PxC (**)	2.06	0.80	0.95	3.53	3.02	2.97	3.26	2.81	0.57	1.13	4.27	2.16
Total	99.90	100.21	98.44	100.01	99.80	99.82	99.99	100.07	99.81	99.81	99.55	99.24

* El análisis químico de elementos mayores se realizó en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos-X del Instituto de Geología de la UNAM en un sistema secuencial de FRX Siemens SRS 3000, calibrado previamente con estándares internacionales de referencia geoquímica.

**La pérdida por calcinación (PXC) se determina pesando 1g de muestra y calcinando a 950°C por 1 hora.

/Tabla 2. Análisis de elementos traza (*) para muestras lávicas del centro volcánico La Muñeca. Los resultados están dados en partes por millón (ppm).

	VA-05	VA-06	VA-08	VA-24	VA-44	VA-64	VA-70	VA-72	VA-73	VA-86
Li	11.79	17.40	45.10	25.34	22.10	48.52	16.24	45.41	13.02	22.48
Be	1.92	1.40	1.90	2.50	2.21	1.33	2.44	2.59	1.22	2.12
Sc	14.51	21.10	15.40	9.52	14.55	17.56	9.58	7.04	19.89	10.01
V	85.01	130.30	92.50	36.57	79.90	149.07	69.59	32.37	164.67	55.20
Cr	11.44	18.88	11.03	4.88	9.33	153.66	11.33	7.96	69.58	15.08
Co	11.25	21.40	11.20	4.49	9.19	25.39	7.75	2.67	19.21	7.18
Ni	15.28	29.40	10.70	8.44	21.91	46.88	3.76	2.62	11.75	4.89
Cu	70.65	20.00	15.70	62.23	77.77	30.55	9.18	13.18	18.80	9.66
Zn	70.60	73.00	82.30	61.70	77.80	91.62	57.58	37.85	76.90	64.97
Rb	103.32	67.66	96.69	180.73	107.24	33.43	381.30	197.63	69.35	44.26
Sr	336.40	328.08	269.35	120.50	247.79	404.12	190.88	138.85	374.30	690.41
Y	29.69	25.91	27.92	29.49	30.37	20.99	31.66	37.14	24.20	31.28
Zr	146.75	157.48	150.72	143.00	162.61	174.01	166.09	134.29	148.42	153.12
Nb	9.77	7.06	10.44	9.83	10.77	8.71	10.26	11.04	7.50	10.45
Mo	1.13	0.80	1.00	2.93	3.27	0.74	1.18	1.23	0.99	1.12
Sb	0.11	0.10	0.10	0.10	0.52	0.39	0.44	0.73	0.34	0.89
Cs	29.12	2.36	3.03	8.48	4.65	8.83	31.58	5.57	36.54	7.98
Ba	574.95	643.52	511.47	542.69	528.21	375.31	581.29	618.42	482.02	575.04
La	25.65	18.32	22.63	27.49	28.92	19.17	27.76	29.76	16.15	25.62
Ce	50.00	36.73	47.21	54.17	55.93	42.49	57.62	62.26	37.27	52.38
Pr	6.27	4.70	5.81	6.61	6.95	5.36	6.88	7.98	4.77	6.42
Nd	25.81	19.73	24.76	26.09	28.34	22.18	27.19	32.80	20.11	25.96
Sm	5.61	4.51	5.48	5.64	6.04	4.77	5.92	7.61	4.59	5.70
Eu	1.26	1.10	1.20	1.00	1.27	1.23	0.97	0.93	1.24	1.11
Gd	5.39	4.50	5.00	5.30	5.74	4.37	5.54	6.94	4.40	5.44
Tb	0.91	0.80	0.90	0.90	0.96	0.73	0.94	1.20	0.74	0.94
Dy	4.91	4.30	4.90	4.90	5.17	3.85	4.97	6.15	3.96	4.98
Ho	1.05	0.90	1.00	1.00	1.10	0.74	0.97	1.18	0.78	0.98
Er	2.80	2.50	3.00	2.80	2.92	2.20	2.85	3.36	2.31	2.87
Tm	0.41	0.40	0.50	0.40	0.43	0.30	0.40	0.45	0.32	0.39
Yb	2.62	2.43	2.72	2.69	2.73	2.06	2.70	2.99	2.20	2.69
Lu	0.40	0.37	0.40	0.40	0.42	0.30	0.40	0.43	0.33	0.39
Hf	4.31	4.23	4.50	4.44	4.71	4.39	4.81	4.20	3.81	4.58
Ta	1.02	0.72	1.06	1.22	1.14	0.58	0.99	1.14	0.52	0.93
Pb	12.25	8.67	12.07	14.62	15.87	9.60	15.41	17.03	6.57	12.43
Th	9.94	6.33	8.79	12.54	9.06	3.96	13.24	15.43	3.84	10.06
U	2.86	1.91	2.95	5.48	3.16	1.28	4.94	6.24	1.34	3.48

* El análisis de concentraciones de elementos traza se realizó en el Laboratorio de Química Ultrapura (LABQUP) del Instituto de Geología de la UNAM utilizando un espectrómetro de masas Agilent 7500 ce. El procedimiento de análisis se realizó a partir de disolución ácida de las muestras y de acuerdo a procedimientos analíticos modificados de Eggins *et al.* (1997).

