



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO  
POSGRADO DE CIENCIAS DE LA TIERRA  
INSTITUTO DE GEOLOGÍA**

**PETROGRAFÍA, GÉNESIS Y EMPLAZAMIENTO DE LA IGNIMBRITA SAN GREGORIO,  
CAMPO VOLCÁNICO DE TAXCO GUERRERO**

**T E S I S**  
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE  
**MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**PRESENTA:**  
**JOSÉ JUAN HERNÁNDEZ VARGAS**

**DIRECTORA:**  
**DRA. BARBARA MARY MARTINY KRAMER**  
*(Instituto de Geología, UNAM)*

**MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:**

**DR. DANTE JAIME MORÁN ZENTENO** *(Instituto de Geología, UNAM)*  
**DR. SERGIO RAÚL RODRÍGUEZ ELIZARRARÁS** *(Instituto de Geología, UNAM)*  
**DR. LUCA FERRARI PEDRAGLIO** *(Centro de Geociencias, UNAM)*  
**DRA. ANA MARÍA LIZETH CABALLERO GARCÍA** *(Facultad de Ciencias, UNAM)*

**CIUDAD UNIVERSITARIA, Cd. Mx., 2019  
OCTUBRE**



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.

***A mi madre (Margarita Vargas), por darme el ejemplo de cómo luchar, ponerme de pie y seguir adelante.***

***A mi padre (José Juan Hernández) y mi hermano (Jonatan Hernández) que, aunque no están conmigo físicamente, viven siempre en mi mente y en mi corazón.***

***“Es imposible corresponder a todas las personas que nos ayudan a lo largo de la vida. Quizá sea más sencillo rendirse ante el milagroso alcance de la generosidad humana y seguir diciendo gracias, eterna y sinceramente, mientras nos alcance la voz”.***

***(Elizabeth Gilbert)***

## **Agradecimientos**

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada para realizar mis estudios de maestría. Al Instituto de Geología de la UNAM por la beca otorgada para la finalización de esta tesis.

Al Posgrado en Ciencias de la Tierra y, a la máxima casa de estudios de este país, la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), por haberme permitido formar parte de ellos y crecer profesionalmente.

Al proyecto de investigación DGAPA IN111714 (PAPIIT) titulado “Estudio de la estratigrafía, procedencia y conexiones genéticas de la sucesión de ignimbritas del área de Taxco, Estado de Guerrero”, que permitió financiar el trabajo de campo y los distintos análisis.

A los miembros de mi comité evaluador final: Dra. Barbara Mary Martiny Kramer, Dra. Ana María Lizeth Caballero García, Dr. Dante Jaime Morán Zenteno, Dr. Sergio Raúl Rodríguez Elizarrarás y Dr. Luca Ferrari Pedraglio, por tomarse el tiempo de leer, revisar y ayudarme a mejorar este trabajo con sus valiosas observaciones. También agradezco por sus recomendaciones al Dr. Peter Schaaf, miembro de mi comité tutor durante las evaluaciones semestrales.

A mis profesores de cada uno de las asignaturas cursadas durante la maestría, por todos los conocimientos transmitidos, especialmente al Dr. Claus Siebe Grabach y al Dr. Giovanni Sosa Ceballos por algunos consejos dados y dudas aclaradas, durante la elaboración de esta tesis.

Al Quím. Rufino Lozano Santacruz y al técnico Santiago Avilés por su ayuda, durante el procesamiento y análisis de muestras para la obtención de elementos mayores y traza por Fluorescencia de Rayos X (FRX), en el laboratorio de FRX del LANGEM, UNAM. Gracias a la M.C. Ofelia Pérez Arvizu por la preparación, análisis y obtención de elementos traza en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del CeGeo, UNAM, campus Juriquilla.

A la Dra. Adela Margarita Reyes Salas por su apoyo para la obtención de microanálisis por espectrometría de energía dispersiva de rayos X (EDS), en el Laboratorio de Microscopía Electrónica del LANGEM, UNAM. Aunque los datos no fueron incluidos en este estudio, permitieron obtener información valiosa que ayudó al desarrollo del mismo. Agradezco al Ing. Carlos Linares López por su apoyo en el uso de la microsonda electrónica de barrido (EPMA) en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM; así como su apoyo para la obtención de los datos empleados para la química mineral de este trabajo.

A mis amigos, a aquellos de hace muchos años o los que por azahares del destino se cruzaron conmigo en el posgrado, también a aquellos que me acompañaron durante mis noches de desvelo escribiendo esta tesis, o a esos que me llevaron por una cagüamita para relajarme, o a quienes siempre me han brindado una palabra de aliento, cariño, risas y motivación para creer en mí durante todo este trayecto. O bueno, a todos aquellos que cumplen todas las anteriores. Gracias Bety, Javier Passaron, Liz, Argy, Isela, Vianey, Cris, Gely, Iris, Paola, Migue, Athziri, Eduardo del Valle, David, Abdiel y Gio.

A los compañeros del grupo de trabajo, Cris y Gio (nuevamente), Mario, Aura, Violeta, Eddie, Yess, Hermes y Sam, por las pláticas quizás efímeras pero muy graciosas, que siempre me sacaron una que otra carcajada. Gracias chicas.

Agradezco enormemente al Dr. Dante Morán por haberme permitido formar parte de su grupo de trabajo. Aún recuerdo aquel correo electrónico que le envíe hace años, buscando un proyecto para realizar mi tesis de licenciatura. Mas grabado aún, tengo su respuesta positiva que se convirtió en una puerta de acceso a mi superación. Muchas gracias Doc por compartir tanto conocimiento, por todo el apoyo dado para este proyecto y a mi persona, y muchas gracias por ayudarme a entender el mundo de las ignimbritas.

Por último y no menos importante, agradezco profundamente a mi directora de tesis, la Dra. Barbara Martiny. Creo que no hay palabras que puedan describir lo tan agradecido que estoy con usted. Gracias por su disposición, gracias por su disponibilidad, gracias por su tiempo (por todas esas veces que la interrumpía mientras comía o cuando la molestaba en fines de semana por whatsapp), gracias por sus palabras de aliento, por compartirme su conocimiento, por su comprensión y paciencia, gracias por cada una de sus correcciones y observaciones en todo sentido ya que me ayudaron a culminar esta tesis, pero además a crecer profesional y personalmente. Gracias por ser un excelente ser humano. Thanks a million!

## Resumen

La ignimbrita San Gregorio forma parte de la sucesión ignimbrítica del campo volcánico de Taxco (CVT) localizado en el sector norte central de la provincia magmática de la Sierra Madre del Sur. Esta unidad corresponde a una serie de depósitos de flujos piroclásticos soldados asociados a una caldera de colapso, que se distribuyen actualmente en un área de 72.4 km<sup>2</sup> al oeste, norte, noroeste y este de la ciudad de Taxco, en el estado de Guerrero, y guardan un volumen preservado de 12 km<sup>3</sup>. El presente estudio se basa en trabajo de campo y de laboratorio tales como petrografía, medición de densidades, geoquímica de roca entera y química mineral, con el objetivo de determinar las características y variaciones físicas y químicas de la ignimbrita San Gregorio (vertical y lateralmente), así como para entender su mecanismo de emplazamiento y su origen.

A partir del trabajo de campo, la petrografía y la química de roca entera se estableció que la ignimbrita San Gregorio representa una sucesión piroclástica compuesta por dos miembros riolíticos (inferior y superior) que a su vez fueron emplazados por dos unidades de flujo distintas. Ambos miembros fueron divididos, cada uno y verticalmente en dos litofacies distintas. El miembro inferior compuesto a la base por una litofacies masiva vitrofídica (C - vem) y a la cima por una litofacies con estratificación cruzada rica en finos (D - xs,frichT - oleadas piroclásticas). El miembro superior por otro lado, se compone de una litofacies masiva rica en cristales (E - cr,emLT) y otra litofacies también masiva y rica en cristales pero con mayor abundancia de fragmentos líticos (F - lcr,emLT). De forma lateral no hay variación de litofacies.

La naturaleza masiva de las litofacies identificadas permitió interpretar que los miembros inferior y superior de la ignimbrita San Gregorio fueron formados mediante agradación progresiva de corrientes piroclásticas calientes, estables, energéticas y de alta concentración. El mecanismo de emplazamiento para dichas corrientes fue el fuenteo piroclástico (*pyroclastic fountaining*) que evolucionó de una erupción tipo *boiling-over* (baja altura) a una erupción de mayor altura. Esto último puede explicar el diferente grado de soldamiento de ambos miembros y su extensión en el área de estudio.

Con respecto a su origen, las evidencias petrográficas como las texturas de desequilibrio y zonación en fenocristales de plagioclasa, la presencia de olivinos y piroxenos ricos en Fe inmersos en la matriz de ambos miembros de la ignimbrita San Gregorio, el contenido de enclaves máficos, así como fragmentos de vidrio juvenil con distinto contenido en SiO<sub>2</sub> hablan sobre una mezcla incompleta (*mingling*) de magmas máficos dentro de una cámara magmática silícica, lo cual también pudo ser el factor desencadenante de la erupción. Finalmente, el contexto tectónico local bajo el cual se desarrolló el campo volcánico de Taxco durante el Eoceno tardío, la presencia de voluminosas ignimbritas ricas en cristales y el emplazamiento de un importante campo de domos riolíticos, así como la presencia de yacimientos minerales importantes en el área de Taxco sugieren su relación con un sistema magmático de larga vida, a una cámara magmática de tamaño moderado y asimétrica, y a una caldera de colapso.

## Abstract

The San Gregorio ignimbrite is part of the ignimbrite succession of the Taxco volcanic field (CVT), located in the north-central sector of the Sierra Madre del Sur magmatic province. This unit corresponds to a series of welded pyroclastic flows associated with a collapse caldera, which are currently distributed over an area of 72.4 km<sup>2</sup> to the west, north, northwest and east of Taxco city, in the state of Guerrero, with a preserved volume of 12 km<sup>3</sup>. The present study is based on field and laboratory work including petrography, density measurement, whole rock geochemistry and mineral chemistry, with the objective of determining the physical and chemical characteristics, and vertical and lateral variations of the San Gregorio ignimbrite, as well as understanding the emplacement mechanism and origin.

From the field work, the petrography and the chemistry of whole rock it was established that the ignimbrite San Gregorio represents a pyroclastic succession composed of two rhyolitic members (lower and upper), which in turn were placed by two different flow units. Both members were divided, each one and vertically into two different lithofacies. The lower member composed at the base by a massive vitrophyre lithofacies (C-vem) and at the top by a cross-stratification and rich in fines lithofacies (D-xs, frichT - pyroclastic waves). The upper member, on the other hand, is composed of a massive and crystal-rich lithofacies (E-cr, emLT) and another lithofacies also massive and crystal-rich, but with greater abundance of lithic fragments (F-lcr, emLT). There are no variations in the different types of lithofacies.

The lower and upper members of the San Gregorio ignimbrite are interpreted as having been formed by progressive aggradation of warm, stable, energetic and high concentration pyroclastic currents based on the massive nature of the lithofacies. The emplacement mechanism for these currents was pyroclastic fountaining, which evolved from a low, boiling-over eruption column to a higher eruption column. This would explain the different degree of welding for both members and their extension in the study area.

As for the origin of the San Gregorio ignimbrite, petrographic evidence such as disequilibrium textures and zonation in plagioclase phenocrysts, the presence of Fe-rich olivine and pyroxene immersed in the matrix of both members of the San Gregorio ignimbrite, the mafic enclaves content, and the presence of juvenile glass fragments with different SiO<sub>2</sub> contents indicate about an incomplete mixture (mingling) of mafic magmas injected into a silicic magmatic chamber, which at the same time could also have provided a mechanism for triggering the eruption. Finally, the local tectonic setting in which the Taxco volcanic field developed during the late Eocene, the existence of voluminous crystal-rich ignimbrites and the location of large rhyolitic dome field, as well as the presence of important mineral deposits in the Taxco area suggest their relation with a long-lived magmatic system, to a considerably large and asymmetric magmatic chamber, and a caldera collapse.

## Contenido

Resumen .....	i
Abstract.....	ii
Contenido.....	iii
Relación de Figuras.....	v
Relación de Tablas .....	ix
Relación de Anexos.....	ix
<b>Capítulo I.- Introducción .....</b>	<b>1</b>
I.1. Planteamiento del problema.....	1
I.2. Objetivo general.....	2
I.2.1. <i>Objetivos particulares</i> .....	2
I.2.2. <i>Metas</i> .....	2
I.3. Fisiografía.....	2
I.4. Localización del área de estudio .....	4
I.5. Antecedentes.....	4
I.6. Metodología.....	6
<b>Capítulo II.- Marco teórico .....</b>	<b>8</b>
II.1. Introducción .....	8
II.2. Depósitos de corrientes piroclásticas de densidad.....	8
II.3. Soldamiento.....	9
II.3.1. <i>Tg o temperatura de transición (glass transition)</i> .....	10
II.3.2. <i>Densidad</i> .....	10
II.3.3. <i>Textura eutaxítica</i> .....	10
II.3.4. <i>Reomorfismo</i> .....	10
II.3.5. <i>Juntas de enfriamiento</i> .....	11
II.4. Factores que actúan en el soldamiento .....	11
II.4.1. <i>Composición química</i> .....	11
II.4.2. <i>Temperatura y volátiles</i> .....	12
II.4.3. <i>Presión</i> .....	12
II.5. Grado de soldamiento en las ignimbritas.....	13
II.6. Zona límite de flujo (" <i>flow boundary zone</i> ").....	14
II.6.1. <i>Zona límite de flujo dominada por escape de fluido</i> .....	14
II.6.2. <i>Zona límite de flujo dominada por flujo granular</i> .....	15
II.6.3. <i>Zona límite de flujo dominada por caída directa</i> .....	16
II.6.4. <i>Zona límite de flujo dominada por tracción</i> .....	16
II.7. Arquitectura y litofacias de una ignimbrita.....	16
II.8. Modelos de emplazamiento de las ignimbritas.....	17
<b>Capítulo III.- Marco geológico regional .....</b>	<b>19</b>
III.1. Provincia magmática paleógena de la Sierra Madre del Sur (SMS) .....	19
III.2. Cinturón plutónico de la SMS .....	22
III.3. Magmatismo silíceo en el sector norte-central de la SMS.....	22
III.4. Basamento .....	24
III.5. Centros volcánicos adyacentes al campo volcánico de Taxco .....	25
III.5.1. <i>Centro volcánico Goleta</i> .....	25
III.5.2. <i>Centro volcánico de Tilzapotla</i> .....	26
III.6. Estructuras tectónicas en el sector norte-central de la SMS.....	28
<b>Capítulo IV.- Estratigrafía del campo volcánico de Taxco (CVT) .....</b>	<b>29</b>
IV.1. Rocas pre-volcánicas mesozoicas y cenozoicas .....	29
IV.1.1. <i>Esquisto Taxco y Roca Verde Taxco Viejo</i> .....	29
IV.1.2. <i>Formación Morelos</i> .....	29
IV.1.3. <i>Formación Mexcala</i> .....	30
IV.1.4. <i>Grupo Balsas</i> .....	30
IV.2. Rocas máficas e intermedias .....	31
IV.3. Sucesión volcánica del Eoceno tardío en el CVT .....	31
IV.3.1. <i>Toba Acamixtla e ignimbrita San Gregorio</i> .....	31
IV.3.2. <i>Ignimbrita Peral</i> .....	32
IV.3.3. <i>Ignimbrita Sombrerito</i> .....	32
IV.3.4. <i>Formación Tenería</i> .....	33

