



Universidad Nacional Autónoma
de México

Instituto de Geofísica
Posgrado en Ciencias de la Tierra

ESTUDIO VULCANOLÓGICO DEL ÁREA DEL
VOLCÁN SAN MARTÍN, TUXTLA, VERACRUZ,
MÉXICO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

DOCTORA EN CIENCIAS

P R E S E N T A :

ARACELI ZAMORA CAMACHO

Director de Tesis: Dr. Juan Manuel Espíndola Castro



2007



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Lo que sólo he deseado es estudiar para ignorar menos.

Sor Juana Inés de la Cruz

Con todo mi cariño:

A mis padres Elisa Camacho Méndez, Rogelio Zamora Santillán y
a mi abuela Manuela Santillán

A mis hermanos Alvaro, Eduardo y Rogelio con mucha admiración
por su fuerza interior y ganas de vivir.

A Itzel, Alejandra, Mariana, Aline, Stephanie, Eduardo y Lesli.

A mis amigos que me han acompañado a lo largo de estos años,
Acela Barrón, Laura Rosales, Carmen Sánchez, Juan Nava, Miguel
Angel Rodríguez, Fernando Camacho, Remigio Cabral, Pedro
Arredondo, Miguel Morales, Osbaldo Zamora, Salvador Sánchez,
Edgar Angeles, y José Luis Álvarez.

AGRADECIMIENTOS

Deseo hacer patente mi agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones si cuya ayuda me hubiera sido imposible la realización del presente trabajo. A riesgo de olvidar a algunas de estas personas, pero obligada por un compromiso de agradecimiento me complace reconocer a las siguientes personas.

Un agradecimiento muy especial al Dr. Juan Manuel Espíndola Castro, por su invaluable apoyo en la dirección de este trabajo tanto en el campo como en el trabajo de gabinete y laboratorio, así como durante mis años de formación en el Posgrado.

A los doctores Jaime Yamamoto Victorio, Arturo Iglesias Mendoza, José Luis Arce Saldaña, Raymundo Martínez Serrano, Servando de la Cruz Reyna y Sergio Rodríguez Elizarrarás, por sus invaluable comentarios y sus grandemente constructivas correcciones.

Agradecimientos especiales también a los Dres. Javier Pacheco Alvarado y Peter Schaaf, de quienes aprendí tanto con respecto al análisis sísmológico y el análisis geoquímico. En sus muy ocupadas actividades encontraron tiempo para acompañarme al trabajo de campo en el que resultaron excelentes maestros.

Al Dr. Claus Siebe por sus valiosos comentarios y por proporcionarnos copia de artículos difíciles de conseguir excepto en su bien provista biblioteca.

A la Lic. Lourdes Godínez Calderón, en las buenas y en las malas una excelente compañera de trabajo de campo, y por su imprescindible trabajo con los SIG.

A Victor Hugo Espíndola Castro compañero en desentrañar los misterios de las funciones de receptor y por proporcionarme generosamente sus modelos de velocidades de TUIG y LVIG

Al Archivo General de Indias, Sevilla, España por facilitar mi consulta de su acervo y a la Dra. Asmaa Bouhrass por su ayuda en el uso de las facilidades de mismo y el pendiente que puso en que me llegaran copias de los documentos consultados.

A los Ing. Jorge A. Estrada Castillo, José Luis Cruz Cervantes, Arturo B. Cárdenas Ramírez por su amable apoyo y en la solución de los numerosos problemas técnicos que surgen en el empleo de las estaciones sísmicas.

Al M en C Angel Ramírez Luna por entrenarme en la preparación de muestras para análisis geoquímicos y de termoluminiscencia.

A los Drs. José Luis Macías Vázquez, Luis Quintanar Robles y Carlos Valdéz Gonzalez, quienes como miembros de mi comité tutorial me hicieron valiosas recomendaciones.

A Margarita Reyes Salas y Blanca Sonia Angeles García por la asesoría y ayuda en el uso del microscopio electrónico del Instituto de Geología.

Al Quím. Rufino Lozano Santa Cruz y la Quím. Patricia Girón García por su asesoría en el procesamiento de muestras para análisis en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del LUGIS-Geología.

A la M. en C. Gabriela Solís-Pichardo quien me asesoró en la preparación de muestras para el análisis de isótopos y me auxilió en su interpretación.

Al Ing. Teodoro Hernández-Treviño quien no llegó a perder la paciencia con mis innumerables solicitudes de ayuda en el uso de los laboratorios de molienda y separación de minerales.

A Francisco Montaña Coahuilaz, Rosario Flores Ramos, **Héctor Tecanhuey** Sánchez y Manuel Velásquez Orozco expertos en computo quienes me rescataron de terribles problemas cibernéticos.

A Renato Castro Govea por su ayuda con el análisis modal con el microscopio petrográfico.

Al Departamento de vulcanología, al Servicio Sismológico Nacional, al departamento de Sismología

A CONACYT, por haberme otorgado una beca de febrero de 2003 a diciembre de 2006, periodo de mis estudios de doctorado.

A la DGEP, por haberme otorgado un complemento de beca de febrero de 2003 a diciembre de 2005, y por la beca de movilidad de estudiantes de septiembre a diciembre de 2006 periodo de mis estudios de doctorado.

CONACYT Y DGAPA contribuyeron de manera fundamental a este trabajo por su apoyo consignado en los proyectos CONACYT 42847-F y PAPIIT IN105003A .

Finalmente aunque no con menos gratitud al Instituto de Geofísica, y en particular al Posgrado en Ciencias de la Tierra, que pusieron a mi disposición su infraestructura docente y material para contribuir a mi formación académica.

TABLA DE CONTENIDO

RESUMEN	i
ABSTRACT	ii
CAPITULO I	
INTRODUCCIÓN	1
CAPITULO II	4
EL CAMPO VOLCÁNICO DE LOS TUXTLAS ANTECEDENTES GEOLOGICOS Y AMBIENTE TECTÓNICO	
2.1 Introducción.	4
2.2 Ambiente tectónico	6
2.3 Sismicidad y estructura de la corteza bajo el CVT	13
2.3.1 Sismos locales	15
2.3.2 Estructura de corteza bajo el campo volcánico	17
CAPITULO III	19
LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA EN EL CVT	
3.1 Inicio del volcanismo en el CVT	19
3.2 Las erupciones del volcán San Martín Tuxtla (SMT)	19
3.3 La erupción de 1793	26
CAPITULO IV	34
CARACTERÍSTICAS DE LA ERUPCIÓN DE 1793	
4.1 Conos de cenizas y flujo de lava	34
4.2 Depósito de caída	37
4.2.1 Distribución de la ceniza	42
4.2.2 Petrografía y geoquímica de los productos eruptivos	46
4.2.2.1 Petrografía de secciones delgadas de los conos y la ceniza de la erupción de 1793 del SMT	46

4.2.2.2 Descripción petrográfica de las secciones delgadas	47
4.3 Geoquímica	51
4.3.1 Elementos mayores y traza	51
4.3.2 Tierras raras	55
4.4 Discusión	57
CAPITULO V	
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	60
5.1 Consideraciones generales	60
5.2 Estructura del CVT	60
5.3 Sismicidad volcánica	61
5.4 La erupción de 1793 del volcán San Martín	62
5.5 Consideraciones del peligro volcánico en el CVT	63
APENDICE A	68
DETERMINACIÓN DE LA ESTRUCTURA DE LA CORTEZA POR MEDIO DE FUNCIONES DE RECEPTOR	68
A-1 Fundamentos	68
A-2 Funciones de receptor	69
A-3 Deconvolución iterativa	72
A-4 Obtención del modelo de velocidades	73
A-5 Distancia muestreada por las funciones de receptor	73
A-6 Selección y preparación de datos	74
A 7 Calculo de las funciones de receptor	78
A 8 El modelo de velocidades para el área del VSMT	80

APÉNDICE B	84
APÉNDICE C	90
ANÁLISIS GEOQUÍMICOS	90
REFERENCIAS	97

RESUMEN

Zamora Camacho Araceli. Estudio vulcanológico del área del volcán San Martín Tuxtla, Veracruz, México. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. Asesor Dr. Juan Manuel Espíndola Castro.

El volcán San Martín (SMT, N 18.562°; W 95.199°1659 msnm) es el aparato volcánico más alto del Campo Volcánico de los Tuxtlas (CVT) y el de mas reciente erupción (1793 DC). Por su asociación al CVT su origen está relacionado con el origen de este último. En este trabajo se presenta un modelo de estructura de corteza para este capo volcánico obtenido por medio de Funciones de Receptor. En este método se hace uso de las ondas convertidas en la base de la corteza y que dependen de la estructura cortical bajo el sismógrafo receptor. La aplicación de este método nos permite identificar la base de la corteza a aproximadamente 28km bajo el área alrededor del SMT. Por otra parte se presentan los resultados de los estudios estratigráfico, petrológicos y geoquímicos de los productos de la erupción de 1793. Los depósitos de lava de la erupción pueden ser fácilmente identificables en el campo por sus rasgos juveniles y el relato de Don José Moziño. Los depósitos de caída fueron identificados por su posición estratigráfica bajo el suelo moderno y la datación de numerosos paleosuelos bajo el mismo. Durante el trabajo de campo se fecharon también otros paleosuelos que arrojaron edades tan antiguas como 27,000 años AP pero su asociación al SMT debe aún establecerse. El mapeo de la capa de ceniza depositada durante la última erupción nos permitió estimar algunos de los parámetros de esta que consistió en al menos 4 grandes eventos a lo largo de 8 meses. Los eventos eruptivos fueron de naturaleza freatomagmática y estromboliana y concluyeron con una fase efusiva que se prolongó 2 años. Los depósitos de caída cubrieron una extensión de 112 mil kilómetros cuadrados con una capa de al menos 1mm y aproximadamente 480 km con al menos 10 cm. El volumen y masa emitidas fueron estimadas en $2 \times 10^7 \text{m}^3$ y $4 \times 10^{10} \text{kg}$ para los depósitos de lava y en $2 \times 10^8 \text{m}^3$ y $2 \times 10^{11} \text{kg}$ para los de caída. La composición de los productos no ha variado con respecto a la encontrada por otros investigadores y tiene su origen en un magma basáltico alcalino poco evolucionado. Las características geoquímicas y el ambiente tectónico en que se levanta el volcán le confieren una peligrosidad que es necesario evaluar más detalladamente. Para dicho propósito los resultados de este trabajo resultan de utilidad.

ABSTRACT

Zamora Camacho Araceli. Estudio Vulcanológico del volcán San Martín Tuxtla, Veracruz, México. Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM. Asesor Dr. Juan Manuel Espíndola Castro.

San Martín volcano (SMT, N 18.562°; W 95.199° 1659 masl) is the largest volcano in the Tuxtla Volcanic Field (CVT) and also the most recently active in the area (AD 1793). Being a member of the CVT its origin is closely related to the origin of this field. In this work, a model of the structure beneath the area is presented. The model was obtained through the use of Receiver Functions from seismograms collected in the area along the last 4 years. This method is based on the analysis of the seismic phases converted at the base of the crust, which depend on the structure of the crust underneath the receiver instrument. The application of the method allowed us to estimate this depth in about 28 km. Concurrently with this study a stratigraphic, petrological and geochemical study of the products of the 1793 eruption was undertaken. The lavas emitted are readily identified in the field from the descriptions made by Dn. José Moziño, who witnessed the eruption. The air fall deposits were identified by their stratigraphic position below the modern soil and the C-14 dating of numerous paleosoils under the air fall layer. Other paleosoils sampled during the field work yielded ages as old as 27,000 y BP but their association with the SMT still must be established. Mapping of the air fall layer deposited during the 1793 eruption allowed the estimation of some of the parameters of the eruption, which consisted of at least 4 large events during the 8 months that the explosive activity lasted. The explosive events were phreatomagmatic and strombolian and the eruption ended with an effusive phase that lasted 2 years. The air fall deposits covered an area of approximately 112,000 km² with at least 1mm of ash and approximately 480 km with at least 10 cm. The volume and mass erupted were estimated in 2 x 10⁷ m³ and 4 x 10¹⁰ kg for the lavas, and 2x10⁸ m³ and 2x10¹¹ kg for the air fall. The chemical composition of the products has not varied with respect to the composition of older rocks reported by other researchers and is derived from a little evolved alkaline basaltic magma. From this study we conclude that the tectonic environment in which the volcano rises, and the geochemical characteristics of its products show that it constitutes a hazard for the population that must be further investigated. For such purpose the results of this study are of relevance.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

A partir de la erupción del volcán Chichón en 1982 y el sismo de Michoacán de 1985 surgió entre los diferentes sectores de la sociedad de nuestro país una mayor conciencia sobre el peligro que representan para la población los diversos fenómenos naturales de recurrencia imprecisa, tales como las erupciones volcánicas y los sismos tectónicos. En el caso de los fenómenos volcánicos, el presente periodo activo del volcán Popocatepetl, iniciado en 1994, ha contribuido indudablemente a la percepción de la amenaza por erupciones volcánicas.

En este contexto -y en el área de la vulcanología- la atención se ha centrado en aquellos de nuestros volcanes que han presentado erupciones en tiempos históricos, ya que una erupción en este lapso de tiempo es una erupción que puede considerarse como recién ocurrida en la escala de tiempo de vida de los volcanes. Por esta razón en las últimas dos décadas, tanto vulcanólogos mexicanos como aquellos del extranjero interesados en el volcanismo mexicano, han realizado investigaciones sobre diversos aspectos de la actividad eruptiva de la mayoría de los grandes volcanes con actividad holocénica. Sin embargo no todo el trabajo está hecho y aún existen hiatos muy grandes en nuestro conocimiento sobre estas estructuras que forman parte esencial de nuestro paisaje.

Este trabajo intenta contribuir a este conocimiento aportando los resultados de diversos estudios llevados a cabo en el campo volcánico de los Tuxtlas (CVT) en el Estado de Veracruz y particularmente del volcán San Martín Tuxtla, la estructura más alta de este campo volcánico. Este volcán se levanta en medio de una zona que paulatinamente ha perdido su bosque tropical y es actualmente sitio de intensa actividad agrícola y pecuaria acompañada de un alto índice de crecimiento demográfico. La última erupción de este volcán ocurrió en 1793 y aunque no alcanzó las proporciones de una erupción pliniana, ya que sus productos son basálticos, fue de gran violencia por lo que una erupción similar en la actualidad tendría serias consecuencias sociales y económicas que es necesario evaluar.

Una vista somera del mapa fisiográfico de la República Mexicana permite descubrir este campo volcánico como una protuberancia “anómala” sobresaliendo en la planicie costera del Golfo de México. La discontinuidad entre el CVT y el cercano Cinturón Volcánico Mexicano no solo es espacial sino también geoquímica, como encontraron algunos investigadores quienes pusieron de manifiesto la naturaleza mayormente alcalina de sus rocas, como se vera más adelante. Estas características del CVT suscitan de manera inmediata la pregunta sobre el origen del magmatismo en esta región. Esta interrogante dista de haber sido respondida y aún son necesarios argumentos satisfactorios para asociarla a la subducción de la Placa de Cocos o la tectónica del Golfo de México como ha sido propuesto. Así, la presencia del CVT constituye también un problema de gran interés científico, y los datos que el presente trabajo aporte podrán incorporarse al núcleo de conocimientos que contribuya a esclarecer este aspecto en el futuro.

El trabajo más amplio en el área ha sido el llevado a cabo por Nelson y colaboradores (Nelson y González-Caver, 1992; Nelson et al., 1995) quienes fecharon sistemáticamente rocas del CVT a la vez que determinaron sus características geoquímicas. Otro tipo de trabajos geológicos o geofísicos son notablemente escasos en una región de particular interés vulcanológico, como se ha mencionado. Por esta razón, en este trabajo se planteo la necesidad de incidir en varios aspectos relacionados con la actividad volcánica en el área y el ambiente tectónico del CVT. En consecuencia, una primera fase del trabajo consistió en evaluar la factibilidad de establecer la historia eruptiva del volcán San Martín a través del estudio de la estratigrafía de sus depósitos. El trabajo de campo nos permitió comprobar que este objetivo debería reducirse a estudiar los depósitos de la erupción de 1793 ya que las condiciones climáticas y la cubierta vegetal hacen muy difícil estudios más amplios. A la vez que se hacían estos estudios de campo, resultaba oportuno el establecimiento de una red de sismógrafos y en su caso registrar la sismicidad asociada al volcán. Dada la reducida actividad sísmica encontrada y el hecho de haber registrado telesismos, dió la oportunidad de llevar a cabo determinación de estructura de corteza por funciones de receptor. Estos estudios se complementan en este trabajo para hacer las consideraciones generales sobre el peligro presentado por el volcán San Martín Tuxtla y el vulcanismo en el área general.

De esta manera, en el capítulo primero se presenta una revisión de las investigaciones precedentes sobre el CVT y su marco tectónico. En este capítulo se presentan los resultados obtenidos del análisis de sismos lejanos con la metodología de funciones de receptor, una técnica muy utilizada en los últimos 10 años para inferir la estructura de la corteza aprovechando la capacidad superior de los modernos sismógrafos de banda ancha y basada en la llegada de fases convertidas en los diferentes estratos de la corteza. En este estudio se pudo inferir el grosor de la corteza y la profundidad de otros estratos importantes.

En el capítulo 2 se exponen los antecedentes sobre el vulcanismo en la región y particularmente en el V. San Martín Tuxtla. Dado que este volcán presenta la actividad más reciente, parte importante del capítulo señala las características generales de dicha actividad.

En el Capítulo 3 se presentan los resultados del estudio de los depósitos de la erupción de 1793, las características físicas inferidas de la erupción a través de estos estudios y de las referencias históricas. Así mismo se presentan los resultados de los análisis geoquímicos practicados a los productos de la erupción y se presenta una interpretación de los mismos.

Finalmente en el capítulo 4 se presentan algunas consideraciones sobre el peligro volcánico en la región y las conclusiones del presente trabajo.

Regresando a los comentarios iniciales de la esta introducción, es oportuno mencionar que aunque es afortunado que exista una mayor conciencia del peligro por fenómenos naturales y de que las previsiones humanas sean capaces de mitigar su impacto destructivo, distamos aún de contar con los elementos necesarios para llevar a cabo las previsiones necesarias para lograr tal mitigación. El conocimiento del peligro volcánico en el territorio nacional es uno de esos elementos, y es cada vez más necesario si se considera que el crecimiento natural de la población hace de estos peligros un factor de riesgo creciente. Es de desear que el presente trabajo contribuya a este conocimiento.

CAPITULO II

EL CAMPO VOLCÁNICO DE LOS TUXTLAS (CVT): ANTECEDENTES GEOLÓGICOS Y AMBIENTE TECTÓNICO

2.1 Introducción.

El campo volcánico de los Tuxtlas (CVT), también conocido como macizo de los Tuxtlas es una unidad de rocas volcánicas que emerge conspicuamente en el sur de las planicies costeras del Golfo de México (Fig. 2.1). La máxima altura del campo la ostenta el volcán San Martín Tuxtla (SMT; N18.562°; W95.199°, 1659 msnm.), también llamado Titépetl, uno de los volcanes mexicanos que ha presentado actividad eruptiva en épocas históricas. El CVT está compuesto, además del San Martín Tuxtla, cerca de 210 conos de escoria, maares y dos grandes edificios volcánicos adicionales, el Santa Marta y el San Martín Pajapan, hacia el SE del SMT.

El área ha atraído la atención de numerosos investigadores por encontrarse en la porción SW del margen del Golfo de México; rasgo geológico de fundamental importancia para entender la formación de esta estructura marina y por lo tanto sobre la formación de Norteamérica. Por otra parte, algunas de las unidades geológicas que conforman esta provincia son reservorios petrolíferos importantes. Desde un punto de vista vulcanológico la manifestación del vulcanismo alcalino, tanto en los Tuxtlas como en varias secciones del norte y centro de este margen del Golfo de México, plantea preguntas importantes con respecto al origen del magmatismo y de su relación con el ambiente tectónico en el que se da. Finalmente, la ocurrencia de actividad volcánica durante el Holoceno y hasta tiempos históricos llama la atención por el peligro volcánico que representa para un área de rápido crecimiento demográfico. En resumen, la historia del CVT y su origen se relacionan con la historia geológica de las planicies costeras del Golfo de México, mismas que se encuentran conformadas por las cuencas de Veracruz en el centro, la de Tampico en el norte, y la del Istmo-Salino-Reforma al sur. Estas áreas bajas que confinan el Golfo de México, contrastan marcadamente con el altiplano en el oeste, del cual son separadas por una zona de falla normal con dirección NNW-SSE y una diferencia en la elevación de alrededor de 2000 m. (Cantagrel y Robin, 1979). Por constituir el margen occidental del Golfo de México estas cuencas comparten una historia común relacionada con la formación de este

Golfo y con la subducción de la placa Farallón y sus descendientes - las placas de Cocos y Rivera-al oeste de la placa Norteamericana

Es generalmente aceptado que la actual cuenca del Golfo de México tuvo su origen en el Triásico Tardío como resultado de la separación entre las placas Norteamericana, Africana y Sudamericana. La separación continuó probablemente en el Jurásico Medio con la formación de una corteza continental distendida de transición a través de la parte central de la cuenca. Durante esta época el avance intermitente del mar en la región continental occidental dio como resultado la formación de los extensos depósitos salinos hoy conocidos en la cuenca del Golfo de México. El principal episodio tectónico, durante el cual el bloque de Yucatán derivó hacia el sur y condujo a la formación de la corteza oceánica en la parte central de la cuenca, ocurrió probablemente durante el Jurásico Tardío después de la formación de los depósitos salinos. Después de este acontecimiento, la base del Golfo de México ha permanecido como una provincia geológica estable caracterizada únicamente por el hundimiento sistemático de su parte central, probablemente debido al enfriamiento cortical y el peso del grueso relleno sedimentario (Prost y Aranda, 2001).

En consecuencia la cuenca de Veracruz yace en una corteza de transición debilitada por un margen de fallamiento transforme que en el Jurásico tardío y el Cretácico temprano estaba compuesto por un margen pasivo con una plataforma de sedimentos carbonatados. Desde el Cretácico tardío pasando por el Paleoceno y hasta el Mioceno temprano la formación de pliegues y cabalgaduras con dirección Este en la sierra de Zongólica fue seguida por deposición en la cuenca de Veracruz. La cuenca continuó profundizándose durante el Mioceno medio, probablemente debido a su peso y recibió cerca de 12 kilómetros de sedimentos Terciarios (Prost y Aranda, 2001). Estas rocas sedimentarias son probablemente las que yacen bajo las rocas volcánicas que forman el CVT y son las capas refractoras que aparecen en las funciones de receptor, como se expondrá más adelante.

2.2 Ambiente tectónico

A lo largo de toda la planicie costera Este aparecen rocas volcánicas del Terciario, entre las cuales las más viejas son del Oligoceno. Aunque algunos de ellas muestran alguna afinidad calco-alcalina, tal como las microdioritas de Palmasola, que han sido consideradas como rocas de transición con respecto a las del cercano Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), la mayor parte de las rocas son alcalinas. El marcado contraste que existe entre la geoquímica de las rocas del CVM y las del CVT, así como su diferente ambiente tectónico han sido razones principales por las que Robin y sus colaboradores (Robin, 1976; Robin y Tournon, 1978; Cantagrel y Robin, 1979), han propuesto que esta provincia - a la que designaron como Provincia Alcalina del Este (PAE) - es distinta a la del CVM y que su magmatismo es debido a la apertura del Golfo de México y no a la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa Norteamericana. En este contexto, el macizo de Los Tuxtlas es también parte de la PAE y constituye su frontera meridional, así como el lugar en que han ocurrido los episodios volcánicos más recientes.

Uno de los primeros informes sobre el CVT es debido a Friedlaender y Sonder (1923) quienes describieron las características generales del área y publicaron los primeros datos petrográficos y geoquímicos. Aunque estos autores consideraron que las rocas son de naturaleza calco-alcalina, Pychler y Weyl (1976) realizaron una nueva evaluación de sus datos así como análisis adicionales de otras rocas del área, y concluyeron que pertenecen a la suite alcalina. Similarmente Thorpe (1977) realizó análisis de rocas de varios conos de escoria y concluyó que eran de naturaleza alcalina. Nelson y González-Caver (1992) y Nelson *et al.* (1995) realizaron un

estudio detallado de la geoquímica y edad de las rocas del área, y encontraron que aunque algunas rocas son calco-alcalinas predominan las alcalinas. En conclusión, existe un consenso en cuanto a la naturaleza especial del PAE y sus rocas alcalinas; aunque no lo existe en cuanto a su origen.

Como ya se ha señalado, para algunos investigadores el magmatismo en la región del CVT es debido a un régimen de extensión relacionado con la apertura del Golfo de México (Robin, 1976; Robin y Tournon, 1978; Cantagrel y Robin, 1979). Más recientemente, Verma (2006) expresó una opinión semejante. En el análisis de varias rocas del CVT encontró que el tipo de rocas es típico del ambiente de clara distensión (*rift*) como también lo demuestran sus elementos traza (sobre todo en las características de los *HFSE* “*High Field Strong Element*”, *REE* “*Rare Earth Element*”, y *LILE* “*Light Litolophile Element*”) que son similares a los de estas áreas, a la vez que se diferencian con las asociadas a los arcos de islas. Este autor también considera que los magmas del CVT no requieren para su generación de una componente de la placa ya que la corteza continental, particularmente la corteza más profunda, es el reservorio complementario que permite explicar el origen de rocas más desarrolladas a partir de los magmas primitivos.

Nelson y colaboradores (Nelson y González-Caver, 1992; Nelson *et al.*, 1995) llegaron a una conclusión diferente, de acuerdo con estos investigadores los magmas alcalinos primitivos muestran una deficiencia de elementos *HFSE* consistente con un origen en un manto heterogéneo contaminado por los líquidos o fundidos de la placa de Cocos subducida. Así mismo encontraron rocas alcalinas y calco-alcalinas (*Hy-norm.*), que muestran una gran deficiencia de *HFSE*, cocientes muy altos de *LILE/LREE* (*Light Rare Earth Elements*), de isótopos de Sr y O, así como cocientes más bajos de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ que en magmas sub-saturados, lo que sugiere que en el magma ya sea en su fuente o en su ruta de ascenso adquirió componentes tanto del manto como de los fluidos o fundidos de la placa subducida y de la corteza. Estos autores también señalaron que en regiones tras-arco, tal como en el área de Palma Sola, ocurren lavas alcalinas similares, y que se han emitido basaltos alcalinos, con firmas de la subducción en sus elementos traza, en regiones de volcanismo calco-alcalino por ejemplo en el Japón y los Andes Meridionales. Por otro lado, están de acuerdo en que las condiciones estructurales de la corteza desempeñan un papel importante en la yuxtaposición del magmatismo alcalino y el calco-alcalino, y sugieren que un ambiente de extensión permite que la fusión parcial alcalina alcance la superficie.

La existencia de esfuerzos de extensión en el CVT explica en parte su geología (Fig. 2.2), ya que los numerosos conos de escoria, maares, y el eje mayor del volcán San Martín muestran una alineación NW-SE que sugiere un fallamiento normal profundo que ha facilitado el movimiento de magma (Nelson y González-Caver, 1992). Ésta es también la orientación de la falla Anegada-Los Tuxtlas, que se extiende por varios cientos de kilómetros a lo largo del Golfo de México y parece ser un remanente principal del sistema de fallas transformadas que permitió el movimiento hacia el sur del bloque de Yucatán (Prost y Aranda, 2001).

Figura 2.2 Mapa geológico del Campo volcánico de los Tuxtlas (Fuente: Nelson y González-Caver, 1992).