Tabla 3. Composición isotópica (*) de muestras lávicas del centro volcánico La Muñeca.

Muestra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd (**)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd (**)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$
VA-05	97.86	309.81	5.06	23.42	0.705458	39	0.914	0.704984	0.512574	20	0.131	0.512543
VA-06	66.99	373.02	5.04	22.46	0.704927	33	0.520	0.704658	0.512639	15	0.136	0.512607
VA-08	101.96	283.30	5.32	24.62	0.705432	37	1.041	0.704892	0.512604	16	0.131	0.512573
VA-24	176.92	128.90	5.83	27.47	0.707239	38	3.972	0.705180	0.512570	18	0.128	0.512540
VA-44	108.05	264.96	6.22	29.29	0.705772	37	1.180	0.705160	0.512581	19	0.128	0.512550

* Los análisis de Sr, Sm y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas FINNIGAN MAT 262 en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica y las mediciones de Rb se realizaron con un espectrómetro de masas NBS en el Instituto de Geología, UNAM. Los detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS pueden consultarse en: <http://www.geologia.unam.mx/geoq/lugis/manual.html>. Las relaciones iniciales de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ fueron calculadas para 34 Ma.

**1sd = $\pm 1\sigma$ absoluta. Estos valores se refieren a errores durante la medición en los últimos dos dígitos.

Tabla 4. Resultados de análisis por microsonda electrónica (*) para óxidos de los elementos mayores expresados en % en peso.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
VA5-P1_1	57.939	0.061	26.017	0.262	0.002	0.027	8.770	0.028	0.053	5.987	0.864	100.010
VA5-P1_2	56.287	0.031	27.161	0.294	0.019	0.009	9.842	0.059	0.074	5.556	0.581	99.913
VA5-P1_3	55.383	0.015	27.956	0.329	0.000	0.008	10.532	0.105	0.032	5.165	0.569	100.094
VA5-P1_4	60.023	0.011	24.667	0.333	0.000	0.027	7.077	0.097	0.051	6.987	1.025	100.298
VA5-P1_5	58.077	0.024	25.626	0.293	0.020	0.025	8.101	0.092	0.062	6.471	0.736	99.527
VA5-P1_6	54.593	0.028	27.937	0.318	0.000	0.018	10.696	0.102	0.030	5.139	0.431	99.292
VA5-P1_7	60.016	0.000	24.517	0.377	0.018	0.016	6.883	0.134	0.043	6.766	1.000	99.770
VA5-P1_8	56.057	0.064	27.294	0.287	0.000	0.010	10.027	0.056	0.011	5.556	0.494	99.856
VA5-P2_1	55.461	0.021	27.548	0.309	0.037	0.009	10.105	0.122	0.075	5.449	0.493	99.629
VA5-P2_2	59.321	0.042	24.993	0.339	0.008	0.013	7.326	0.127	0.023	6.953	0.914	100.059
VA5-P2_3	49.349	0.032	31.990	0.434	0.022	0.011	15.343	0.050	0.001	2.845	0.146	100.223
VA5-P2_4	55.970	0.004	27.563	0.476	0.020	0.039	10.179	0.065	0.082	5.413	0.536	100.347
VA5-P2_5	55.823	0.035	27.400	0.395	0.012	0.020	9.983	0.127	0.000	5.644	0.492	99.931
VA5-P2_6	55.126	0.022	27.571	0.380	0.009	0.018	10.178	0.048	0.054	5.527	0.516	99.449
VA5-P2_7	55.414	0.010	27.209	0.309	0.022	0.013	10.047	0.132	0.050	5.517	0.499	99.222
VA5-P2_8	56.184	0.026	27.171	0.309	0.007	0.017	9.755	0.111	0.048	5.664	0.488	99.780
VA5-P2_9	49.763	0.046	31.695	0.281	0.000	0.020	15.018	0.100	0.042	2.887	0.146	99.998
VA5-P3_1	54.768	0.039	28.324	0.289	0.015	0.021	10.992	0.136	0.016	5.110	0.395	100.105
VA5-P3_2	53.320	0.037	28.967	0.288	0.007	0.035	12.010	0.085	0.033	4.530	0.283	99.595
VA5-P3_3	50.179	0.049	31.341	0.268	0.007	0.028	14.764	0.147	0.000	3.058	0.186	100.027
VA5-M1	59.584	0.054	24.661	0.576	0.015	0.017	7.154	0.023	0.084	6.844	0.872	99.884
VA5-M2	57.280	0.059	25.842	0.768	0.017	0.050	8.770	0.053	0.104	6.206	0.622	99.771
VA5-M3	58.421	0.005	25.836	0.423	0.000	0.025	8.276	0.046	0.065	6.526	0.743	100.366
VA5-M4	60.620	0.030	24.333	0.638	0.002	0.038	7.076	0.069	0.108	7.011	0.912	100.837
VA5-M5	60.859	0.001	24.400	0.427	0.000	0.036	6.650	0.071	0.094	7.204	1.146	100.888
VA6-P1-1	49.228	0.043	31.674	0.540	0.000	0.084	15.290	0.083	0.012	2.778	0.108	99.840
VA6-P1-2	48.206	0.026	32.427	0.562	0.000	0.093	16.077	0.105	0.000	2.294	0.088	99.878
VA6-P1-3	46.067	0.040	33.095	0.572	0.052	0.092	16.675	0.064	0.018	1.880	0.052	98.607
VA6-P1-4	57.357	0.028	26.246	0.289	0.001	0.010	8.486	0.060	0.008	6.551	0.643	99.679
VA6-P1-5	57.265	0.037	26.455	0.283	0.017	0.020	8.812	0.109	0.028	6.226	0.538	99.790
VA6-P1-6	56.103	0.000	26.491	0.279	0.014	0.040	8.716	0.028	0.024	6.254	0.568	98.517