IV.3.5. Toba Teacalco .....	33
<b>Capítulo V.- Arquitectura de la ignimbrita San Gregorio.....</b>	<b>35</b>
V.1. Distribución .....	36
V.2. Espesor y volumen .....	37
V.3. Edad .....	40
V.4. Relaciones estratigráficas.....	41
V.5. Litofacies de la ignimbrita San Gregorio .....	43
V.5.1. Toba Acamixtla.....	44
V.5.2. Ignimbrita San Gregorio.....	46
V.5.3. Toba Teacalco .....	52
V.6. Ignimbritas Peral y Sombrerito (unidades asociadas).....	53
V.7. Formación Tenería (Domos riolíticos) .....	54
V.8. Correlación estratigráfica .....	56
<b>Capítulo VI. - Petrografía y componentes .....</b>	<b>57</b>
VI.1. Toba Acamixtla.....	57
VI.1.1. Litofacies A (mlBr-brecha masiva lítica) .....	57
VI.1.2. Litofacies B (dsLT-toba de lapilli con estratificación difusa) .....	58
VI.2. Ignimbrita San Gregorio.....	58
VI.2.1 Miembro inferior .....	58
VI.2.2. Miembro superior .....	61
VI.3. Tipo de fragmentos líticos y su abundancia.....	64
VI.4. Fragmentos de pómez.....	67
VI.5. Cristales .....	68
VI.6. Densidad y soldamiento.....	69
<b>Capítulo VII.- Geoquímica .....</b>	<b>73</b>
VII.1. Clasificación de las rocas.....	73
VII.2. Química de elementos mayores.....	77
VII.3. Química de elementos traza .....	79
VII.4. Química mineral .....	82
VII.4.1. Feldespatos.....	84
VII.4.2. Olivino (miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio).....	88
VII.4.3. Piroxeno (miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio).....	89
VII.4.4. Vidrio (miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio) .....	89
VII.5. Variaciones de elementos mayores y traza con respecto a la altura estratigráfica .....	90
<b>Capítulo VIII.- Discusión y conclusiones .....</b>	<b>93</b>
VIII.1. Toba Teacalco (afloramiento distal de la ignimbrita San Gregorio) .....	93
VIII.2. Análisis de litofacies de la toba Acamixtla y de la ignimbrita San Gregorio, y su implicación en la zona de frontera de flujo.....	95
VIII.2.1. Litofacies soldadas .....	97
VIII.2.2. La toba Acamixtla y la ignimbrita San Gregorio ¿diferentes unidades de flujo?.....	98
VIII.2.3. Temperatura de emplazamiento .....	99
VIII.3. Modelo de emplazamiento en masa vs. modelo por agradación progresiva.....	100
VIII.4. Modelo de evolución: distribución en tiempo y espacio de la ignimbrita San Gregorio.....	101
VIII.5. Génesis de la ignimbrita San Gregorio. Implicaciones del estudio petrográfico y la química mineral .....	104
VIII.5.1. Implicaciones de los datos isotópicos disponibles .....	106
VIII.6. La mezcla de magmas como factor precursor de la erupción .....	108
VIII.7. Posible área fuente.....	109
VIII.7.1. Fallamiento lateral regional.....	109
VIII.7.2. Depósitos ignimbríticos ricos en cristales.....	110
VIII.7.3. Zonas con fragmentos líticos grandes.....	111
VIII.7.4. Campo de domos .....	111
VIII.7.5. Estilo de colapso .....	112
<b>Conclusiones .....</b>	<b>114</b>
<b>Referencias .....</b>	<b>116</b>
<b>Anexos .....</b>	<b>A</b>

## Relación de Figuras

### Capítulo I.- Introducción

Figura 1.1. a) Mapa de relieve obtenido a través de GeoMap donde se muestra la localización del área de estudio (rectángulo con línea sólida roja) dentro de la provincia magmática de la Sierra Madre del Sur. b) Mapa de relieve con las vías de acceso al área de estudio marcadas con diferente color. El área de estudio está delimitada por un rectángulo con línea discontinua en color rojo. También se encuentran delimitadas con polígonos rellenos en color rojo, los centros volcánicos Goleta (CVG) y de Tilzapotla (CVTz)..... **Pag 3**

### Capítulo II.- Marco teórico

Figura 2.1. Localización de la zona límite de flujo, enfatizándola en las zonas adyacentes (tomado de Branney y Kokelaar, 2002)..... **Pag 14**

Figura 2.2. Conceptualización de las variantes en los cuatro tipos de zona límite de flujo dentro de una corriente estable. En todos los casos la gradación del depósito ocurre en el límite entre el flujo y la zona límite. C = concentración, u = velocidad y h = altura. Los parámetros representados en los tres ejes del cubo solo actúan para el límite de la zona de frontera. La tasa de deposición o RD (*Rate Deposition*) representa el máximo flujo de masa de piroclásticos dentro del depósito por unidad de área en el límite del flujo (tomado de Branney y Kokelaar, 2002)..... **Pag 15**

Figura 2.3. Modelos de emplazamiento de una ignimbrita. a) emplazamiento en masa (Wright y Walker, 1981; Walker, 1984); b) emplazamiento de agradación progresiva (Fisher, 1966; Branney y Kokelaar, 1992, 1997). (Tomado de Branney y Kokelaar, 1997)..... **Pag 18**

### Capítulo III.- Marco geológico

Figura 3.1. Distribución y extensión de los cinturones de rocas plutónicas y volcánicas que componen a la provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (tomado de Morán-Zenteno *et al.*, 2018)..... **Pag 19**

Figura 3.2. Distribución de edades obtenidas mediante los métodos K-Ar, Rb-Sr, U-Pb y Ar-Ar para las rocas de la Sierra Madre del Sur (modificado de Morán-Zenteno *et al.*, 2018). a) Edades de las rocas plutónicas. b) Edades de las rocas volcánicas..... **Pag 23**

Figura 3.3. Ubicación del CVT y de la provincia magmática de la Sierra Madre del Sur dentro de los terrenos tectonoestratigráficos (modificado de Campa y Coney, 1983)..... **Pag 24**

Figura 3.4. Mapa de distribución de los centros volcánicos del Paleógeno en el sector norte-central de la Sierra Madre del Sur. Las principales estructuras indicadas son: domo estructural elíptico (línea discontinua de color rojo), anillos de calderas y fallas tectónicas del Cenozoico. En el recuadro inferior se indica la ubicación de los centros volcánicos silícicos con respecto a las grandes provincias volcánicas: Cinturón Volcánico Transmexicano, Sierra Madre del Sur y Sierra Madre Occidental (modificado de Hernández-Vargas *et al.*, 2017)..... **Pag 27**

### Capítulo IV.- Estratigrafía del campo volcánico de Taxco (CVT)

Figura 4.1. Columna estratigráfica general del campo volcánico de Taxco (modificado de Hernández-Vargas *et al.*, 2017)..... **Pag 34**

### Capítulo V.- Arquitectura de la ignimbrita San Gregorio

Figura 5.1. Fotografía panorámica del sector sureste del cerro El Jicarero sobre la carretera estatal hacia Chontalcoatlán. Se puede observar una meseta formada por la ignimbrita San Gregorio (parte superior) en conjunto con los conglomerados del Grupo Balsas (parte inferior). El contacto entre ambas unidades está marcado por la línea blanca discontinua..... **Pag 35**

Figura 5.2. Fotografías panorámicas. a) Escarpe formado por la ignimbrita San Gregorio en la margen sur del área de estudio. b) Al fondo los escarpes formados por la ignimbrita San Gregorio en el sector noreste de la zona de trabajo. En las imágenes han sido marcados algunos poblados y cerros. La base de los escarpes se compone de conglomerados del Grupo Balsas. El contacto entre ambas unidades ha sido delimitado por una línea blanca discontinua..... **Pag 36**

Figura 5.3. Mapa de la distribución actual de las unidades que integran a la sucesión volcánica del CVT en el área de estudio..... **Pag 38**

Figura 5.4. Mapa de distribución actual de la ignimbrita San Gregorio. Las líneas sólidas refieren afloramientos cartografiados en este estudio, las líneas punteadas con mayor espaciado sugieren probables afloramientos mientras que, las líneas punteadas con menor espaciado representan posibles afloramientos (basado en Streck y Grunder, 1995)..... **Pag 38**

Figura 5.5. Mapa geológico del área de estudio. En él se muestra la disposición actual en superficie de las unidades que componen a la sucesión volcánica de Taxco. a) 1.- cartografía realizada en este trabajo en conjunto con Hernández-Vargas *et al.* (2017), 2.- cartografía tomada de Bustamante-García *et al.* (2003), 3.- cartografía recopilada de Morán-Zenteno *et al.* (2007b) y del presente trabajo. Las estructuras tectónicas fueron tomadas de Alaniz-Álvarez *et al.* (2002)..... **Pag 39**

- Figura 5.6. Secciones geológicas a través del área de trabajo. a) sección geológica con orientación NW-SE. b) sección geológica con orientación SW-NE. c) sección geológica con orientación SW-NE. Las secciones geológicas han sido marcadas en la figura 5.5 para el mejor entendimiento del lector..... **Pag 42**
- Figura 5.7. En la figura se representan las distintas litofacies que integran a la sucesión volcánica de Taxco. Para el entendimiento del código de litofacies expresado en esta figura se sugiere revisar la Tabla 2 del capítulo II de este trabajo..... **Pag 43**
- Figura 5.8. Toba Acamixtla. a) Contacto discordante entre los conglomerados del Grupo Balsas y la litofacies A (mlBr), delimitado por la línea negra discontinua. b) Muestra de mano de la litofacies A (mlBr), las flechas señalan la ubicación de los tubos de desgasificación..... **Pag 46**
- Figura 5.9. Toba Acamixtla. a) Litofacies B (dsLT) que presenta un tono verde característico, en la parte inferior de la fotografía se puede apreciar la sutil laminación difusa. Los contornos discontinuos de color negro encierran los fragmentos líticos inmersos en esta litofacies. b) Abundantes fragmentos líticos inmersos en la litofacies B (dsLT)..... **Pag 46**
- Figura 5.10. Ignimbrita San Gregorio. a) Afloramiento representativo de la ignimbrita San Gregorio (cantera de Acamixtla), las líneas punteadas de color rojo marcan los contactos concordantes entre la litofacies C (vem) y la litofacies D (xs,frichT) del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio. A la cima de la fotografía aparece la litofacies E (cr,emLT) del miembro superior, la más prominente de la ignimbrita San Gregorio. Las flechas en color rojo señalan los lentes de vitrófido presentes en la litofacies D. b) Fotografía de la litofacies C (vem), las líneas punteadas de color negro definen las juntas de enfriamiento, mientras que las flechas señalan fragmentos líticos inmersos en esta litofacies. c) Muestra de mano de la litofacies C (vem), las flechas señalan los *fiammes* como resultado del colapso extremo que han sufrido los fragmentos vítreos..... **Pag 47**
- Figura 5.11. Ignimbrita San Gregorio. a) Afloramiento de la litofacies D (xs,frichT) del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio, delimitada por las líneas punteadas de color rojo. b) Muestra de mano de la litofacies D (xs,frichT). Las líneas discontinuas de color amarillo representan los contactos entre los distintos horizontes de material piroclástico. Las flechas amarillas señalan los cambios leves en la orientación de los cristales..... **Pag 48**
- Figura 5.12. Ignimbrita San Gregorio. a) Litofacies E (cr,emLT) del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, con mala clasificación en sus componentes. Las flechas de color negro señalan fragmentos de pómez colapsados vistos en planta, y algunos otros han sido delimitados con bordes de color negro para su mejor apreciación. b) Litofacies E (cr,emLT) vista en un corte perpendicular al depósito, con presencia de *fiammes* señalados por las flechas de color rojo..... **Pag 50**
- Figura 5.13. Ignimbrita San Gregorio. a) y b) Litofacies F (lcr,emLT) del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, las flechas señalan fragmentos líticos de las zonas 1 y 2 (marcadas en la Figura 5.7). Nótese la abundancia de líticos en comparación con la litofacies E (cr,emLT) del mismo miembro superior..... **Pag 51**
- Figura 5.14. Fotografía panorámica del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, tomada en uno de los afloramientos del sector norte del área de estudio. Las flechas en color rojo señalan las juntas de enfriamiento que se prolongan desde la base hasta la cima del afloramiento..... **Pag 51**
- Figura 5.15. Afloramientos distales del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, en el área de Teacalco. a) Fotografía panorámica de los afloramientos de Teacalco. b) Fotografía en planta de la litofacies cr,emLT, en donde algunos fragmentos de pómez colapsados han sido delimitados con bordes negros. Nótese la reducción del tamaño de los fragmentos de pómez en comparación con la litofacies E (cr,emLT) en el área de Taxco (Figura 5.12)..... **Pag 52**
- Figura 5.16. Unidades asociadas, Ignimbritas Peral y Sombrerito. a) Fotografía de afloramiento de la ignimbrita Peral, en el poblado El Peral (litofacies cr,mLT). b) Ejemplo de fragmentos lítico riolítico de hasta 1m de diámetro (contorno discontinuo de color rojo), localizado a la base de la ignimbrita Peral en la entrada al parque del cerro el Huixteco. c) Fotografía panorámica tomada en el sector este del cerro el Huixteco, donde se delimita el contacto entre la litofacies cp,vapsLT de la ignimbrita Sombrerito, y el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio (parte inferior de la imagen). En la parte superior los domos riolíticos de la Formación Tenería. d) Fragmentos líticos del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, inmersos en la base de la litofacies cp,vapsLT (ignimbrita Sombrerito)..... **Pag 54**
- Figura 5.17. Domos riolíticos de la Formación Tenería. a) Lavas riolíticas con estructura de flujo, de la zona de Tenería. En la fotografía se pueden apreciar bandas desvitrificadas de matriz muy fina intercaladas con bandas de esferulitas desvitrificadas (delimitadas por líneas discontinuas de color negro). b) Lavas riolíticas afaníticas, en la zona cercana a la entrada al parque del cerro el Huixteco. c) Domo riolítico sobre la carretera estatal Taxco-San Juan Tenería. d) Brecha con fragmentos de vitrófido (algunos marcados con línea discontinua roja) asociada al desarrollo de domos riolíticos en la zona del cerro el Huixteco..... **Pag 55**
- Figura 5.18. Correlación estratigráfica de las litofacies que componen a la sucesión volcánica del CVT de acuerdo con las secciones realizadas en el área de estudio (ver Figura 5.5)..... **Pag 56**