Una posible explicación para el régimen de extensión es la existencia de zonas de extensión tras-arco, como ha sido propuesto por Nelson *et al.* (1995). En este contexto, según los datos sísmicos de Pardo y Suárez (1995), la placa de Cocos subducida se encuentra

aproximadamente a 150 kilómetros bajo el CVT. Manea y Manea (2006) también favorecen esta hipótesis de acuerdo con los resultados de un modelo numérico bidimensional de la subducción de la placa. En su modelo, el segmento de la placa perpendicular al CVT avanza con un ángulo pequeño hasta cerca de 300 kilómetros de la trinchera y después se desliza con un ángulo de alrededor de 30° , para alcanzar cerca de 100 kilómetros por debajo del CVT (Fig. 2.5b). Verma (2006) difiere del modelo anterior y se adhiere a la hipótesis de Cantagrel y Robin (1979), según la cual, como se ha mencionado antes, el régimen de extensión es debido a la tectónica de extensión del Golfo de México. Otros mecanismos han sido propuestos para explicar el volcanismo alcalino del PAE, Ferrari (2004) propone que el magmatismo en el CVT es el último acontecimiento relacionado con la propagación y separación de la placa subducida de Cocos, en la parte meridional del Golfo de California y centro de México y la parte más lejana es el CVT. Una consecuencia de tal separación sería un volcanismo con una afinidad geoquímica inusual para una zona típica de subducción. Sin embargo, este modelo no es apoyado por los estudios tomográficos de Gorbатов y de Fukao (2006), para quienes la placa se rompe más al NE y bajo el Golfo de México.

El CVT esta caracterizado por una anomalía de Bouguer positiva, con un máximo de 130 mGal, que cubre todo el campo volcánico y se extiende hacia el Golfo de México (De la Fuente et al., 1994; Fig. 2.3a). La anomalía es elongada con un eje mayor en dirección N50W, que coincide con la alineación de los conos de ceniza mencionada anteriormente, y puede verse más claramente en el mapa de anomalía regional (Fig. 2.3b). Un modelo de gravedad bidimensional de la anomalía total realizado por García de la Cruz (2002), coloca al Moho aproximadamente a 28km bajo el CVT, profundidad que esta de acuerdo con el modelo de velocidades obtenido con funciones de receptor y que se presenta más adelante. La extrusión de material con un contraste positivo de densidad es sorprendente y sugiere que su movimiento a la superficie fue facilitado por una zona de debilidad cortical como la producida por fallamiento normal en zonas de distensión. El área también está marcada por una anomalía magnética debida a la alta susceptibilidad magnética de las rocas volcánicas que forman el CVT (Fig. 2.4).

Figura 2.3 Anomalías de Bouguer en la región de los Tuxtlas. **a.** Anomalía de Bouguer. **b.** Anomalía regional **c.** Anomalía residual (Fuente: García de la Cruz, 2002).

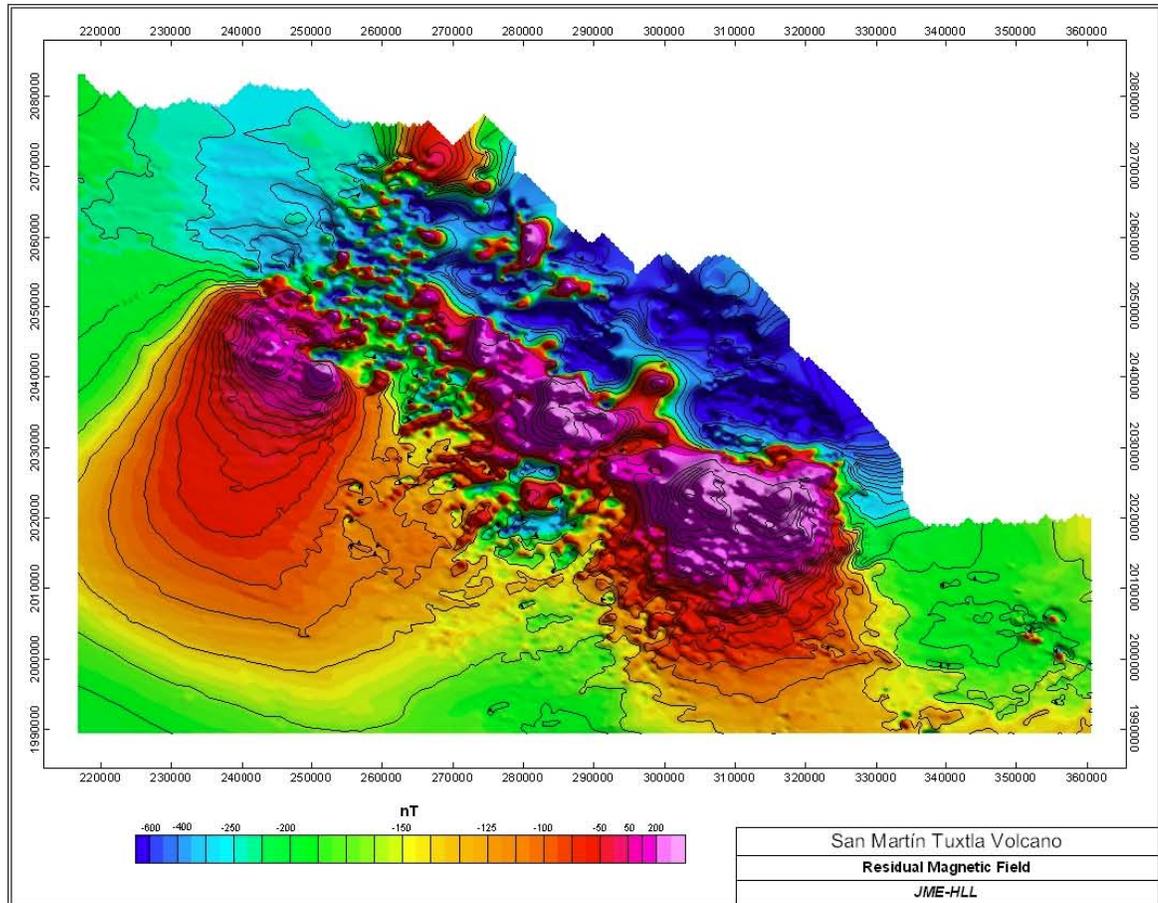
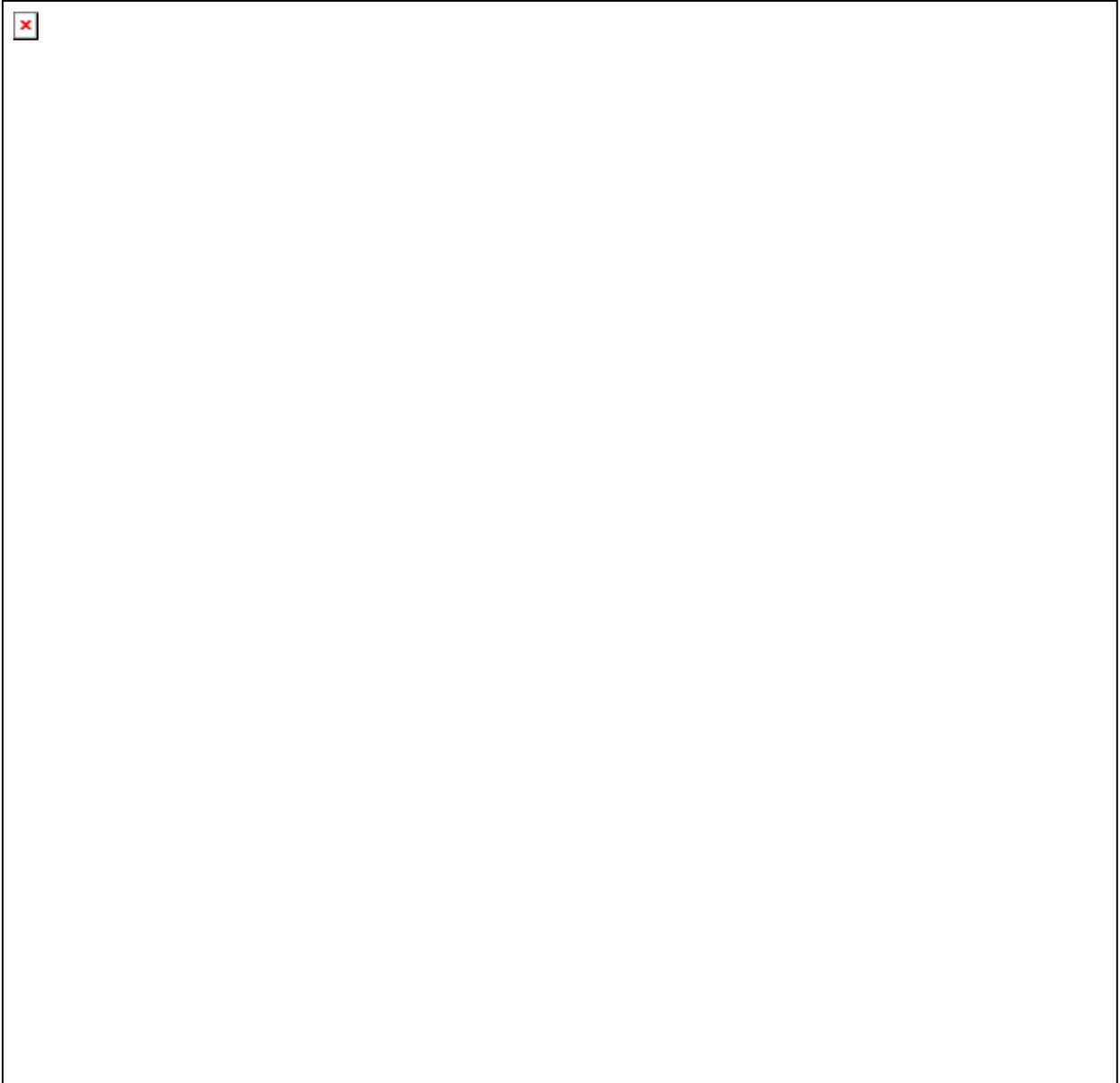


Figura 2.4 Reducción al polo de la anomalía residual magnética en la región de los Tuxtlas (Fuente. Datos: Servicio Geológico Mexicano, procesamiento: H. López Loera)

Por lo que respecta a la sismicidad tectónica en el área, poco puede encontrarse en la literatura, debido a la relativamente baja sismicidad en la región. De hecho, la determinación de la posición de la placa subducida bajo el área, por medio de la localización de los focos sísmicos, arroja resultados ambiguos dado el pequeño número de sismos que ocurren mas allá de los 350 km de la trinchera (el CVT se localiza aproximadamente a 425 de la trinchera). La Fig. 2.5 muestra una proyección de los focos de los temblores ocurridos en el periodo 1967-2000 y consignados en los catálogos de Harvard (CMT), Pardo y Suárez (1993), y Cárdenas-Monrroy (1997).



En la figura 2.6 se muestran los hipocentros de la figura 2.5 proyectados a lo largo del perfil A-A', así como los perfiles derivados de los resultados obtenidos por los autores antes mencionados. Nótese que bajo el CVT la profundidad de la placa podría ubicarse entre los 100 y 150 kilómetros.

2.3 Sismicidad y estructura de la corteza bajo el CVT

Como se ha señalado anteriormente, el nivel de sismicidad en la región de los Tuxtlas es relativamente bajo en comparación con el occidente de México. Por esta razón prácticamente no existen sismógrafos permanentes en la región. El Servicio Sismológico Nacional (SSN) contaba con una estación de periodo corto Mark L-4C en el cerro del Vigía, uno de los volcanes de la serie antigua, en el lado NE del CVT. Esta estación no ha operado en los últimos 4 años (A. Cárdenas, comunicación personal). Por esta razón se consideró conveniente establecer una red de 3 sismógrafos en el área con los siguientes propósitos: registrar la actividad local y establecer si existe sismicidad asociada al SMT, registrar la sismicidad regional y obtener información sobre el campo de esfuerzos en la región, y finalmente registrar telesismos para estudio de la estructura de corteza por medio de las técnicas de funciones de receptor (Apéndice A).

La red temporal operó durante dos periodos: el primero del 5 de mayo al 22 de agosto de 2003, con sensores GURALP™ de banda ancha y tres componentes con digitalizadores

REFTEK™, y el segundo del 28 de octubre de 2004 al 14 de diciembre de 2006, con sensores STS-2 de banda ancha y tres componentes con digitalizador REFTEK™; en la Fig. 2.7 se observa el arreglo de las estaciones alrededor del SMT y en el cuadro 2.1 la ubicación y periodos de registro para cada una de las estaciones.

Figura 2.7 Ubicación de los sismógrafos de la red utilizada para el presente estudio.

Cuadro 2.1. Estaciones de la red sísmica temporal del área del volcán SMT y su periodo de operación.

RED SÍSMICA TEMPORAL DE LOS TUXTLAS				
Estación	Latitud	Longitud	Elevación (msnm)	Periodo de Registro
Revolución de Arriba (RATU).	18.629	95.201	820	7-05-03 al 22-08-03
	18.597	95.195	845	29-10-04 a 14-12-06
Plan de Abescoma (PATU)	18.477	95.180	600	6-05-03 a 22-08-03 28-10-04 a 12-01-05
Estación Biológica (EBTU)	18.613	-95.079	167	6-05-03 a 2-06-03
Nacimientos de Xogapan (NXTU)	18.528	-95.250	584	3-07-03 a 22-08-03
Los Palacios, Chiñiñal (CHTU)	18.509	-95.184	853	11-03-05 a 25-01-06
Ojo de Agua, o Ejido de Tepancan (TETU)	18.582	-95.257	632	20-01-05 a 8-06-05 15-09-05 a 24-01-06

2.3.1 Sismos locales

Durante el primero de los periodos consignados anteriormente no se registró ningún sismo local. Durante el segundo se registraron cuatro eventos (cuadro 2.2), mismos que fueron localizados con los registros de las 3 estaciones de la red y otras del SSN y el modelo de velocidades obtenido por FR que se verá mas adelante. El primero (A) a 52km de profundidad y mecanismo focal de fallamiento normal y esfuerzos menores N-S (J. Pacheco, comunicación personal). (Figura 2.5a, red SMT). Dos de ellos son corticales no asociados al volcán (B; C). El cuarto es un sismo profundo probablemente en la placa subducida.

Cuadro 2.2 Eventos locales registrados por la red sísmica temporal del volcán San Martín Tuxtla, Veracruz en el segundo periodo de registro.

	Fecha	Hora origen	Latitud	Longitud	Prof.(km)	Mw
A	14/11/2005	07:43:41.4	18.497	95.741	52.0	4.4
B	16/11/2005	09:50:7.4	18.307	95.260	17.3	3.7
C	25/11/2005	05:57:24.7	18.517	94.930	17.3	3.8
D	27/11/2005	13:50:18.5	17.95	95.134	135.3	4.2

El mecanismo focal del sismo A que ocurrió cerca de la población de Cosamaloapan (aproximadamente a 71 Km al SSW del SMT) es consistente con el campo de esfuerzos distensivos señalado en párrafos anteriores (Fig. 2.8 a y b).

a

Figura 2.8 a) Mecanismos focales en planta,

b

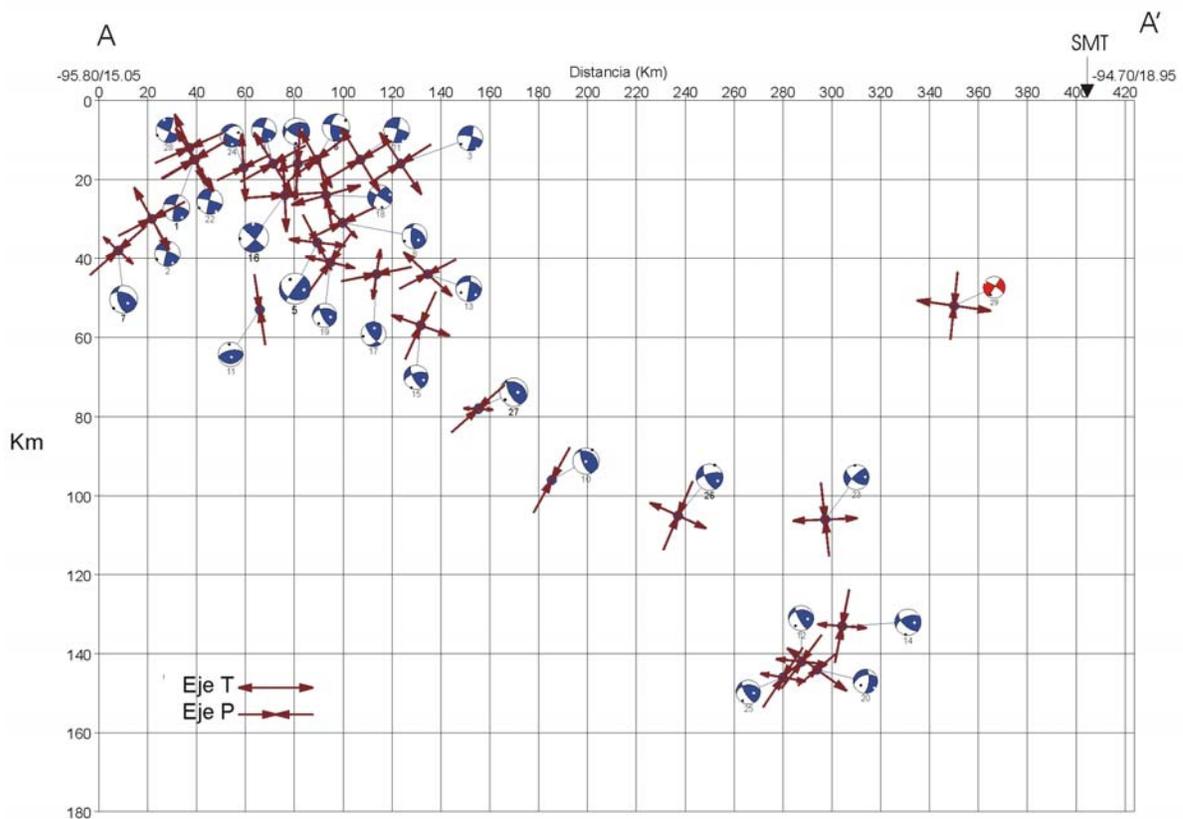


Figura 2.8 b) Esfuerzos principales de los sismos a lo largo del perfil A-A'. El sismo de la extrema derecha es el sismo de Cosamaloapan.

2.3.2 Estructura de corteza bajo el campo volcánico

Como puede verse en el apéndice A, el modelo de capas que mejor se ajusta a los datos observados es el que aparece en la Fig. A2. En este modelo se observan las siguientes discontinuidades importantes: una aproximadamente a 28km, otra a 12 km y finalmente otra a 1.5 km. Estas discontinuidades son las únicas persistentes en todos los modelos obtenidos con los diferentes valores de α y para cada evento y estación cuando son modelados separadamente. Podemos identificar estas discontinuidades como correspondientes al Moho la primera, al contacto del basamento con las rocas sedimentarias del mesozoico y finalmente la capa de rocas volcánicas. El aumento de velocidad de ondas S a los 30 km es del orden de solo 0.33 km/seg (0.45 km/seg V_p) que es menor que en otras áreas volcánicas de México (e.g. Cruz-Atienza et al.

2001). Probablemente la razón de esto se encuentre en la gran cantidad de intrusiones basálticas que deben existir en la corteza bajo el CVT y que producen un cambio más gradual en la velocidad. Por otra parte, un espesor de cerca de 28 km estaría de acuerdo con el espesor que se ha estimado en otras regiones de la planicie costera (Prost y Aranda, 2001). La segunda interfase, a 12 km, muestra una diferencia en V_s de 0.6 (0.99 km/seg en V_p) con un descenso en la velocidad hacia la superficie que puede explicarse como debida a la propagación en las rocas sedimentarias del Terciario que fueron comentadas en 2.1. Finalmente, el último estrato corresponde a la capa superficial de alrededor de 1.5 km que probablemente esta constituida por los depósitos de tefras y lavas provenientes de la actividad volcánica.

Un aspecto que merece ser comentado es que las estaciones se encuentran a distancias menores a 4 km del cráter del volcán, por lo que las funciones de receptor muestrean bien la estructura bajo el edificio volcánico (ver apartado A5 del Apéndice A) y no muestran una zona de baja velocidad como la encontrada bajo el volcán Popocatepetl por Cruz-Atienza et al. (2001) con el método de FR. Esto es consistente con el hecho de que los productos emitidos por el volcán son muy primitivos y su geoquímica, como se verá en el capítulo siguiente, no muestra rasgos de que hayan sufrido diferenciación en la corteza.

CAPITULO III

LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA EN EL CVT

3.1 El volcanismo en el CVT

Las rocas más antiguas del CVT fueron reportadas por Aguilera-Gómez (1988) y corresponden al Plioceno; más recientemente, Nelson y Gonzalez Caver (1992) y Nelson *et al.* (1995) llevaron a cabo una datación sistemática por K-Ar de diversas rocas del campo volcánico. Basados en esos análisis concluyeron que la actividad habría ocurrido en dos períodos separados por un periodo de calma. De acuerdo con esto, dividieron la actividad del campo volcánico en dos series a las que designaron como series volcánicas vieja y joven. Las rocas volcánicas de la serie vieja tienen edades del orden de 7 a 2.6 Ma y se encuentran hacia el SE y W del CVT, incluyendo los grandes edificios volcánicos de Santa Marta, San Martín Pajapan y el Cerro del Vigía. Estas rocas volcánicas también se encuentran en la base de la serie joven, que fueron extraídas desde hace 0.8 Ma hasta el presente e incluyen al San Martín y los conos de ceniza y maares de los alrededores a este edificio (Fig. 2.2). El probable periodo de quietud ocurrió entre 2.6 y 0.8 Ma ya que no se localizaron rocas con edades correspondientes a ese periodo. Reinhardt (1991) realizó un estudio geomorfológico de los conos de ceniza y concluyó que su edad es menor a los 50,000 años AP. Así mismo, por medio de fechamientos de radiocarbono de muestras de carbón en depósitos de cenizas, correlación estratigráfica entre depósitos y con estratos del cercano sitio arqueológico de Matacapán, este investigador encontró que en un área hacia el oeste de San Andrés Tuxtla y el norte de Catemaco ocurrieron por lo menos 9 erupciones en los últimos 6000 años. Entre ellas las de los conos de escorias Cerro Mono Blanco, Cerro Nixtamalapan, Cerro Puntiajudo y los maares ocupados actualmente por las lagunas Nixtamalapan y Cocodrilos.

3.2 Las erupciones del volcán San Martín Tuxtla (SMT)

La edad de 0.8 Ma mencionada en párrafos anteriores fue obtenida por Nelson y González-Caver (1992) de una basanita colectada en la base del SMT. Esta es la edad más antigua relacionada con una erupción del volcán, probablemente una de las primeras

erupciones. Paleosuelos localizados bajo capas de lapilli y cenizas muy alteradas extendidas alrededor del San Martín han arrojado edades entre $27,750 \pm 795$ a -720 , y 1060 ± 40 años AP (Cuadro 3.1), sin embargo es necesario correlacionar estos depósitos con otros alrededor del SMT para verificar si los depósitos fueron emitidos por el SMT o por alguno otro de los aparatos volcánicos existentes en el área. Por otro lado, la muestra SM1-16 proviene de un tronco carbonizado encontrado bajo una colada de lava que desciende hacia el norte del San Martín, su edad de radiocarbono es de 290 ± 40 años AP. Por el tamaño del tronco y su posición bajo grandes bloques de lava es muy probable que el árbol original del que proviene la muestra haya sido carbonizado por la colada de lava. Sin embargo esta colada no está relacionada con la que se originó en 1793 y desciende por la ladera norte del SMT, por lo que cabe la posibilidad de que esta colada haya sido formada en 1664, pero es difícil asegurarlo ya que el tronco pudo haber sido carbonizado durante algún fuego ocasionado por la erupción de 1793.

Cuadro 3.1.- Edades convencionales de radiocarbono de muestras de paleosuelos y carbón en los alrededores del volcán San Martín.

MUESTRA	NÚMERO DE MUESTRA*	UBICACIÓN	EDAD (yB.P.)	¹³
SM1-16	A-14234	Tronco carbonizado bajo colada de lava	290±40	-27.0
SM2-45c	A-12646	Paleosuelo bajo suelo actual y suelo actual y capa de ceniza gris (1793)	290±45	-25.6
SM9-1b	A-11107	Paleosuelo bajo suelo actual y capa de ceniza gris (1793)	360±50	-25.4
SM5-14c	A-14237	Paleosuelo bajo suelo actual y capa de ceniza gris (1793)	400±60	-25.2
SM4-13b	A-13512	Paleosuelo bajo suelo actual y capa de ceniza gris (1793)	405±45	-25.5
SM1-5b	A-12643	Paleosuelo bajo suelo actual y capa de ceniza gris (1793)	490±45	-25.2
SM4-17c	A-13504	Fragmentos de carbón en paleosuelo bajo suelo actual y capa de ceniza gris (1793)	490±125	-29.2
SM3-15a	A-13508	Paleosuelo bajo suelo actual y capa de ceniza gris (1793)	535±55	-16.6
SM4-7b	A-13510	Paleosuelo bajo capa de ceniza gris (1793)	555±45	-25.6
SM5-08a	A-14236	Paleosuelo bajo suelo actual y capa de ceniza gris (1793)	570±45	-26.2
SM0-2	A-11106	Paleosuelo bajo suelo actual y capa de ceniza gris (1793)	615±55	-25.3
SM1-4a	A-13505	Paleosuelo bajo varias capas de lapilli y cenizas ocre y gris muy alteradas	1060±40	-24.6
SM2-15c	A-12645	Paleosuelo sobre la capa de lapilli del sitio SM2-15a. En su parte superior está en contacto con el suelo actual	1475±45	-25.0
SM2-10c	A-13507	Paleosuelo bajo capa de lapilli amarillento-blanquecino muy alterado	2700±40	-9.2
SM2-15a	A-12644	Paleosuelo bajo capa de lapilli muy alterado, ocre claro arriba, rojo ladrillo abajo	4080±55	-25.3
SM0-18b	A-11109	Paleosuelo bajo escorias rojizas muy alteradas y sobre colada de lava.	5390±55	-25.2
SM2-07b	A-14235	Paleosuelo bajo capa lapilli ocre	27,750±795 -720	-22.8

*Las muestras fueron fechadas en el Laboratorio de Radiocarbono de la Universidad de Arizona por el método convencional

Excepto por estos datos y sus erupciones más recientes, la historia eruptiva del CVT y en particular del SMT es prácticamente desconocida. Es razonable, sin embargo, suponer que una estructura de sus dimensiones debió construirse a través de múltiples episodios eruptivos de variado estilo e intensidad, como lo sugiere su morfología. El edificio del SMT es una gran estructura con un cráter de caldera ovalado. Su eje N-S tiene unos 800 m de largo y el E-W de alrededor de 1200 m. El borde del cráter es muy irregular en altura, con altitudes que oscilan entre 1500 y 1600 msnm., y una altura máxima de 1659 msnm en su lado oriental. El cráter tiene paredes internas muy escarpadas y en su interior hay dos conos de lava y escoria, al menos uno de ellos formado durante la erupción pasada del SMT, como será descrito más adelante (Fig. 3.1).

3.1 Estereopar del cráter del volcán San Martín (INEGI)

Así, aunque la historia eruptiva del volcán es sin duda compleja, su reconstrucción por medio de los productos eruptivos resultaría una tarea ardua, si no definitivamente

imposible, ya que gran parte de los depósitos se han convertido en suelos o se encuentran fuertemente alterados amén de encontrarse cubiertos por la vegetación. Por otro lado, existe una gran mezcla de materiales provenientes de los aproximadamente 210 conos de escoria y maares. Sin embargo, el volcán ha entrado en erupción en épocas históricas, por lo que contamos con al menos un ejemplo documentado de su actividad a través de los años. Afortunadamente los productos de su última erupción se pueden observar todavía alrededor del volcán.