Tabla 4 (Continuación)

Muestra	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	BaO	Na₂O	K₂O	Total
VA6-P2-1	52.405	0.052	29.329	0.665	0.000	0.072	12.660	0.051	0.000	4.199	0.232	99.665
VA6-P2-2	54.219	0.070	28.298	0.386	0.000	0.040	11.347	0.084	0.043	4.960	0.285	99.732
VA6-P2-3	47.422	0.000	33.016	0.490	0.006	0.097	16.939	0.049	0.053	1.827	0.082	99.981
VA6-P2-4	52.599	0.049	28.966	0.574	0.002	0.115	12.118	0.055	0.019	4.490	0.245	99.232
VA6-P3-1	55.046	0.003	27.684	0.277	0.013	0.012	10.132	0.069	0.064	5.590	0.425	99.315
VA6-P3-2	53.452	0.017	28.840	0.681	0.000	0.095	11.908	0.046	0.003	4.597	0.283	99.922

* Los estudios de microsonda electrónica se realizaron en el *Electrón Microprobe Laboratory* de la Universidad McGill, usando un equipo JXA JEOL-8900L en superficies pulidas cubiertas de carbono. Los procedimientos analíticos seguidos pueden consultarse en la página <http://castaing.eps.mcgill.ca>.

Tabla 5. Análisis geocronológicos (*) de U/Pb

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes					Edad (Ma)			
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (%)	error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± (Ma)	Edad	±
MU100-1	509	2.3	2324	19.1353	19.7	0.0375	19.8	0.0052	1.0	0.05	33.4	0.3	37.3	7.2	296.8	454.4	33.4	0.3
MU100-2	300	3.3	1600	16.9799	56.6	0.0424	56.6	0.0052	1.5	0.03	33.6	0.5	42.2	23.4	563.1	1342.4	33.6	0.5
MU100-3	535	2.3	2060	19.9117	17.2	0.0346	17.3	0.0050	1.5	0.09	32.1	0.5	34.5	5.9	205.2	402.1	32.1	0.5
MU100-4	368	2.6	2200	16.4965	22.7	0.0455	22.9	0.0054	2.6	0.11	35.0	0.9	45.2	10.1	625.7	496.2	35.0	0.9
MU100-5	231	2.9	1288	17.1592	24.7	0.0437	24.8	0.0054	2.8	0.11	35.0	1.0	43.4	10.6	540.2	547.6	35.0	1.0
MU100-6	257	3.3	1192	18.8529	14.9	0.0374	15.0	0.0051	1.3	0.09	32.9	0.4	37.3	5.5	330.6	340.5	32.9	0.4
MU100-7	376	2.6	2280	23.0026	21.2	0.0327	21.4	0.0055	2.7	0.13	35.1	1.0	32.7	6.9	-140.4	530.9	35.1	1.0
MU100-8	282	3.1	1860	20.3512	33.9	0.0338	34.2	0.0050	4.1	0.12	32.1	1.3	33.8	11.3	154.4	814.9	32.1	1.3
MU100-9	533	2.1	3572	24.5390	21.9	0.0280	22.0	0.0050	1.8	0.08	32.1	0.6	28.1	6.1	-303.1	566.3	32.1	0.6
MU100-10	300	2.4	1452	22.6634	28.7	0.0303	28.9	0.0050	3.7	0.13	32.1	1.2	30.4	8.6	-103.8	717.2	32.1	1.2
MU100-11	306	2.7	1368	14.2481	33.8	0.0486	34.1	0.0050	4.0	0.12	32.3	1.3	48.2	16.0	933.7	713.8	32.3	1.3
MU100-12	285	2.8	1648	22.1180	39.7	0.0362	39.8	0.0058	2.1	0.05	37.3	0.8	36.1	14.1	-44.2	1000.5	37.3	0.8
MU100-14	246	3.1	596	8.3665	30.1	0.0968	30.2	0.0059	2.2	0.07	37.8	0.8	93.8	27.1	1949.1	552.1	37.8	0.8
MU100-15	338	2.2	420	4.8642	36.1	0.1608	36.5	0.0057	4.9	0.13	36.5	1.8	151.4	51.3	2871.0	610.6	36.5	1.8
MU100-16	328	2.8	1576	13.4148	27.9	0.0538	28.4	0.0052	5.4	0.19	33.7	1.8	53.2	14.7	1056.2	571.8	33.7	1.8
MU100-17	316	2.7	2516	12.5884	40.1	0.0601	40.2	0.0055	2.8	0.07	35.3	1.0	59.3	23.2	1183.1	827.0	35.3	1.0
MU100-18	361	2.7	880	11.2156	23.6	0.0645	23.9	0.0052	3.5	0.15	33.7	1.2	63.4	14.7	1407.6	458.5	33.7	1.2
MU100-19	357	2.5	3004	18.2786	16.3	0.0410	16.4	0.0054	1.2	0.07	34.9	0.4	40.8	6.5	400.3	367.9	34.9	0.4