## Capítulo VI.- Petrografía y componentes

- Figura 6.1. Fotomicrografías en luz transmitida de la unidad toba Acamixtla. a) Litofacies A (mlBr). Los contornos en color rojo rodean algunos cristales presentes en la litofacies; los contornos discontinuos de color amarillo delimitan fragmentos de pómez. P = pómez. b) Litofacies B (dsLT). Las líneas punteadas en color rojo separan los

horizontes de fragmentos de vidrio finos y gruesos. En la fotografía se ha marcado la cima y la base de la sección delgada..... **Pag 57**

Figura 6.2. Fotomicrografías en luz paralela y nicoles cruzados de la litofacies C (vem) del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio. a) Texturas fluidal y vítrea en la litofacies C (vem). Los contornos discontinuos en color amarillo delimitan *fiammes* de tono café oscuro en contacto con la matriz vítrea (café claro); la flecha de color amarillo dentro del *fiammes* muestra el alineamiento de cristales pequeños en el sentido del flujo. Los contornos continuos de color negro representan fenocristales de plagioclasa inmersos en la matriz; y los contornos discontinuos de color rojo delimitan fragmentos líticos. b) Textura perlítica con presencia de cristales de plagioclasa con textura esquelética (contorno discontinuo de color negro). c) En la fotografía los clinopiroxenos inmersos en la litofacies C (vem) presentan contornos de color amarillo; las plagioclasas corroídas y con macla polisintética son señaladas con los contornos en color rojo. d) Fenocristal de clinopiroxeno (Cpx) con bordes corroídos, señalado con la flecha amarilla y delimitado por un contorno discontinuo del mismo color. e) Reemplazamiento de un clinopiroxeno (Cpx) por ortopiroxeno (Opx), y al centro alteración a clorita (cl). f) Olivino (Ol) iddingsitizado resaltado por una línea discontinua de color amarillo y señalado por una flecha del mismo color. La iddingsita (idg) es señalada por una flecha de color rojo..... **Pag 59**

Figura 6.3. Fotomicrografías en luz paralela y nicoles cruzados de la litofacies D (xs,frichT) del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio. a) La línea discontinua en color amarillo separa dos horizontes de la litofacies D (xs,frichT) con abundancias contrastantes de cristales rotos de plagioclasas. En ambos casos la matriz es pumicítica. El contacto entre ambos horizontes se aprecia con un tono marrón oscuro. b) Las flechas amarillas señalan cristales de minerales ferromagnesianos inmersos en la matriz de la litofacies D (xs,frichT)..... **Pag 61**

Figura 6.4. Fotomicrografías en luz paralela y nicoles cruzados de las litofacies E (cr,emLT) y F (lcr,emLT) del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio. a) Los contornos de color amarillo delimitan los fenocristales sanos de sanidino (Sn) y, los contornos de color negro los cristales de cuarzo (Qz). Ambas fases minerales inmersas en una matriz pumicítica. b) Al centro un fenocristal de sanidino (Sn) zoneado (contorno amarillo) con pequeños cristales de plagioclasa dentro del mismo. A sus lados cristales de cuarzo (Qz) con contornos de color negro. c) Las flechas blancas señalan cristales rotos de piroxeno (Cpx) con alteración a óxidos, de biotita (Bt) y de olivino (Ol) iddingsitizado. Además, con contornos de color amarillo se han delimitado fenocristales de sanidino (Sn). d) Al centro un cristal de anfíbol (contorno discontinuo de color amarillo), y adyacentes a él cristales de piroxeno (Px) señalados con flechas blancas. e) Fragmentos de pómez colapsada (al centro) resaltada con un contorno discontinuo de color amarillo. En este fragmento se puede apreciar el desarrollo de esferulitas tipo axiolita. f) Al centro un fragmento de pómez aplastada (contorno discontinuo amarillo) con esferulitas tipo esféricas..... **Pag 63**

Figura 6.5. Fotomicrografías de fragmentos líticos en luz paralela y nicoles cruzados, encontrados en los miembros inferior y superior de la ignimbrita San Gregorio. a) Enclave máfico con bordes irregulares y textura porfídica delimitado con un contorno discontinuo de color amarillo. b) Enclave máfico (señalado con una flecha amarilla) con bordes sinusoidales y textura porfídica, nótese el contacto con la matriz pumicítica (línea discontinua amarilla). c) y d) Enclaves máficos con textura porfídica y bordes irregulares (resaltados con contornos discontinuos de color amarillo y rojo). e) Fragmento accidental de andesita (señalados con una flecha amarilla) rodeado por un fragmento vítreo de color marrón oscuro (señalado con una flecha roja). El contacto entre ambos es delimitado por una línea discontinua amarilla. f) Fragmentos accidental basáltico con textura microporfídica (delimitado por una línea discontinua de color amarillo). Inmerso en el fragmento un cristal de olivino iddingsitizado..... **Pag 66**

Figura 6.6. Perfiles de variación. Espesor vs. fragmentos líticos (%), fragmentos de pómez (%), cristales (%), *aspect ratio* y densidad (g/cm<sup>3</sup>)..... **Pag 71**

Figura 6.7. Perfiles de variación. Espesor vs. fases minerales (%)...... **Pag 72**

## Capítulo VII.- Geoquímica

Figura 7.1. Diagrama de álcalis totales contra SiO<sub>2</sub> (TAS) para las rocas del área de estudio y de los centros volcánicos adyacentes de Goleta y Tilzapotla. En este diagrama también ha sido incluida la división (línea punteada gris) de los campos alcalino y subalcalino propuesta por Irvine y Baragar (1971). CVT = campo volcánico de Taxco, CVG = centro volcánico Goleta y CVTz = centro volcánico de Tilzapotla..... **Pag 74**

Figura 7.2. Diagramas de clasificación. 7.2a) Diagrama ternario AFM de Irvine y Baragar (1971) donde se muestra que las rocas del campo volcánico de Taxco muestran una tendencia calcialcalina. Lo mismo ocurre con las muestras de los centros volcánicos aledaños (Goleta y Tilzapotla), con excepción de algunas de sus muestras que se encuentran más enriquecidas en FeO\*. 7.2b) Diagrama de clasificación MAlI contra SiO<sub>2</sub> donde se muestra la distribución de las rocas de las áreas volcánicas de Taxco, Goleta y Tilzapotla, en el campo calcialcalino (Frost y Frost, 2008). CVT = campo volcánico de Taxco, CVG = centro volcánico Goleta y CVTz= centro volcánico de Tilzapotla..... **Pag 75**

Figura 7.3. Diagrama de clasificación de Le Maitre *et al.* (1989), el cual divide las series de acuerdo a su contenido de K<sub>2</sub>O. CVT = campo volcánico de Taxco, CVG = centro volcánico Goleta y CVTz = centro volcánico de Tilzapotla..... **Pag 76**

Figura 7.4. Diagramas de variación de algunos elementos mayores recalculados a base anhidra, para las rocas del área de estudio en el campo volcánico de Taxco. Todos los datos son reportados en % peso..... **Pag 77**

Figura 7.5. Diagramas de clasificación ASI versus AI (Maniar y Piccoli, 1989) y SiO <sub>2</sub> vs. Índice de Fe (Frost y Frost, 2008). 7.5a) Diagrama de clasificación de aluminosidad utilizando el índice de Shand con el objetivo de definir la aluminosidad o peraluminosidad de las rocas volcánicas del campo volcánico de Taxco (CVT), y los centros volcánicos Goleta (CVG) y Tilizapotla (CVTz). 7.5b) Diagrama para la discriminación de las rocas del área de estudio, entre rocas ferroanas o magneasianas, utilizando su índice de Fe.....	<b>Pag 78</b>
Figura 7.6. Diagramas de variación de los elementos traza (ppm). a) y b) Variación de Sr y Zr vs. SiO <sub>2</sub> en las rocas del campo volcánico de Taxco (CVT). c) y d) Variaciones de Ba y Zr contra SiO <sub>2</sub> de las muestras del campo volcánico de Taxco y los centros volcánicos Goleta (CVG) y Tilizapotla (CVTz), con fines comparativos. e) y f) Diagramas de variación Ba vs. Sr y Ti vs. Sr donde se observan diferencias entre los datos de las tres áreas volcánicas.....	<b>Pag 80</b>
Figura 7.7. Diagrama multielemental normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Las áreas sombreadas representan los campos de variación en las suites de las muestras de los centros volcánicos Goleta y Tilizapotla.....	<b>Pag 82</b>
Figura 7.8. a) Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). b) Diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrita (McDonough y Sun, 1995). En ambos diagramas aparecen graficados los valores obtenidos para la muestra SG53 que pertenece a la parte intermedia de la ignimbrita San Gregorio y la muestra SG66 que corresponde a un dique basáltico. La simbología de b) es la misma que aparece en a).....	<b>Pag 82</b>
Figura 7.9. Diagramas ternarios de clasificación de los feldespatos. En ellos se muestra la composición de los núcleos, puntos intermedios y bordes de los fenocristales de plagioclasa presentes en la muestra TAX3 del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio.....	<b>Pag 85</b>
Figura 7.10. Del lado izquierdo se presenta una imagen de mapeo elemental de Ca de uno de los fenocristales de plagioclasa con zonación. Del lado izquierdo se muestran los transectos composicionales en los dos fenocristales de plagioclasa analizados.....	<b>Pag 85</b>
Figura 7.11. Diagramas ternarios de clasificación de los feldespatos. En ellos se muestra la composición de los núcleos, puntos intermedios y bordes de los fenocristales de plagioclasa presentes en la muestra SG04 del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio.....	<b>Pag 86</b>
Figura 7.12. Diagramas ternarios de clasificación de los feldespatos. En ellos se muestra la composición de los núcleos, puntos intermedios y bordes de los fenocristales de feldespato presentes en la muestra SG04 del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio.....	<b>Pag 87</b>
Figura 7.13. Del lado izquierdo se presenta una imagen en donde se ha delimitado un fenocristal de sanidino que pertenece a la primera población (sanidinos sanos). Del lado izquierdo se presentan transectos composicionales representativos (datos químicos en Anexo 7) donde se evidencia la homogeneidad en composición de los sanidinos del primer y segundo grupo incluidos en esta población. ....	<b>Pag 88</b>
Figura 7.14. Del lado izquierdo se presenta una imagen en donde se ha delimitado un fenocristal de sanidino que pertenece a la segunda población (sanidinos con disolución al centro). Del lado izquierdo se presentan transectos composicionales representativos (datos químicos en Anexo 7) composicionales donde se evidencia la variación composicional de los sanidinos del primer y segundo grupo incluidos en esta población.....	<b>Pag 88</b>
Figura 7.15. Diagramas de clasificación de olivinos. En ellos se muestra la composición de los núcleos, y bordes de los cristales de olivino presentes en la muestra TAX3 del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio.....	<b>Pag 89</b>
Figura 7.16. Diagramas ternarios de clasificación de los piroxenos. En ellos se muestra la composición de los núcleos y bordes de los cristales de piroxeno presentes en la muestra TAX3 del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio.....	<b>Pag 89</b>
Figura 7.17. Transectos de variación composicional en la matriz vítrea de la muestra TAX3 del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio.....	<b>Pag 90</b>
Figura 7.18. Perfiles de variación composicional de elementos mayores en los miembros inferior (color rojo) y superior (color negro) de la ignimbrita San Gregorio en relación con la altura estratigráfica. La abundancia de los elementos mayores está dada en % en peso.....	<b>Pag 92</b>
Figura 7.19. Perfiles de variación composicional de elementos traza en los miembros inferior (color rojo) y superior (color negro) de la ignimbrita San Gregorio en relación con su altura estratigráfica. La concentración de los elementos traza está dada en ppm.....	<b>Pag 92</b>

## Capítulo VIII.- Discusión y conclusiones

Figura 8.1. Modelo de evolución esquemático donde se muestran los segmentos de tiempo ocurridos para el emplazamiento de las corrientes piroclásticas que dieron origen a la toba Acamixtla y los miembros inferior y superior de la ignimbrita San Gregorio. Cabe destacar que el espesor y la extensión de los depósitos representados son esquemáticos (modificado de Brown y Branney, 2004).....	<b>Pag 103</b>
Figura 8.2. Modelo esquemático propuesto para sectores A y B que componen la cámara magmática afectada por la inyección de magmas máficos.....	<b>Pag 105</b>
Figura 8.3. Fotomicrografías donde se muestra la estructura de flujo en la matriz vítrea del miembro inferior de la ignimbrita Sam Gregorio. Nótese las bandas con tonalidades marrón oscuro y las bandas claras.....	<b>Pag 106</b>

Figura 8.4. Diagrama de SiO<sub>2</sub> vs. las relaciones isotópicas de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr donde se grafican los valores de las muestras del CVT (campo volcánico de Taxco), CVG (centro volcánico Goleta) y CVTz (centro volcánico Tilzapotla).....**Pag 107**

Figura 8.5. Frente solidificación (tomado de Marsh, 2015). La base de la figura es definida por el *líquidus* y la cima es representa el *sólidus*. El espesor del frente de solidificación depende del régimen térmico y especialmente de la edad del frente y de la temperatura de la roca encajonante. 1.- Zona donde el líquido magmático no tiene cristales en suspensión; 2.- zona en la cual hay pequeños y escasos cristales en su límite con el *líquidus*, y hasta un máximo de 25 % de volumen de cristales en su frontera con el frente de captura; 3.- zona que presenta alrededor del 25% vol. de fenocristales, la viscosidad en esta zona es 10 veces la del *líquidus*; 4.- esta zona contiene desde un 25% de volumen de fenocristales y hasta un máximo de 50 a 55% en su límite con la costra sólida; 5.- zona con un 50 a 55% de cristales (límite de cristalinidad crítica) en su límite con el mush, y hasta un 100% en su límite con el *sólidus*. El círculo sugiere el arreglo estructural de los cristales a un 30 % de cristalización.....**Pag 110**

Figura 8.6. Modelos de subsidencia tipo bisagra o *trapdoor subsidence* y tipo hundimiento o *downsag* (tomado de Lipman, 1997).....**Pag 113**