Las últimas erupciones históricas de este volcán ocurrieron cuando México era parte de la Nueva España. Medel y Alvarado (1993), cronista del cercano poblado de San Andrés, hace referencia a la existencia de Ixtlán una población situada en las laderas occidentales del volcán, que poco después de la conquista de México por los españoles, fue cubierto por la ceniza de una erupción del volcán que ocurrió probablemente en 1534. De acuerdo con este autor la erupción obligó a los habitantes de Ixtlán a que abandonaran la aldea y se asentaran en un punto mas apartado del volcán; migración que condujo a la fundación de Toztla o Tuztla (ahora Santiago Tuxtla). No se tiene otro registro de la ocurrencia de esta erupción y Medel y Alvarado no cita la fuente de esta información. Por otra parte, dada la gran cantidad de conos y maares en el área no se puede descartar que, de haber ocurrido dicha erupción, su fuente de emisión haya sido otra y no el SMT. Como se ha mencionado, Reinhardt (1991) determinó que en los últimos 6000 años 9 erupciones ocurrieron solo en un área al norte de Catemaco.

Otras fuentes relacionan la fundación de Tzacoalco (ahora San Andrés Tuxtla) con una erupción que ocurrió en 1664 como será discutido mas abajo. De las dos últimas erupciones del volcán sabemos a través del informe de Don. José Mariano Moziño, naturalista mexicano bien conocido por el trabajo botánico y etnográfico que llevo a cabo con la Real Expedición Científica a la Nueva España (Engstrud, 1981). Después de los eventos explosivos que marcaron el período eruptivo del SMT en 1793, y dado el pánico generalizado que sobrevino entre los habitantes de las regiones vecinas, Moziño fue enviado por el segundo Conde de Revillagigedo, Virrey de la Nueva España, para reportar sobre la erupción. Copia manuscrita del informe que presentó al Virrey fue enviado a España y se encuentra en los archivos de Indias en Sevilla, España (Fig. 3.2).

Descripcion
Del Volcan de Tuxtla

Por D. José Mariano Moziño
Botánico de la Capd. de N. E.
Año de 1793.



Me parece, que debo suponer como una cosa, que no admite controversia, el que la formacion presentada de esta serama de Tuxtla ha sido enteramente volcanica. La irregularidad de los conatos q. son angulos entrantes, y salientes, como por la confusam de materiales, de que se componen acredita bastante esta verdad. No se ven por todas partes más que vestigios de las grandes Erupciones que han en los siglos mas remotos. La misma Villa de Tuxtla, los Pueblos de San Andrés, y Catemaco fueron tal vez craxerun de otros volcanes antiguos ò a lo menos sus sielos no esta cubiertos mas que de lavas. Los lechos por donde corren los rios de agua à mas de cien leguas de frecuencia craxerun se componen en la mayor parte de una extension enorme de arenas quemadas, cuya magnitud, y firmeza en el ensaye hacen increíble que hayan sido arrastrados de las avenidas q.

Figura 3.2 Primera página de la copia del informe de Don José Mariano Moziño sobre la erupción de 1793 del v. San Martín Tuxtla que se encuentra en el archivo de Indias en Sevilla, España

En 1870, ya en plena época independiente, el reporte fue publicado en el boletín de la Sociedad Mexicana de Geografía y Estadística. Aunque existen algunas diferencias entre ambos textos, estas son pequeñas y el contenido es básicamente el mismo (Moziño, 1830). El informe de Moziño es una descripción general sobre la erupción de 1793 y en él describió los aspectos más importantes de la misma, aunque omitió detalles que habrían sido muy útiles en su reconstrucción. Por otra parte, algunas de sus estimaciones son erróneas, probablemente a causa de lo inopinado del viaje, que no le permitió integrar un mejor equipo de instrumentos, y la premura por informar sobre los acontecimientos. No obstante, su informe constituye la única fuente escrita de la erupción y ofrece información valiosa sobre sus características. También da cuenta de una erupción anterior que solo pudo referir como ocurrida en el siglo XVII. De su informe podemos suponer que llegó de Veracruz en barco y se alojó en lo que hoy es San Andrés Tuxtla desde donde condujo su investigación. Inquiriendo sobre el comportamiento anterior del volcán, refiere que:

“según informes que he recibido de algunos ancianos de esta vecindad, vomitó llamas y arenas el monte de San Martín, que se halla situado al Norte del pueblo de San Andrés, a poco más de dos leguas de distancia: aseguran que esto sucedió el 15 de octubre, sin que haya dado memoria del año, ni otro testimonio que el recuerdo que hace el comandante de estas tropas, vecino antiguo y de mucha veracidad, de haber leído una escritura jurídica sobre tierras, en que por incidencia se habla de una fiesta jurada con motivo de aquel suceso la gloriosa virgen Española Santa Teresa de Jesús.”

y continua:

“la explosión de la que vengo hablando duró muy poco: que el material expulsado no alcanzó más de 3 o 4 leguas, ni quedo otro vestigio que un poco de humo que veían no solo con descuido, sino con desprecio, todos los habitantes de la comarca, y aun esta lleva 50 años de haberse disipado enteramente.”

Friedlander y Sonder (1923) citan una nota publicada en 1830 por José Aurelio García en “El Constitucional”, una publicación de la ciudad de Xalapa, traducido después al Alemán y publicada en el *Neues Jahrbuch fur Mineralogie* (referido en adelante como García, 1835). En este documento García refiere que en 1824, siendo alcalde de San Andrés y mientras hojeaba documentos del Archivo oficial, se encontró con documentos que describían una erupción del volcán ocurrida el 15 de enero de 1664. Esta fecha discrepa con la mencionada por Moziño (15 de octubre), pero probablemente el año es correcto pues al parecer coincide con la fundación de Tzacolco, luego nombrado San Andrés, que al

parecer fue provocada por una erupción del volcán (Medel-y-Alvarado, 1993). Como puede advertirse, este evento se asemeja mucho a la historia de la fundación de Santiago por moradores de la supuesta Ixtlán, de tal suerte que si bien la referencia a la fundación de San Andrés parece ser correcta, la de Santiago y la supuesta erupción de 1534 que la ocasionó, no pueden corroborarse.

Según García (1835), una mañana el sol se obscureció repentinamente sobreviniendo una lluvia de ceniza y de arena acompañadas por ruido y un retumbo en la montaña. Los habitantes de San Andrés, muy asustados, buscaron refugio en la iglesia local, de donde fueron llevados en procesión por el sacerdote a la parroquia principal en Santiago Tuxtla, orando e implorando con cánticos hasta que el cielo aclaró.

De estos los relatos de Moziño y García parece claro que, aún teniendo en cuenta el efecto del tiempo en la memoria de la gente, la erupción de 1664 fue de pequeña duración y pocas consecuencias. La erupción de 1793, sin embargo, fue de tal magnitud que provocó que el Virrey enviara a uno de los mejores naturalistas a investigar el suceso, hecho gracias al cual poseemos un relato de las características de la erupción.

3.3 La erupción de 1793.

El reporte de Moziño sobre la erupción de 1793 ha sido la fuente de todas las referencias posteriores (e.g. Sapper, 1915). Así, la erupción fue incluida en el catálogo de IAVCEI de los Volcanes del Mundo (Mooser, 1961) y el Catálogo Smithsonian de Volcanes del Mundo (Simkin y Siebert, 1994); en este último aparece consignado un Índice de Explosividad Volcánica (VEI) de 4 y un volumen de 10^8 m³ de tefra, aunque no se especifica como se obtuvieron estos valores. En el cuadro 2.2 se resumen los aspectos más importantes de la erupción de acuerdo con el mencionado reporte de Moziño.

Cuadro 2.2.- Resumen de los eventos de la erupción de 1793 del volcán San Martín Tuxtla (Veracruz, México) según D. José Mariano Moziño

Fecha	Evento	Comentario
2 de Marzo 16:00 hrs.	Primera erupción: truenos y vista de una columna de fuego, lluvia de cenizas	La erupción duró 2 días
22 de mayo 7:00 A.M.	Segunda erupción: mayor que la anterior columna mas grande y mayor caída de cenizas	La erupción duró 2 días
23 de mayo	Las cenizas de la erupción llega a la ciudad de Oaxaca, otras ciudades y la provincia de Tabasco	
28 de junio 6:00 A.M.	Tercera erupción: Mayor que las anteriores, abundante lluvia de ceniza y grandes truenos.	La erupción duró 3 días
26 de agosto at night	Cuarta erupción: Caída de cenizas y Fuertes lluvias.	La erupción duró aproximadamente un mes y medio
23 de septiembre	Primer ascenso de D. José Moziño y sus acompañantes	
21 de noviembre	Segundo ascenso de D. José Moziño y sus acompañantes	

El primer evento eruptivo comenzó el 2 de marzo a las 16:00 horas; cuando se escuchó un gran fragor, que aunque provenía del volcán, se tomó por tempestad, cosa muy común en las alturas de aquella sierra. Espesas nubes cubrían la cima de la montaña, de modo que parecía aproximarse una gran tormenta. Un par de horas después, como a las seis de la tarde:

“...se dejó ver en Tuxtla, por el nordeste, y aquí por el Noroeste de la montaña, una gran columna de fuego de cuyo centro se disparaban con estruendo muchísimas centellas que culebreaban en diversas direcciones, é intimidaron de tal suerte a los vivientes, que todos acudían en tropel a los templos a implorar la divina misericordia, persuadidos á que era inevitable la ruina total de este territorio, cuando no la general del universo.”

La erupción duró cerca de dos días con fluctuante intensidad y caracterizada por caída abundante de ceniza hacia el norte debido a los vientos del sur. El 3 de marzo las

explosiones fueron oídas en las poblaciones de Perote, Teziutlan, Jalacingo, Papantla, Misantla y San Andrés Chalchicomula (Fig. 2.3) - ciudades situadas a distancias de hasta 300 km del volcán - y confundidas con cañonazos que se creían dirigidas contra piratas en el puerto de Veracruz. Más de 400 explosiones fueron contadas en Papantla y Misantla. Al cabo de dos días retornó la serenidad, sin más señales que algunos truenos y humareda en la cima del San Martín que también desaparecieron a los quince días.

La segunda erupción, que también duró cerca de dos días, comenzó el 22 de mayo a las 7 de la mañana cuando el viento soplabá del norte:

“La elevación del fuego mucho mayor que la primera, más frecuente el relampagueo mas desecha la nublazon y mas copiosa la caída de ceniza. El sol se obscureció tanto más de quince leguas en contorno, que á las doce del día, fue indispensable valerse de las luces artificiales.”

En la descripción anterior Moziño describe el esparcimiento de la pluma volcánica con dirección hacia el sector S-SW. El 23 de mayo llegaron las cenizas a las ciudades de Oaxaca, Izúcar, Tehuacan, Orizaba, Córdoba, y la Provincia de Tabasco (probablemente la ciudad de Villahermosa), todas las ciudades se encuentran localizadas entre 230 y 320 km (Fig 3.3). Moziño estimó el área cubierta por la ceniza en 11.000 leguas cuadradas. Dado que una legua castellana es equivalente a 5.572 m, el área referida en unidades métricas es de aproximadamente $342 \times 10^3 \text{ km}^2$; sin embargo, una determinación actual del área arroja aproximadamente $112 \times 10^3 \text{ km}^2$. Para cubrir con ceniza esta área la nube volcánica debió haber cambiado su dirección durante la erupción, puesto que estas ciudades están situadas en un sector de cerca de 180° alrededor del volcán.



Figura 3.3 Mapa de las principales localidades mencionadas en el informe de Moziño (1830)

Un tercer episodio comenzó a las 6:00 de la mañana del 28 de junio, fue una erupción más grande que las anteriores. El viento del sur llevó las cenizas hacia el mar y los “montes de Tecolapan” (NW del volcán). Los caminos de esa área se perdieron bajo la gruesa capa de ceniza que los hacía intransitables hasta el punto que el mensajero con el correo semanal de Tuxtla (Santiago) tuvo que regresar de vuelta con su valija sin entregar. Durante los 3 días que duró la erupción varias arboledas se incendiaron no quedando de ellas más que troncos quemados.

Finalmente, el 26 de agosto luego de algunas semanas de calma, comenzó un nuevo episodio eruptivo. En esta ocasión la lluvia de ceniza y los relámpagos fueron acompañados por tormentas, frecuentes durante la época de lluvias. La actividad continuó hasta un día indeterminado de octubre, fecha desconocida porque la pesada cubierta de nubes rodeaba las montañas haciendo imposible su visibilidad.

Moziño llegó a la región a principios de septiembre y fue testigo de las continuas lluvias de ceniza:

“Desde principios de Setiembre que venia yo navegando para esta costa, en la mar misma sentí la lluvia de arena que no deje de experimentar en los días que continué mi navegación por los ríos que desaguan en la barra de Alvarado, y de entonces acá apenas ha habido día, en que no haya caído en mayor o menor cantidad.”

Teniendo como objetivo el ascender hasta la cima del volcán, pudo hacerlo el 23 de septiembre, fecha en que con varios acompañantes y guías alcanzó el cráter por su lado Este. Desgraciadamente Moziño no señala explícitamente en su descripción, en cuál de los conos tenía lugar la erupción. El naturalista estimó entonces en 40 varas castellanas el ancho de la columna y en más de 100 varas su altura. También reportó que en un círculo con diámetro de unas 2 leguas alrededor del volcán la capa de cenizas tenía un espesor de 3 a 6 varas. Basándose en estos datos calculó el volumen de los depósitos en 57,000, 875 pies cúbicos¹, valor que no se obtiene con los datos anteriores de los cuales se obtiene un valor 3 órdenes de magnitud mas grande.

Las unidades a que hace referencia el manuscrito de Moziño son las antiguas unidades utilizadas en España y sus territorios en el s. XVIII. La equivalencia de estas unidades es la siguiente: 1 vara = 0.8358 m, 1 pie = 0.2786 m, 1 legua = 5, 572 m (20,000 pies). Por lo tanto el autor estimó en poco mas de 33 metros el ancho de la columna y en 84 metros su altura; de 2.5 a 5 m el espesor de la capa de ceniza, y el volumen en $1.25 \times 10^6 \text{ m}^3$. Estas estimaciones son muy gruesas y corresponden a una etapa de decaimiento de la actividad que permitió al naturalista y sus acompañantes el ascenso al cráter.

Su segundo y último ascenso tuvo lugar el 21 de octubre con una partida que incluía al ilustrador de la Real Expedición, Don Antonio Echeverría. En aquella ocasión se determinó la altura del Volcán- aparentemente la orilla del cráter por la que entraron- en 500 varas, esto es 418 msnm. Comparado con las elevaciones reales del cráter esta es una pobre estimación de la altura debida probablemente a las malas condiciones del barómetro, que había sido roto durante su viaje desde la Ciudad de México y reparado provisionalmente en San Andrés. En esta ocasión Moziño encontró la actividad aún mas disminuida. La altura de la columna y su espesor habían disminuido a unas 2 terceras partes de su valor anterior pero continuaba con la emisión de lava que lentamente fluía

¹ Existe una pequeña discrepancia entre la versión de la SMGE y el manuscrito del Archivo de Indias; en este último se lee “ cincuenta y siete millones, ochocientos cincuenta y seis mil doscientos setenta y cinco pies cúbicos

hacia el norte desde donde se desgajaba gravitacionalmente formando una colada (Fig. 3.4):

“La peñasquería que se ve por el Norte amenaza el hundimiento por estar ya desplomada, ser en ella mas recios los temblores y tener á su pie un incendio que aunque no tan voraz como al principio, no deja con todo de ir haciendo excavaciones.”

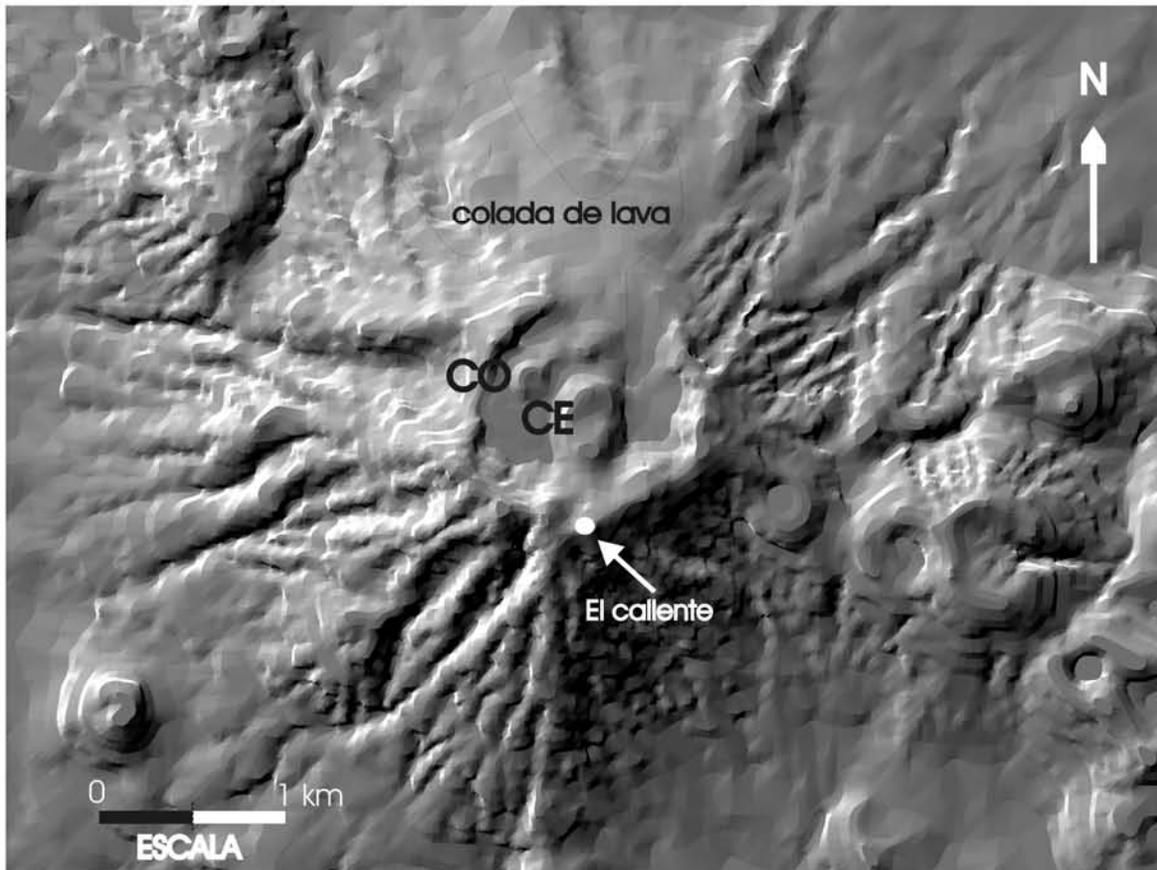


Figura 3.4.- Modelo topográfico de terreno en el volcán San Martín. Dentro del cráter mayor pueden verse los conos este (CE) y oeste (CO) y la colada de lava hacia el norte.

Echeverría pintó la erupción tal como la vio durante su visita, en un cuadro muy conocido que se encuentra acompañando el informe de Moziño en el Archivo de Indias del cual obtuvimos copia y se muestra en la Figura 3.5. La pintura ilustra el CE visto desde el este. Como puede verse, muestra una pequeña fuente de lava que emerge del CE, mientras en la base, al lado derecho del mismo, se observa un depósito de lava. De acuerdo con García (1835) la caída de ceniza en los alrededores del cráter continuó por dos años más y

en 1829 cuando él y algunos acompañantes subieron a la cumbre el cono aún humeaba y el suelo estaba caliente.

Moziño concluye su informe comentando sobre el impacto de la erupción entre los pobladores, que aún temían una renovación de la actividad, y de la cosechas de maíz, frijoles y algodón que fueron excelentes.

El volcán ha permanecido en reposo y sin señales de actividad desde aquellas fechas y de hecho aunque existe un gran número de manantiales en las laderas del volcán, ninguno de ellos es de aguas termales. Solo existe una anomalía térmica sobre un área del filo sur del cráter: en un lugar, conocido entre los pobladores como “el caliente” (Fig. 3.4). En este lugar, solo algunos centímetros bajo el suelo, puede verse una capa de escoria rojiza a temperaturas superficiales que determinamos en 38° C por medio de un termómetro óptico; durante la época de lluvias las aguas se percolan, se calientan, y forman una columna de vapor que puede confundirse con la nubosidad que a menudo rodea la montaña, pero que es bien conocida por los habitantes del área.



Figura 3.5 Ilustración de la erupción de 1793 del volcán San Martín Tuxtla, Veracruz, México por Don Antonio Echeverría (Archivo de Indias, Sevilla, España)

CAPITULO IV

PRODUCTOS Y CARACTERÍSTICAS DE LA ERUPCIÓN DE 1793

4.1 Conos de cenizas y flujo de lava.

De la descripción de la visita al cráter hecha por Moziño y la pintura de Echeverría es claro que el cono este (CE), el mayor de los dos, es el que se encontraba activo al momento de su visita. La fotografía aérea muestra que la falda del CE descansa sobre el margen de la falda del cono oeste (CO) y fue probablemente de la boca del CE de donde salió la colada de lava que desciende del lado norte del volcán. El ascenso de los investigadores ocurrió en septiembre, casi al final del periodo explosivo y a la sazón el CO no se encontraba activo. En la pintura de Echeverría no puede advertirse este cono que queda cubierto completamente por el CE; sin embargo Moziño hace referencia a “la boca que ahora se quema” y el “borde interior de la hornilla noroeste”¹ cuando describe la situación en la cima luego de su segundo ascenso, suponemos que hace referencia al citado CO. El tamaño del CE que se advierte en la pintura probablemente aumento con el tiempo ya que García refiere que la actividad continuó por varios años. Este cono tiene una altura, desde la base del cráter de unos 80 metros y su forma es ovalada con un eje mayor de unos 450 m y un eje menor de unos 150 m; en la parte superior muestra dos depresiones que fueron las ventanas de emisión en diferentes etapas. El CE tiene una base de unos 110 m y una altura de unos 40 m y un pequeño cráter en su parte superior (Figura 4.1).

¹ La versión publicada por la SMGE dice Nordeste; sin embargo en la copia del reporte de Moziño del Archivo de Indias, dice Noroeste, que es la ubicación del CO

Dada la cantidad de tefra y lava depositada entre las laderas de estos conos y las paredes del cráter mayor es difícil estimar la altura real de estas pequeñas estructuras pero su volumen es de aproximadamente $2.1 \times 10^6 \text{ m}^3$ para el CE y $0.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ para el CO (Fig. 4.2). Estos volúmenes fueron calculados por medio de sistema de información geográfico ARC/INFO.

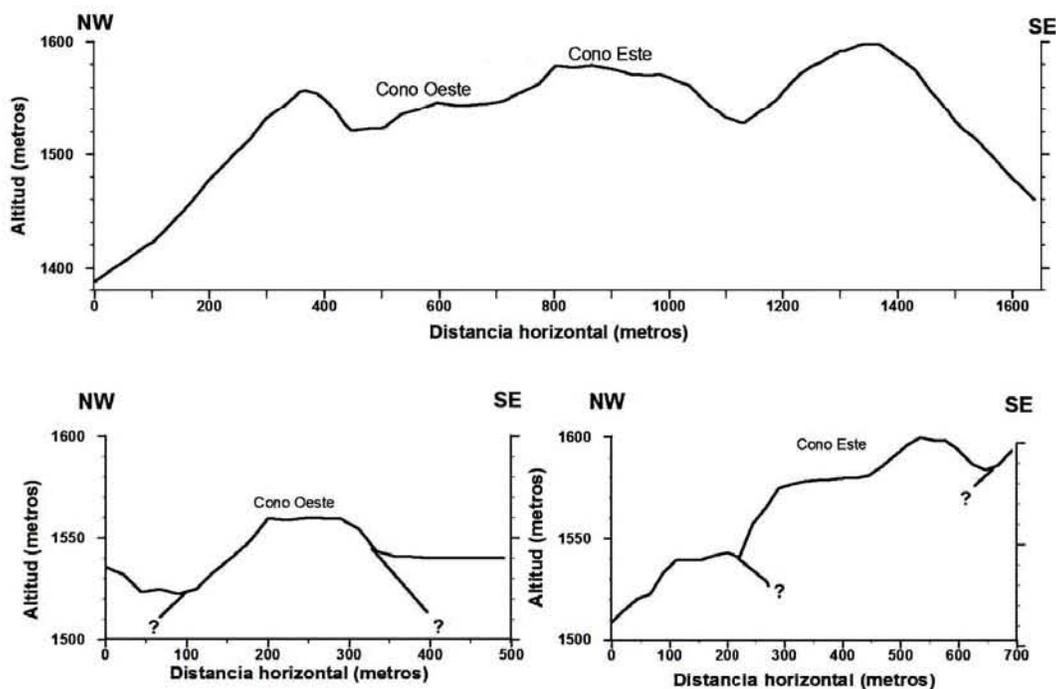


Figura 4.2.- Perfiles de los conos interiores del volcán San Martín.

La colada de lava se extiende desde el borde del cráter por unos 3 km (Fig. 3.4), y está formado por bloques de lava cubiertos por una capa de suelo y densa vegetación, que hace difícil observar detalles de su constitución y morfología. La colada cubre aproximadamente unos $1.4 \times 10^6 \text{ m}^2$ y aparentemente rellenó barrancas de cierta profundidad en la falda norte del volcán. El análisis del cambio en la topografía introducido por la colada de lava permite estimar su espesor promedio entre los 10 y 20 m por lo que el volumen de esta sería de entre 1.4 y $2.8 \times 10^7 \text{ m}^3$ por lo que un volumen promedio sería de unos $2.1 \times 10^7 \text{ m}^3$. Los bloques de lava de la colada descansan lado a lado sobre sus aristas por lo que entre ellos existen muchas cavidades, de manera que la

densidad promedio de la colada debe ser del orden de 2000 kg/m^3 y por lo tanto la masa representada por el volumen anterior es de $4.2 \times 10^{10} \text{ kg}$.

4.2 Depósito de caída.

A principios de los años 20, Immanuel Friedlander hizo un ascenso al cráter durante su reconocimiento del área (Friedlaender y Sonder, 1923). Tomando la antigua ruta que conducía de San Andrés a Montepio (Fig. 4.3) y marchando hacia el oeste, luego de pasar un punto conocido como el Vigía, ascendió al cráter desde el este, probablemente por el mismo sitio en que entró Moziño 130 años antes. No lejos de este sitio una serie de conos alineados hacia el SE muestran largos flujos de lava que descienden hacia el NE. Con base en los rasgos morfológicos juveniles de estos, Friedlaender sugirió que se habían originado en la erupción de 1664. A esta opinión se adhieren también Nelson y Gonzalez-Caver (1992), quienes también proponen que la extensa colada de lava que se extiende hacia el SW y alcanza el borde del maar que alberga la actual Laguna Encantada también proviene de la misma erupción.

Hacia el NW de el Vigía, no lejos de San Andrés existe un cono de escoria conocido como Cerro Vaxin, Friedlaender y Sonder (1923) reportaron que en ese lugar la capa de ceniza y lapilli de la erupción de 1793 tenía un espesor de 4 m. En la actualidad esta capa de ceniza puede aún observarse, aunque durante el trabajo de campo de este estudio el espesor máximo observado en esa área fue de 1.5 m; sin embargo, es posible que el espesor en algunos lugares haya sido mayor, ya que en algunos sitios la ceniza aparece en la superficie. A lo largo de varias sesiones de trabajo de campo pudimos observar que la capa de ceniza y lapilli aún se conserva en varios sitios alrededor del volcán, y aunque gran parte del depósito ha desaparecido o ha sido removido por el extensivo uso del terreno y las condiciones climáticas, existe en suficientes puntos para intentar la reconstrucción de las isopacas. La correlación del depósito en las varias localidades se hizo con base en sus características físicas, su posición estratigráfica y su granulometría.