MU100-21	527	2.3	1312	7.8111	46.8	0.1004	46.9	0.0057	3.1	0.07	36.5	1.1	97.1	43.5	2071.0	879.8	36.5	1.1
MU100-22	323	3.0	2984	15.8284	41.3	0.0450	41.4	0.0052	2.8	0.07	33.3	0.9	44.7	18.1	714.2	915.1	33.3	0.9
MU100-23	307	3.2	1864	12.6760	16.1	0.0564	16.9	0.0052	5.2	0.31	33.4	1.7	55.7	9.2	1169.3	321.0	33.4	1.7
MU100-24	537	2.1	1548	14.1649	24.5	0.0507	24.6	0.0052	2.5	0.10	33.5	0.8	50.2	12.1	945.7	508.8	33.5	0.8
MU100-25	609	1.9	2556	20.4762	46.8	0.0361	46.9	0.0054	1.6	0.03	34.5	0.5	36.0	16.6	140.0	1158.4	34.5	0.5
MU100-26	387	2.8	3292	19.7446	33.4	0.0378	33.6	0.0054	3.9	0.12	34.8	1.4	37.6	12.4	224.8	791.1	34.8	1.4

Tabla 5 (Continuación)

Muestra	Concentración		Relaciones Isotópicas							Edades Aparentes				Edad (Ma)				
	U (ppm)	U/Th	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± (%)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (%)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (%)	error (corr.)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± (Ma)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± (Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁷ Pb	± (Ma)	Edad	±
MU100-28	446	2.7	2800	18.8086	31.6	0.0383	31.7	0.0052	2.4	0.08	33.5	0.8	38.1	11.9	335.9	733.0	33.5	0.8
MU100-29	381	2.5	1680	11.3830	48.8	0.0615	49.3	0.0051	6.9	0.14	32.6	2.2	60.6	29.0	1379.2	1003.4	32.6	2.2
MU100-30	434	2.3	2420	10.4922	38.7	0.0708	38.9	0.0054	4.0	0.10	34.6	1.4	69.5	26.1	1534.2	757.4	34.6	1.4
MU100-31	178	3.4	1484	18.3873	105.5	0.0384	105.8	0.0051	8.0	0.08	32.9	2.6	38.3	39.8	387.0	781.3	32.9	2.6
MU100-32	427	2.4	3972	21.0283	48.5	0.0336	48.5	0.0051	1.7	0.04	33.0	0.6	33.6	16.0	77.2	1218.3	33.0	0.6
MU100-33	275	2.4	6200	40.4979	71.7	0.0186	71.8	0.0055	1.8	0.02	35.1	0.6	18.7	13.3	-1802.8	2906.1	35.1	0.6
MU100-34	304	3.0	2904	14.1899	79.2	0.0492	79.4	0.0051	5.0	0.06	32.6	1.6	48.8	37.8	942.1	2027.5	32.6	1.6
MU100-35	275	2.8	3316	8.3638	70.6	0.0872	70.8	0.0053	5.0	0.07	34.0	1.7	84.9	57.7	1949.7	465.5	34.0	1.7
MC-100 50 1	292	2.8	1964	19.5874	11.8	0.0382	12.0	0.0054	2.0	0.16	34.9	0.7	38.0	4.5	243.2	273.1	34.9	0.7
MC-100 50 2	278	2.8	1712	20.7169	16.9	0.0354	17.0	0.0053	1.2	0.07	34.2	0.4	35.4	5.9	112.5	401.6	34.2	0.4
MC-100 50 3	322	2.6	840	10.6662	9.3	0.0750	9.4	0.0058	1.0	0.11	37.3	0.4	73.5	6.6	1503.2	176.4	37.3	0.4
MC-100 50 4	758	1.4	3584	20.7996	6.2	0.0364	6.3	0.0055	1.3	0.20	35.3	0.4	36.3	2.3	103.1	147.0	35.3	0.4
MC-100 50 5	301	2.4	1760	20.3691	15.8	0.0388	15.9	0.0057	1.0	0.06	36.8	0.4	38.6	6.0	152.3	372.9	36.8	0.4
MC-100 50 6	343	2.3	916	10.0497	27.8	0.0761	28.0	0.0055	3.4	0.12	35.6	1.2	74.4	20.1	1614.8	528.3	35.6	1.2
MC-100 50 7	385	2.2	752	10.1329	13.6	0.0835	13.6	0.0061	1.1	0.08	39.4	0.4	81.4	10.7	1599.5	255.1	39.4	0.4
MC-100 50 8	444	2.4	2004	19.5105	8.3	0.0386	8.5	0.0055	1.6	0.19	35.1	0.6	38.5	3.2	252.3	191.4	35.1	0.6
MC-100 50 9	279	3.4	1280	17.8570	15.5	0.0432	15.6	0.0056	1.4	0.09	36.0	0.5	43.0	6.6	452.4	346.7	36.0	0.5
MC-100 50 10	345	2.5	1760	20.2264	17.1	0.0365	17.2	0.0054	1.6	0.09	34.4	0.5	36.4	6.1	168.7	401.8	34.4	0.5
MC-100 50 11	406	2.6	1920	17.9152	17.3	0.0424	17.3	0.0055	1.0	0.06	35.4	0.4	42.2	7.1	445.1	386.3	35.4	0.4