## Relación de Tablas

Tabla 1. Características que ayudan a la descripción de ignimbritas soldadas tanto en muestra de mano como en lámina delgada (recopilado por Quane y Russell, 2004 a partir de Smith (1960a); Branney y Kokelaar, 1992; Sheridan y Ragan, 1976; Streck y Grunder, 1995; Wilson y Hildreth 2003).....**Pag 13**

Tabla 2. Litofacies, abreviaciones y códigos usados para la descripción de litofacies en depósitos ignimbriticos (modificada de Branney y Kokelaar, 2002).....**Pag 16**

Tabla 3. Fórmulas estructurales generales, asignación de sitios y número de oxígenos para los feldespatos, olivinos y piroxenos.....**Pag 84**

## Relación de Anexos

Anexo 1. Valores de área en km<sup>2</sup>, obtenidos mediante ArcMap, para las unidades del campo volcánico de Taxco.....**Pag A**

Anexo 2. Valores obtenidos, de volumen (km<sup>3</sup>), para las unidades del campo volcánico de Taxco.....**Pag B**

Anexo 3. Abundancia en porcentaje de los componentes (pómez, cristales y matriz) identificados en el estudio petrográfico. Así mismo se muestra la abundancia de las diferentes fases minerales observadas a partir del total de cristales.....**Pag C**

Anexo 4. Valores promedio de la relación largo/ancho (*aspect ratio*) en los fragmentos de pómez.....**Pag E**

Anexo 5. Valores de densidad obtenidos en las muestras colectadas de la ignimbrita San Gregorio.....**Pag F**

Anexo 6. Análisis de elementos mayores y traza obtenidos mediante Fluorescencia de Rayos X, de la ignimbrita San Gregorio.....**Pag G**

Anexo 7. Microanálisis químicos.....**Pag I**

## Capítulo I.- Introducción

Es bien sabido que las erupciones de ignimbritas, cuyo volumen emplazado puede variar desde cientos a miles de km<sup>3</sup> de material piroclástico, representan los eventos volcánicos explosivos más catastróficos en el planeta (Newhall y Self, 1982; de Silva *et al.*, 2006) y que por lo tanto deberían implicar un objeto importante de investigación. Aunque se han realizado diversos estudios en este tipo de flujos piroclásticos abarcando desde los geocronológicos, geoquímicos, petrológicos y de sus mecanismos de emplazamiento, se conoce relativamente poco de aquellos aspectos que revelan detalles acerca de su estructura general o también llamada arquitectura (Branney y Kokelaar, 2002).

En el sector norte-central de la Sierra Madre del Sur (SMS) existen extensos depósitos de ignimbritas silíceas asociados a centros volcánicos con edades entre el Eoceno-Oligoceno, que forman parte de una franja discontinua que se extiende, desde los estados de Michoacán, Guerrero y el estado de México hasta los estados de Puebla y Oaxaca. Dichos centros volcánicos incluyen la Sierra de Nanchititla, La Muñeca, Tejupilco, Valle de Bravo-Temascaltepec, Goleta, Sierra Picacho-Las Paredes, Campanario-Peña Bramadora, San Vicente, Tilzapotla, Sierra de Huautla y Taxco. Actualmente, la evolución y características particulares de algunos de los centros volcánicos antes mencionados se conocen bien, no obstante, para otros la información disponible es escasa (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004; González-Cervantes, 2007; Chapela-Lara, 2008; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011; Ramírez Pérez-Amaya, 2011; Flores-Huerta, 2012; González-Torres *et al.*, 2013; Hernández-Vargas, 2015; Hernández-Vargas *et al.*, 2017).

El presente trabajo de tesis fue dirigido al análisis de la configuración física y geoquímica de la ignimbrita San Gregorio, así como al estudio de su emplazamiento, su origen y su evolución dentro del campo volcánico de Taxco (CVT), en contexto con el desarrollo de una caldera de colapso que dio origen a la sucesión volcánica de esta zona (Hernández-Vargas *et al.*, 2017). Este estudio se llevó a cabo como parte del proyecto de investigación “Estudio de la estratigrafía, procedencia y conexiones genéticas de la sucesión de ignimbritas del área de Taxco, Estado de Guerrero” (DGAPA IN111714) financiado por el Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT).

### I.1. Planteamiento del problema

La ignimbrita San Gregorio representa el depósito piroclástico de mayor volumen en el área de estudio, sin embargo, los datos disponibles hasta el momento no son lo suficientemente amplios como para caracterizarla claramente. De esta forma, para el entendimiento de su arquitectura, origen y emplazamiento es necesario definir una serie de características que incluyan el reconocimiento de su estratigrafía interna con ayuda de las litofacies y de las variaciones en sus componentes de manera vertical y lateral; haciendo uso de la caracterización petrográfica a detalle, así como de las variaciones químicas y de densidad a lo largo de la unidad.

El estudio a fondo de la ignimbrita San Gregorio como unidad destacada en el CVT aportará información más precisa del rol que jugó dentro de la evolución de dicho campo volcánico durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano. Esto último permitirá complementar la información que se tiene actualmente sobre las estructuras volcánicas reconocidas en el sector norte-central de la Sierra Madre del Sur.

## **I.2. Objetivo general**

Definir la estructura de la ignimbrita San Gregorio a partir de sus características y variaciones físicas y geoquímicas; así mismo interpretar su forma de emplazamiento y la fuente de la cual proviene. Finalmente correlacionar la unidad estratigráficamente con los afloramientos adyacentes al área de estudio y que pertenecen a la misma.

### **I.2.1. Objetivos particulares**

- Definir las relaciones espaciales y temporales de la ignimbrita San Gregorio en el área de estudio.
- Definir los procesos de emplazamiento de la unidad a partir de las variaciones verticales y laterales observadas; así como determinar si la ignimbrita está formada por distintos flujos piroclásticos.
- Distinguir y discutir con mayor detalle las diferencias que existen entre la ignimbrita San Gregorio (campo volcánico de Taxco) y las ignimbritas Goleta (centro volcánico Goleta CVG) y Tilzapotla (centro volcánico de Tilzapotla CVTz) a partir de las observaciones en campo en conjunto con los datos petrográficos y geoquímicos. De igual forma definir la relación que guarda la toba Teacalco (estado de Morelos) con la ignimbrita San Gregorio.

### **I.2.2. Metas**

- Realizar la cartografía geológica y elaborar un mapa de la distribución actual de la ignimbrita San Gregorio dentro del campo volcánico de Taxco; construir secciones geológicas y columnas estratigráficas que indiquen las relaciones de la ignimbrita en estudio con las unidades adyacentes en los afloramientos tipo.

## **I.3. Fisiografía**

Fisiográficamente el campo volcánico de Taxco (CVT) se localiza en la provincia de la Sierra Madre del Sur (SMS) ubicada al sur del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) (Figura 1.1a). El área de estudio se incluye dentro de la región hidrográfica del Balsas, de las cuencas Balsas-Mezcala y R. Grande de Amacuzac y de las sub cuencas Cocula-Iguala y Alto Amacuzac. Los ríos más importantes que cruzan el área de estudio son: los ríos Chontalcuatlán y San Jerónimo que posteriormente al unirse forman el Río Amacuzac (en el estado de Morelos) que alimenta al Río Mezcala y el cual es afluente del río Balsas al sur del estado Guerrero.

Así mismo es limitada por los siguientes rasgos orográficos: al norte por las mesetas de lahares provenientes del volcán Nevado de Toluca, al oeste la Sierra de la Goleta - Sultepec, al este por las sierras de Tilzapotla y Coxcatlán y, al sur por el Valle de Iguala, Guerrero.

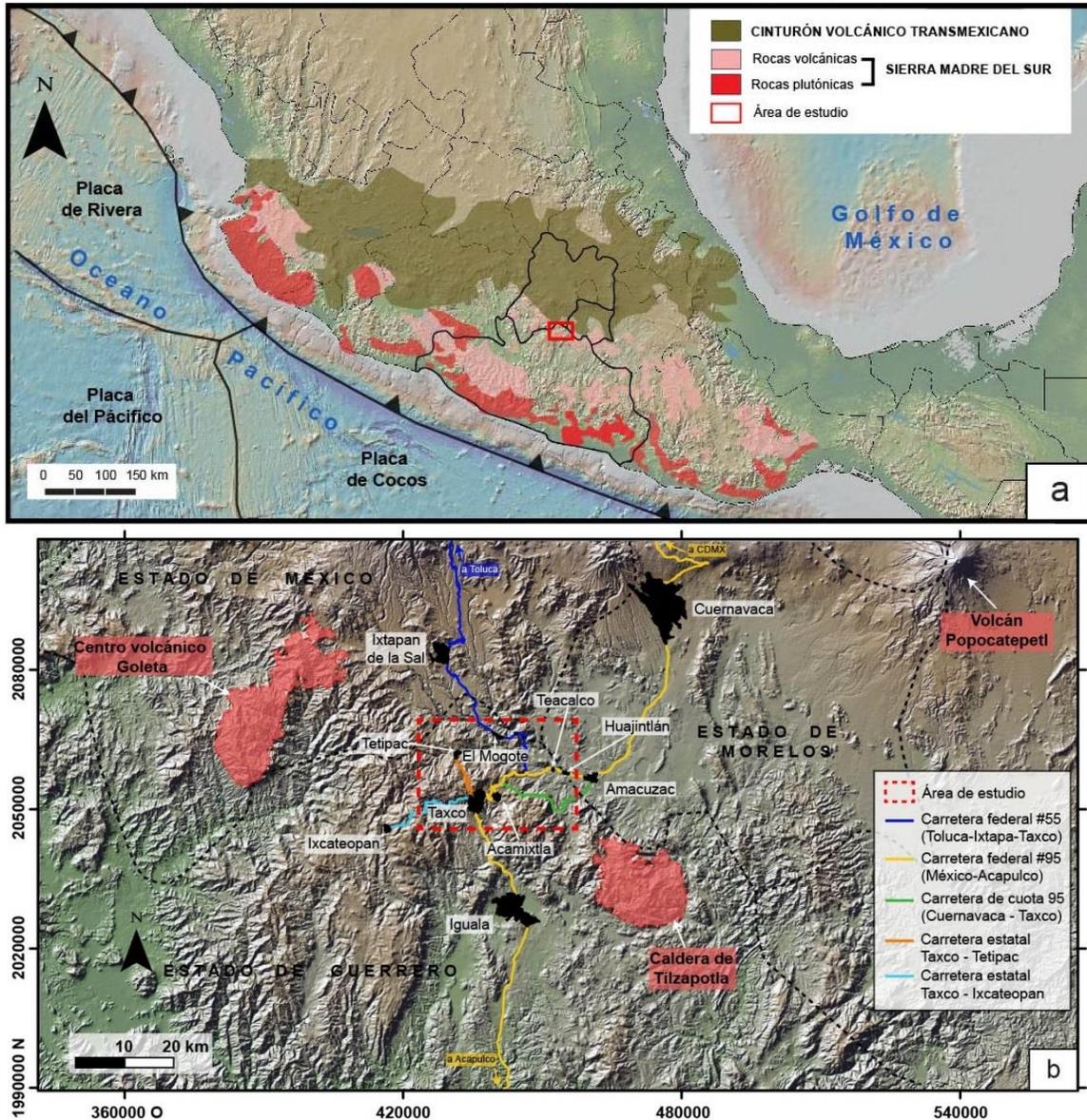


Figura 1.1. a) Mapa de relieve obtenido a través de GeoMap donde se muestra la localización del área de estudio (rectángulo con línea sólida roja) dentro de la provincia magmática de la Sierra Madre del Sur. b) Mapa de relieve con las vías de acceso al área de estudio marcadas con color amarillo. El área de estudio está delimitada por un rectángulo con línea discontinua en color rojo. También se encuentran delimitadas con polígonos rellenos en color rojo, los centros volcánicos Goleta (CVG) y de Tilzapotla (CVTz).

#### **I.4. Localización del área de estudio**

La zona de estudio está ubicada en la parte norte del estado de Guerrero y el límite sur occidental del estado de Morelos. El área de tesis comprende las coordenadas UTM 14Q 2047000 – 2069000 de latitud norte y 424000 - 456000 de longitud oeste, con un área de aproximadamente 480 km<sup>2</sup> incluida dentro de las cartas topográficas Pilcaya (A14A67) y Taxco (E14A68) escala 1: 50 000 del INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). Las cabeceras municipales que se incluyen en la zona de trabajo son Taxco de Alarcón y Tetipac (ambas en el estado de Guerrero) y Amacuzac en el estado de Morelos.

Para el acceso al área de estudio desde la Ciudad de México es necesario tomar la carretera federal # 95 México - Acapulco. Después de haber cruzado la ciudad de Cuernavaca en el kilómetro 123 se toma la desviación hacia la ciudad de Taxco sobre la carretera federal # 95 que pasa por los poblados de Amacuzac y Teacalco (ambos de interés en este estudio). Es importante mencionar que esta carretera también cuenta con una vía de cuota (# 95) que conecta al poblado de Zacapalco con Taxco, aunque los sitios por los que pasa no son relevantes en este trabajo. Ahora bien, si se quiere acceder al área desde la ciudad de Toluca es necesario tomar la carretera federal # 55 que conecta las ciudades de Toluca, Ixtapan de la Sal y Taxco. Finalmente, para el acceso hacia los poblados que se mencionarán en este estudio es necesario atravesar la ciudad de Taxco por la misma carretera (libre # 95) con dirección hacia Iguala y posteriormente tomar las desviaciones hacia Tetipac e Ixcateopan. Las vías de acceso mencionadas aparecen en la Figura 1.1b.

#### **I.5. Antecedentes**

El CVT en el estado de Guerrero ha sido objeto de diversos estudios desde hace ya varias décadas. Este interés se debe a que representa una de las áreas volcánicas poco comprendidas, además de que históricamente es uno de los distritos mineros más fructíferos en México. Los temas que han sido abordados abarcan la cartografía, estratigrafía, condiciones estructurales, geocronología, geoquímica y petrología.

Los primeros trabajos que mencionaron las rocas volcánicas del CVT solo generalizaron la presencia de riolitas y rocas piroclásticas (Campa, 1923) y, en el caso de Edwards (1955), la identificación de derrames riolíticos y dacíticos, así como brechas y tobas a la cima de la sucesión volcánica. Posteriormente, Fries (1960) y de Cserna y Fries (1981) cartografiaron un área muy amplia incluyendo a Taxco en donde englobaron los diversos depósitos expuestos en sus alrededores con el nombre de Riolita Tilzapotla. En dichos trabajos se menciona que la Riolita Tilzapotla está compuesta por tobas riolíticas soldadas y corrientes lávicas. Desde entonces el nombre de Riolita Tilzapotla había seguido vigente (Rivera-Carranza *et al.*, 1998; Bustamante-García *et al.*, 2003) a pesar de que previamente se habían realizado estudios generales de estratigrafía volcánica, geoquímica, geocronología y geología estructural en los cuales se daban nuevos nombres a los depósitos de la sucesión del CVT (Morán-Zenteno *et al.*, 1998, 1999, 2000a; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002).