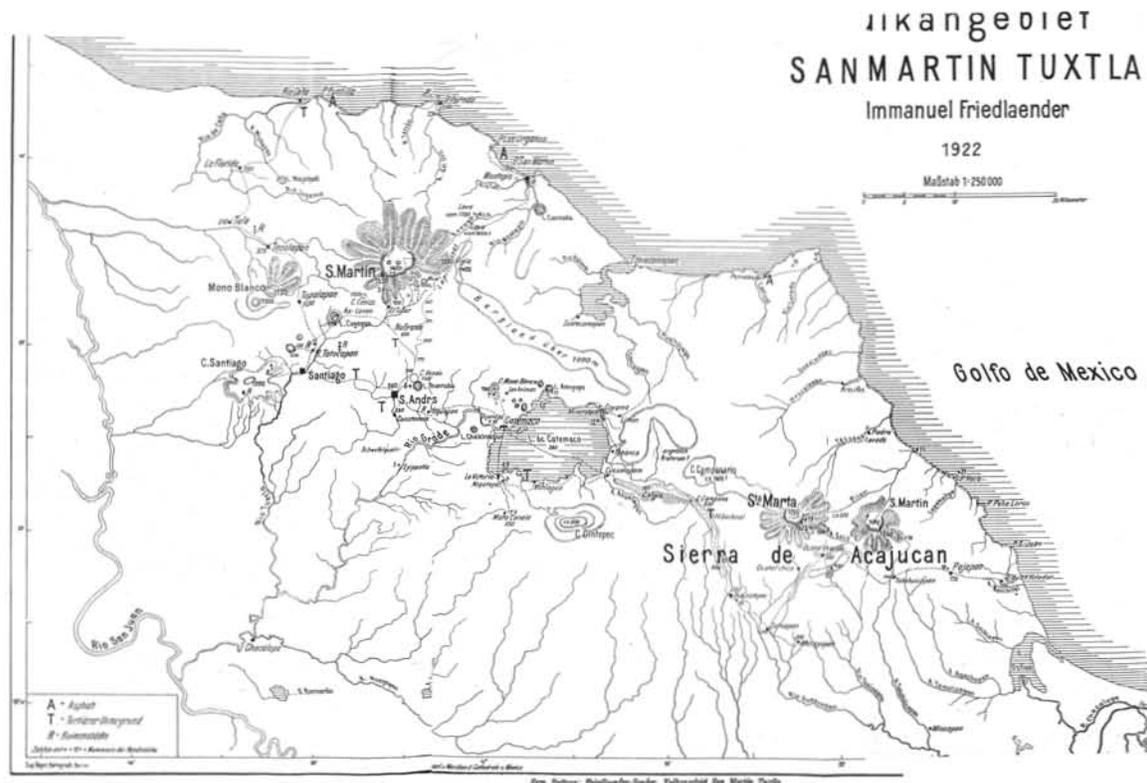


Figura 4.3 Mapa del área de los Tuxtlas de Friedlander y Sonder (1923). Nótese que el sitio “el vigía” mencionado por los autores se encuentra exactamente al este del cráter. Nótese también que el diámetro de este último está sobrestimado

El depósito está compuesto por granos tamaño lapilli y ceniza en localidades cercanas al cráter y por ceniza en las lejanas. En algunos sitios las cenizas pueden observarse en el suelo moderno (e. g. hacia el S y SW) pero mas a menudo bajo varios centímetros del suelo actual. El depósito es gris oscuro a negruzco y contiene cantidades variables de olivino, plagioclasa y vidrio visibles a ojo o con la ayuda de la lente de aumento; su contenido de líticos accidentales es bajo. Casi siempre se encuentra sobre un paleosuelo café oscuro o rojizo. En algunos sitios cercanos el depósito está bien delimitado entre el paleosuelo y el suelo moderno, pero en algunos sitios lejanos los contactos con el suelo moderno son irregulares y en otros aparece como lentes (Fig. 4.4).

El depósito es soportado grano a grano, con buena a regular selección y en algunos sitios cercanos muestra varias capas con gradación normal. Los granos son angulares, vesiculados y con frecuencia de formas frágiles (Fig. 4.5).

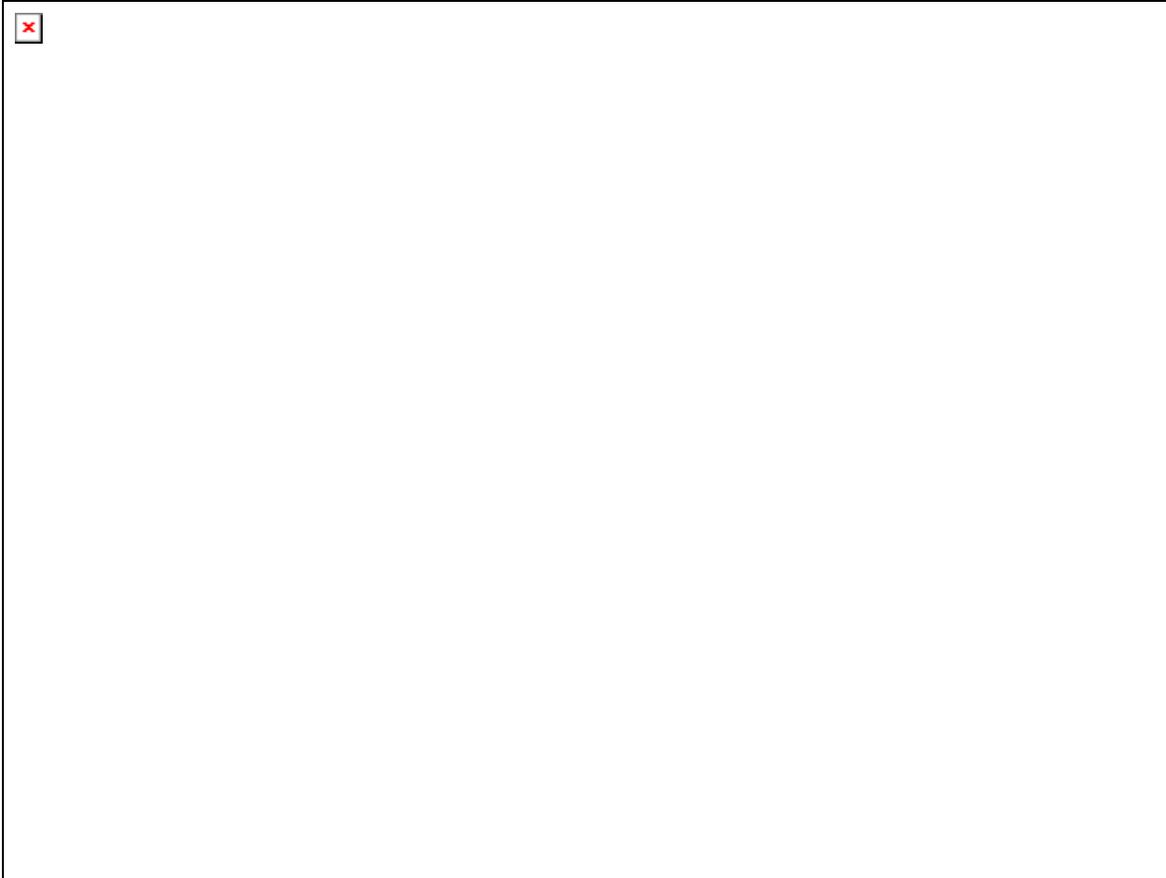


Figura 4.5 Fotografía con microscopio petrográfico de cenizas de la erupción de 1793 del volcán San Martín Tuxtla en el sitio SM9-2. Nótense los granos angulares, vesiculados y con formas frágiles y el cristal de olivino con bordes quebrados (abajo, izquierda).

En la fotografía de barrido, los granos se agrupan en dos clases, unos son equidimensionales con fracturas y estrías de enfriamiento y otras son alargadas y muy vesiculadas (Fig. 4.6).

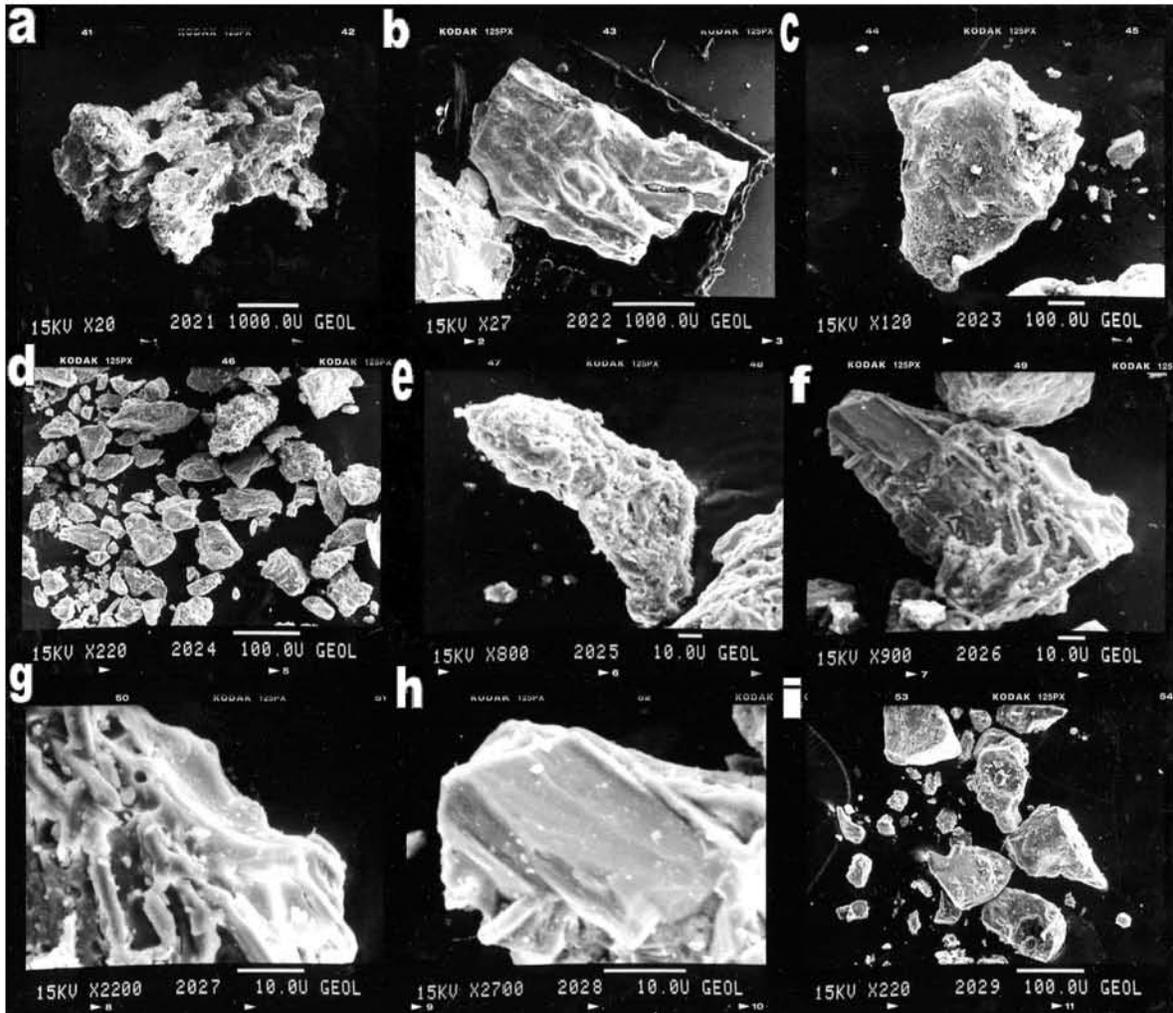


Figura 4.6 Imagen del microscopio electrónico de barrido (MEB) de muestras de ceniza del v. San Martín en el sitio SM7-09. Nótese la vesicularidad y la forma alargada de los granos en (a), (b) y (e), y los ejes equi-dimensionales en (c), (f) e (i). En (d) aparecen granos de los dos tipos y en (c),(g) y (h) se pueden apreciar las estrías de enfriamiento.

El paleosuelo bajo el depósito fue muestreado en varios lugares y fechado por radiocarbono, las edades convencionales se muestran en el Cuadro 2.2. El cuadro muestra que los paleosuelos son recientes y fluctúan en edad entre los 615 y 290 años AP. Por lo tanto el depósito es de reciente origen de donde podemos pasar a la pregunta de la fecha de la erupción en que se originaron. Las fechas determinadas y las referencias históricas que hemos citado hacen suponer que el depósito pudo provenir de la erupción de 1664 o de la de 1793. De las mismas fuentes históricas que se han mencionado, parece extremadamente improbable que la erupción de 1664 haya dejado dichos depósitos mientras que la de 1793, que fue de mayor magnitud, no lo haya hecho. Por otra parte, como es bien sabido, el fechamiento de suelos completos por C-14 posee incertidumbres inherentes al proceso de

formación del suelo, que se comporta como un sistema abierto y del que en general se desconoce tanto el origen como el tiempo de residencia de la materia orgánica (Matthews, 1985; McClung de Tapia et al., 2005). De esta manera las muestras de paleosuelo solo aportan el orden de magnitud de la edad y confirman su edad reciente. Con base en la discusión anterior se propone que el depósito de ceniza a que se hace referencia proviene de la erupción de 1793. A este respecto una capa de cenizas extraído del fondo de Lago Verde (LV, Fig. 4.6) por Caballero et al. (2006), que estos investigadores atribuyen a la erupción de 1664, fue mas probablemente depositado por la erupción de 1793 ya que no existe un depósito de ceniza mas reciente y es difícil de explicar como la pequeña erupción de 1664, cuyo centro de emisión se ignora, dejó dicho depósito mientras que la erupción de 1793, que fue de mayor magnitud, no produjo un depósito al menos similar o aun mayor.

4.2.1 Distribución de la ceniza

La Fig. B1 en el Apéndice B muestra los puntos en que se recolectaron muestras, tanto de rocas como de cenizas, así como algunos de los sitios muestreados por Nelson et al. (1995) como referencia. La Fig. 4.7 muestra las isopacas estimadas del depósito construidas con el método de kriging por medio del paquete comercial SURFER™. Las isopacas fueron reconstruidas con los espesores de los sitios en los que el depósito aparece mejor conservado.

Figura 4.7 Isopacas de los depósitos de caída de 1793. Los puntos marcan sitios donde se tomaron muestras para los distintos análisis. Los sitios utilizados para la construcción de isopacas, muestran el espesor al costado. Las cruces son sitios de muestreo de Nelson et al. (1995)

En la figura los sitios en que la ceniza es observada se muestran con círculos rellenos; los sitios utilizados para la construcción de isopacas muestran el espesor a un lado. Como puede observarse las isopacas no son completamente simétricas, lo que puede explicarse por el hecho de que las erupciones ocurrieron a lo largo de 8 meses; periodo de tiempo en que tanto la velocidad del viento como la altura de las plumas y la cantidad de material arrojado debieron variar considerablemente. Aún así, el eje mayor exhibe una tendencia NW-SE que nos permite estimar la naturaleza del depósito siguiendo el método de Walker (1973), en el que se clasifican las erupciones de acuerdo con la posición, en una gráfica de fragmentación (F) contra dispersión (D), de los resultados de los análisis granulométricos para los depósitos de tefra. En este esquema, es importante contar con un valor del espesor máximo del depósito (T_{max}). Con este parámetro se define D como el área dentro de la isopaca de espesor $0.1 T_{max}$ y F la fracción de ceniza menor a 1mm en el punto de intersección de T_{max} y el eje de dispersión. En el depósito objeto de este estudio el espesor máximo lo suponemos de 400 cm, como lo reportaron Friedlander y Sonder (1923), por lo que $0.1T_{max} = 4$ cm. El área cubierta por esa isopaca en nuestro caso es de cerca de 430 km^2 y la granulometría del sitio más cercano (SM6-6) muestra una un porcentaje de finos menores a 1mm de más de 75%. De esta manera el depósito cae dentro del área de las erupciones freatoplinianas en el diagrama de Walker (Figura 4.8).

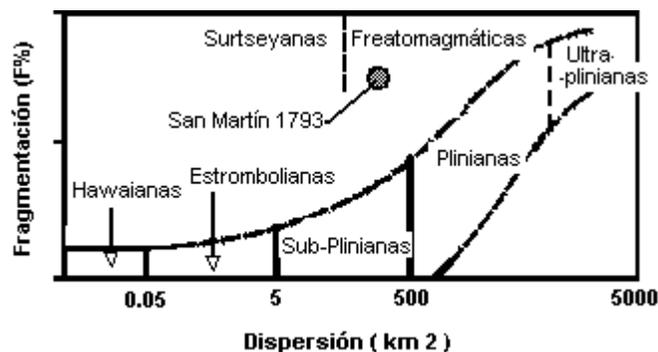


Figura 4.8 Ubicación del depósito de caída del volcán San Martín de 1793 en los campos definidos por Walker (1973).

Los resultados de los análisis granulométricos de las muestras de cenizas en las distintas localidades y sus coordenadas aparecen en el Apéndice B. La distribución del tamaño de grano muestra una concentración en los tamaños más finos i.e. menores a $\phi=3$ (0.125 mm). En general las distribuciones son mayormente unimodales con un promedio general alrededor de $\phi=1$ (2mm). La Fig. 4.9 muestra otros de los parámetros estadísticos obtenidos de los análisis granulométricos siguiendo el criterio de Inman (1952) y graficados en los campos definidos por Walker (1971); como puede apreciarse el depósito de cenizas del San Martín se ubica dentro del campo de los depósitos de caída.

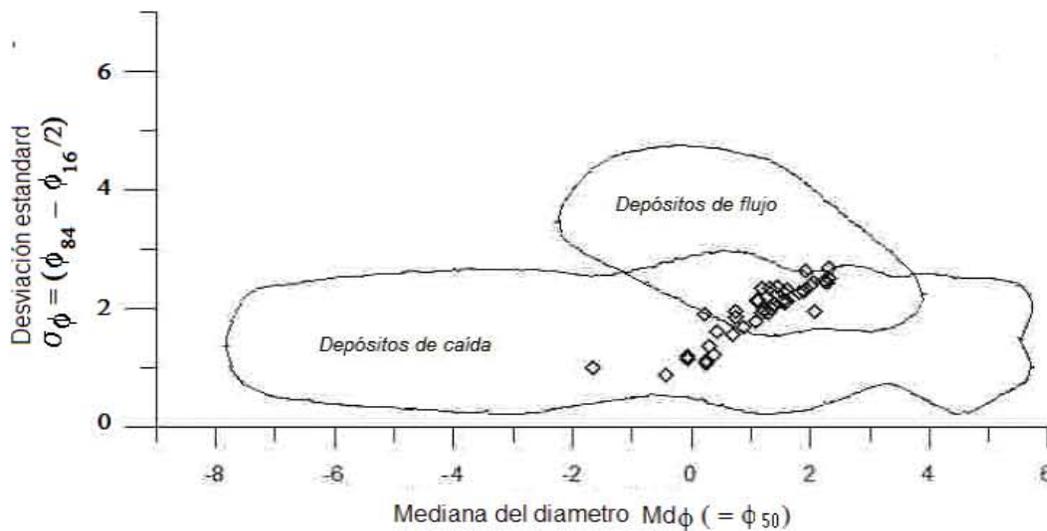


Figura 4.9 Coeficientes de Inman del depósito de caída del volcán San Martín de 1793.

A partir de las isopacas estimadas es posible calcular el volumen del depósito; en este sentido existen una varios métodos para calcularlo (e.g. Pyle, 1989). Estos métodos, sin embargo, son más adecuados para isopacas más simétricas. Por esta razón en este trabajo se procedió discretizando el área por medio de una malla regular y extrapolando el espesor bajo cada punto de la malla por medio del ya mencionado programa SURFER. De esta manera se obtiene el volumen total sumando los volúmenes bajo cada punto de la malla. El volumen que obtuvimos fue de $1.3 \times 10^8 \text{ m}^3$. Este valor no incluye el volumen de los finos que, de acuerdo con Moziño, cubrieron alrededor de $112,000 \text{ Km}^2$. El espesor de la capa de cenizas en sitios tan lejanos de esta área tales como Oaxaca debe haber sido de varios milímetros ya que Moziño relata que la gente se preocupó ante la caída de este material. Si Moziño menciona además las ciudades de Oaxaca, Izúcar, Tehuacan, Orizaba,

Córdoba, y la Provincia de Tabasco, es de suponerse que recibió informes de que en esos sitios se había observado la caída de ceniza. Suponiendo de manera aproximada que se hubiera acumulado 1 milímetro de material en esta área, el volumen de la fracción fina puede estimarse en el orden de 10^8 m^3 por lo que el volumen total puede estimarse en alrededor de $2 \times 10^8 \text{ m}^3$ (0.2 km^3) y tomando la densidad promedio de la ceniza como de 1000 kg/m^3 la masa emitida fue del orden de $2 \times 10^{11} \text{ kg}$

4.2.2 Petrografía y geoquímica de los productos eruptivos

4.2.2.1 Petrografía de secciones delgadas de los conos y la ceniza de la erupción de 1793 del SMT

Para la descripción petrográfica de las cenizas y los conos internos (CO y CE) se seleccionaron 23 muestras de cenizas colectadas en sitios a diversas distancias del cráter. Los resultados del conteo modal se muestran en el cuadro 4.1. La ceniza presenta una cantidad mayor de fenocristales de olivino y una matriz parcialmente alterada, de color amarillento, lo que sugiere una mayor cantidad de Fe y Mg, mientras que los conos poseen una mayor cantidad de fenocristales y microfenocristales de plagioclasa. La composición de elementos de cada muestra será discutida más abajo en la sección de los análisis geoquímicos.

Cuadro 4.1 Analisis modal para obtener los porcentajes de fenocristales (Fen: >0.3mm); microfenocristales (Microfen.: 0.03-0.3mm); y vesiculas (Ves.), se hizo el conteo de puntos (1150 puntos para las muestras de los conos y mil puntos para las muestras de ceniza. Se consideraron las siguientes fases minerales: Plg,Ol, Cpx, Anfíbol y minerales opacos.

	SM6-4 (CO)	SM6-3 (CE)	SM1-5	SM3-18	SM3-21	SM2-37a	SM2-30	SM2-1	SM9-14a	SM2-25
	Lava	Lava	Ceniza	Ceniza	Ceniza	Ceniza	Ceniza	Ceniza	Ceniza	Ceniza
Plg (Fen.)	11.8	12	1.6	0.8	5.2	0.3	1.6	0.5	0	0.6
Plg (Microf.)	17.3	19.6	3.6	3.3	5.5	6.1	5.3	1.9	4	3.1
Ol (Fen.)	7.8	8	9.8	14.4	15.1	7.4	18.1	14.2	11.1	4.6
Ol (Microf.)	2.2	3	7.2	4.6	3	5.5	4.3	2.5	3.1	5
Cpx (Fen.)	3.6	8.6	0.8	3.5	9.5	0.3	10.7	0	0	1.3
Cpx (Microf.)	3.8	4	1	4.1	5.2	1.3	7.3	0.2	0	1
Anfíbol	0	0	0	0	0.3	0	0.1	0	0	0
Opacos	1.1	1.1	0.4	0.2	0.7	1	1	0.4	0.7	0.9
Matriz Alt.*	0	0	47.9	45.5	41.8	34.2	44.5	57.1	41.3	53
Matriz P.A.**	41.8***	29.2***	26.1	22.3	13.5	41.9	6.8	22.6	35.6	28.2
Ves.	10.5	14.5	1.6	1.3	0.2	2	0.3	0.6	4.2	2.3

*Matriz Alterada (M A) alterada a minerales opacos; **Matriz Parcialmente Alterada (MPA). Parcialmente alterada a color café amarillento: Se refiere al caso de las cenizas.

*** La matriz de C O y CE es criptocristalina, en la que es posible reconocer microlitos de plagioclasa y de algunos minerales opacos (óxidos).

4.2.2.2 Descripción petrográfica de las secciones delgadas

Cono Este (lava CE, SM6-4). Es de textura porfirítica, medianamente cristalina, con fenocristales de plagioclasa (Plg), olivino (Ol) y clinopiroxeno (Cpx) en una matriz criptocristalina, es posible reconocer microlitos de Plg y minerales opacos (óxidos) y vidrio. Pero es difícil hacer una separación entre los microlitos de Plg y el vidrio. Los fenocristales de Plg (0.3-1.6 mm de largo) son tabulares, euhedrales y presentan una macla de Carlsbad y albita. Algunos cristales presentan un zonamiento oscilatorio que es relativamente común y no muy marcado, aunque la mayoría de los fenocristales no lo tiene. En las partes internas de los cristales de olivino se observan rasgos de corrosión y algunas veces las inclusiones vítreas están parcial o totalmente reemplazadas por minerales opacos

(Fig 4.10a,c). Las bahías de disolución son muy raras. Se observan algunos glomerocristales. Sólo en la Plg es posible observar apatito (< 0.05 mm de largo) de manera muy escasa. Los microfenocristales de Plg (0.03-0.3 mm) son tabulares, euhedrales, casi sin zonamiento y raramente exhiben rasgos de corrosión. Los fenocristales de Ol (0.3-1.2 mm de largo) son subhedrales y no exhiben zonamiento. Las inclusiones de espinelas (de cromo) (< 0.07 mm) son comunes, mientras que las de cristales de Plg (< 0.2 mm) son muy raras. Los microfenocristales (0.03-0.3 mm) de Ol son similares pero con menor grado de corrosión y carentes de inclusiones de Plg. Los fenocristales de Cpx (augita) (0.3-2.0 mm) son de color verde con tono café pálido, de hábito prismático y comúnmente se encuentran corroídos de manera parcial de las partes internas del cristal. Pueden exhibir distintos tipos de zonamiento (moderado): oscilatorio, por sectores y de forma de “reloj de arena” (Fig. 4.10b,d). También es relativamente común la macla simple. Es muy frecuente que forme glomerocristales monomineralógicos o en asociación con cristales de olivino. Los microfenocristales (0.03-0.3 mm) de esta fase mineral raramente están zonados y exhiben leves rasgos de corrosión.

Figura 4.10. Secciones delgadas bajo luz polarizada de la muestra SM6-4(CE, lava): a). Nótese el zonamiento del Cpx b) Nótese el crecimiento de la Plg c) Nótese la corrosión del olivino. d) Nótese el zonamiento de la Plg

Cono Oeste (lava CO, SM6-3). En esta sección encontramos que es muy semejante a la sección del CE, pero con un mayor contenido en fenocristales de Cpx y mayor grado de cristalinidad. De manera particular, la relación de fenocristales de olivino/clinopiroxeno es > 2 en el CE, mientras que en el CO es < 1 (Cuadro 4.1). La textura de la roca es porfirítica, muy cristalina (con mayor grado de cristalinidad que el CE), con fenocristales de Plg, Ol y Cpx en una matriz criptocristalina. También, es posible reconocer microlitos de Plg que no están bien desarrollados, algunos minerales opacos (óxidos) y vidrio. Es difícil hacer una separación entre los microlitos de Plg y el vidrio. Los fenocristales de Plg (0.3-2.0 mm de largo) al igual que en el CE son tabulares, euhedrales y exhiben maclas de Carlsbad y albita. El zonamiento es relativamente común y no muy marcado, pero es más evidente que en la sección de lava del CE. La corrosión en partes internas del cristal también es frecuente, pero un poco más extensiva (sobre todo en los cristales de mayor tamaño) comparada con el CE; las inclusiones vítreas están parcialmente a totalmente reemplazadas por minerales opacos. Las bahías de disolución son muy raras. Se pueden observar algunos glomerocristales. Así como en el CE, sólo en la Plg se pueden observar cristales tabulares de apatito como inclusiones raras. Los microfenocristales de Plg (0.03-0.3 mm) son tabulares, euhedrales, casi sin zonamiento y raramente exhiben rasgos de corrosión, (Fig.4.11a). Los fenocristales de Ol (0.3-1.5 mm de largo) son subhedrales, no exhiben zonamiento, pero sí corrosión interna que varía de moderada a fuerte. Las inclusiones de espinelas (de cromo) (< 0.09 mm) son comunes (Fig. 4.11b). Los microfenocristales (0.03-0.3 mm) de Ol son similares pero con menor grado de corrosión. Los fenocristales de Cpx (augita) (0.3-3.0 mm) son de color verde con tono café pálido, de hábito prismático y comúnmente se encuentran corroídos de manera parcial de las partes internas del cristal. Pueden exhibir distintos tipos de zonamiento (moderado): por sectores y de forma de “reloj de arena”. También es relativamente común la macla simple. Las inclusiones de minerales opacos son más escasas que en el Ol (Fig. 4.11c). Es muy frecuente que forme glomerocristales monomineralógicos o en asociación con cristales de olivino. Los microfenocristales (0.03-0.3 mm) de Cpx raramente exhiben zonamiento y rasgos de corrosión.