*Todas las incertidumbres son reportadas como desviación estándar (1σ), considerando únicamente los errores de las mediciones. Adicionalmente, los errores sistemáticos pueden incrementar la incertidumbre de la edad entre 1 y 2%.

Edad = Edad aparente + error sistemático.

Las constantes de decaimiento consideradas son: $^{238}\text{U} = 9.8485 \times 10^{-10}$, $^{235}\text{U} = 1.55125 \times 10^{-10}$.
La composición isotópica del uranio es: $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 137.88$.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G.J., Dubois, M., Lauryens, J., Schaaf, P. (2002). Nature and P-T conditions of the crust beneath the central Mexican Volcanic Belt based on a Precambrian crustal xenolith. *International Geology Review* **44**: 222-242.
- Aguirre Díaz, G. J., Labarthe Hernández, G. (2003). Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology* **31**: 773–776.
- Alaniz Álvarez, S. A., Nieto Samaniego, A. F., Morán Zenteno, D. J., Alba Aldave, L. (2002). Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **118**: 1-14.
- Annen, C., Blundy, J. D., Sparks, R. S. J. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology* **47**: 505-539.
- Blatter, D. L., Carmichael, I. S. E., Deino, A. L., Renne, P. R. (2001). Neogene volcanism at the front of the central Mexican volcanic belt: Basaltic andesites to dacites with contemporaneous shoshonites and high TiO₂ lava. *Geological Society of America Bulletin* **113**: 1324 – 1342.
- Cabral Cano, E., Draper, G., Lang, H. R., Harrison, C. G. A. (2000). Constraining the late Mesozoic and early Tertiary tectonic evolution of southern Mexico: structure and deformation history of the Tierra Caliente region. *The Journal of Geology* **108**: 427-446.
- Campa, M.F., Coney, P.J. (1983) Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* **20**: 1040-1051.
- Camprubí, A., Ferrari, L., Cosca, M., Cardellach, E., Canals A. (2003). Ages of epithermal deposits in México: regional significance and links with the evolution of Tertiary volcanism. *Economic Geology* **98**: 1029 – 1037.
- Centeno García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega Gutiérrez, F. (1993). Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology* **21**: 419-422.
- Centeno García, E., Corona Chávez, P., Talavera Mendoza, O. e Iriondo, A. (2003). Geology and evolution of the western Guerrero terrane – a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico en *Guidebook for the field trips of the 99th GSA Cordilleran Section Annual Meeting*. UNAM, Instituto de Geología, Publicación Especial No. **1**: 201-228.
- Centeno García, E., Guerrero Suástegui, M. y Talavera Mendoza, O. (2008). The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone, en Draut, A., Clift, P. D., and Scholl, D.W., eds. *Formation and Applications of the Sedimentary Record in Arc Collision Zones*. Geological Society of America Special Paper **436**: 279-308.
- Chávez González, O., 2005, Estratigrafía y petrología de las rocas volcánicas del flanco occidental de la Sierra de Huautla, Región de Valle de Vázquez-Teocaltzingo, Estados de Morelos y Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. Tesis profesional, 76 p.
- Cole, J. W., D. M. Milner y K. D. Spinks (2006). Calderas and caldera structures: a review. *Earth Sciences Reviews* **69**: 1-26.
- Dávila, V. M., and Guerrero, M. (1990). Una edad basada en radiolarios para la secuencia volcánica-sedimentaria de Arcelia, Estado de Guerrero: Sociedad Geológica Mexicana, 10a Convención Geológica Nacional, Libro de Resúmenes: 83.
- De Cserna, Z., Fries, C. (1981). Hoja Taxco 14Q-h(7), con Resumen de la geología de la Hoja-Taxco, estados de Guerrero, México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Carta Geológica de México, serie de 1:100,000. Mapa con texto, 47 p.
- De Cserna, Z. (1983). Hoja Tejuzilco 14Q-g (9), con Resumen de la geología de la Hoja Tejuzilco, estados de Guerrero, México y Michoacán: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Carta Geológica de México, serie 1:100,000, Mapa con texto, 28 p.
- Delgado Argote, L. A., López Martínez, M., York, D., Hall, C.M. (1992). Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences* **29**: 1590-1604.
- Díaz Bravo, B. A. (2005). "Estratigrafía volcánica y estructuras tectónicas de la porción norte de la Sierra de Huautla, Estado de Morelos". Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. Tesis profesional, 69 p.