Recientemente Jiménez-Bustamante *et al.* (2013) y Hernández-Vargas (2015) presentaron la cartografía generalizada del área de Taxco donde mencionaron características estratigráficas y volcánicas. Posteriormente en Hernández-Vargas *et al.* (2017) se redefinieron informalmente algunas de las unidades reconocidas por Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) y se describieron a detalle las unidades que forman a la sucesión volcánica de CVT, incluyendo además la descripción de sus características petrográficas, estratigráficas y análisis geocronológicos de varias unidades mediante el método  $Ar^{40}/Ar^{39}$ . Cabe mencionar que en los trabajos anteriores a Hernández Vargas *et al.* (2017) también se publicaron fechamientos para las rocas del CVT, dichas edades se discuten posteriormente, en la sección V.3.

En esta tesis se usan las mismas unidades definidas por Hernández-Vargas *et al.* (2017) pero con algunas modificaciones, producto del trabajo realizado en campo y en laboratorio. Como fue descrito por Hernández-Vargas *et al.* (2017), en la base de la sucesión volcánica de encuentra la toba Acamixtla conformada por brechas líticas y depósitos de caída. Sobreyaciendo se encuentra la ignimbrita San Gregorio compuesta de un vitrófido basal oscuro y una ignimbrita soldada rica en cristales y pómez, a continuación, se superpone la ignimbrita el Peral representada por una ignimbrita no soldada rica en cristales y pobre en pómez. Sobre esta unidad descansa la ignimbrita Sombrero integrado por ignimbritas masivas pobres en cristales y depósitos de oleadas piroclásticas. Finalmente, coronando la sucesión se ubica la Formación Tenería conformada por domos y derrames riolíticos.

En cuanto a la geología estructural del área, el trabajo de Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) aborda la discusión sobre la relación que existe entre el magmatismo y las dos etapas de fallamiento laterales con cinemática izquierda y derecha, y con orientaciones NNW y NW que afectan al campo volcánico de Taxco. De acuerdo con estos autores el magmatismo obedece a este arreglo estructural. Es decir que la extensión en las zonas de relevo del fallamiento lateral del área permitió el emplazamiento de la sucesión volcánica durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano. El hacer énfasis en esta parte de los estudios es debido a que una de las observaciones más evidentes en el CVT es la presencia de un importante volumen preservado de depósitos de ignimbritas y además que su fuente aún no ha sido esclarecida completamente. Por ello, el presente trabajo muestra evidencias que sugieren que el emplazamiento de la ignimbrita San Gregorio y el de los depósitos del CVT son resultado del colapso de una caldera.

Por último, debido a la escasez de datos geoquímicos e isotópicos sobre el CVT no ha sido posible el análisis a fondo de su petrogénesis. Mori *et al.* (2012) propusieron un modelo en el cual sugieren que los campos volcánicos silícicos en el sector norte-central de la SMS podrían ser resultado del proceso de maduración térmica gradual de la corteza, el cual tiene relación con la inyección de magmas del manto en esta zona desde el Eoceno temprano. Este modelo podría también aplicar para el campo volcánico de Taxco (aunque no es el objetivo de este trabajo) tomando en cuenta que el CVT se ubica en medio de los centros volcánicos estudiados por Mori *et al.* (2012), y que son los centros volcánicos Goleta (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011), Muñeca (Chapela-Lara, 2008) y Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Flores-Huerta, 2012).

## I.6. Metodología

Para el presente estudio el trabajo realizado fue dividido en cuatro etapas principales: a) análisis de bibliografía, b) campañas en campo, c) análisis en laboratorio y d) procesamiento e interpretación de los datos obtenidos.

a) Para esta etapa se llevó a cabo la búsqueda y recopilación de información sobre el área de estudio, así como de zonas aledañas. Para la elaboración del mapa base para campo se usaron las cartas topográficas obtenidas del INEGI: Hoja Pilcaya con clave E14-A67 y la Hoja Taxco con clave E14-A68, ambas a escala 1:50 000.

b) La etapa de campo consistió en la realización de seis campañas largas de 5 a 15 días y numerosas salidas de uno o dos días al área de estudio, para realizar la cartografía y descripción en campo de la ignimbrita San Gregorio. Con el objetivo de documentar los cambios en sentido vertical de la ignimbrita se realizó el transecto Taxco-San Gregorio (mejor exposición de la unidad) en el cual se colectaron 23 muestras, aunque el número total de muestras asciende a 47 ya que también se tomaron muestras en otras zonas con la finalidad de llevar a cabo análisis petrográficos y geoquímicos. Las jornadas de campo también ayudaron a delimitar el resto de las unidades del campo volcánico de Taxco y así obtener el mapa geológico a detalle. En esta etapa se incluye el cálculo de la distribución de la Ignimbrita San Gregorio y, en general del campo volcánico de Taxco, en primer lugar, se realizó la georeferenciación en ArcMap de las cartas topográficas de INEGI, escala 1:50000 Taxco (E14-A68) y Pilcaya (E14-A67). Posteriormente con los polígonos trazados con el programa ArcMap (GIS) se obtuvieron las áreas de los afloramientos previamente cartografiados en campo.

c) El trabajo de laboratorio incluyó en primer lugar la medición de la densidad en 24 cubos de roca con dimensiones de  $5 \times 5 \times 5 \pm 1$  mm cm pertenecientes a la ignimbrita San Gregorio y dos cubos de la ignimbrita San Gregorio en el área de Teacalco, las muestras fueron recolectadas a lo largo de la sección d-d' Taxco-San Gregorio (ver mapa geológico, Capítulo V), y dos muestras más de los afloramientos distales de Teacalco. Todas las muestras pertenecen a la ignimbrita San Gregorio, y sus cortes se realizaron estratégicamente procurando obtener el valor de densidad más certero, sin la presencia del componente lítico macroscópicos o con la mínima cantidad de ellos, para que esto no pudiera generar un aumento en los valores de dicho parámetro. El volumen ( $\text{cm}^3$ ) de cada cubo se determinó geométricamente. Su peso (g) se obtuvo con ayuda de una balanza analítica Navigator OHAUS y, el valor de densidad ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ) se calculó con la fórmula  $d = m / v$  ( $d$ = densidad;  $m$ = masa;  $v$ = volumen). Los valores de los cálculos y resultados se presentan en el Anexo 5. En segundo lugar, se realizó el análisis petrográfico de las láminas delgadas de las muestras colectadas. Del total de 47 muestras solo a 33 se les realizó conteo de puntos con ayuda de un microscopio marca Zeiss Axioskop 40 y un contador automático de puntos marca PELCON. Las 14 muestras restantes se

compararon visualmente. En este estudio también se incluyeron nueve láminas delgadas existentes de jornadas de campo ajenas a esta tesis, a las cuales también se les realizó conteo de puntos con fines comparativos. El número mínimo de puntos contados para cada muestra fue de 1000. En tercer lugar, se efectuaron análisis mediante FRX (en el Laboratorio de FRX del Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía, UNAM) para la obtención de elementos mayores y traza provenientes en 20 muestras del transecto Taxco-San Gregorio, dos del área de Teacalco y una más de una roca máfica del área de San Pedro Chichila. En cuarto lugar, mediante el uso de la microsonda electrónica de barrido JEOL JXA8900-R se realizaron microanálisis de sanidino, plagioclasa, olivinos, piroxenos y vidrio en dos muestras de la ignimbrita San Gregorio, utilizando espectrómetros de longitud de onda dispersiva de rayos X (WDS), en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), Instituto de Geofísica, UNAM. En quinto lugar, se obtuvieron datos de elementos traza de dos muestras (SG53 y SG66) por ICP-MS en el Laboratorio Ultralimpio del Centro de Geociencias de la UNAM.

d) La última etapa consistió en el procesamiento de la información recabada en campo, el análisis de resultados de laboratorio y su posterior interpretación en los diagramas pertinentes, así como en la digitalización del mapa geológico obtenido en campo mediante el Sistema de Información Geográfica ARCGIS. Dichos datos obtenidos se presentan en los capítulos posteriores de este trabajo de investigación.

## Capítulo II.- Marco teórico

### II.1. Introducción

**Definición de corrientes piroclásticas de densidad (CPD):** estos flujos piroclásticos son no homogéneos y de origen volcánico conformados por partículas calientes y gases, los cuales fluyen a partir de la diferencia de densidades entre estos y otros fluidos (comúnmente la atmosfera) y también por acción de la gravedad (Branney y Kokelaar, 2002).

El origen de las CPD obedece a distintos mecanismos volcánicos, por ejemplo, el colapso de algunas partes de una columna eruptiva, también a explosiones laterales del aparato volcánico o bien por avalanchas producto del colapso de un domo (Branney y Kokelaar, 2002). En general el tema de la generación de los flujos piroclásticos converge en la relación que tienen estas con grandes y violentas explosiones volcánicas. A grandes rasgos, los mecanismos de generación de flujos piroclásticos pueden ser separados en tres tipos. El primero que es a partir del colapso de un domo o flujo de lava, por el colapso de una columna eruptiva o bien por explosiones laterales (Francis, 1983, 1993; Cas y Wright, 1987).

### II.2. Depósitos de corrientes piroclásticas de densidad

Dependiendo de la composición litológica y estructuras sedimentarias desarrolladas, los depósitos de CPD pueden ser categorizados en ignimbritas, oleadas piroclásticas y depósitos de bloques y ceniza. Tanto los depósitos de ignimbritas como de bloques y ceniza refieren a los flujos piroclásticos de alta densidad que representan mezclas calientes, voluminosas y heterogéneas de material volcánico triturado y gases (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Freundt *et al.*, 2000). Por lo general, los depósitos de ignimbritas tienden a ser masivos, pobremente seleccionados, con abundancias variables de fragmentos de pómez, cristales y líticos, así como ricos en ceniza (Cas y Wright, 1987). Los depósitos de bloques y ceniza, a diferencia de las ignimbritas, se caracterizan por tener una mayor proporción de material denso y juvenil, y nulo contenido de fragmentos de pómez. Este tipo de depósitos son asociados con el colapso de un domo o destrucción parcial o total del edificio volcánico. Las ignimbritas por otro lado tienen origen en el colapso de una columna eruptiva o por explosiones laterales.

Las oleadas piroclásticas, por otro lado, son depósitos volcánicos que tienen relación con flujos de baja densidad, es decir, con flujos de baja concentración de partículas densas, pero con alta concentración de gases viajando en un régimen turbulento. Los depósitos de oleadas piroclásticas son fuertemente estratificados y bien clasificados (Cas y Wright, 1987; Freundt *et al.*, 2000). Regularmente estos depósitos son subordinados de los depósitos de ignimbritas.

Aunque la palabra ignimbrita causa confusión a la hora de aplicarse, en general suele referirse con un sentido petrológico. De acuerdo con autores como Smith (1960a, 1960b), Sparks *et al.* (1973) y Branney y Kokelaar (2002) es posible definir que una ignimbrita es típicamente una roca piroclástica rica en fragmentos de pómez, vidrio y ceniza, pero con un contenido variable de cristales y fragmentos líticos. Por otro lado, el término también tiene relación con un carácter genético dependiendo del mecanismo eruptivo que les da origen (Cas y Wright, 1987) y que da

como resultado la formación de depósitos de tobas soldadas a partir del emplazamiento de flujos piroclásticos de alta densidad. Actualmente la concepción y aceptación de las ignimbritas se ha diversificado debido al reconocimiento de su abundancia, gran espesor y extensión asociadas a áreas volcánicas; así como a la amplia variedad de texturas y estructuras desarrolladas en sus depósitos.

### **II.3. Soldamiento**

El soldamiento fue definido de manera generalizada y sencilla por Smith (1960a, 1960b) y Riehle (1973) como aquel proceso que permite la unión y cohesión de los fragmentos de vidrio en una masa densa y compacta, siempre y cuando algunos factores como la temperatura, espesor y contenido de volátiles entre otros, sean los apropiados. Posteriormente, algunos otros autores como Freundt *et al.* (2000) mencionan que el soldamiento también implica la deformación y coalescencia del material piroclástico a alta temperatura cuando es sometido a presión de carga. Sin embargo, en esta definición los autores dan mayor importancia al efecto que produce la presión litostática, factor que a veces no es tan determinante, y excluyen la posibilidad de que los fragmentos piroclásticos sufran soldamiento durante su emplazamiento como lo sugieren de Silva (1989), Branney y Kokelaar (1992) y Schumacher y Mues-Schumacher (1996).

Una de las consideraciones esenciales en la cual convergen las definiciones dadas con anterioridad, es que el soldamiento ocurre en el material vítreo, en este punto es fundamental remarcar que el material afectado debe encontrarse en un estado reológico transicional entre sólido y líquido, es decir debe comportarse como un líquido viscoso. Para lograr dicho estado, el conjunto de material sólido debe tener cierta temperatura, a tal grado que los componentes aún se conserven como cuerpos individuales, y de esa forma se logren unir unos con otros. En caso contrario si la temperatura es incapaz de alterar la estructura molecular del material se impedirá que los cuerpos se adhieran si se ponen en contacto o bien, si la temperatura es muy alta se producirá la fusión del material dando como resultado un solo cuerpo rocoso. Cabe mencionar también que dentro de los componentes sólidos que no sufren soldamiento se encuentran los cristales en cuyo caso solo suelen haber reacciones a otras fases minerales más estables cuando la temperatura varía (Bucher y Grapes, 2011).

De acuerdo con Smith (1960a), Ross y Smith (1961) y Riehle (1973) la baja viscosidad del material vítreo podrá estar íntimamente ligada a las altas temperaturas, la presencia de volátiles en el magma y la composición química del material, mientras que el contacto del resto de componentes será influenciado por efectos de carga litostática o por procesos que surgen durante su emplazamiento. El contacto de los componentes vítreos marca el inicio del proceso de soldamiento y a medida que el proceso continúa, la deformación y colapso de los mismos será más evidente, dando como resultado final la eliminación de los poros entre el material y la aparición de la textura eutaxítica. En el punto crítico de soldamiento (máximo grado de soldamiento) el material se comportará como un flujo de lava con la capacidad de fluir siguiendo la pendiente y adecuándose a la topografía (Chapin y Lowell, 1979; Hargrove *et al.*, 1984).