Figura 4.11 Secciones delgadas de SM6-3 (CO). Nótese los siguientes rasgos: a) Zonamiento de Plg y corrosión de Cpx y Ol b) y c) Alto grado de corrosión del Ol con inclusiones de Esp. d) Muestra SM9-2 (ceniza) Cristales de Ol y Plg

Cenizas. La ceniza tiene la misma asociación mineral que las muestras de los conos, pero la proporción de cristales de Ol siempre es mayor que la de los Cpx. Las proporciones de cristales de Plg, Ol y Cpx también varían entre las muestras; como ejemplo tenemos SM2-1 y SM9-14 que tienen mínima o nula cantidad de Cpx (ver cuadro 4.1). El tamaño máximo que se puede observar en los fenocristales es de 0.8 mm, esto puede deberse a la fracción analizada de ceniza. Es común observar los cristales rotos. Al microscopio es posible reconocer una textura porfírica, con una matriz que se encuentra totalmente alterada a minerales opacos de grano muy fino. Sin embargo, hay partículas que exhiben sólo alteración parcial en la matriz, en diferente grado, variando de color café oscuro, a café más claro y hasta un café verdoso. En esta matriz de alteración parcial se pueden reconocer cristales tabulares de Plg (< 0.1 mm de largo) y vidrio, así como minerales opacos, y algunos cristales tabulares (< 0.1 mm) de Cpx (Figura 4.11d, ceniza)

En algunos casos se puede observar que los cristales tabulares presentan una orientación preferente de la matriz. Los fenocristales y microfenocristales de Plg no son muy abundantes, tienen un hábito tabular y formas euhedrales. Es relativamente frecuente la corrosión de partes internas del cristal, aunque raramente llega a formar la textura de tamiz. El Ol, cuando no se encuentra en fragmentos, tiene formas subhedrales a euhedrales y comúnmente tiene inclusiones de espinelas (Figs. 4.10 y 4.11). No muestra zonamiento, y la corrosión interna varía desde débil hasta fuerte. Mientras que Cpx es de color verde olivo claro, con pleocroismo muy débil. Generalmente es subhedral y de hábito prismático, muestra un maclado común. Es frecuente la macla simple, así como también la corrosión moderada de partes internas del cristal, aunque no tan extensiva para desarrollar la textura de tamiz. También se pueden observar algunos glomero-cristales de Cpx en granos de ceniza individuales.

Los microfenocristales de Plg, Ol y Cpx no tienen (o en algunos casos lo presentan en menor grado) la corrosión descrita de los fenocristales, y en el caso de la Plg y Cpx, por lo general no tienen zonamiento.

Sólo en dos casos (SM3-21 y SM2-30) se observaron anfíboles. Estos, son de color café, anhedrales, siempre corroídos lateralmente, lo cual le da formas semirredondeadas. Aunque no muestra bordes de reacción con otra fase cristalina, su presencia limitada sugiere que es un xenocristal.

4.3 Geoquímica

4.3.1 Elementos mayores y traza

Del total de las muestras recolectadas en el área del SMT, seleccionamos 22 ejemplares de ceniza para análisis por FRX, las muestras fueron seleccionadas por provenir de los afloramientos mejor preservados y distribuidos alrededor del edificio volcánico (Apendice). También se incluyeron 2 muestras de rocas recolectadas de las bases del CE y CO respectivamente. Los resultados de los análisis se muestran en el cuadro (4.2). Adicionalmente se seleccionaron 10 muestras representativas para el análisis de isótopos de Sr, Nd y Pb (cuadro 4.3) y 5 muestras para análisis de Tierras Raras REE (cuadro 4.4).

La Fig.4.12 muestra el diagrama TAS, en el que se utiliza la variación del SiO₂, que usualmente presentan una mayor variación en la serie de las rocas ígneas. En este diagrama

pueden advertirse fácilmente las tendencias de los componentes y la variación de cada uno de los elementos a partir de la composición química de la roca total de las muestras. Como puede observarse, las muestras caen en el límite entre las rocas básicas y ultrabásicas; sin embargo existen diferencias entre los valores obtenidos para las cenizas y los conos. Como puede advertirse en el cuadro (4.2), en general, las cenizas tienen mayor porcentaje en peso de Fe_2O_3T , MnO y MgO , que los conos mientras que para el resto de los óxidos los conos tienen mayor porcentaje peso que las cenizas. Nótese que ambos conos tienen composición prácticamente similar pero incluso el promedio de las cenizas se aparta hacia el área de las rocas ultrabásicas. Una explicación de este resultado la da el hecho de que las cenizas han sufrido un proceso físico de separación, ya que durante su transporte en la atmósfera los granos de vidrio, que son de menor densidad, tienen mayor tiempo de residencia en la atmósfera y son por lo tanto transportados más lejos por los vientos. Por otro lado nuestras muestras grafican en la misma región que las rocas analizadas por Nelson *et al.*, (1995) (Fig.4.12, ver también el Cuadro 2.4).

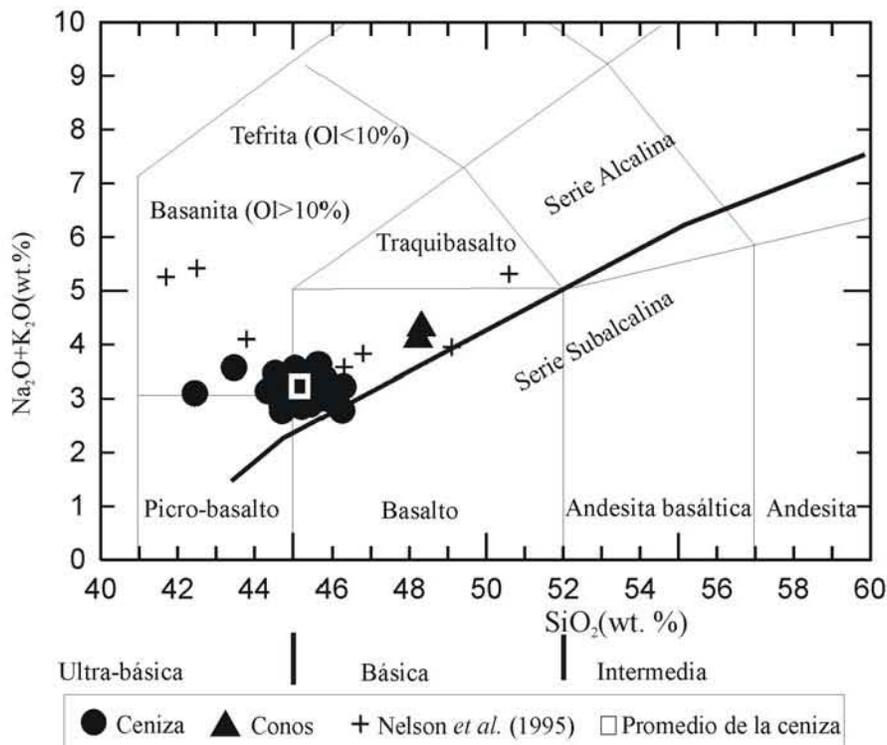


Figura 4.12 Diagrama de clasificación y nomenclatura de las rocas volcánicas utilizando álcalis total vs. Sílice (TAS) de (Le Maitre *et al.* 1989). El diagrama se elaboró con el programa IGEPET. La curva que divide la serie alcalina de la subalcalina es de (Irvine y Baragar, 1971).

La Fig. 4.12 presenta la ubicación de las muestras en el campo de la serie alcalina y en el mismo diagrama las muestras de Nelson *et al.* (1995) presentan mayor dispersión, probablemente debido a que las muestras no corresponden a una misma unidad estratigráfica, mientras en nuestro caso únicamente son del evento de la erupción de 1793.

A fin de seguir comparando y analizando la geoquímica de la ceniza y los conos para poder determinar el ambiente tectónico al que pertenece el CVT elaboramos el diagrama de Harker con los diferentes óxidos vs. MgO, como se muestran en la Fig. 4.13.

Figura 4.13 Diagrama de Harker utilizando elementos mayores y traza-MgO para la ceniza de la erupción de 1793 (●), los conos (▲) y los resultados de Nelson et al (1995) (+), del lado izquierdo se observa que (+ y ●) tienen menos Al_2O_3 , y más MgO que ▲ (b) TiO_2 es más o menos la misma proporción que para (+ y ●), (c) ● están enriquecidas en Fe_2O_{3T} , (d) (● y ▲) tiene menos CaO que +, (e) (+ y ▲) tienen más Na_2O que ●, (f) la ● tienen menos que ● y ▲., y (g) la ● está empobrecida en P_2O_5 respecto de ▲. y + ; respecto al MgO es menor para ▲. (Análisis por FRX bajo la norma CIPW).

En la Fig. 4.13 el CaO muestra una pequeña separación entre las cenizas y los conos lo que refleja un pequeño cambio en el fraccionamiento del magma origen ya que las rocas externas de los conos se depositaron hacia el fin de la erupción.

4.3.2 Tierras raras.

En el cuadro 4.4 se presentan los resultados absolutos obtenidos para las 10 muestras analizadas (8 de cenizas y 2 rocas de los CE y CO) y en la Fig. 4.14 los mismos valores referidos a la Condrita C1 graficados contra radio iónico (*spider diagram*). Como puede observarse los valores corresponden a magmas poco evolucionados y existe una tendencia marcada de disminución de las concentraciones de Tierras Raras pesadas lo que las asemeja a los basaltos alcalinos de islas oceánicas (OIB) (Wilson, 1989, p. 272). Esto es congruente con los valores de elementos traza para ese mismo tipo de rocas, por ejemplo la concentración de Bario s encuentra entre 265 y 328 ppm (Apéndice B) que cae dentro de las concentraciones típicas para OIBs.

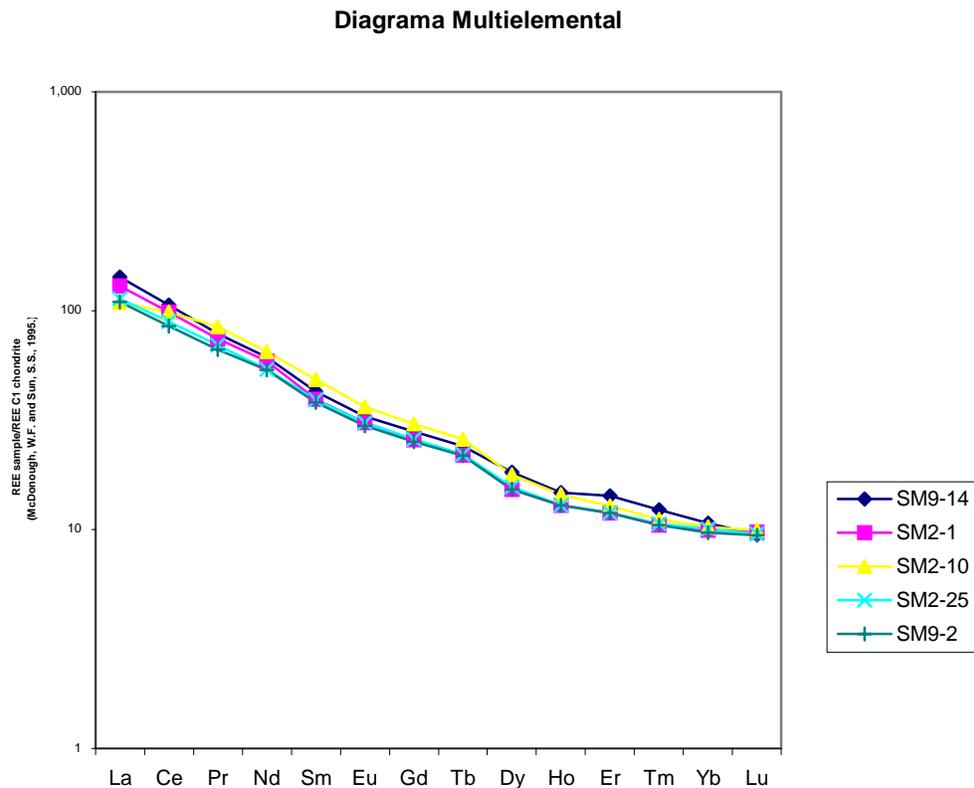


Figura 4.14 Diagrama de Tierras Raras normalizado a Condrita, (McDonoug y Sun, 1995)

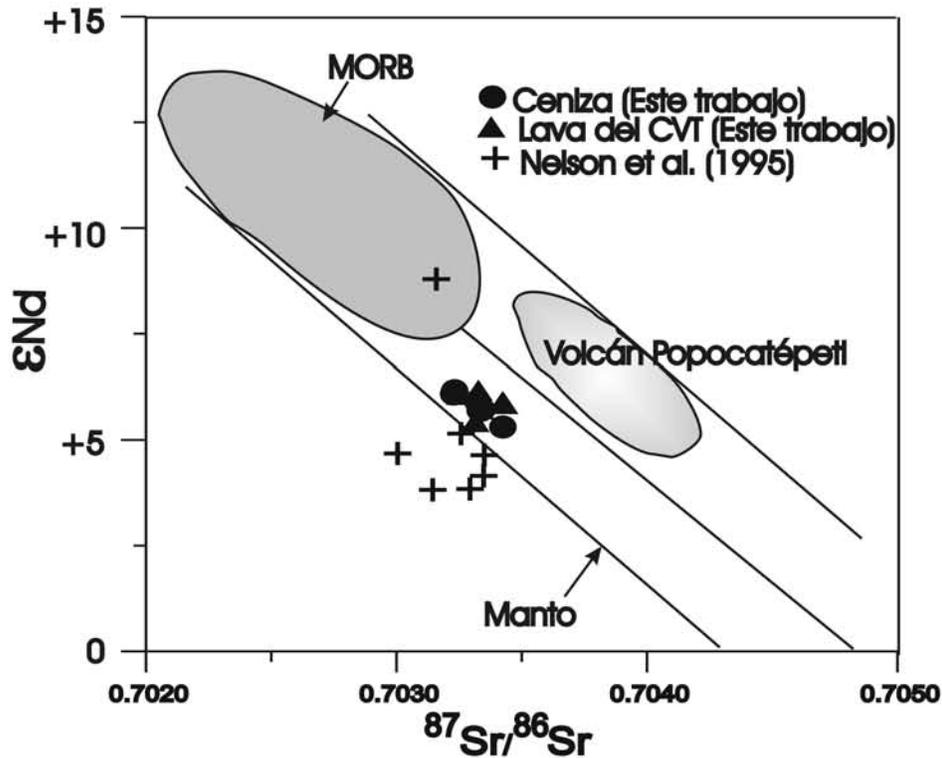


Figura 4.15 Estroncio vs ϵNd para rocas del campo volcánico de los Tuxtlas comparadas con otras rocas volcánicas globales y de México (Modificado de Martínez-Serrano et al, 2004).

El análisis de isótopos de Estroncio (Sr) y Neodimio (Nd) se observa en la Figs. 4.15. En esta puede observarse que las muestras del SMT se encuentran muy cercanas a la región de los MORB, lo que significa que el material proviene de una fuente tipo MORB con una pequeña contaminación de sedimentos. En la Fig. 4.16 aparecen los resultados para el análisis de los plomos ^{207}Pb y ^{206}Pb donde se observa que las muestras del CVT aparecen a la derecha de la región MORB-EPR lo que sugiere nuevamente que existe una pequeña contaminación por sedimentos. Estos valores son muy similares a los de Nelson et al. (1995) y en general pueden ser interpretados como originados en un proceso de subducción.

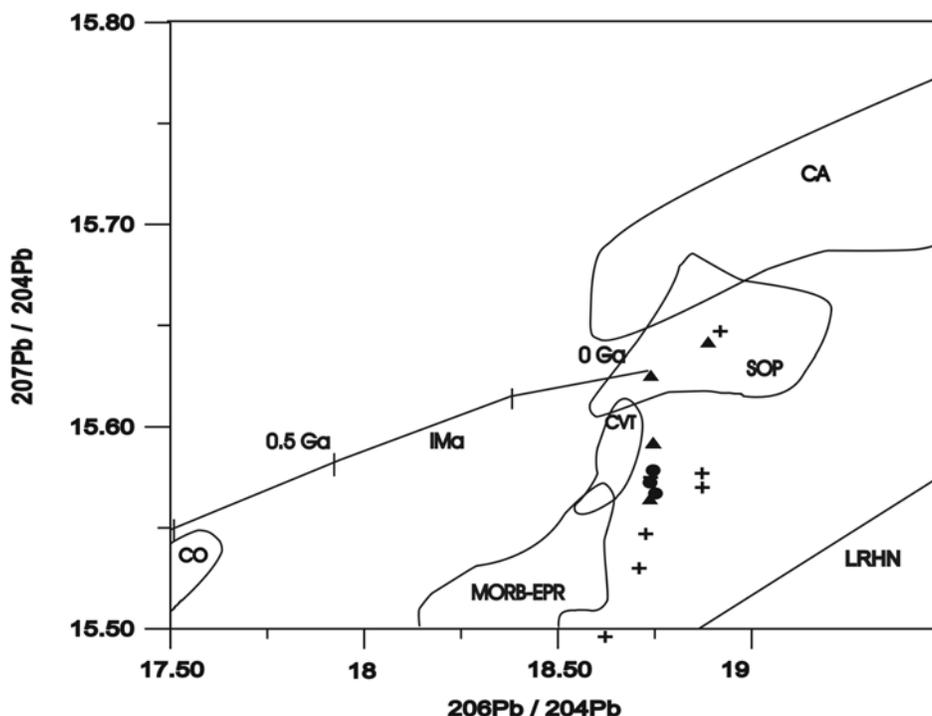


Figura 4.16 Diagrama de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para las muestras del campo volcánico de los Tuxtlas comparadas con otras rocas globales y de México. Las referencias son las siguientes: (IMA) curva de evolución del plomo (LRHN) línea de referencia del hemisferio norte, (CA) el complejo Acatlán, (CO) complejo Oaxaca, (SOP) sedimentos oceánicos del Pacífico. (Modificado de Martínez-Serrano et al, 2004).

4.4 Discusión

La descripción de la erupción hecha por Moziño sugiere que comenzó con explosiones freatomagmáticas, hecho que concuerda con la morfología de algunas de las cenizas que tienen forma de bloque y con lados de similares dimensiones (Fig. 4.6). Sin embargo otra fracción de las cenizas muestra vesicularidad, y formas alargadas a menudo frágiles, lo que sugiere su generación durante la actividad estromboliana en concordancia con la pintura de Echeverría (Fig. 3.5). La extensión de la cubierta de cenizas sugiere fases muy explosivas en la actividad: las cenizas finas fueron probablemente inyectadas por lo menos en la tropopausa y sujeta a los fuertes vientos en esa región, como puede verse en la Fig. 4.17, que muestra el promedio de la dirección y velocidad del viento a diferentes altitudes en la cercana ciudad de Veracruz, 90 km hacia el NW del SMT.

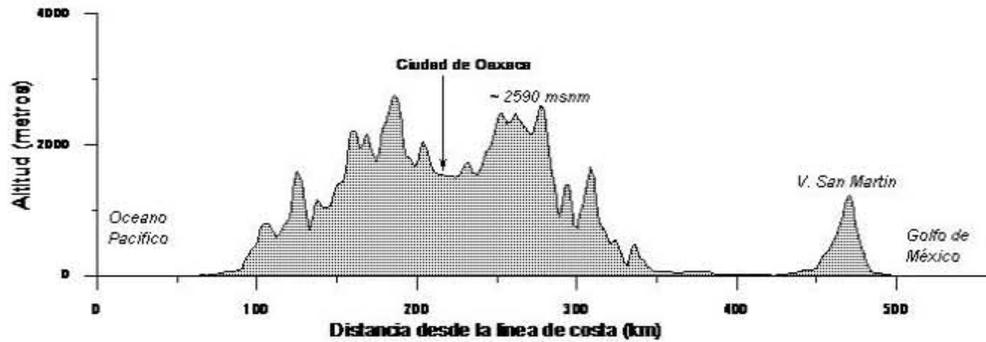


Figura 4.17 Perfil topográfico de costa a costa entre el volcán San Martín Tuxtla y la Ciudad de Oaxaca.

Lamb (1970) incluyó esta erupción en su catálogo y estimó el Índice de polvo volcánico (DVI) debido a la erupción en 70. En esta escala el mayor valor DVI corresponde a la erupción del volcán Krakatoa in 1883, a la que se asigna un DVI de 1000. En conclusión, la erupción del San Martín puede considerarse pequeña con respecto a las grandes erupciones plinianas, pero considerando su naturaleza basáltica tuvo fases muy explosivas. Moziño no menciona si las explosiones del 22 de mayo fueron escuchadas en las mismas poblaciones donde se oyeron las anteriores pero comenta que fue mayor que la anterior y que “El día 23 llegaron hasta Oaxaca las nubes que la arena había formado, y el 24 yo mismo vi la nube que parecía de ceniza”. En su camino hacia Oaxaca la nube de cenizas debió pasar sobre la barrera topográfica presentada por la sierra madre oriental con una elevación máxima de 2,600 msnm (Fig. 4.17). Esto sugiere que la columna eruptiva alcanzó una gran altura, quizás incluso la tropopausa (~15-17 km en los trópicos).

La Fig. 4.18 muestra los vientos promedios registrados en Veracruz a unos 120 km al NW del volcán durante el mes de mayo. Nótese que se registran velocidades de hasta 15 m/sec a 11 km y 10 m/s at 6 km snm. Por otro lado, velocidades de hasta 20 m/sec son típicas a la altura de la tropopausa (Lamb, 1970). Dado que la velocidad de desplazamiento de la pluma en la dirección del viento es similar a la de los vientos, sería necesaria una velocidad de solo unos 3 m/sec para recorrer la distancia a Oaxaca en 24 hrs. Más probablemente, durante los dos días que duró la erupción la dirección de los vientos cambió hacia el SW en algún momento y alcanzó la ciudad de Oaxaca en algunos minutos.

Figura 4.18 Promedio de la dirección y frecuencia de los vientos en la Ciudad de Veracruz.

CAPITULO V

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

5.1 Consideraciones generales

En el presente trabajo se determinaron algunas características de la estructura del CVT, se recopiló la información sobre el volcanismo en este campo volcánico y se determinaron algunas de las características de la erupción del volcán San Martín en 1793. A la vez que esta información se integra al conocimiento sobre este campo volcánico, permite extraer algunas conclusiones que son de relevancia para la evaluación del peligro volcánico en la región y por ende para la mitigación del riesgo que la amenaza volcánica conlleva. A continuación se discuten los resultados del presente trabajo en cuanto a los aspectos antes mencionados.

5.2 Estructura del CVT

Determinaciones del espesor de la corteza en el centro y norte de la planicie costera del Golfo han revelado una corteza delgada comparada con los espesores bajo el cercano Cinturón Volcánico Mexicano: menos de 30 km en la primera comparados con más de 40 km en este último (Prosa y Aranda, 2001). Esto conduce a esperar una corteza similarmente delgada bajo los Tuxtlas; en el presente trabajo se determinó dicho espesor; a la vez que se obtuvo un modelo de velocidades.

El modelo de velocidades resultara de gran utilidad para posteriores estudios de sismicidad en la región ya que aunque la sismicidad en el área es baja comparada con la de la costa del Pacífico, no resulta completamente nula. Como ejemplo podemos citar los sismos del 14, 16, 25 y 27 de noviembre de 2007, que se reportan en el capítulo II, y que tuvieron epicentros cercanos a los poblados de Cosamaloapan, Catemaco, y Sayula de Alemán. Estos eventos, registrados por la red instalada para el presente trabajo, produjeron alarma entre la población e intranquilidad entre las autoridades, poco acostumbradas a la ocurrencia de sismos de cierta intensidad. Afortunadamente pudimos determinar que los

epicentros se encontraban lejos del volcán lo que permitió tranquilizar a la población, entre quienes se había propagado la historia de que provenían del volcán San Martín.

Independientemente de este hecho, los sismos que ocurren en esta área son poco frecuentes a la vez que de gran importancia para definir el estado de esfuerzos en la corteza que bordea al Golfo de México y la geometría de la placa subducida.

Los resultados de la presente tesis indican que la corteza bajo el área del SMT donde se encuentran las estaciones tiene un espesor de alrededor de 28 km, de los cuales la capa superficial -que podemos asumir es la cubierta de rocas volcánicas- tiene un espesor de 1.5 km y es seguida por una capa, probablemente de rocas sedimentarias, de alrededor de 14 km. Estos son los espesores determinados para la corteza bajo la red de estaciones, que como se ve en el apéndice A, muestrean distancias de al menos 6 km bajo cada estación. Probablemente hacia los extremos del CVT los espesores sean muy diferentes, sobre todo los de las capas más superficiales. Conocer mejor este espesor llevaría a tener una mejor estimación del volumen de rocas volcánicas, que Nelson y Gonzalez-Caver (1992) estiman muy gruesamente en 800 km^3 (lo que supone un espesor promedio del CVT de unos 360 m en sus 2200 km^2 de extensión), y por lo tanto de la tasa de erupción en la región. Los resultados del presente trabajo son una primera contribución para una mejor estimación de estos parámetros y sugieren que la tasa estimada por Nelson y Gonzalez-Caver (1992) debe reevaluarse.

5.3 Sismicidad volcánica

Durante el tiempo que la red de estaciones estuvo operando no fue posible registrar ningún evento en el área de estudio. Cabe entonces preguntarse si la actividad sísmica relacionada con el SMT, y en general con el CVT, es muy reducida o si la red operó por coincidencia durante un periodo en que la actividad fue prácticamente nula, al menos para sismos de magnitud menor a 0.5. Esta última posibilidad es más bien remota, a juzgar por los testimonios de los habitantes de la región, quienes han sentido mejor los grandes terremotos ocurridos en la costa occidental de México o los regionales como los mencionados en la sección 5.2. Los habitantes del área reportan que en alguna ocasión han percibido un “retumbo” que proviene del volcán pero son considerados eventos ocasionales. Esta quietud sísmica es contrastante con la que existe en volcanes andesíticos

con actividad histórica, que incluso en épocas de reposo manifiestan cierto nivel de actividad. Diversos autores han señalado que la presencia de múltiples ventanas eruptivas- como las que se dan en los campos de vulcanismo monogenético como el CVT- implica la ausencia de reservorios magmáticos someros y consideran que las fuentes del vulcanismo son profundas (Hasenaka y Carmichel, 1985; Yokoyama y de la Cruz-Reyna, 1990). En el caso del CVT, con una corteza relativamente más delgada, la fuente debe suponerse en la base de la corteza y la ausencia de sismicidad es consistente con esta idea.