- Díaz Bravo, B. A. (2008). "Estratigrafía, petrología y estilo eruptivo del centro volcánico silíceo de La Goleta-Sultepec, estados de México y Guerrero". Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra. Tesis de maestría, 87 p.
- Dickinson, W.R., Gehrels, G.E. (2003). U–Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA; paleogeographic implications. *Sedimentary Geology* **163**: 29-66.
- Eggins, S. M., Woodhead, J. D., Kinsley, L. P. J., Mortimer, G.E., Sylvester, P., McCulloch, M.T., Hergt, J. M. Handler, M. R. (1998). A simple method for the precise determination of more than 40 trace elements in geological samples by ICPMS using precise enriched isotope internal standardization. *Chemical Geology* **134**: 311-326.
- Elías Herrera, M., Sánchez Zavala, J. L. (1990). Tectonic implications of a mylonitic granite in the lower structural levels of the Tierra Caliente Complex (Guerrero Terrane), Southern México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **9**: 113–125.
- Elías Herrera, M., Ortega Gutiérrez, F. (1997). Petrology of high-grade pelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacitic plug: precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane? *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **14**, 101-109.
- Elías Herrera, M., Sánchez Zavala, J. L., Macías Romo, C. (2000). Geological and geochronological data of Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation. *Journal of South American Earth Sciences* **13**: 355-375.
- Elías Herrera, M. (2004). Geología precenozoica de la región de Tejupilco, Estado de México, y sus implicaciones tectónicas: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de La Tierra, Instituto de Geología. Tesis doctoral, 236 p.
- Engelbreton, D.C., Cox, A., Gordon, R.G., (1985). Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin; *Geological Society of America Special Paper* **206**, 59 p.
- Ferrari, L., López Martínez, M., Aguirre Díaz, G., Carrasco Nuñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central México: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* **27** : 303-306.
- Ferrusquía Villafranca, I. (1970). Geología del área de Tamazulapan-Teposculula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, en Segura, L. R., y Rodríguez Torres, R. eds., *Libro-Guía de la Excursión México-Oaxaca*. Sociedad Geológica Mexicana: 97-119.
- Fries, C. (1960). Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Boletín* **60**, 236 p.
- Fries, C. (1966). Hoja Cuernavaca 14Q(8), Resumen de la Geología de la hoja Cuernavaca, Estado de Morelos. UNAM, Instituto de Geología. Serie 1:100 000. Mapa con texto.
- García Pérez, F. (1995). Caracterización geofísica de la región de Tierra Caliente y áreas colindantes de los estados de Guerrero, México y Morelos. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría en Sismología y Física del Interior de la Tierra, 55 p.
- Gehrels, G., Valencia, V. A., Pullen, A. (2006). Detrital zircon geochronology by Laser Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center, en Olszewski, T., ed., *Geochronology: Emerging Opportunities. Paleontology Society Papers* **12**: 67-76.
- Gehrels G. E., Valencia, V. A., Ruiz, J. (2008). Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **9**.
- Gill, J.B. (1981). *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, 390 p.
- Gómez Tuena, A., Orozco Esquivel, M. T., Ferrari, L. (2007). Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican Volcanic Belt en Alaniz Álvarez, S. A. y Nieto Samaniego, A. F., eds., *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México. Geological Society of America Special Paper* **442**: 129-181.
- González Cervantes, Norma (2007). Evolución del centro silíceo de la Sierra de Nanchititla, Estados de México y Michoacán. Centro de Geociencias, UNAM. Tesis de maestría, 96 p.
- Green, T. H. (1980). Island arc and continent – building magmatism: A review of petrogenetic models based on experimental petrology and geochemistry. *Tectonophysics* **63**: 367 – 385.
- Guerrero Suástegui, M. (2004). Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre de Sur; with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, southwestern Mexico. St. John's, Newfoundland, Memorial University. Tesis doctoral, 600 p.