### **II.3.1. Tg o temperatura de transición (glass transition)**

Dingwell y Webb (1989) y Dingwell (1998) definieron la temperatura de transición, o Tg (*glass transition*) por sus siglas en inglés como la temperatura a la cual el vidrio se encuentra en el punto de transición entre un estado sólido y líquido. En otras palabras, la temperatura de transición representa el momento en el cual el material vítreo comienza a dilatarse. Como dato importante Quane y Russell (2004) mencionan que en los vidrios volcánicos la Tg siempre se asocia a un mismo valor de viscosidad (10<sup>12</sup> Pa s) no obstante la temperatura a la cual el material alcanza este valor difiere de acuerdo con la composición del mismo (Giordano *et al.*, 2005). Por lo tanto, la temperatura a la cual un vidrio volcánico de cierta composición alcanza una viscosidad de 10<sup>12</sup> Pa s representa la temperatura de transición de dicho vidrio y, en consecuencia, si el material volcánico vítreo es llevado súbitamente al valor de Tg que le corresponde o a una temperatura menor, este se soldará y formará por ejemplo una obsidiana.

### **II.3.2. Densidad**

El cambio en la densidad de los depósitos de ignimbritas resulta una característica muy útil para determinar el grado de soldamiento en las mismas, ya que refleja la unión y cohesión de los componentes vítreos (Smith, 1960a, 1960b; Ross y Smith, 1961). La densidad asociada a una roca que no contiene poros es denominada equivalente de roca densa (*DRE = dense rock equivalent*) mientras que la densidad relacionada con la presencia de poros en la roca recibe el nombre de densidad total (*BD = bulk density*).

De acuerdo con autores como Ragan y Sheridan (1972), Riehle (1973) y Quane y Russell (2004) conforme la densidad aumenta la porosidad disminuye y por lo tanto los valores de *BD* se acercan a los valores de la *DRE*; debido a esto la variación en la densidad total (*BD*) se considera una buena referencia para determinar la intensidad del soldamiento en un depósito ignimbrítico.

### **II.3.3. Textura eutaxítica**

La textura eutaxítica es evidencia de la elongación y deformación de los fragmentos de pómez y de las astillas vítreas, como resultado de la compactación de dichos piroclastos. Esta textura se caracteriza por presentar una fábrica planar o foliación que será paralela a la horizontal de los depósitos volcánicos (Cas y Wright, 1987; McPhie *et al.*, 1993). Por otra parte, el desarrollo de *fiammes* (estructuras en forma de flama) también se asocia al soldamiento por compactación cuando hay presencia de material vítreo en los depósitos. Cabe destacar que los *fiammes* son resultado de un grado mayor de soldamiento a diferencia de la textura eutaxítica.

### **II.3.4. Reomorfismo**

Existe confusión a la hora de usar los términos de textura eutaxítica y reomorfismo. En el primer caso hay influencia de la compactación (soldamiento); mientras que para el caso del reomorfismo aplica una deformación de los piroclastos vítreos densamente soldados, al extremo de fusionarse completamente (Henry *et al.*, 1988). Para que dicha deformación sea efectiva son necesarias dos condiciones: la primera en la cual la deformación se debe llevar a cabo cuando

el flujo sea homogéneo, es decir que las partículas que lo componen están tan unidas que fluyen como una sola masa, y la segunda donde el estilo de deformación estará dominado por estructuras de cizalla simple.

El reomorfismo puede generarse antes o durante el emplazamiento de los fragmentos piroclásticos o a partir del movimiento del depósito a través de paleo-pendientes (Wolff y Wright, 1981; Sumner y Branney, 2002).

### **II.3.5. Juntas de enfriamiento**

De acuerdo con Cas y Wright (1987) y Wright *et al.* (2011), las juntas de enfriamiento son resultado de la contracción post-emplazamiento de diversos tipos de rocas volcánicas (por ejemplo, diques e ignimbritas). Budkewitsch y Robin (1994) sugieren que el desarrollo de estas estructuras se lleva a cabo de forma gradual y perpendicular a las isotermas, las cuales son paralelas al mayor gradiente térmico. De una forma simple se podría explicar que la formación de las juntas de enfriamiento inicia desde la cima del depósito y continúa hacia el interior del mismo, a partir de las fracturas ya desarrolladas provocadas por el contacto con el exterior. De esta forma, la propagación de dichas fracturas se debe a la transferencia de calor desde el interior y su extensión estará limitada por el nivel a la cual se encuentre la próxima isoterma (Budkewitsch y Robin, 1994). Dicha isoterma representa la  $T_g$  (explicada anteriormente, inciso II.3.1.), en la cual el depósito subyacente se comportará de forma más elástica. Wilson (1993) menciona que el estudio de las juntas de enfriamiento puede proporcionar información acerca de la superficie en la que se emplazó el depósito, el grado de soldamiento y la tasa de enfriamiento.

## **II.4. Factores que actúan en el soldamiento**

El grado de soldamiento de una ignimbrita está influenciado por diversos factores: la composición química, la temperatura, los volátiles, y la presión.

### **II.4.1. Composición química**

La química de los magmas juega un papel importante durante el soldamiento de una ignimbrita, ya que controla la viscosidad y la facilidad para deformarse a cierta temperatura. La viscosidad se asocia con la estructura molecular de los magmas, es decir, con la cantidad de cadenas tetraédricas formadas principalmente por enlaces entre Si-O y Al-O (geo-polímeros). En un magma rico en SiO<sub>2</sub>, las cadenas tetraédricas o redes moleculares serán más abundantes y más complejas, lo que se reflejará en un aumento en la viscosidad.

En un magma con menor abundancia de SiO<sub>2</sub> los enlaces entre geo polímeros serán sencillos y pequeños, es decir más débiles. En los magmas más máficos, la abundancia de cationes des-polimerizadores como son el K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Fe<sup>2+</sup> inhibirá la formación de cadenas de tetraedros o bien, modificará las existentes dando como resultado magmas poco viscosos (Mysen *et al.*, 1982; Mysen, 1988; Giordano *et al.*, 2008).

Aunque la composición química es uno de los factores que influyen en la viscosidad y a su vez esta última repercute en el grado de soldamiento de una ignimbrita, resulta imperante

conocer el mecanismo eruptivo que dio origen a dichos depósitos, en vista de que la naturaleza de las ignimbritas también influirá en el desarrollo o no del soldamiento (Wilson, 1993). Por ejemplo, sin tomar en cuenta la composición del magma, la posibilidad de soldamiento en los depósitos piroclásticos productos del colapso de una columna de un estratovolcán se reducirá, en comparación de ignimbritas emplazadas a partir del colapso de una caldera volcánica en donde el soldamiento puede ser más probable (Freundt y Schmincke, 1993; Caulfield *et al.*, 2011). Lo anterior, debido a que en una erupción caldérica la baja altura de la columna eruptiva favorecerá que los piroclásticos sean aislados térmicamente después del depósito y con ello se permitan el desarrollo del proceso de soldamiento, caso contrario a la erupción de un estratovolcán en donde la mayor altura de la columna eruptiva generará el enfriamiento de los piroclastos.

#### **II.4.2. Temperatura y volátiles**

La temperatura es otro de los factores que influye de manera determinante en el soldamiento del material vítreo (siempre y cuando sea alta y mayor a la  $T_g$ ) y a pesar de que la misma varía en cualquier punto de la ignimbrita debido a los efectos del enfriamiento (Smith, 1960b; Ross y Smith, 1961; Sheridan y Ragan, 1976). Algunos autores como Ross y Smith (1961), Riehle (1973) y Streck y Grunder (1995) manejan rangos de temperatura que van de 500 a 600 °C para que ocurra el soldamiento, algunos otros como Druitt (1998) sugieren que el proceso se lleva a cabo a temperaturas de entre 600- 750 °C. Por otra parte, Hildreth (1981) menciona que la temperatura de emplazamiento y el soldamiento pueden estar influenciados por variaciones térmicas dentro de la cámara magmática, por procesos magmáticos como la mezcla de magmas (Sparks y Wright, 1979), por el proceso eruptivo de origen (Sparks y Wilson, 1976), por la tasa de emisión de material (Willcock y Cas, 2014), o inclusive por el tiempo de contacto del flujo piroclástico con las condiciones atmosféricas (Wilson y Houghton, 2000).

La temperatura, también se verá afectada ante la presencia de volátiles como el  $H_2O$  y el F (principalmente) que actúan como agentes des-polimerizadores reduciendo la viscosidad (Giordano *et al.*, 2008) y a su vez disminuyendo la temperatura a la cual el magma alcanza su temperatura de transición para poder propiciar el soldamiento

#### **II.4.3. Presión**

Otro de los factores importantes que ha sido relacionado con el soldamiento de una ignimbrita es la presión litostática, sin embargo, esta se considera con poca influencia como para lograr generar dicho proceso por si sola (Fisher y Schmincke, 1984). De acuerdo con Riehle *et al.* (1995) y Ragan y Sheridan (1972) para que el proceso de soldamiento se genere bajo presión litostática, es necesario que la presión de los gases sea menor que la litostática, de esa forma el gas tenderá a escapar hacia la superficie y, por consiguiente, los fragmentos piroclásticos tenderán a soldarse.

El hecho de menospreciar la influencia de la presión en el soldamiento radica en la discrepancia entre los valores de presión a los cuales se generaría el soldamiento en la

naturaleza y que se traduce en grandes espesores de material volcánico, con los estudios que se han realizado en los cuales se ha demostrado que depósitos ignimbríticos de algunos cuantos metros pueden presentar diferentes grados de soldamiento (Smith, 1960a; Ragan y Sheridan, 1972; McPhie *et al.*, 1993; Walker, 1983; Branney y Kokelaar, 2002). Esto sugiere que el soldamiento tiene una estrecha relación con la retención de calor (Smith, 1960a).

## II.5. Grado de soldamiento en las ignimbritas

Varios han sido los trabajos para tratar de determinar el grado de soldamiento de las ignimbritas. Los más importantes se basan principalmente en las características texturales de la roca (Smith, 1960a; Branney y Kokelaar, 1992). El trabajo de Smith (1960a) fue uno de los primeros en el cual se describió el soldamiento. Dicho autor propone que, de acuerdo a las evidencias físicas en un depósito de ignimbrita, este puede ser dividido en tres zonas de soldamiento principales: la zona de no soldamiento, la zona de soldamiento parcial y, por último, la zona de soldamiento intenso. La zona de no soldamiento se caracteriza por no presentar ninguna evidencia de compactación ni deformación en los fragmentos vítreos. La zona de soldamiento parcial incluye un amplio rango de características y texturas que van desde ligera compactación hasta mostrar fuerte foliación y desarrollo de *fiammes* tipo obsidiana. Finalmente, la zona densamente soldada, que de acuerdo con Smith (1960a) es hipotética y difícil de encontrar, se describe como la zona en la cual ya no es posible distinguir los fragmentos piroclásticos vítreos ya que se han fusionado completamente. Branney y Kokelaar (1992) clasificaron en cuatro categorías el grado de soldamiento a partir de las texturas y estructuras que se generan en las mismas. La clasificación de estos autores incluye ignimbritas de bajo grado (no presentan soldamiento), ignimbritas de grado moderado (variación de zonas soldadas y no soldadas), ignimbritas de alto grado (particularmente soldadas y con zonas reomórficas), e ignimbritas de muy alto grado (intensamente soldadas hasta llegar a presentar reomorfismo).

Tabla 1. Características que ayudan a la descripción de ignimbritas soldadas tanto en muestra de mano como en lámina delgada (recopilado por Quane y Russell, 2004 a partir de Smith (1960a); Branney y Kokelaar, 1992; Sheridan y Ragan, 1976; Streck y Grunder, 1995; Wilson y Hildreth 2003).

Nivel	Astillas de la matriz	Pómez lapilli
I	No consolidada, no coherente, poca o nula adhesión de las astillas de vidrio	Orientación al azar, carecen de deformación
II	Coherente, se alcanza a notar la adhesión entre astillas, sin coalescencia de vidrio	Orientación al azar, sin deformación, no eutaxítica, sin fracturas en la pómez
III	La roca aún es porosa y no endurecida, ligeramente lustrosa, las astillas de vidrio originalmente esféricas se vuelven ligeramente elipsoidales, algo de coalescencia del vidrio	Incipientemente aplastadas, sin fracturas en la pómez
IV	La roca aún no está endurecida, pero es moderadamente foliada, poca deformación de las astillas, incremento en los contactos de las astillas, clastos moderadamente adheridos	Textura eutaxítica, hay tanto <i>fiammes</i> como pómez moderadamente deformadas
V	Astillas fuertemente foliadas y adheridas unas con otras, deformación moderada	Textura eutaxítica, <i>fiammes</i> tipo obsidiana, aunque aún se pueden distinguir vesículas dentro de los <i>fiammes</i>
VI	Vitrófico tipo obsidiana, astillas colapsadas y completamente adheridas unas con otras	La textura eutaxítica y las <i>fiammes</i> tipo obsidiana son difíciles de ver

Algunos otros estudios recientes incluyen la cuantificación de ciertos parámetros físicos como la densidad, la porosidad, la relación de aspecto (*aspecto ratio*) o la inclinación de las astillas de vidrio, pero sin dejar a un lado las observaciones texturales (Sheridan y Ragan, 1976; Sparks y Wright, 1979; Streck y Grunder, 1995; Wilson y Hildreth 2003; Quane y Russell, 2004). En la Tabla 1 se muestra una recopilación de características texturales que permiten definir el grado de soldamiento, realizada por Quane y Rusell (2004) a partir de trabajos existentes.

## II.6. Zona límite de flujo (“*flow boundary zone*”)

De acuerdo con Branney y Kokelaar (2002) la zona límite de flujo representa la zona tenuemente delineada que está integrada por la parte más baja de la corriente piroclástica y la parte superior del depósito en formación (Figura 2.1). De acuerdo con estos autores es en esta zona donde se forman las litofacies, a medida que se agradan los piroclastos y, conforme el proceso de agradación continua, el límite de flujo asciende junto con la superficie del depósito. Branney y Kokelaar (2002) también mencionan que existen cuatro tipos de zonas límite de flujo, y que además todas ellas transicionales entre sí. Dichas zonas se describen a continuación:

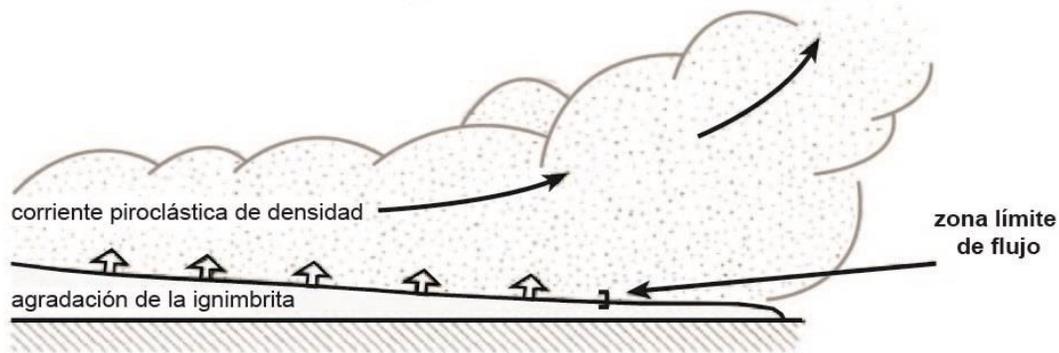


Figura 2.1. Localización de la zona límite de flujo, enfatizándola en las zonas adyacentes (tomado de Branney y Kokelaar, 2002).