En general, el vulcanismo explosivo basáltico- incluyendo el pliniano- implica la emisión de cantidades moderadas de magma en comparación con el vulcanismo andesítico (Houghton et al, 2004). No existen razones para suponer que las erupciones del SMT hayan sido una excepción, por lo que las dimensiones del edificio del SMT sugieren que ha presentado un gran número de erupciones. En este sentido, la presencia del SMT apunta a un lugar en la corteza en que se facilita la transferencia de magma o, alternativamente, en el que su generación es relativamente mayor pero en el que la delgada corteza no permite una residencia prolongada para efectos de diferenciación magmática. En ambos casos esto tiene su origen en el campo de esfuerzos de tensión que imperan en el área y que se manifiestan por el alineamiento de los conos de ceniza y de los conos adventicios del San Martín.

5.4 La erupción de 1793 del volcán San Martín

Uno de los primeros aspectos a considerar es el tipo de eventos que sufrió el SMT a lo largo de su periodo activo en 1793. Para este propósito contamos con el informe de Moziño y nuestros datos de campo. En el capítulo 4 se determinó que al menos la primera erupción fue de tipo freatopliniano, esto se pone de manifiesto por la abundancia de ceniza de grano fino, la presencia de cristales fragmentados observados en las laminas delgadas y las estrías de enfriamiento en las imágenes del MBE que se muestran en ese capítulo. La ocurrencia de explosiones, distintamente escuchadas a grandes distancias, son también características de las erupciones freatomagmáticas en volcanes basálticos (Taddeucci et al, 2004). En el volcán San Martín las aguas que participaron en las explosiones fueron probablemente de origen freático, abundantes en la región y sobretodo en las alturas del San Martín. Las precipitaciones en el área son muy abundantes y aún en la actualidad

muchas poblaciones-incluyendo a San Andrés Tuxtla- reciben su agua potable de manantiales que brotan en las laderas del volcán. Moziño relata en el manuscrito del Archivo de Indias (aunque no aparece en la versión de la SMGE de 1870) que en su ascenso al cráter pudo observar un manantial junto al CE.

Una vez que las fases explosivas freatomagmáticas ensanchan el conducto volcánico el régimen de flujo sufre un cambio y la fragmentación procede de la formación y crecimiento de burbujas, entre otros factores, por lo que la erupción puede cambiar a fases estrombolianas (Houghton et al, 2004). Este procesos se ha observado en varias erupciones basálticas, por ejemplo la del Etna de 2001 (Taddeucci et al, 2004). En el caso aquí estudiado, las fases estrombolianas se ven confirmadas por la morfología de algunos de los granos de las cenizas y son confirmadas por la descripción de Moziño y la pintura de Echeverría. La fase final del periodo eruptivo, que duró más de dos años, fue efusiva y formó una colada de lava por efecto gravitacional, lo que muestra que el magma había sufrido una gran des-gasificación.

Con respecto a la petrología y geoquímica tanto de las lavas de los conos como la de las cenizas es de notarse que, en general, los resultados son semejantes a los reportados por Nelson y Gonzalez-Caver (1992) para la serie nueva. Lo que indica poca evolución en las fuentes de magma que alimentan al CVT. La composición química de los productos de la erupción muestra como todos los del CVT que provienen de un magma poco evolucionado, con poco tiempo de residencia en la corteza y que por lo tanto emergería sin proporcionar tiempos largos de aviso. En este sentido, la baja sismicidad detectada asociada al volcán, durante el periodo de este estudio, sugiere que en el San Martín corona un sistema de transferencia, probablemente desde el moho hasta la superficie, que no cuenta con un reservorio o cámara magmática intermedia significativa.

5.5 Consideraciones sobre el peligro volcánico en el CVT

En un artículo reciente Houghton et al. (2004) han hecho una serie de consideraciones sobre el volcanismo pliniano basáltico, que pueden igualmente aplicarse a otras erupciones basálticas violentas incluso si la dispersión de sus productos no es tan extensa como la de las plinianas. En general estos autores apuntan que las erupciones plinianas basálticas son escasas en el registro geológico por lo que su estudio no ha

alcanzado la madurez que el de otro tipo de erupciones. Así mismo señalan que las erupciones basálticas explosivas son tanto mayormente peligrosas por cuanto las rápidas tazas de ascenso del magma basáltico se traducen en un tiempo breve de advertencia, que puede ser de tan solo unas pocas horas. Por otro lado-continúan-ya que tales erupciones son atípicas de la mayor parte del volcanismo en los centros volcánicos basálticos, sus precursores pueden ser ignorados o mal entendidos lo que reduce su función de advertencia.

De acuerdo con lo anterior, el peligro volcánico en el área de los Tuxtlas puede provenir de la erupción de prácticamente cualquier punto del campo volcánico, que podría ser el lugar de nacimiento de un nuevo cono de escoria o maar; sin embargo el alcance de esta actividad sería local y cubriría un área relativamente pequeña. Por ejemplo los depósitos del C. Puntigudo a sotavento alcanzaron el sitio de Matacapán, a unos 6 km del centro de emisión mientras que la distancia alcanzada a contravento fue de menos de 2 km (Reinhardt, 1991). Por otro lado, una erupción del volcán San Martín tendría consecuencias más amplias como lo ilustra la erupción de 1793.

En concordancia con lo expuesto por Houghton et al (2004), la actividad del San Martín en 1793 comenzó sin señales precursoras que pudieran haber sido percibidas por la población, con erupciones probablemente freáto-magmáticas para continuar con eventos típicamente estrombolianas que en conjunto produjeron espesores mayores a 1cm en una extensión de al menos 480 km² y emitieron aproximadamente unos 2×10^{11} kg de ceniza y 2×10^{10} kg de lava.

La reducida actividad geotérmica y sísmica, y la nula actividad fumarólica son circunstancias que lejos de constituir un argumento para juzgar innecesaria la vigilancia del volcán constituyen un argumento para establecerla y mantenerla, si han de aprovecharse el relativo poco tiempo de advertencia que precedería a una erupción. Por otra parte, el volcán muestra una señal, si bien débil, de su conexión con un fuente interna de calor como es la llamada zona de “el caliente”.

Por otra parte el peligro volcánico en la zona de los Tuxtlas sería mayor para una erupción en el volcán San Martín por la altura del edificio volcánico, la mayor masa de sus erupciones y su explosividad. Uno de los mayores peligros que presenta, como otros

volcanes, es el aparente estado de reposo que mantiene hasta su eventual erupción. El reporte de Moziño, describe claramente que los habitantes de los alrededores no contaron con actividad sísmica premonitoria (que pudieran percibir sin instrumentos) ni de cualquier otro tipo. No puede excluirse que dentro del cráter mismo haya habido alguna actividad premonitoria, pero si lo hubo probablemente no tuvo lugar con gran anticipación.

La región de los Tuxtlas es una de las de mayor crecimiento demográfico en el país. Aunque entre los objetivos de la presente tesis no se encuentra el cuantificar este parámetro, en el curso de los pocos años que tomo este estudio pudimos ser testigos del crecimiento de la actividad humanas en la región. Este aspecto apunta a la necesidad de establecer un sistema de vigilancia en el área. Si la erupción de 1793 fuera a ocurrir en la actualidad las consecuencias sociales y económicas para la región serían graves en el corto y quizás mediano plazo. La economía de la región ha cambiado radicalmente desde el lejano año de 1793 y actualmente las mayores actividades de las áreas cercanas al volcán se concentran en la ganadería y el cultivo de la caña y el tabaco entre otros actividades agrícolas. La mayor parte de la ganadería, que hace uso abundante del agua, depende de las aguas de manantiales y superficiales generadas por la presencia del edificio volcánico del San Martín e incluso las ciudades de San Andrés y Santiago Tuxtla obtienen el agua de uso domestico de estas fuentes.

En conclusión, en el presente estudio se obtuvo información sobre el CVT y en particular sobre el volcán San Martín que contribuye al conocimiento sobre el vulcanismo alcalino y en particular sobre estos rasgos tan importantes de la geografía mexicana. Así mismo, los resultados deben considerarse en una evaluación futura del riesgo volcánico en los Tuxtlas y constituyen un antecedente para la elaboración de mapas de peligro volcánico en el área.

En el cuadro 5.1 se muestra un resumen de las características conocidas del volcán San Martín así como la información obtenida en el presente trabajo.

Cuadro 5.1 Algunas características y datos sobre el volcán San Martín Tuxtla, Veracruz, México

Clasificación	Volcán basáltico compuesto
Ubicación	N 18.562°; W 95.199°
Altura máxima	1659 msnm
Morfología	Laderas de pendientes estables (~33°), cráter central alargado ~1200 m distancia E-W y 800m distancia N-S con 2 conos de lava y escoria en su interior
Profundidad del Moho	28 km
Profundidad de la placa subducida (Cocos) bajo el volcán.	~100-150 km
Erupciones históricas	<p>1534 ? Abandono de Ixtlán y fundación de Toztla (Santiago Tuxtla)</p> <p>1664 ? Estromboliana (?). Fundación de Tzacoalco (San Andrés Tuxtla) debido a esta erupción que duró algunos días.</p> <p>1793 Fases freatomagmáticas y estrombolianas. Descrita por Moziño (1870) duró cerca de 8 meses en su fase explosiva y cerca de 2 más en forma efusiva.</p>
Productos de sus erupciones	<p>1554 Desconocidos</p> <p>1664 Coladas de lava desde los conos adventicios al SE del volcán (?)</p> <p>1793 Colada de lava: $2 \times 10^7 \text{m}^3$ ($4 \times 10^{10} \text{kg}$).</p> <p>Depósito de caída: $2 \times 10^8 \text{m}^3$ ($2 \times 10^{11} \text{kg}$)</p>
Area cubierta por las cenizas	~112x10 ³ Km ² bajo al menos 1mm, 480 km bajo isopaca de 1 cm
Composición de sus productos	Basaltos alcalinos
Sismicidad asociada	Ninguna para sismos sobre M=0.5 en el periodo 2003-2007

APENDICES

APENDICE A

Determinación de la estructura de la corteza por medio de Funciones de Receptor

A-1 Fundamentos

Cuando las ondas de cuerpo de un terremoto inciden en la corteza terrestre se producen reflexiones y refracciones que incluyen conversiones de fase que se registran en posiciones muy cercanas a la de la onda principal. Considerando, por ejemplo, ondas P podemos considerar como ondas de primer orden las fases PpPmp, PpSmp, Ps, PpPms y PpSms refractadas y reflejadas en la base del Moho.

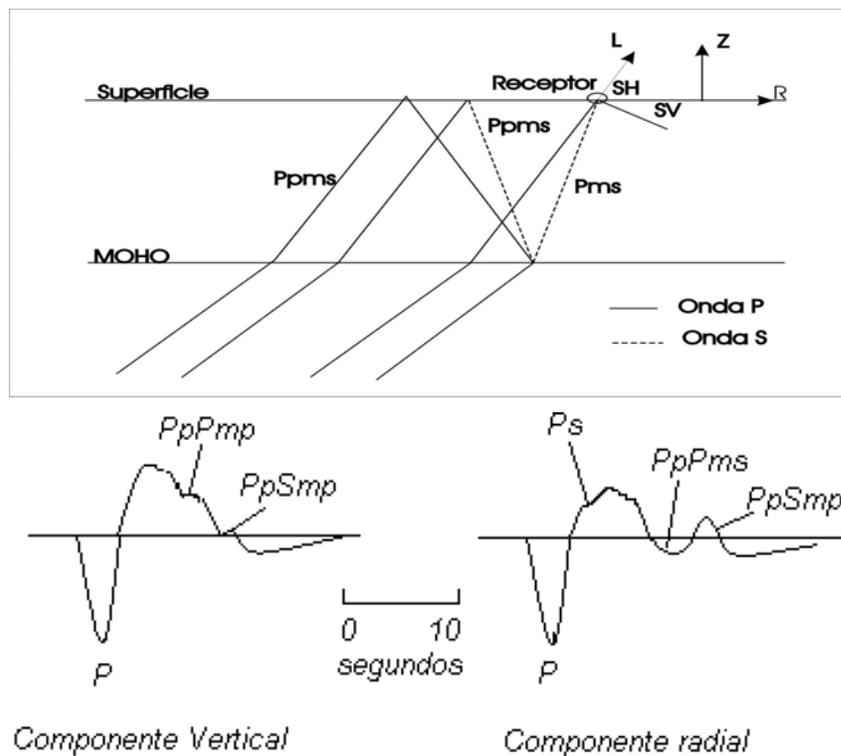


Figura A1.- Esquema de las reverberaciones en la corteza de la fase P y la posición de las fases en el sismograma.

Puede observarse que las fases reverberadas en la corteza poseen información sobre la estructura de la misma. Nótese también que las componentes vertical y radial difieren considerablemente debido al arribo de las fases convertidas a ondas S.

A partir de esta observación, han sido diseñados diversos métodos para extraer la información contenida en los sismogramas en términos de modelos de la estructura cortical. Uno de ellos es el de cociente espectral (p.ej. Kurita 1973) y otro el de comparación directa con sismogramas teóricos (p.ej. Burdick y Langston, 1977). Considerando que la existencia de información en 3 componentes produce un sistema sobredeterminado Langston (1979), propuso que se utilizara la información de la componente vertical para igualar los efectos de la fuente (y cercanos a la fuente) y así poder aislar los efectos de la estructura bajo el receptor de los anteriormente señalados. Este tipo de metodología fue empleado para estimar la estructura de corteza en la región de los Tuxtlas por lo que se expone con cierto detalle a continuación.

A-2 Funciones de receptor

Como se explico anteriormente, la señal sísmica recogida en un sismógrafo contiene información sobre la estructura de la corteza. Sin embargo también contienen información sobre la fuente que la generó así como de la porción del interior de la Tierra que atravesó. Podemos reducir estos efectos si se consideran rayos generados por sismos intermedios, de manera que la llegada de la fase P no sea compleja y enmascare las siguientes fases. Por la misma razón pueden considerarse solo sismos profundos ya que así se reduce la contaminación de la señal con los efectos de la superficie. Finalmente se considerarán sismos generados a distancias entre 30° y 80° para evitar reflexiones en la frontera Núcleo-Manto. Con estas consideraciones el desplazamiento generado por un sismo puede expresarse como:

$$D(t) = I(t) * S(t) * E(t)$$

donde D(t) es el desplazamiento, I(t) la respuesta del instrumento, S(t) la función de fuente y E(t) respuesta unitaria de la estructura de la corteza bajo el sitio de registro y el asterisco representa la convolución. Dada la significativa diferencia entre las componentes verticales y horizontales de los sismogramas es razonable expresar la ecuación anterior en sus distintas componentes como:

$$D_v(t) = I(t) * S(t) * E_v(t)$$

$$D_r(t) = I(t) * S(t) * E_r(t)$$

$$D_t(t) = I(t) * S(t) * E_t(t)$$

donde los subíndices v, r y representan las componentes vertical radial y tangencial.

La observación de sismogramas de telesismos revela que la componente vertical del movimiento del suelo es muy aproximada a la producida por la convolución de un pulso con la respuesta del instrumento (Burdick y Helmberger, 1977). Por otra parte, el sismograma vertical se ve muy poco afectado por las reverberaciones en la corteza si su ángulo de incidencia es pequeño (i.e. cercano a la vertical). Por estas razones Langston (1979) propuso la siguiente simplificación:

$$D_v(t) = I(t) * S(t)$$

por lo que la estructura puede obtenerse inmediatamente como:

$$E_r(t) = \frac{D_r(\omega)}{D_v(\omega)}$$

$$E_t(t) = \frac{D_t(\omega)}{D_v(\omega)}$$

Langston (1979) demostró que el error introducido por la simplificación anterior está acotado y es pequeño. Desgraciadamente la simple deconvolución representada por las ecuaciones anteriores es inestable debido al ruido en las señales y el límite de su ancho de banda, de suerte que la señal $D_v(\omega)$ puede tener valores muy pequeños y muy grandes haciendo que se amplifique bastante el ruido.

Para evitar este problema se utiliza el siguiente estimador de la convolución:

$$E_r(t) = \frac{D_r(\omega)}{D_v(\omega)} = \frac{D_r(\omega) \bar{D}_v(\omega)}{D_v(\omega) \bar{D}_v(\omega)}$$

introducimos ahora un filtro gaussiano con el fin de eliminar las altas frecuencias y mejorar la interpretación de las funciones de receptor:

$$E_r' = \frac{D_r(\omega) \bar{D}_v(\omega)}{\Phi_{ss}(\omega)} \cdot G(\omega)$$

con

$$G(\omega) = e^{\frac{-\omega^2}{4\alpha^2}}$$

y

$$\Phi_{ss} = \max \left\{ D(\omega) \bar{D}_v(\omega), c \cdot \max [D_v(\omega) \bar{D}_v(\omega)] \right\}_v$$

En esta notación, Φ_{ss} es el resultado de considerar la señal original de la ecuación, $D_v(\omega) \bar{D}_v(\omega)$, sustituida por una función similar pero en la que se han elevado los valores cercanos por una cierta fracción (el nivel de agua c en la ecuación anterior) de la amplitud espectral máxima como muestra el esquema siguiente:

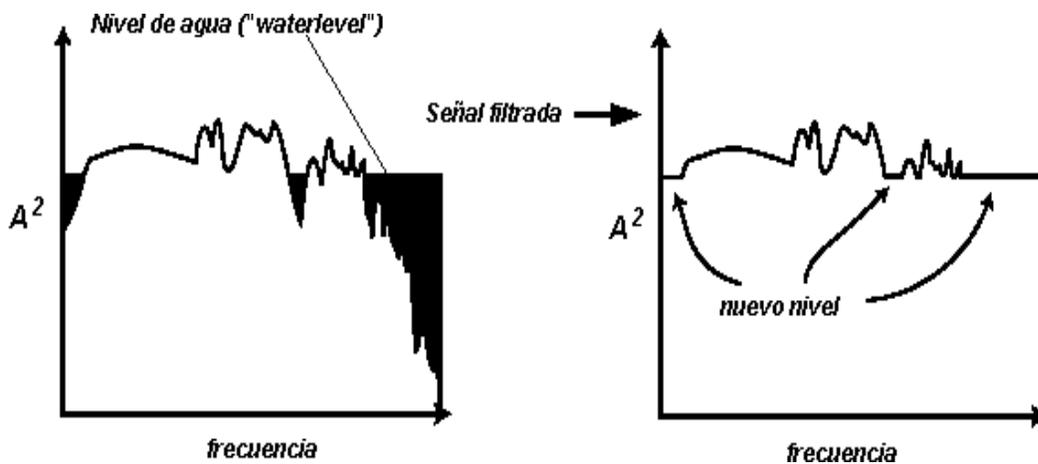


Figura A2. Esquema sobre el papel que juega el nivel de agua (c) en el procesamiento de los datos.

El nivel de agua también actúa como un filtro pero su efecto depende del valor de la constante elegida. La norma sería elegirla lo más bajo posible que permita el nivel de ruido en la señal lo cual conduce a una operación de prueba y error.

El filtro gaussiano es elegido por no presentar lóbulos, ser parecido a un impulso, y tener una transformada que es también una gaussiana. La elección del parámetro α , el ancho de la gaussiana depende también del nivel de ruido existente en las señales. Una guía para estimar el efecto de este parámetro aparece en el cuadro A1:

Cuadro A1 Efecto del valor de α sobre la frecuencia para la que $G(f) = 0.1$

Valor de α	Frecuencia (Hz)
10	4.8
5	2.4
2.5	1.2
1.25	0.6
0.625	0.3
0.5	0.24
0.4	0.2
0.2	0.1

Para los fines del presente trabajo se usaron satisfactoriamente los valores de $c=0.00001$ y $a=0.7, 1.0, 1.5$ y 2.0 ; la razón de esta selección es que las señales utilizadas en este trabajo fueron previamente filtradas con un filtro pasa-banda de 0.0125Hz , lo cual redujo considerablemente su nivel de ruido.

A-3 Deconvolución iterativa

Como vimos anteriormente la obtención de las funciones de receptor consiste básicamente en la deconvolución de las señales radial y tangencial por medio de la vertical. En el apartado anterior se mostró el proceso en el dominio de las frecuencias. En este apartado se expone el proceso en el dominio del tiempo en el que es posible obtener una solución iterativa. La metodología señalada aquí es debida a Ligorria y Ammon (1999) y consiste básicamente en deconvolucionar la componente vertical con la componente horizontal a utilizar, en este caso la componente radial. Esto permite estimar la posición del primer y más grande de los picos en la función de receptor. Una vez obtenido este pico y su amplitud se convoluciona con la componente vertical y se subtrae de la señal radial. En principio esto reduce la componente radial en la contribución de este pico y la operación puede repetirse. En cada operación el desajuste entre la señal vertical convolucionada con

la FR y la componente radial se reduce, ya que se introducen las contribuciones de otras conversiones existentes en el sismograma. El proceso puede detenerse cuando el ajuste alcanza el nivel deseado.

A-4 Obtención del modelo de velocidades

Una vez lograda la función de receptor deseada se procede a la obtención del modelo de velocidades que mejor reproduce los datos. Como en otros campos de la geofísica esto puede lograrse de forma directa, es decir comparando las FR obtenidas de los datos con las creadas teóricamente, o por métodos de inversión. En este trabajo se utilizó un método de inversión basado en el trabajo de Ammon et al. (1990) e implementado en los códigos Fortran de Hermann y Ammon (2004) que son ampliamente conocidos y pueden utilizarse de forma gratuita.

A-5 Distancia muestreada por las funciones de receptor

La distancia que las funciones de receptor muestrean lateralmente, desde la estación sísmica, depende de las fases analizadas, de la profundidad de la frontera entre capas y de la trayectoria del parámetro de rayo asociado a la distancia a la fuente. Para estimar esta distancia se presenta a continuación el siguiente argumento de Ammon (en línea). La figura A3 muestra como ejemplo las trayectorias de los rayos Ps y PpPmp para una capa con velocidad de P de 6.00 km/seg y una velocidad S de 3.43 km/s. Como puede observarse la fase Ps muestrea una región cercana a la estación, la fase PpPmp muestrea una mayor distancia y aparece como una cota superior. Consideremos como ejemplo que la señal se generó a una distancia de unos 60° (el parámetro de rayo es entonces de 0.06 s/km) si el espesor de la corteza es de 30 km por ley de Snell tendremos:

$$X_s = h * \tan(\arcsin(p * V_s))$$

$$X_p = h * \tan(\arcsin(p * V_p))$$

De donde $X_s = 6$ km y $X_p = 12$ km y como puede verse en el dibujo, por la igualdad de los ángulos el promedio de distancia muestreado por PpPmp es de 36 km. Entonces la distancia muestreada por este rayo se encuentra entre 6 y 36 km.

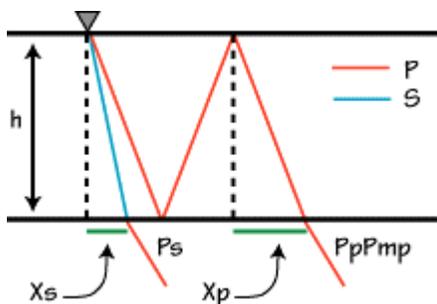


Figura A3. Esquema para el cálculo de la distancia de muestreo lateral de las funciones de receptor

A-6 Selección y preparación de datos

Los datos sísmicos utilizados para su análisis por FR se seleccionaron del catálogo mundial de sismos CMT (<http://www.globalcmt.org/CMTsearch.html>). En este catálogo se buscaron aquellos eventos registrados entre el 7 de mayo de 2003 y el 24 de enero de 2006 (periodo total de registro) con profundidades entre 0-50 km (superficiales), 90-180 (intermedios) o más de 300km (profundos), y $M_w \geq 6$. De los así seleccionados se separaron aquellos registrados claramente en al menos una de las estaciones de la red y localizados entre 30° y 90° de distancia azimutal con respecto a las estaciones de la red. Esta distancia garantiza que la onda P directa llegue aproximadamente vertical a la estación y su forma de las ondas sea simple por no estar afectada por el núcleo.

Del primer periodo de registro sísmico únicamente un telesismo resultó adecuado. Del segundo periodo se seleccionaron 10 telesismos, su localización se muestra en la Fig. A4 y sus características se presentan en el cuadro A2.



Figura A4 Localización de los epicentros de los sismos utilizados para el análisis por FR.

TELESISMOS SELECCIONADOS PARA EL ANALISIS DE FUNCIONES DE RECEPTOR								
	Grupo	Fecha	Día Juliano		Lat.	Long.	Prof(km)	Mw
1	G1	2003/06/20	171	Brasil	-7.37	-71.89	556.2	7.0
2	G4	2004/11/21	326	Islas Leeward	15.85	-61.65	12.0	6.3
3	G5	2004/11/28	333	Isla de Pascua	-26.82	-114.00	12.0	6.6
4	G2	2005/03/21	80	Argentina	-24.86	-63.47	572.4	6.8
5	G2	2005/03/21	80a	Argentina	-24.62	-63.49	571.3	6.4
6	G1	2005/06/15	166	California	41.19	-126.46	22.7	7.2
7	G1	2005/06/17	168	California	40.70	-126.80	17.2	6.6
8	G2	2005/09/26	269	Perú	-5.60	-76.20	108.1	7.5
9	G2	2005/11/17	321	Chile-Bolivia	-22.46	-68.13	155.0	6.8
10	G3	2005/12/13	57	Fiji	-23.59	-179.82	553.9	6.4

Cuadro A2 Lista de telesismos seleccionados para el análisis por FR

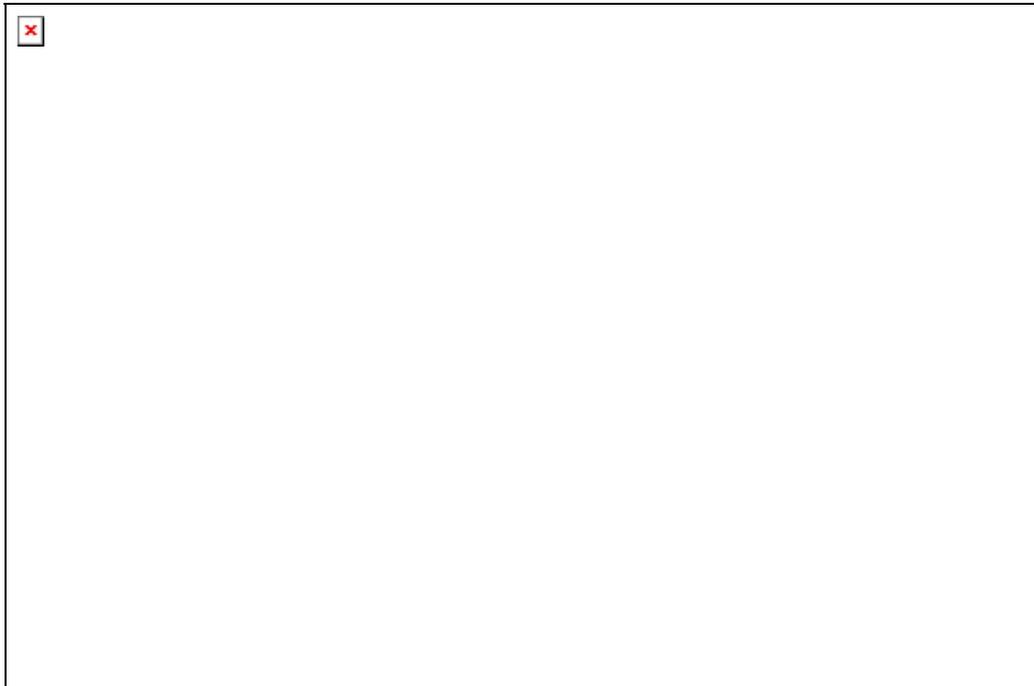
Una vez realizado lo anterior se utilizó la paquetería de códigos *Seismic Analysis Code* (SAC) para calcular los siguientes parámetros: acimut (ángulo acimutal desde el evento a la estación), *backazimut* (ángulo azimutal desde la estación al evento), y el parámetro de rayo (p).