- Herrmann, U.R., Nelson, B.K., Ratschbacher, L. (1994). The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico). *Tectonics* **13**: 455-474.
- Housh, T.B. y Luhr, J.F. (1991). Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *American Mineralogist* **76**: 477-492.
- INEGI. (2008). Mapa de climas del Estado de México, basado en la Carta de Climas, INEGI <http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/edomex/clim.cfm>. Escala 1:1000000.
- INEGI. (2008). Mapa de uso potencial agrícola del Estado de México. <http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/edomex/agri.cfm>. Escala 1:1000000.
- INEGI. (2008). Mapa de vegetación y agricultura del Estado de México. <http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/edomex/agri.cfm>. Escala 1:1000000.
- INEGI (2008). Mapa de precipitación total anual del Estado de México. <http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/edomex/precipit.cfm>. Escala 1:1000000.
- INEGI (1997). Carta Hidrológica de Aguas Superficiales, Escala 1:1 000 000.
- INEGI (2008). Mapa de temperatura media anual para el Estado de México. <http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/edomex/temperat.cfm>. Escala 1:1000000.
- INEGI. Carta topográfica E14A56, Tejupilco de Hidalgo. Escala 1:50 000.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**: 523-548.C
- Keppie, J. D. (2004). Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey. *International Geology Review* **46**: 765 – 794.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* **27**: 745- 750.
- Librado Flores J., de la Teja Segura M. A., Salazar Reyes J. (1996). Servicio Geológico Mexicano (SGM), Carta Geológico-Minera Tejupilco de Hidalgo E14-A56. Escala 1:50 000, 1 mapa.
- Lipman, P. W. (1997). Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology* **59**: 198-218.
- Ludwig, K. R. (2003) ISOPLOT; A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 3.00. *Berkeley Geochronology Center Special publication* **4**, 70 p.
- Ludwig, K. R. y Mundil, R. (2002). Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs. *Journal of Conference Abstracts 12th Goldschmidt Conference*.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* **101**: 635-643.
- Marsh, B. D., Fournelle, J., Myers, J.D., Chou, I-M. (1990). On plagioclase thermometry in island arc rocks: Experiments and theory, en R. J. Spencer and I-M. Chou, eds., Fluid-mineral interactions. *Geochemical Society Special Publication* **2**: 65-83.
- Martini, M., Ferrari, L., López Martínez, M., Valencia, V., Cerca Martínez, M., Serrano Duran, L., Sometido (2008). Cretaceous – Eocene deformation and magmatism and the cause of Laramide orogeny in southwestern Mexico: no role for terrane accretion. Memoir "Backbone of the Americas".
- Martiny, B., Martínez Serrano, R.G., Morán Zenteno, D.J., Macías Romo, C., Ayuso, R.A. (2000). Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics* **318**: 71-98.
- Martiny, B. Silva Romo, G., Morán Zenteno, D.J. (2002). Tertiary faulting and the relationship with Eocene-Oligocene volcanism in western Oaxaca, southern Mexico. Geological Society of America, 98th Annual Meeting, Cordilleran Section, Corvallis, Oregon, p. A-97.
- Martiny K., B. (2008). Estratigrafía y Geoquímica de las rocas magmáticas del paleógeno en el Occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología. Tesis doctoral, 160 p.
- Mendoza, O. T. y Suastegui, M.G. (2000). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western México): Implications for the tectonomagmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences* **13**: 297–324.