**II.6.1. Zona límite de flujo dominada por escape de fluido:** este tipo de límite de flujo se caracteriza por presentar soporte de clastos como consecuencia del efecto de escape de fluido de manera vertical. Para que este tipo de sedimentación se presente, es necesario que la CPD tenga altas concentraciones de clastos, lo que permitirá que estos se acomoden de forma más eficiente y por lo tanto, se genere elutriación (proceso por el cual un material granular es separado en diversos tamaños de partículas, mediante un fluido en movimiento que en este caso es el aire) del material más fino e inhibición de la turbulencia, pero además también es necesario que el efecto de cizalla sea bajo. En la zona límite de flujo dominada por escape de fluidos es muy común encontrar la formación de tubos de desgasificación o también llamadas zonas de elutriación de fluidos, siempre y cuando estos se hayan formado por debajo del límite (Figura 2.2).

**II.6.2. Zona límite de flujo dominada por flujo granular:** el límite de flujo bajo este tipo de sedimentación se rige por una concentración de clastos y un efecto de cizalla suficiente para generar que las interacciones entre granos dominen su soporte como se aprecia en la Figura 2.2. Como consecuencia de la fricción entre la corriente y el substrato, los granos se frenan y por lo tanto se inhibe la turbulencia, impidiendo su clasificación de forma efectiva. Los depósitos resultantes son por lo general masivos, mal clasificados o con estratificación difusa.

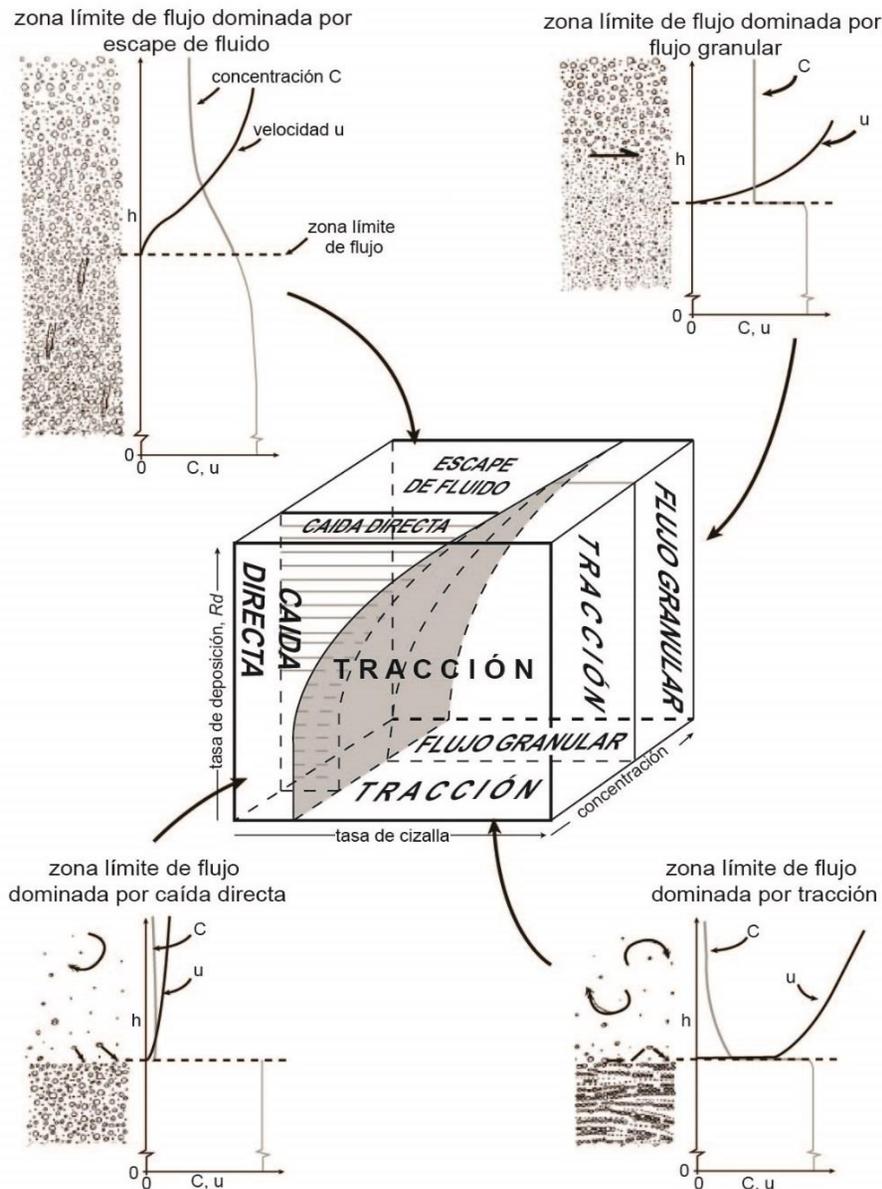


Figura 2.2. Conceptualización de las variantes en los cuatro tipos de zona límite de flujo dentro de una corriente estable. En todos los casos la gradación del depósito ocurre en el límite entre el flujo y la zona límite.  $C$  = concentración,  $u$  = velocidad y  $h$  = altura. Los parámetros representados en los tres ejes del cubo solo actúan para el límite de la zona de frontera. La tasa de deposición o RD (Rate Deposition) representa el máximo flujo de masa de piroclásticos dentro del depósito por unidad de área en el límite del flujo (tomado de Branney y Kokelaar, 2002).

**II.6.3. Zona límite de flujo dominada por caída directa:** en este tipo de límite de flujo la acción de la rotación, el deslizamiento o la saltación, son casi despreciables, así como la interacción entre los clastos y los efectos del escape de fluido. La sedimentación de este estilo en una CPD ocurre cuando la parte baja de la corriente es muy diluida como para generar interacción entre los clastos o bien escape de fluido, y en donde las velocidades son demasiado lentas para provocar procesos de tracción o saltación (Figura 2.2), por lo tanto, los clastos se sedimentan por caída libre.

**II.6.4. Zona límite de flujo dominada por tracción:** las CPD con sedimentación de este tipo se rigen por la turbulencia como principal mecanismo de transporte. El límite de flujo aquí es muy contrastante con la superficie del depósito, presentando un cambio muy marcado en la velocidad y en los gradientes de reología (Figura 2.2). Los efectos de la cizalla en este límite de flujo ocasionan que los clastos sean movidos por los fluidos presentes mediante rotación, deslizamiento o saltación. Como resultado, se producen depósitos estratificados y de estratificación cruzada que son moderadamente o bien clasificados.

Tabla 2. Litofacies, abreviaciones y códigos usados para la descripción de litofacies en depósitos ignimbríticos (modificada de Branney y Kokelaar, 2002).

Código	Litofacies en este trabajo	Abreviatura	Significado
mLT	Toba masiva de lapilli	T	Toba
dsLT	Toba de lapilli con estratificación difusa	LT	Toba de lapilli
xsT	Toba con estratificación cruzada	L	Lapilli
mIBr	Brecha lítica masiva	I	Líticos
vem	Vitrófido masivo eutaxítico	Br	Brecha
xs,frichT	Toba rica en finos con estratificación cruzada	m	Masivo
cr,emLT	Toba masiva de lapilli, eutaxítica y rica en cristales	frich	Rico en finos
lcr,emLT	Toba masiva de lapilli, eutaxítica, rica en cristales y líticos	s/xs	Estratificación / estratificación cruzada
cr,mLT	Toba masiva de lapilli, rica en cristales	vap	Fase de vapor
cp, vapsLT	Toba de lapilli estratificada en fase de vapor y pobre en cristales	p	Pómez
		e	Eutaxítico
		v	Vitrófido
		cr/cp	Rico/pobre en cristales

## II.7. Arquitectura y litofacies de una ignimbrita

El término arquitectura es referido por Branney y Kokelaar (2002) como la estructura general de un depósito ignimbrítico. Esta estructura general incluye la distribución, el espesor, el arreglo interno de las litofacies reconocidas y las estructuras desarrolladas, así como la relación de las litofacies con la topografía y el tipo de substrato en el cual son emplazadas. Particularmente, el carácter de una litofacies no tiene implicaciones genéticas ni estratigráficas, y representa un

conjunto de características distintivas en los depósitos tales como granulometría, estratificación, composición o abundancia y tipo de componentes, que permite interpretar inestabilidades en la zona límite de flujo (si estas varían verticalmente) o bien no uniformidades dentro del mismo límite (si las litofacies cambian de forma lateral) (Branney y Kokelaar, 2002). Estos mismos autores han asignado una simbología específica para cada característica reconocida que definirá una litofacies. Algunos ejemplos de códigos, abreviaciones y litofacies se presentan en la Tabla 2, los cuales serán los mismos que se usarán en este trabajo.

## II.8. Modelos de emplazamiento de las ignimbritas

Actualmente existen dos modelos principales en la literatura, que describen la forma de emplazamiento de las ignimbritas: en *masse deposition* o emplazamiento en masa (Wright y Walker, 1981; Walker, 1985), y *progressive aggradation* o de agradación progresiva (Fisher, 1966; Branney y Kokelaar, 1992 y 1997) (Figura 2.3).

El modelo de emplazamiento en masa hace referencia a que en cierto momento un flujo piroclástico se detiene abruptamente y se emplaza de forma instantánea y total. Esto implica que todos los fragmentos piroclásticos se depositan en un mismo lugar al mismo tiempo como consecuencia de un decremento radical en la velocidad del flujo que pasa a velocidad cero en cierto momento (Figura 2.3a). El cambio en la velocidad está asociado principalmente a la disminución de la pendiente que es la que controla este tipo de emplazamiento.

Por otro lado, la agradación progresiva describe que un flujo piroclástico es depositado de forma gradual a través del tiempo, lo cual evidenciará un incremento en el espesor del depósito conforme transcurre el tiempo de emplazamiento. El incremento en el espesor del depósito ocurrirá a partir de la zona límite de flujo con un continuo suministro del material (Figura 2.3b). En este modelo, a diferencia del modelo de emplazamiento en masa, los fragmentos piroclásticos no se sedimentan al mismo tiempo en el mismo punto.

El modelo de emplazamiento en masa es el que presenta inconsistencias con respecto a algunos puntos. El primer punto, es la zonación química y vertical en las ignimbritas (Hildreth, 1981) que, aunque podría ser explicada por la deposición de múltiples unidades de flujo en masa, no coincide con los límites de dichas unidades e inclusive con la variación química dentro de una unidad de flujo individual. Para esto el modelo de agradación progresiva de Branney y Kokelaar (1992) resulta más compatible partiendo de la idea de que la zonificación química en las ignimbritas se agrada con el tiempo, en función de que la fuente magmática a profundidad aporta material cuya composición también puede cambiar (Fisher, 1966).

El segundo punto tiene que ver con la idea del depósito en masa de una ignimbrita mal clasificada y de alta concentración, lo cual de acuerdo con Branney y Kokelaar (1992) sería difícil, ya que el fluido intersticial (gas y material finos) no permitiría el emplazamiento instantáneo; y al contrario provocaría que la parte basal se fluidizara parcialmente (sedimentación impedida por el fluido), permitiendo que la parte superior del flujo se emplazara a mayor distancia que la parte inferior, algo que no es contemplado por Wright y Walker (1981). Y el tercer punto debatible es concebir que un flujo piroclástico viaje hasta cientos de kilómetros de distancia y se detenga casi

instantáneamente en toda su extensión, sin considerar las irregularidades topográficas, las divisiones que podría tener dicho flujo piroclástico o la compresión local, factores que tampoco se consideran en el modelo de emplazamiento en masa (Wright y Walker, 1981).

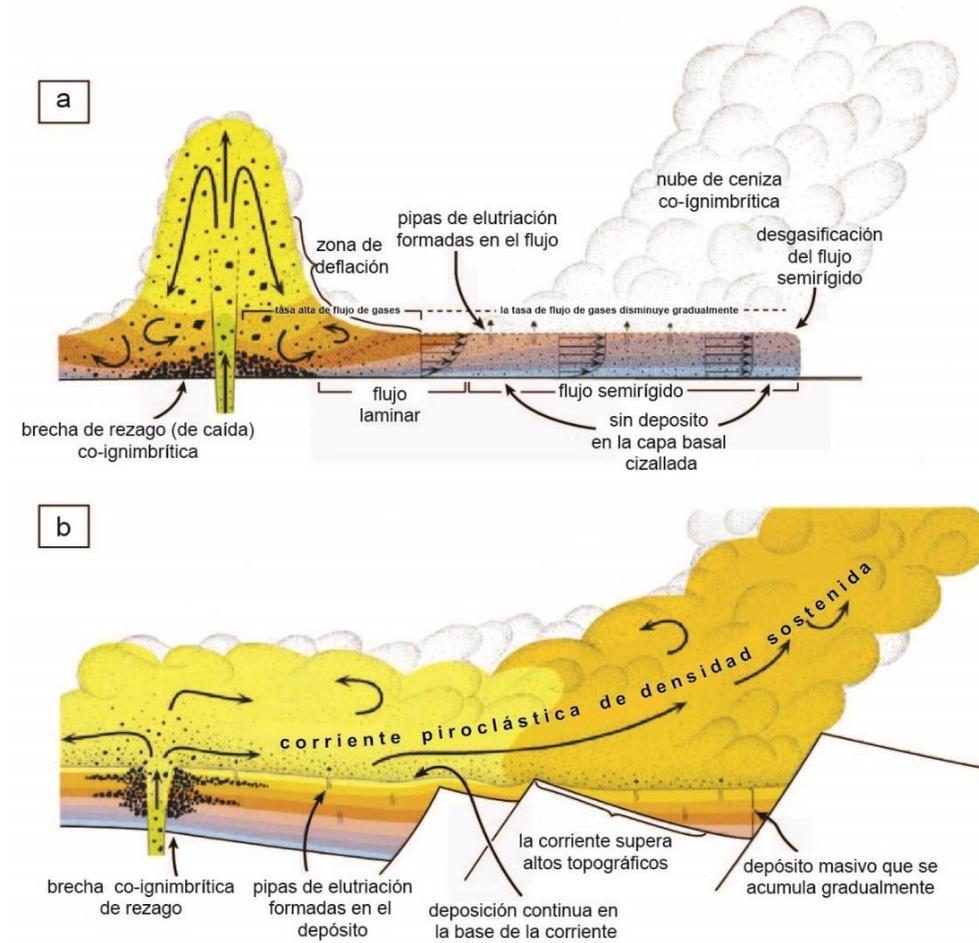


Figura 2.3. Modelos de emplazamiento de una ignimbrita. a) emplazamiento en masa (Wright y Walker, 1981; Walker, 1984); b) emplazamiento de agradación progresiva (Fisher, 1966; Branney y Kokelaar, 1992, 1997). (Tomado de Branney y Kokelaar, 1997).