Una vez hecho lo anterior, de cada evento se cortan 140 seg. de la señal (20 segundos antes del arribo de la onda P). Esta ventana de 140 segundos es posteriormente corregida para centrar la señal a una línea base y se décima a 10mps y finalmente se sincronizan los tiempos de las diferentes componentes. y 120 segundos después

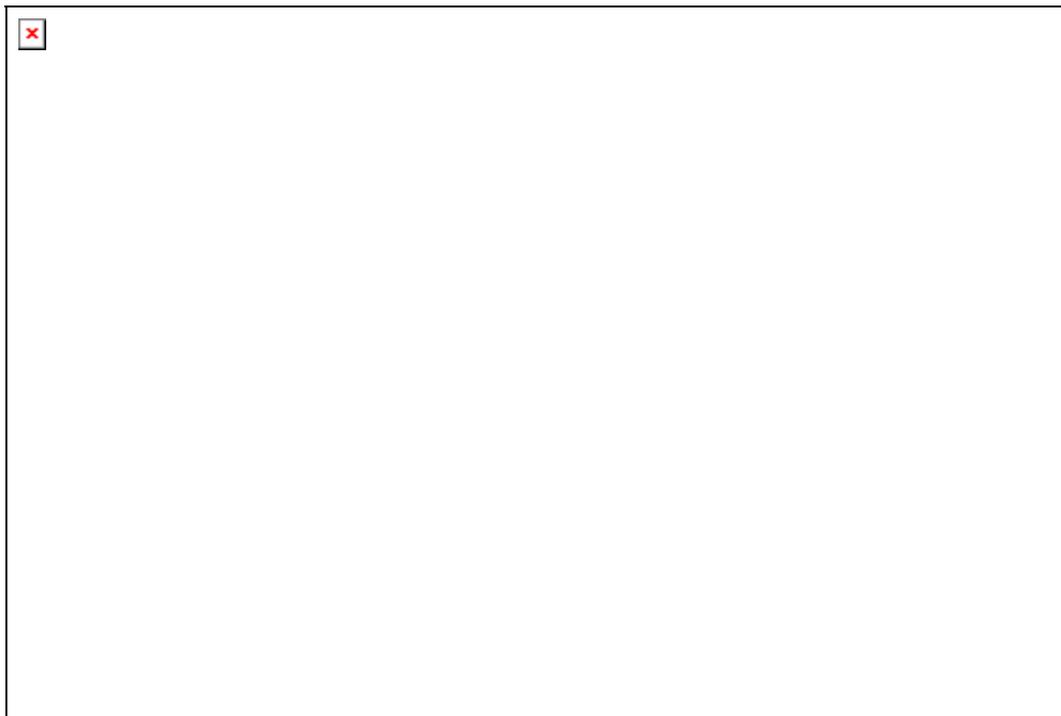
Para obtener las funciones de receptor es necesario que la señal se oriente en componentes vertical (v), radial (r), y tangencial (t) por lo que las componentes N y E deben rotarse con respecto a la localización del sismo analizado.

En la Fig. A5 se presentan algunos de los telesismos registrados en las estaciones de la red SM

a)



b)



c)



Figura A5 a) Telesismo profundo ocurrido el día 21 de marzo de 2006, registrado en RATU, b) Telesismo del día 26 de septiembre de 2005, registrado en TETU, c) Telesismo del día 26 de septiembre de 2005, registrado en CHTU

A 7 Calculo de las funciones de receptor

Las señales tratadas con el proceso descrito se separaron por grupos de acimut y por similitud en el parámetro de rayo p con el fin de obtener modelos preliminares satisfactorios para cada grupo. Las funciones de receptor obtuvieron con el código SACITERD perteneciente al paquete de programas SAC (Seismic Analysis Code) descrito en Hermann (2004). Este programa calcula la deconvolución de las señales vertical y radial en el dominio del tiempo. El resultado es expresado como una secuencia de pulsos Gaussianos en la que el valor del ancho del filtro controla el contenido de frecuencias de la función de receptor y por ende la resolución que tendrá el modelo de velocidades; es decir una gaussiana muy prominente arrojará un modelo con un gran número de capas pero de menor confiabilidad. Por el contrario una gaussiana muy ancha arrojará un modelo con pocas capas y poca resolución en su posición. Sin embargo el criterio no es absoluto y la mejor solución se obtiene de observar varios ajustes. Para este trabajo se aplicaron los

filtros Gaussianos de: 0.7, 1.0, y 1.5. Los resultados para cada evento con los correspondientes filtros se presentan en el cuadro A3.

Estación RATU

Grupo	Fecha	Día Juliano		Prof. (km)	p	% de ajuste con $\alpha = 0.7$	% de ajuste con $\alpha = 1.0$	% de ajuste con $\alpha = 1.5$
G1	2005/06/15	166	California	22.7	0.077	95.22	91.25	86.33
G1	2005/06/17	168	California	17.2	0.077	94.68	97.24	89.00
G2	2005/03/21	80	Argentina	572.4	0.064	95.98	86.49	83.45
G2	2005/03/21	80a	Argentina	571.3	0.064	89.73	92.70	84.83
G2	2005/09/26	269	Peru	108.1	0.079	93.63	90.43	81.53
G2	2005/11/17	321	Chile-Bolivia	155.0	0.069	79.35	75.90	72.72
G3	2005/12/13	57	Fiji	553.9	0.041	90.92	79.61	53.52
G4	2004/11/21	326	Islas Leeward	12.0	0.079	81.05	87.58	85.16
G5	2004/11/28	333	Isla de Pascua	12.0	0.069	93.08	89.54	87.99

Estación CHTU

Grupo	Fecha	Día Juliano		Prof. (km)	p	% de ajuste $\alpha = 0.7$	% de ajuste $\alpha = 1.0$	% de ajuste $\alpha = 1.5$
G2	2005/09/26	269	Peru	108.1	0.079	94.19	89.60	84.92
G2	2005/11/17	321	Chile-Bolivia	155.0	0.069	93.54	93.54	87.86

Estación TETU

Grupo	Fecha	Día Juliano		Prof. (km)	p	% de ajuste $\alpha = 0.7$	% de ajuste $\alpha = 1.0$	% de ajuste $\alpha = 1.5$
G2	2005/09/26	269	Peru	108.1	0.079	92.21	91.62	80.59
G2	2005/11/17	321	Chile-Bolivia	155.0	0.069	80.46	74.31	59.81

Estación PATU

Grupo	Fecha	Día Juliano		Prof. (km)	p	% de ajuste $\alpha = 0.7$	% de ajuste $\alpha = 1.0$	% de ajuste $\alpha = 1.5$
G2	2003/06/20	171	Brasil	556.2	0.075	93.53	85.33	75.97
G4	2004/11/21	326	Islas Leeward	12.0	0.079	89.99	83.81	80.21
G5	2004/11/28	333	Isla de Pascua	12.0	0.069	80.24	82.15	71.21

Estación EBTU

Grupo	Fecha	Día Juliano		Prof. (km)	p	% de ajuste $\alpha = 0.7$	% de ajuste $\alpha = 1.0$	% de ajuste $\alpha = 1.5$
G2	2003/06/20	171	Brasil	556.2	0.075	97.80	89.55	91.63

Cuadro A3 Resultados obtenidos para los telesismos para cada filtro gaussiano, y grupo en cada una de las estaciones de la red.

A8 El modelo de velocidades para el área del VSMT

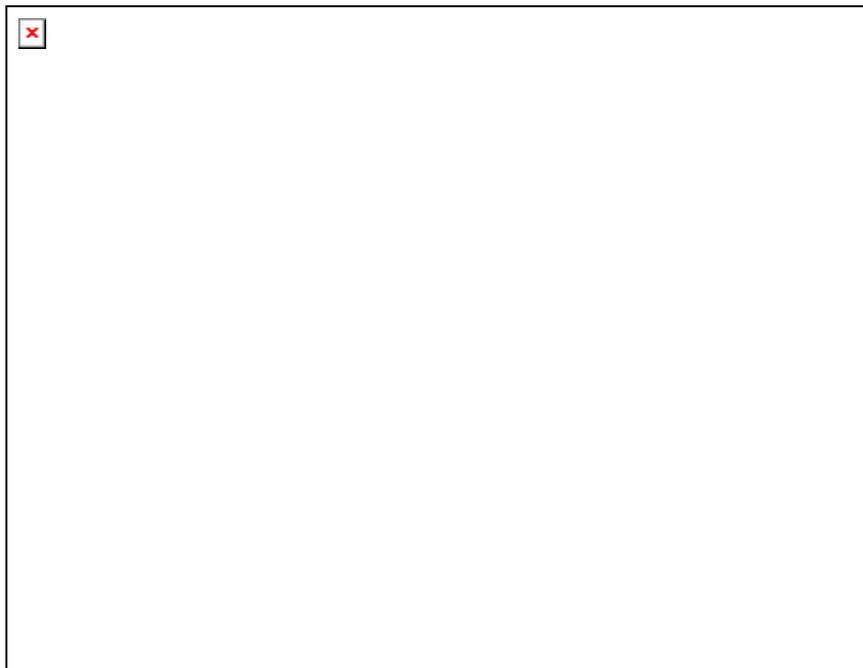
El modelo de velocidades para el SMT se obtuvo con el programa RFTN96 del paquete ya referido (Hermann, 2004). En este programa se introduce un modelo preliminar con el que realiza un cálculo de FR teóricas, las compara con las observadas y minimiza la diferencia ajustando el modelo. Este proceso es iterativo y el número de iteraciones así como el grado de ajuste que puede lograrse depende de varios factores por lo que es necesario determinar experimentalmente este número. En nuestro se determinó que 25 iteraciones para cada grupo y para cada filtro arrojaba los mejores resultados. El cuadro A4

muestra el modelo inicial de capas planas y el cuadro A5 los mejores ajustes logrados con $\alpha = 0.7$, $\alpha = 1.0$, y $\alpha = 1.5$. En la Fig. A6 se presentan las FR observadas y las ajustadas conjuntamente para cada estación y todos los telesismos (parámetro de rayo); se especifica también el filtro gaussiano utilizado, así como el porcentaje de ajuste con el modelo conjunto para cada parámetro α . Como puede verse el mejor ajuste se obtuvo con $\alpha = 0.7$ (Cuadro A3).

a)



b)



c)

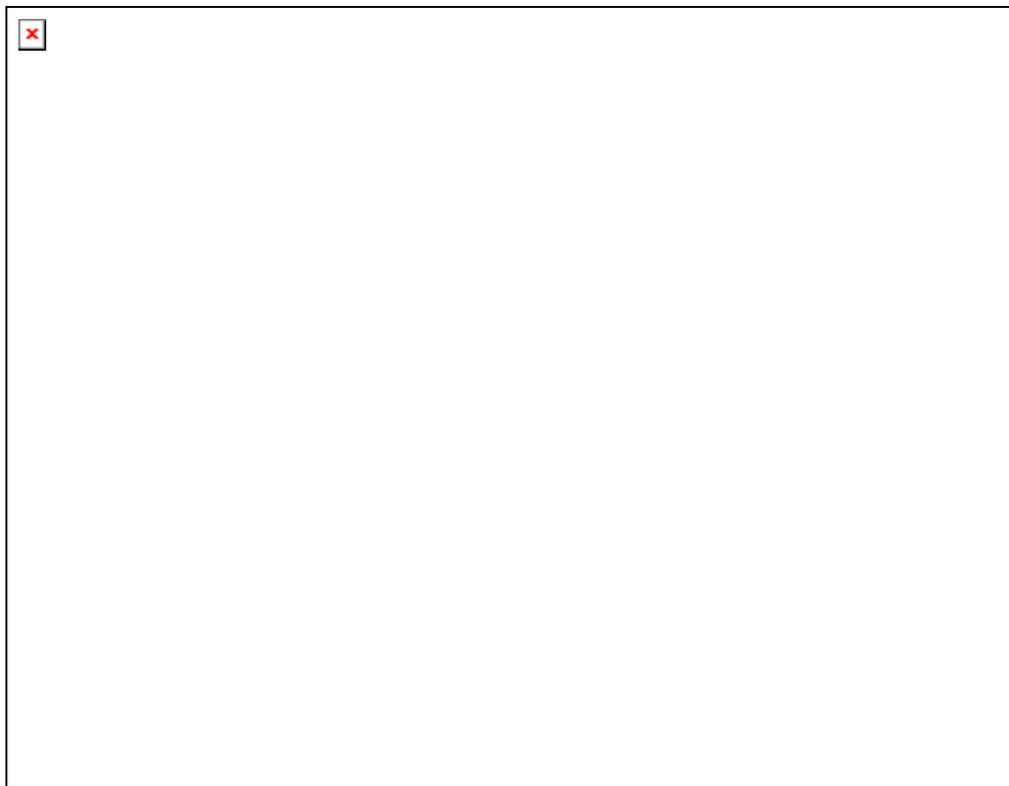


Figura A6 Modelo de velocidades para cada una de las FR calculadas. Traza azul observada, traza roja calculada: junto a la traza aparecen el nombre de la estación, el filtro utilizado, el porcentaje de ajuste, y el parámetro de rayo.

Cuadro A4 Modelo preliminar de capas planas para el programa RFTN96, con el inverso del coeficiente de Poisson (κ) = 1.65

Modelo de inicial de velocidades para el área del VSNMT			
Espesor (km)	Vp (km/s)	Vp (km/s)	ρ (kg/m ³)
1	6.2	3.76	2.75
2	6.2	3.76	2.75
2	6.2	3.76	2.75
5	6.2	3.76	2.75
5	6.2	3.76	2.75
5	6.2	3.76	2.75
5	6.2	3.76	2.75
5	7.9	4.6	3.30

5	7.9	4.6	3.30
5	7.9	4.6	3.30
10	7.9	4.6	3.30

Cuadro A5 Modelo de velocidades obtenido por método de funciones de receptor con $\alpha = 0.7$ y $\kappa = 1.66$ para el área del SMT

H(km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)	ρ (gr/cm ³)
3	3.53	2.05	2.23
4	5.39	3.13	2.58
2	6.04	5.50	2.71
2	6.13	3.56	2.74
2	5.69	3.30	2.64
4	6.89	4.02	2.95
4	7.18	4.10	3.04
8	7.57	4.91	3.16
5	8.02	4.58	3.32
5	7.84	4.5	3.27
10	8.08	4.62	3.34
10	8.25	4.72	3.40

APÉNDICE B

ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS DE LOS DEPÓSITOS DE LA ERUPCIÓN DE 1973

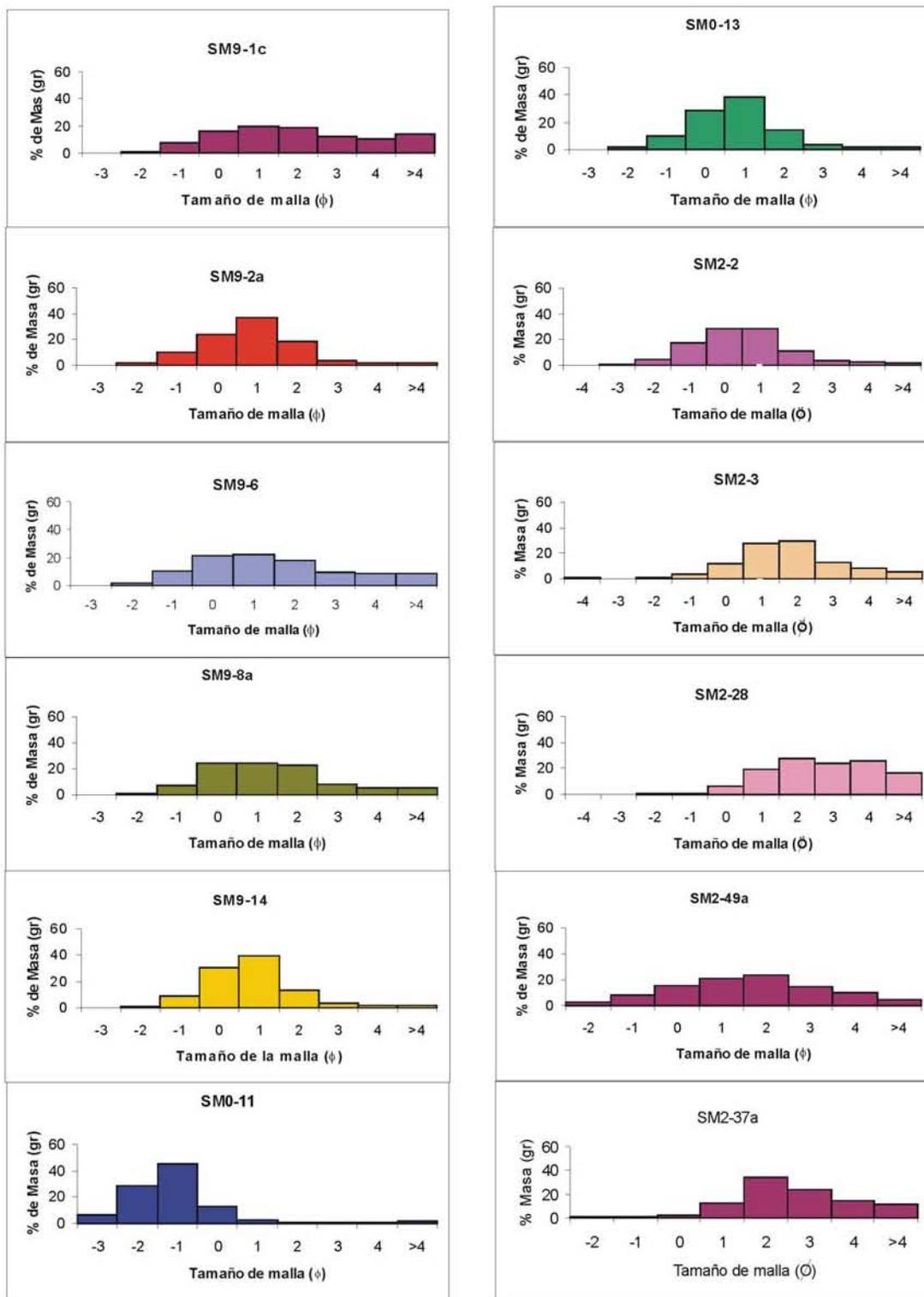
Tabla de sitios de muestreo alrededor del volcán San Martín Tuxtla, que se utilizaron en este trabajo.

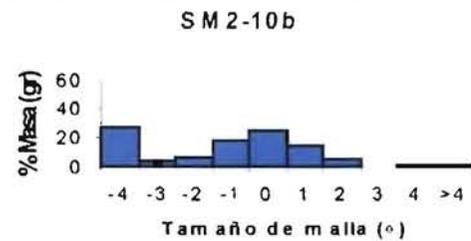
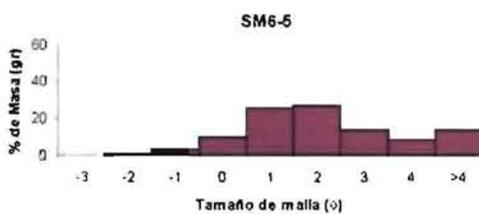
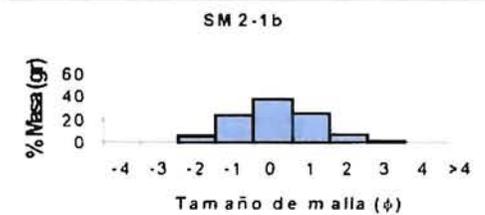
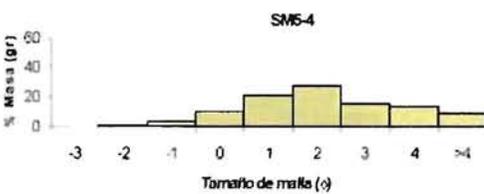
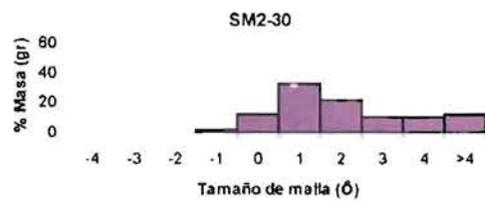
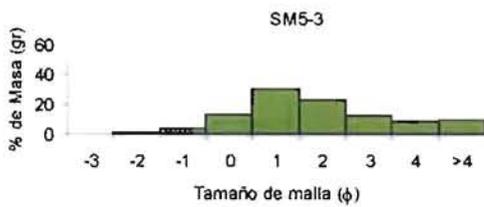
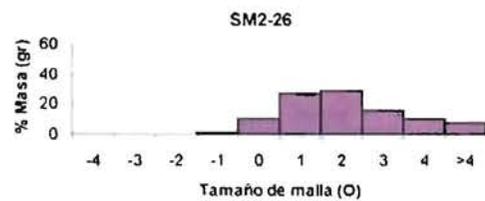
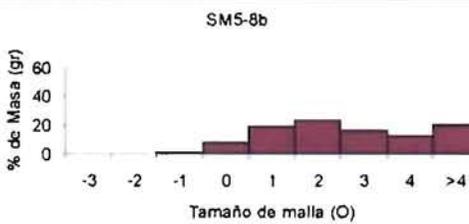
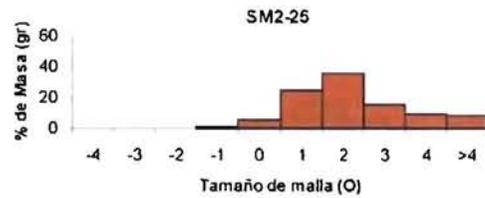
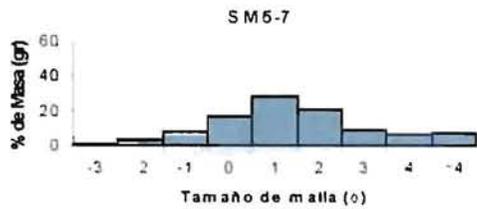
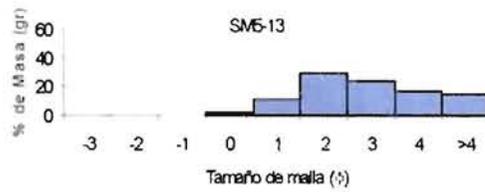
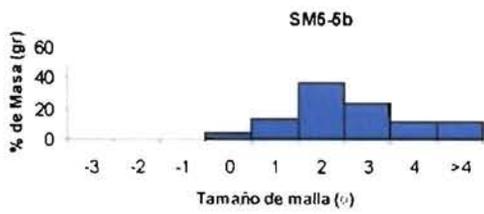
Muestra	Latitud N	Longitud W
SM9-1	18.546	-95.236
SM9-2	18.549	-95.231
SM9-6	18.545	-95.240
SM9-8	18.543	-95.246
SM9-14	18.639	-95.246
SM0-1	18.549	-95.234
SM0-5	18.554	-95.250
SM0-6	18.559	-95.252
SM0-7	18.528	-95.265
SM0-11	18.597	-95.189
SM0-13	18.637	-95.200
SM1-4	18.637	-95.200
SM1-5	18.549	-95.231
SM2-1	18.631	-95.233
SM2-2	18.622	-95.242
SM2-3	18.615	-95.240
SM2-5	18.596	-95.234
SM2-10	18.609	-95.177
SM2-21	18.667	-95.209
SM2-25	18.569	-95.281
SM2-26	18.573	-95.275
SM2-28	18.602	-95.314
SM2-30	18.598	-95.300
SM2-37	18.551	-95.278
SM2-45	18.521	-95.160
SM2-49	18.500	-95.167
SM3-10	18.598	-95.194
SM3-11	18.599	-95.194
SM3-12	18.567	-95.162
SM3-15	18.494	-95.198
SM3-16	18.499	-95.198

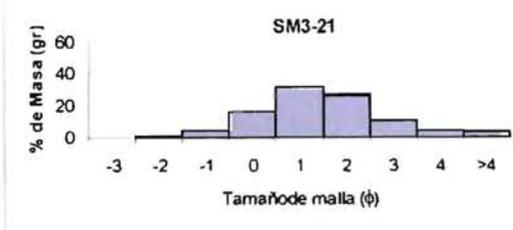
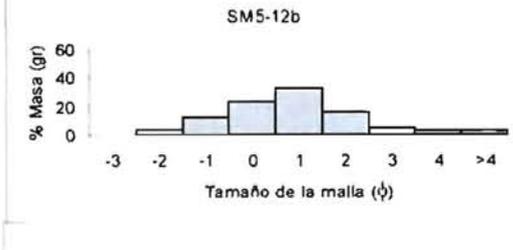
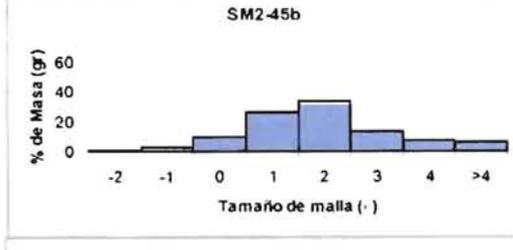
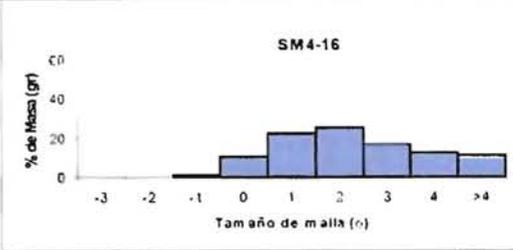
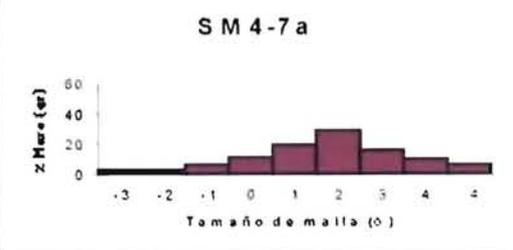
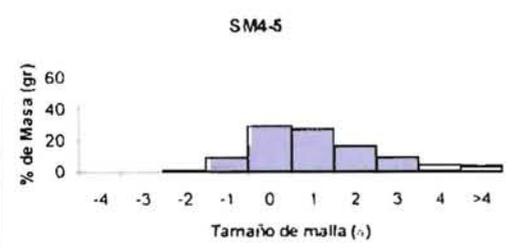
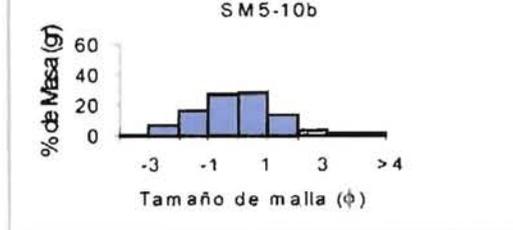
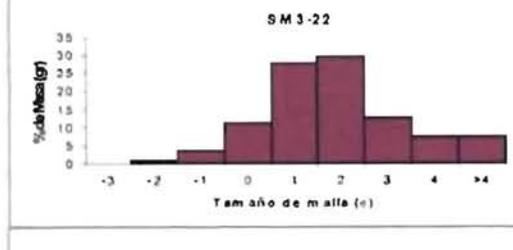
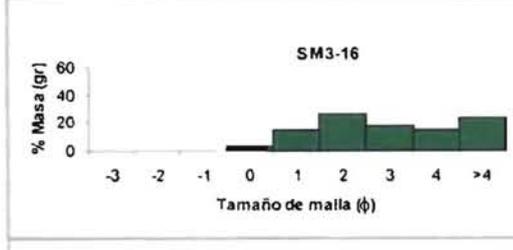
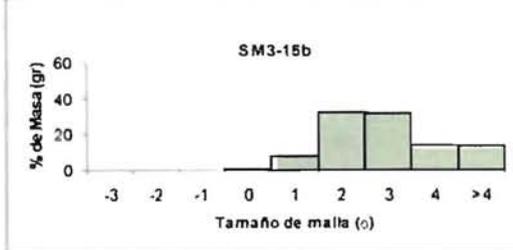
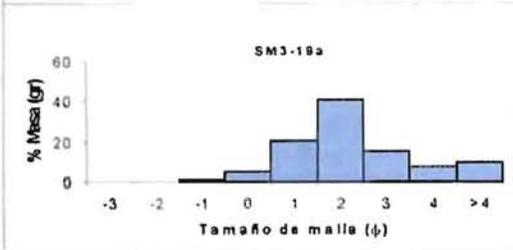
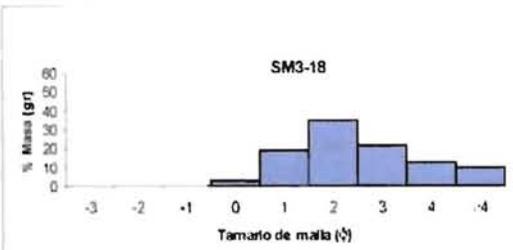
Muestra	Latitud N	Longitud W
SM3-17	18.503	-95.199
SM3-18	18.516	-95.204
SM3-19	18.517	-95.203
SM3-21	18.527	-95.207
SM3-22	18.527	-95.208
SM4-07	18.594	-95.200
SM4-16	18.528	-95.209
SM4-17	18.582	-95.257
SM5-1	18.509	-95.184
SM5-3	18.530	-95.187
SM5-4	18.517	-95.186
SM5-5	18.509	-95.177
SM5-6	18.556	-95.246
SM5-7	18.510	-95.170
SM5-8	18.544	-95.245
SM5-9	18.545	-95.246
SM5-10	18.627	-95.237
SM5-12	18.624	-95.242
SM5-13	18.507	-95.185
SM5-14	18.518	-95.184
SM6-3	18.563	-95.201
SM6-4	18.562	-95.199
SM6-5	18.516	-95.184
SM6-6	18.455	-95.194
SM7-3	18.638	-95.200
SM7-4	18.524	-95.171
SM7-7	18.486	-95.235
SM7-8	18.523	-95.241
SM7-10	18.558	-95.158
SM7-11	18.158	-95.159

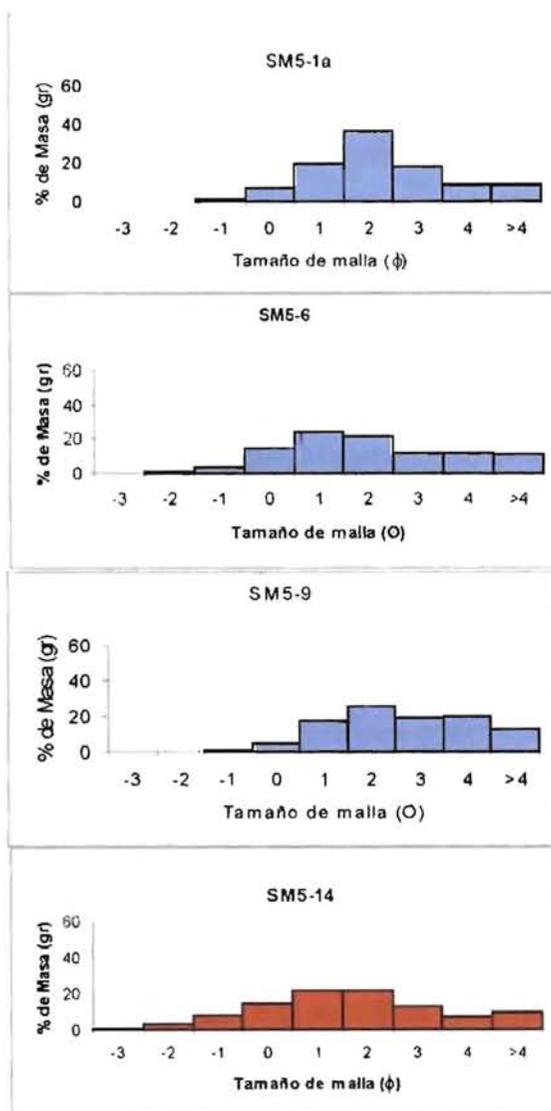
Figura B.1 Mapa de localización de los sitios de muestreo alrededor del volcán San Martín Tuxtla para este trabajo.

RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS GRANULOMÉTRICOS









APÉNDICE C

ANÁLISIS GEOQUÍMICOS

Los análisis geoquímicos son una base para la clasificación de rocas y la correlación de los depósitos. La clasificación adecuada de una roca resulta esencial para cualquier estudio geológico, pero determinar su clasificación no es una tarea fácil, pues por diversas circunstancias muchas veces se puede dar una clasificación inadecuada, por lo que los análisis geoquímicos de Elementos Mayores (EM), Traza (ET), Tierras Raras (REE), e Isótopos Sr, Nd y Pb de las cenizas asociadas a la erupción de 1793 y de algunas rocas del área serán la base para determinar el tipo de roca, y la génesis del ambiente tectónico.

Los EM, cuya composición se expresa como un porcentaje en peso de su óxido más común (SiO_2), son utilizados principalmente para poder clasificar las muestras. El óxido dominante es el sílice, la mayoría de las rocas contienen entre 30 y 80% SiO_2 . Esta variación no es homogénea pues depende del contenido en el componente mayoritario SiO_2 , (35-70%), (Mason, 1982). Las rocas ígneas se clasifican en: Ácidas: >63%, Intermedias: 52-63%, Básicas: 45-52%, Ultrabásicas: < 45% (Rollinson, 1993).

Para poder clasificar las muestras esto se realiza con ayuda de los diagramas de variación (DV) y como una medida de comparación con otras ya conocidas. Los DV en un plano X-Y o AFM son utilizados para mostrar la interrelación entre elementos y así poder inferir los procesos geoquímicos que les dieron origen. Los diagramas más utilizados son óxido-óxido, álcalis total vs sílice (TAS), los de separación de las series alcalina y subalcalina. (Le Maitre *et al.*, 1989) que es uno de los más útiles en la clasificación de las rocas volcánicas.

Los ET se han dividido en elementos incompatibles, (no entran fácilmente en las estructuras cristalinas), y elementos compatibles (entran fácilmente en la estructura cristalina de los minerales). Los elementos incompatibles tienen radios iónicos grandes, los minerales presentes en el manto, como el olivino, piroxeno, espínela y granate no tienen sitios cristalográficos para alojar a estos elementos, por otro lado los elementos

compatibles tienen radios iónicos pequeños y entran fácilmente en los minerales del manto ocupando los espacios de Mg y Fe, estos son: Ni, Co, Cr y V. Cuando el manto empieza a fundirse, los elementos incompatibles son liberados preferentemente hacia la fase fundida. A un bajo porcentaje de fusión parcial en el líquido que tendrá una alta concentración de elementos incompatibles, pero a medida que el porcentaje de fusión aumenta, su concentración se hace más baja en el líquido. En consecuencia, la concentración de elementos incompatibles decrece a medida que aumenta el porcentaje de fusión (Rollinson, 1993).

La carga y los radios comparativamente grandes de las REE, junto con su baja concentración, en general demostrarían relativamente poca tendencia a substituir a los elementos principales durante la cristalización fraccionada. Sin embargo, son particularmente útiles en el estudio de la evolución de un proceso magmático, (Mason, 1982). Por tal motivo y con el objeto de poder caracterizar cada uno de los procesos que se realizan en los análisis a continuación se da una breve descripción de ellos.

El análisis geoquímico cuantitativo de EM y ET se realizó con las técnicas de Análisis de Fluorescencia de Rayos X (FRX), en el Laboratorio de la Universidad Nacional Autónoma de México, LUGIS.

El procedimiento de preparación para el análisis de EM es el siguiente: La muestra ya molida es secada en la estufa a 110°C. Se pesan 0.5g de muestra y se funden con 10 g de metaborato de litio y tetraborato de litio en relación 1:1, para obtener una perla, la cuál es analizada en un sistema secuencial de FRX Siemens SRS 3000 calibrado previamente con estándares internacionales. Mientras que para TR hay que pesar 5 g de muestra molida en base seca, agregar 0.5 g de cera en micropolvo, usada como agente aglutinante, mezclar en mortero de ágata y prensar a 20-25 ton/in² para obtener una tableta que es la que se analiza.

Las REE se realizaron en el Laboratorio Limpio de Química Analítica Ultra Pura (LABQUP), en el Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, LUGIS, con un espectrómetro de masas con plasma inductivamente acoplado como fuente de ionización Agilent 7500ce con celda de colisión. Molidas pulverizadas,

homogeneizadas y secas. Tamaño de grano recomendado: malla 180-200. Cantidad mínima 1 gr. segregado del total de la muestra homogeneizada.

Por último los análisis de isótopos se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca FINNIGAN MAT 262 en el LUGIS, Institutos de Geofísica y Geología, de la Universidad Nacional Autónoma de México. El espectrómetro cuenta con 8 colectores Faraday ajustables y todas las mediciones se hicieron de manera estática.

Las muestras de Sr y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 60 relaciones isotópicas para Nd y Sr. Los valores ($1\sigma = \pm 1\sigma_{\text{abs}}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $2\text{SE}(M) = 2\sigma_{\text{abs}} / \text{raiz } n$. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710238 \pm 23$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 347$); para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511872 \pm 23$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 174$).

Las muestras de Pb se cargaron con una mezcla de gel de sílice más ácido fosfórico, analizándose 100 relaciones isotópicas. El fraccionamiento de las relaciones isotópicas de Pb se corrigió con la comparación al valor promedio del laboratorio para el estándar NBS 981 (Pb): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.90 \pm 0.05\%$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.43 \pm 0.08\%$ y $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.52 \pm 0.10\%$ ($\pm 1\sigma_{\text{rel}}$, $n = 164$).

Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 6.8 ng Sr, 1.5 ng Nd (blanco total) y 31 pg Pb (blanco de química).

RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS GEOQUÍMICOS POR FLUORESCENCIA DE RAYOS X

	SM9-6	SM9-14	SM1-4	SM1-5	SM2-1	SM2-5	SM2-10	SM2-25	SM2-30	SM2-37
roca	Ceniza									

Elementos Mayores (% wt.)

SiO ₂	45.466	45.265	45.473	45.956	45.172	44.592	35.24	44.485	46.237	44.566
TiO ₂	1.623	1.409	1.415	1.496	1.371	1.506	1.949	1.504	1.331	1.58
Al ₂ O ₃	14.516	14.05	13.648	13.762	13.649	14.319	17.441	13.914	13.394	13.479
Fe ₂ O ₃ T	11.83	11.457	11.813	11.485	11.577	11.845	15.115	11.815	11.324	12.14
MnO	0.182	0.174	0.177	0.175	0.173	0.182	0.199	0.179	0.169	0.176
MgO	12.629	14.076	13.989	13.766	14.956	14.656	16.482	14.608	13.88	14.959
CaO	9.746	9.744	9.323	9.855	9.594	9.26	7.118	9.557	10.32	9.456
Na ₂ O	2.455	2.073	2.155	2.4	2.059	2.077	0.1	2.115	2.039	1.984
K ₂ O	1.031	0.842	0.869	0.984	0.832	0.841	0.039	0.866	0.78	0.817
P ₂ O ₅	0.386	0.407	0.341	0.348	0.39	0.356	0.524	0.362	0.387	0.381
PxC	0.06	0.2	0.29	-0.14	-0.08	0.38	6.26	0.2	0.07	0.45
Suma	99.92	99.7	99.49	100.12	99.69	100.01	100.28	99.6	99.93	99.99

Elementos Traza (ppm)

Rb	18	18	21	19	16	17	2	19	18	18
Sr	648	679	636	613	663	596	161	611	752	619
Ba	299	285	281	265	304	251	68	242	328	266
Y	24	26	25	26	27	27	34	29	30	29
Zr	170	163	167	158	161	164	153	171	162	173
Nb	23	16	17	19	16	21	17	19	13	19
V	315	264	252	286	240	276	247	229	238	228
Cr	862	908	839	1050	960	1032	962	1049	817	1000
Co	63	77	77	70	77	78	113	87	78	88
Ni	360	464	480	469	516	530	644	591	498	601
Cu	98	97	81	105	105	97	110	111	83	97
Zn	111	115	115	111	114	115	124	123	120	127
Th	5	4	5	2	5	3	4	3	6	4
Pb	7	3	4	5	5	4	3	1	6	3

Tierras Raras (ppm)

La		142.50			129.64		109.27	113.22		
Ce		105.87			98.66		98.38	89.37		
Pr		78.73			74.32		84.38	69.73		
Nd		61.16			58.89		65.31	53.96		
Sm		42.85			39.48		48.66	39.29		
Eu		32.94			30.73		36.37	30.85		
Gd		27.98			25.68		30.46	25.86		
Tb		24.03			21.91		25.86	21.97		
Dy		18.21			15.22		17.73	15.64		
Ho		14.70			12.88		14.42	12.87		
Er		14.24			14.24		12.79	11.90		
Tm		12.34			12.34		11.16	10.62		

Tb		10.66			10.66		10.30	10.05		
Lu		9.84			9.48		9.93	9.52		

	SM2-45a	SM2-45b	SM3-18	SM3-19	SM3-21	SM3-22a	SM3-22b	SM4-7	SM4-16a	SM4-16b
Roca	Ceniza	Ceniza	Ceniza	Ceniza	Ceniza	Ceniza	Ceniza	Ceniza	Ceniza	Ceniza

Elementos Mayores (%wt.)

SiO ₂	42.371	43.521	45.682	44.217	46.068	45.118	44.895	44.698	45.015	45.357
TiO ₂	1.831	1.822	1.591	1.506	1.343	1.523	1.503	1.609	1.785	1.595
Al ₂ O ₃	11.972	14.151	13.745	13.929	14.265	13.777	13.821	13.908	13.235	13.294
Fe ₂ O ₃ T	12.866	12.5	11.869	11.719	11.181	11.613	11.829	12.161	12.402	12.005
MnO	0.181	0.18	0.177	0.191	0.177	0.175	0.181	0.175	0.178	0.173
MgO	17.926	13.872	13.18	14.928	12.342	13.922	13.94	14.2	13.838	14.008
CaO	8.894	9.734	9.643	9.533	10.369	10.123	9.709	9.506	9.256	9.438
Na ₂ O	2.147	2.54	2.625	2.243	2.388	2.472	2.338	2.296	2.559	2.465
K ₂ O	0.989	1.073	1.035	0.922	0.86	0.98	0.943	0.907	1.035	0.973
P ₂ O ₅	0.505	0.509	0.424	0.388	0.443	0.368	0.406	0.425	0.495	0.426
PxC	-0.03	-0.04	-0.12	-0.27	0.2	0.24	-0.1	0.35	-0.29	0.18
Suma	99.65	99.96	99.85	99.31	99.63	100.31	99.46	100.14	99.51	99.91

Elementos Traza (ppm)

Rb	29	22	24	22	17	20	22	20	25	23
Sr	738	729	698	656	819	636	672	657	694	665
Ba	327	314	342	273	359	274	301	254	318	311
Y	46	27	25	30	26	26	29	29	32	28
Zr	248	193	179	177	173	160	175	176	201	184
Nb	28	23	20	18	15	17	19	21	24	22
V	232	260	253	203	269	272	237	268	182	214
Cr	1097	768	729	951	694	956	839	932	751	837
Co	161	77	73	94	60	80	82	85	91	82
Ni	1200	476	434	631	352	501	507	531	555	537
Cu	105	100	93	113	77	116	100	100	93	92
Zn	198	130	122	132	109	118	126	128	147	130
Th	4	5	7	4	5	2	4	3	7	7
Pb	4	2	7	2	6	3	3	5	6	3

	SM4-16c	SM9-2	SM6-3 (CO)	SM6-4 (CE)
--	---------	-------	---------------	---------------

roca	Ceniza	Ceniza	Lava	Lava
Elementos	Mayores	(%wt.)		
SiO ₂	44.696	45.04	48.15	48.25
TiO ₂	1.631	1.51	1.49	1.47
Al ₂ O ₃	14.15	13.12	15.53	15.28
Fe ₂ O ₃ T	12.081	11.45	10.43	10.49
MnO	0.183	0.16	0.158	0.161
MgO	13.799	14.24	9.01	9.54
CaO	9.725	9.87	10.03	10.19
Na ₂ O	2.497	2.30	3.18	3.05
K ₂ O	1.019	0.95	1.16	1.08
P ₂ O ₅	0.451	0.33	0.492	0.459
PxC	-0.28	0.30	-0.23	-0.23
Suma	99.95	99.47	99.4	99.74

Elementos	Traza	(ppm)		
Ni	22	19	23	23
Cr	720	609	864	781
V	307	244	688	504
Y	21	19	21	21
Zr	107	139	171	160
Rb	21	17	15	13
Sr	274	354	261	278
Ba	851	975	440	435
Nb	82	57	41	41
Co	498	424	154	154
Zn	106	95	72	61
Th	131	103	90	94

Tierras	Raras	(ppm)		
La		110.16		
Ce		85.18		
Pr		66.50		
Nd		53.66		
Sm		38.24		
Eu		29.81		
Gd		25.11		
Tb		21.71		
Dy		15.25		
Ho		12.92		
Er		11.89		
Tm		10.48		
Tb		9.67		
Lu		9.39		

Muestra	Roca	87Sr/86Sr	1 sd*	2 SE(M)	n	143Nd/144Nd	1 sd*	2 SE(M)	n	εNd	1σ
SM9-14	ceniza	0.703334	38	10	57	0.512930	19	6	47	5.70	0.37
SM2-1	ceniza	0.703341	38	10	58	0.512931	20	5	53	5.72	0.39

SM2-10	ceniza	0.703425	39	10	58	0.512910	19	5	56	5.31	0.37
SM2-25	ceniza	0.703232	38	10	58	0.512954	15	4	56	6.16	0.29
SM9-2	ceniza	0.703228	30	8	54	0.512950	17	5	57	6.09	0.33
SM3-11	Lava	0.703327	47	12	57	0.512954	18	5	57	6.16	0.35
SM3-12	Lava	0.703255	34	9	55	0.512949	19	5	57	6.07	0.37
SM3-10	Lava	0.703314	39	10	56	0.512916	13	4	55	5.42	0.25
SM6-3	Lava	0.703424	31	8	55	0.512940	18	5	51	5.89	0.35
SM6-4	Lava	0.703430	32	8	58	0.512938	19	5	50	5.85	0.37

Muestra	Roca	206Pb/204Pb	(% std err)	207Pb/204Pb	(% std err)	208Pb/204Pb	(% std err)	n
SM9-14	ceniza	18.7379	0.071	15.5724	0.078	38.4301	0.087	80
SM2-1	ceniza	18.7459	0.053	15.5785	0.059	38.4493	0.065	82
SM2-25	ceniza	18.7519	0.053	15.5670	0.064	38.4113	0.079	89
SM3-11	Lava	18.7397	0.045	15.6254	0.063	38.4372	0.054	99
SM3-12	Lava	18.8880	0.090	15.6417	0.103	38.6025	0.092	100
SM3-10	Lava	18.7374	0.020	15.5643	0.078	38.4234	0.021	96
SM6-3	Lava	18.7470	0.018	15.5919	0.020	38.4960	0.022	97
SM6-4	Lava	18.7458	0.015	15.5922	0.016	38.4949	0.016	94

REFERENCIAS

Aguilera Gómez L (1988) Petrología de las rocas ígneas del área de los Tuxtlas, Veracruz. Tesis profesional, Instituto Politécnico Nacional, 58

Ammon CJ (1991) The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 81, 2504-2510

Ben Toman D, White WM, Patchett J (1989) The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crustal-mantle recycling. *Earth Planet Sci Lett* 94:1-2

Burdick LJ y Langston CA (1977) Modeling structure through the use of converted phase in teleseismic body-wave forms, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 67, 677-691

Burdick LJ y Hemberger DV (1977) Time functions appropriate for deep earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 64, 1419-1428

Caballero M, Vázquez G, Lozano-García S, Rodríguez A, Sosa-Nájera S, Ruiz-Fernández AC, Ortega B (2006) Present limnological conditions and recent (ca.340yr) palaeolimnology of a tropical lake in the Sierra de LosTuxtlas, eastern Mexico. *Journal of Paleolimnology*, 35:83-97

Cantagrel J y Robin C (1979) K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks: relations between the andesitic and alkaline provinces. *J Volcanol Geotherm Res* 5: 99-114

Cardenas-Monrroy C (1997) Sismicidad y Geometría de la zona de Wadati-Benioff en el sismo de Tehuantepec, Tesis Ing.Geólogo, Fac. de Ingeniería, UNAM

Cruz Atienza VM, Pacheco JF, Singh SK, Shapiro M y Iglesias-Mendoza A (2001) Size of popocatepetl volcano explosions (1997-2001) from wavefrom inversion, *Geophys. Res. Lett.*,28, 4027-4030

De la Fuente M, Mena M, Aiken C (1994) Cartas Gravimetricas de la Republica Mexicana, Instituto de Geografía, UNAM

Engstrand IHW (1981) The Royal Scientific Expedition to New Spain: The Formative Years, 1785 to 1789. In: *Spanish Scientists in the New World*. Washington University Press, NY

Ferrari LT, Tagami T, Eguchi M, Orozco-Esquivel MT, Petrone CM, Jacobo-Albarrán J, López-Martínez M (2005) Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited, *J Volcanol. Geotherm. Res.* 146 294-306

Friedlaender I, Sonder RA (1923) Über das Vulkangebiet von San Martín Tuxtla in Mexiko. *Zeitschrift für Vulkanologie* VII: 162-187

García JA (1835) Eruptionen des vulkanes on Tustla in den Jahren 1664 und 1793. El Contitucional (Jalapa 8 Dic. 1830). Nenes Jahrbuch für Mineralogie, 1835, 40-45

García de la Cruz A (2002) Análisis gravimétrico regional de los Tuxtlas Veracruz, Tesis de Ingeniero Geofísico, UNAM, 73

Gorbatov A y Fukao Y (2005) Tomographic search for missing link between the ancient Farallón subduction and present Cocos subduction, *Geophys. J Int.* 160, 849-854

Hasenaka T y Carmichel ISE (1987) The Cinder Cones of Michoacán –Guanajuato, Central Mexico: Petrology and Chemistry, *J. Petrol*, 28, 241-269

Herrmann RB (2004) An overview of synthetic seismogram computation, computer programs in seismology, Department of Earth and Atmospheric Sciences, Saint Louis University

Houghton BF, Wilson CJN, Del Carlo P, Coltelli M, Sable JE, Carey R (2004) The influence of conduit processes on changes in style of basaltic Plinian eruptions: Tarawera 1886 and Etna 122 BC. *J Volcanol Geother Res*, 137 1 – 14

Inman DL (1952) Measures for describing the size distribution of sediments. *J. Sed. Petrol.* 22, 125-145

Irvine TN y Baragar WRA (1971) A guide to the chemical classification of the common rocks. *Can. F. Earth Sci.* 8, 523-548

Kurita T (1973) A procedure for elucidating fine structure of the crust and upper mantle from seismological data. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 63, 189-209

Lamb HH (1970) Volcanic Dust in the Atmosphere; with a Chronology and Assessment of its Meteorological Significance *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, Vol. 266, No.1178 (Jul.2, 1970), 425-533

Langston CA (1979) Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves, *J. Geophys. Res.*, 84, 4749-4762

Le Maitre RW, Bateman P, Dudek A, Kellert J, Le Bas M, Sabine PA, Schmidt R, Sorensen H, Srekeisen A, Wooley AR, Zanettin B (1989) A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Oxford, Blackwell, 193

Ligorria JP y Ammon CJ (1999) Iterative Deconvolution and Receiver-Function Estimation, *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, 89, 1395-1400

Matthews J (1985) Radiocarbon dating of surface and buried soils: principles, problems and prospects. In: Richards K, Arlett R, Ellis S, editores. *Geomorphology and soils*. London: Allen and Unwin, 271-288

Manea VC y Manea M (2006) *The origin of modern Chiapanecan volcanic arc in southern Mexico inferred from thermal models*. In Press: GSA Special Paper 412 ch2: *Natural Hazards in Central America*

Martinez-Serrano RG, Schaaf P, Solis-Pichardo G, Hernández-Bernal MS, Hernández-Treviño T, Morales-Contreras JJ, Macias JL (2004) Sr, Nd and Pb isotopes and geochemical data from the Quaternary Nevado de Toluca volcano, a source of recent adakitic magmatism, and the Tenango Volcanic Field, Mexico, *J. Volcanol. Geotherm Res*, 138, 77-110

Medel y Alvarado L, (1963) *Historia de San Andrés Tuxtla, Veracruz, 1532-1950*, Primera edición facsimilar 1993. Gobierno del Estado de Veracruz, México vol. 1

McClung de Tapia E, Dominguez Rubio I, Gama Castro J, Solleiro E, Sedov S. (2005), Radiocarbon dates from soil profiles in the Teotihuacan Valley, Mexico: Indicators of Geomorphological Processes. *Radiocarbon*, 47, 159-175

McDonough WF y Sun SS (1995) The Composition of the Earth *Chemical Geology* 120 (3-4) 223-253

Moziño JM (1870) Informe sobre la erupción del Volcán de San Martín Tuxtla (Veracruz) ocurrida el año de 1793. *Boletín Soc. Mex. Geograf. Estad.* II: 62-72

Nelson SA, Gonzalez Caver E (1992) Geology and K-Ar dating of the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico, *Bull Volcanol* 55: 85-96

Nelson SA, Gonzalez Caver E, y Kyser TK (1995) Constraints on the origin of alkaline and calc-alkaline magmas from the Tuxtla Volcanic Field, Veracruz, Mexico. *Contrib Mineral Petrol*, 122: 191-211

Pardo M y Suarez G (1995) Shape of the subducted Rivera and Cocos Plate in southern Mexico: Seismic and Tectonic Implications. *J. Geophys. Res.*, 100, B7, 12357-12374

Pichler H, Weyl R (1976) Quaternary alkaline volcanic rocks in eastern Mexico and Central America. *Munster Forsch Geol Paläont* 38/39:159-178

Prost G y Aranda M (2001) Tectonics and Hydrocarbon Systems of the Veracruz Basin, Mexico, *AAPG Memoir* 75, 271-291

Reinhardt BK (1991) *Volcanology of the younger volcanic sequence and volcanic hazards study of the Tuxtla volcanic field, Veracruz, Mexico*, M.Sc. Thesis, Tulane University, EUA, 147pp.

Rollinson H (1993) *Using Geochemical Data*, Longman Group Limited, Essex, England

Robin C (1976) Présence simultanée de magmatismes de significations tectoniques opposées dans l'Est du Mexique. *Bull Soc Geol France* 18: 1637-1645

Robin C, Tournon J (1978) Spatial relations of andesitic and alkaline provinces in Mexico and Central America *Can. J. Earth Sci.* 15: 1633-1641

Taddeucci J, Pompilio M, Scarlato P (2004) Conduit processes during the July–August 2001 explosive activity of Mt. Etna (Italy): inferences from glass chemistry and crystal size distribution of ash particles. *J Volcanol Geotherm Res*, 137, 33–54

Thorpe RS (1977) Tectonic significance of alkaline volcanism in eastern Mexico, *Tectonophysics*, 40, T19-T26

Verma SP (2006) Extension-related origin of magmas from a garnet-bearing source in the Los Tuxtlas volcanic field, Mexico, *Int. J Earth Sc.*

Walker GPL (1971) Grainsize characteristics of pyroclastic deposits. *J. Geol.* 79, 696-714

Walker GPL (1973) Explosive volcanic eruptions- a new classification scheme. *Geol. Rundsch*, 62, 431-446

Wilson M (1989) *Igneous Petrogenesis A global tectonic approach.* Unwin Hyman London 465 pp

Yokohama I, De la Cruz-Reyna S (1990) Precursory earthquakes of the 1943 eruption of Parícutin volcano, Michoacán, México. *J Volcanol Geotherm Res*, 44, 265-281

Zartman RE and Haines SM (1988) The plumbotectonic model for Pb isotopic systematics among major terrestrial reservoirs – a case for bi-directional transport *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 1327-1339