- Monter Ramírez, A. (2004). Estratigrafía, sedimentología y relaciones tectónicas de la Formación Balsas en la región de Amacuzac, Morelos: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería. Tesis profesional, 55 p.
- Montiel Escobar, J. E., de la Teja Segura, M.A., Estrada Rodarte, G., Cruz López, D. E. Rosales Franco E. (2000). Servicio Geológico Mexicano (SGM). Carta Geológico-Minera Ciudad Altamirano E14-4 Escala 1:250, 000, 1 mapa.
- Morán Zenteno, D. J., Martínez Serrano, G., Reyes Salas, M. Corona Esquivel, R. Alba Aldave, L. Ángeles García, S. (1998). Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Tertiary volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region, southern Mexico. *Revista mexicana de ciencias geológicas* **15**: 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., 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* **12-6**: 513-535.
- Morán Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G.N., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Macías Romo, C., Martínez Serrano, R.G., Schaaf, P., Silva-Romo, G. (2000). Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur en: S.A. Alaniz Álvarez, L. Ferrari., eds., Avances de la geología mexicana en la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **53**: 27-58.
- Morán Zenteno, D.J., Alba Aldave, L.A., Solé, J., Iriondo, A. (2004). A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **136**: 97-119.
- Morán Zenteno, D. J., M. Cerca y J. D. Keppie (2005). La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*. Volumen conmemorativo del centenario. Tomo LVII, Núm. 3: 319-341.
- Nakamura, N. (1974.). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **38**: 757-775.
- Nieto Samaniego, A.F., Alaniz Alvarez, S.A., Silva Romo, G., Eguiza Castro, M. H., Mendoza Rosales, C. C. (2006). Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures. *Geological Society of America Bulletin* **118**: 1868-1882.
- Ortega Gutiérrez, F., Mitre Salazar, L.M., Roldán Quintana, J., Aranda Gómez, J., Morán Zenteno, D., Alaniz Álvarez, S., Nieto Samaniego, A., 1992, Carta Geológica de la República Mexicana, escala 1:2,000,000, 5a edición, Consejo de Recursos Minerales, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Pankhurst, R. J., Riley, T., Fanning, C., Kelley, S. (2000). Episodic silicic volcanism along the proto-Pacific margin of Patagonia and the Antarctic Peninsula: plume and subduction influences associated with the break-up Gondwana. *Journal of Petrology* **41**: 605-625.
- Pi, T., Solé, J., Taran Y. (2005). [U-Th]/He dating of fluorite: application to the La Azul fluorspar deposit in the Taxco mining district, Mexico *Mineralium Deposita* **39-8**: 976-982.
- Raisz, E. (1964). Landforms of Mexico: Cambridge, Mass., U. S. Navy Geographical Branch. Escala aprox. 1:3'000,000. 1 mapa.
- Ramírez-Espinosa, J., Campa, M. F., Talavera, O., and Guerrero, M. (1991). Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas: Convención sobre la evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoria, p. 163-166.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., Frisch, W. (1991). Second look at suspect terranes in southern Mexico. *Geology* **19**: 1233-1236.
- Rivera-Carranza E., de la Teja Segura M.A., Miranda Huerta A., Lemus Bustos O. y Motolinía García O. (1998). Servicio Geológico Mexicano (SGM), Carta Geológico-Minera Cuernavaca E14-5. Escala 1:250, 000, 1 mapa con texto.
- Rollinson, H. (1993). Using geochemical data: evaluation, presentation interpretation. Longman Group, Essex, 352 p.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D.J., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics* **14** : 1339-1350.

- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Paper* **278**, 153 p.
- Serrano Durán, L. (2005). Estudio de los enjambres de diques y del fallamiento terciario en la región de Tuzantla-Tiquicheo-Nanchititla, estados de Michoacán, México y Guerrero. Universidad Nacional Autónoma de México, Centro de Geociencias. Tesis de maestría, 120 p.
- Servicio Geológico Mexicano – Subgerencia regional Morelia. (2006). Panorama minero del Estado de México. 38 pp.
- Silva-Romo, G., Martiny, B., Mendoza-Rosales, C. (2001). Formación de cuencas continentales en el sur de México y su cronología respecto al desplazamiento del Bloque Chortis. Resúmenes en CD, XI 158 Congreso Latinoamericano y III Congreso Uruguayo, Montevideo, Uruguay, 12 al 16 de noviembre de 2001, 9 p.
- Sisson, T. W., and Grove, T. L. (1993). Experimental investigations of the role of H₂O in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **113**:143-166.
- Sun, S., McDonough, W., (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process, en Saunders, A.D., Norry, M.J., eds., Magmatism in the ocean basins. *Geological Society [London] Special Publication* **42**: 313- 345.
- Talavera, O., Ramírez, J. y Guerrero, M. (1995). Petrology and geochemistry of the Teloloapan subterrane: A Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc. *Geofísica Internacional* **34**:3–22.
- Talavera Mendoza, O., Guerrero Suastegui, M. (2000). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero terrane (western Mexico): implications for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic. *Journal of South American Earth Sciences* **13**: 297-324.
- Talavera Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Meza Figueroa, D. M., Vega Granillo, R., Campa Uranga, M. F. (2005). U-Pb geochronology of the Acatlán Complex and implications for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth and Planetary Science Letters* **235**: 682–699.
- Taylor, S. R., McLennan, S.M. (1985). The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 312 p.
- Torres Hernández, J. R., Labarthe Hernández, G., Aguillón Robles, A., Gómez Anguiano, M., Mata Segura, J. L. (2006). The pyroclastic dikes of the Tertiary San Luis Potosí volcanic field: Implications on the emplacement of Panalillo ignimbrite. *Geofísica Internacional* **45**: 243-253.
- Uribe Cifuentes, R.M. y Urrutia Fucugauchi, J. (1999).** Paleomagnetic study of the Valle de Santiago volcanics, Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico. *Geofísica Internacional* **38(4)**: 217-230.
- Urrutia Fucugauchi, J., Molina Garza, R. S. (1992). Gravity modeling of regional crustal and upper mantle structure of the Guerrero terrane-1. Colima graben and southern Sierra Madre Occidental, western Mexico. *Geofísica Internacional* **31-4**: 493-507.
- Urrutia Fucugauchi, J., Flores Ruiz, J. H. (1996). Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Reviews* **38**: 176-194.
- Wilson, M. (1989). Igneous petrogenesis, a global tectonic approach. Unwin Hyman, Londres, 466p.
- Zartman, R. E., Doe, B. R. (1981). Plumbotectonics, the model. *Tectonophysics* **75**: 135-162.