## Capítulo III.- Marco geológico regional

### III.1. Provincia magmática paleógena de la Sierra Madre del Sur (SMS)

La Sierra Madre del Sur se localiza en la parte sur-central de México y se reconoce como una provincia magmática extinta, que aflora como una franja discontinua con orientación oeste-noroeste y, semiparalela al actual margen costero del Océano Pacífico (de Cserna y Fries, 1981; de Cserna, 1983; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992; Morán-Zenteno *et al.*, 2007a, 2007b, 2018). Al norte tiene por límite al Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) mientras que al sur la trinchera de Acapulco trunca su extensión. Esta provincia se distribuye a través de los estados de Jalisco, Colima, Michoacán, Guerrero, Morelos, Puebla y hasta el oriente del estado de Oaxaca, cubriendo un área de aproximadamente 90,000 km<sup>2</sup> (Morán-Zenteno *et al.*, 2018).

El estudio de la franja de rocas magmáticas cenozoicas que constituyen a la SMS ha permitido definir dos cinturones de magmatismo paralelos entre sí (Morán-Zenteno *et al.*, 2000a, 2007a, 2007b, 2018) como puede apreciarse en la Figura 3.1. El primero que consiste en una cadena de plutones exhumados, casi continua, la cual se extiende a lo largo de la costa suroeste de México (Figura 3.1); y el segundo, localizado al interior del continente (entre las sucesiones del CVTM y el cinturón plutónico de la margen continental), formado por una serie de campos volcánicos parcialmente exhumados y constituidos por sucesiones de rocas de composición silícica e intermedia (Figura 3.1) (Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1992; Morán-Zenteno *et al.*, 1999, 2000a, 2007a, 2018).

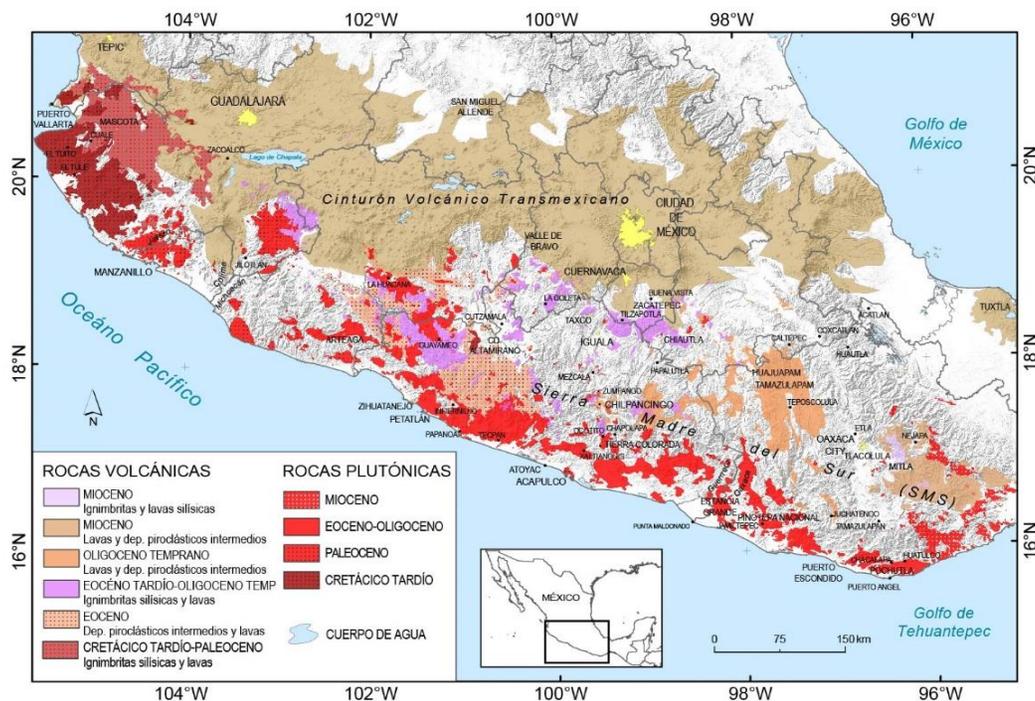


Figura 3.1. Distribución y extensión de los cinturones de rocas plutónicas y volcánicas que componen a la provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (tomado de Morán-Zenteno *et al.*, 2018).

Con base en el análisis de las características geoquímicas y de las variaciones petrológicas de las rocas magmáticas de la SMS, así como de los patrones espacio-temporales y relaciones tectónicas observadas para la margen occidental de Norteamérica durante el Paleógeno, se ha logrado determinar que los cinturones magmáticos de la SMS son resultado de un proceso de subducción asociado a la formación de un arco magmático que en la actualidad se encuentra parcialmente erosionado (Demant, 1975; Ratschbacher *et al.*, 1991; Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 2018). La formación de dicho arco ha sido asociada a la interacción de las placas tectónicas de Norteamérica y Farallón en diversos episodios (Engelbreton *et al.*, 1985; Stock y Molnar, 1988; Doubrovine y Tarduno, 2008) y a la posterior fragmentación de la placa Farallón en las placas de Guadalupe, Cocos y Rivera, generando así parte de la estructura tectónica actual en el sur de México (Mammerickx y Klitgord, 1982). Finalmente, la dinámica entre las placas de Cocos y Rivera resultó en modificaciones en la inclinación de los elementos subducidos bajo la placa norteamericana, precediendo así a la formación del Cinturón Volcánico Transmexicano (Mooser, 1972; Demant, 1978, 1981; Ferrari *et al.*, 2012).

Actualmente, existen algunas ideas con respecto a la orientación del arco magmático y la trinchera de la SMS, por ejemplo, Ferrari *et al.* (1999) han considerado al arco magmático como una continuación del magmatismo de la Sierra Madre Occidental ya que ambas se originaron por la subducción de la placa Farallón (Damon *et al.* 1981; Ferrari *et al.* 1999). No obstante, algunos autores observan diferencias en las características de ambas provincias (Morán-Zenteno *et al.*, 2007a; Martiny, 2008; González-Torres *et al.*, 2013). Entre las diferencias más importantes se incluyen las variaciones de los patrones geocronológicos que no coinciden en algunas zonas de ambos arcos, así como las discrepancias en la temporalidad del cese de la actividad magmática en la SMS y la SMO. Además de los contrastes significativos en los patrones de deformación asociados, ya que la actividad de la SMO ocurrió simultáneamente con un régimen extensional E-O documentado por fallas normales con orientación N-S, mientras que el pulso magmático de la SMS se ha asociado con fallamiento lateral principalmente izquierdo con orientación NW (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999, 2006; Cerca *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2007).

Otros temas, controversiales, sobre la SMS y que se mantienen en debate son: 1) la ausencia del antearco magmático entre los estados de Guerrero y Oaxaca lo que sugiere un truncamiento de la margen continental (Malfait y Dinkelman, 1972; Ross y Scotese, 1988; Silva-Romo, 2008; Ratschbacher *et al.*, 2009; Torres-de León *et al.*, 2012; Morán-Zenteno *et al.*, 2018); 2) la extinción gradual y/o migración hacia el SE del magmatismo en la SMS previo a la geometría y estructura actual del territorio mexicano (Morán-Zenteno *et al.*, 1996, 2018).

Recientemente Morán-Zenteno *et al.* (2009, 2018) evaluaron los puntos a favor y en contra de los dos modelos existentes que dan una interpretación tanto para el truncamiento de la margen continental, como para la erosión tectónica del ante-arco magmático en el área. El primer modelo es el desplazamiento del bloque de Chortis en el suroeste de México y propone que, durante el inicio de la evolución tectónica de la placa del Caribe en el Cenozoico, el bloque de Chortis formaba parte de la placa Norteamericana (como una extensión continental de México) y

posteriormente fue transferido a la placa del Caribe a través de la conexión de la trinchera de Acapulco con el sistema de fallas laterales Polochic–Motagua (Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995; Rogers *et al.*, 2007; Silva-Romo, 2008; Ratschbacher *et al.*, 2009; Torres-de León *et al.*, 2012; Ferrari *et al.*, 2014). Este modelo considera que el elemento paleogeográfico del ante-arco magmático puede estar representado por el bloque de Chortis, basándose en las afinidades entre los registros magmáticos cenozoicos, los complejos migmatíticos y el tipo de cizalla en ambos bloques (Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 2007; Rogers *et al.*, 2007; Silva-Romo, 2008; Ratschbacher *et al.*, 2009). Este primer modelo tiene varios contrastes que vuelven problemática la interpretación, por ejemplo, la no clara relación entre la trinchera de Acapulco y el sistema de fallas Polochic - Motagua, las discrepancias en edades en eventos de anatexis y zircones detríticos de protolitos migmatíticos, la rapidez en la extinción del magmatismo en la SMS a comparación con la tasa de desplazamiento del bloque de Chortis; y la presencia de secuencias no deformadas del Cretácico Tardío en el Golfo de Tehuantepec (Sánchez-Barreda, 1981; Guzmán-Speziale *et al.*, 1989; Keppie y Morán-Zenteno, 2005; Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000). A partir de estos contrastes, autores como Keppie y Morán-Zenteno (2005), Keppie *et al.* (2009) y D.F Keppie *et al.* (2012) proponen un segundo modelo en el cual se incluye al proceso de erosión por subducción (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996). Estos autores mencionan que la erosión por subducción toma gran importancia como único proceso capaz de haber removido el ante-arco magmático en la zona (con un ancho calculado en aproximadamente 250 km). Keppie y Morán-Zenteno (2005) sugieren que este proceso debió haberse llevado a cabo a una tasa de erosión mucho mayor que la documentada en márgenes convergente actuales (Clift y Vannucchi, 2004; Stern, 2011) lo que explicaría la extinción rápida del magmatismo en la SMS. En este modelo además se analizan varias alternativas sobre la posición del bloque de Chortis con respecto a México, por ejemplo, Keppie y Morán-Zenteno (2005) proponen que el bloque de Chortis formaba parte de la Placa del Caribe desde el inicio de su evolución tectónica y que además durante el Eoceno se encontraba en una posición más hacia el suroeste de la actual costa de Guerrero y Oaxaca, lo que permite explicar la presencia de secuencias no deformadas en el Golfo de Tehuantepec. Las objeciones principales a este modelo son la tasa de erosión tan alta en un periodo de tiempo corto para lo propuesto por Keppie y Morán-Zenteno (2005) además de la del fallamiento lateral izquierdo en el Mioceno posterior al paso del bloque Chortis que afecta al macizo de Chiapas (Silva-Romo y Mendoza-Rosales, 2009).

Con respecto a la extinción del magmatismo en la Sierra Madre del Sur diversos autores han asociado este fenómeno a diferentes mecanismos tectónicos que obedecieron principalmente a los cambios en la dinámica y la geometría de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana, la orientación de la paleo trinchera y la posición paleogeográfica del bloque de Chortis en el sur de México durante el Eoceno (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1996, 2007a, 2018; Ferrari *et al.*, 2014).

### III.2. Cinturón plutónico de la SMS

Está compuesto por cuerpos batolíticos y plutónicos distribuidos, a lo largo de la costa sur de México, desde los límites de los estados de Jalisco y Colima al oeste hasta el Istmo de Tehuantepec al este del estado de Oaxaca (Figura 3.1). El emplazamiento de estos cuerpos se llevó a cabo predominantemente durante el Cenozoico y en conjunto cubren un área aproximada de 30,000 km<sup>2</sup> (Morán-Zenteno *et al.*, 2007a, 2018).

La composición de los plutones que integran este cinturón es predominantemente silícica y subalcalina donde predominan rocas félsicas que van desde granitos y granodioritas hasta tonalitas, aunque también hay presencia de plutones máficos (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 2003; Panseri *et al.*, 2007; Solari *et al.*, 2007; Martini *et al.*, 2009, 2010; Valencia *et al.*, 2013; Ferrari *et al.*, 2014; Villanueva-Lascrain *et al.*, 2016). Así mismo, los datos de fechamientos isotópicos mediante métodos como Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar reportadas para estas rocas indican tres picos importantes de magmatismo durante el Cretácico Tardío (~74 Ma), el Paleoceno (68-50 Ma) y en el Eoceno-Oligoceno temprano (41-30 Ma) (González-Torres, 2013; González-Torres *et al.*, 2013). Estas edades sugieren una migración durante la extinción del magmatismo, ya que las edades decrecen de NW a SE, tal y como se observa en la Figura 3.2a (Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 1999, 2000a; Ferrari *et al.*, 2014; Morán-Zenteno *et al.*, 2018). De acuerdo con Morán-Zenteno *et al.* (2007b) la presencia de este cinturón plutónico evidencia el avance de la trinchera sobre el continente y además el truncamiento de la margen continental.

### III.3. Magmatismo silícico en el sector norte-central de la SMS

La franja volcánica al interior del continente, está constituida por centros volcánicos exhumados de composición silícica e intermedia. Comprende un área estimada en aproximadamente 20,000 km<sup>2</sup> y, es considerada contemporánea al magmatismo que dio lugar al cinturón plutónico (Figura 3.1). De acuerdo con edades publicadas por de Cserna y Fries (1981), Martiny *et al.* (2000), Alaniz-Álvarez *et al.* (2002), Morán-Zenteno *et al.* (1999, 2000a, 2003, 2004, 2018), Cerca *et al.* (2007), Díaz-Bravo y Morán-Zenteno (2011), González-Torres *et al.* (2013), Martiny *et al.* (2013), Farfán-Panamá *et al.* (2015) y Hernández-Vargas *et al.* (2017) en el área de Michoacán, Guerrero, Morelos y el sector occidental de Oaxaca los centros volcánicos como Goleta y Tilzapotla se originaron durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano, mientras que en el sector oriental del estado de Oaxaca su origen se restringe al Mioceno.

González-Torres (2013) reconoció en forma general cinco episodios de actividad magmática durante la evolución de la Sierra Madre del Sur, con edades de ~186-180 Ma, ~145-120 Ma, ~114-94 Ma, ~68-50 Ma y un último episodio que va de ~38-28 Ma y que corresponde a un pulso magmático predominantemente silícico que caracteriza al sector norte-central de la SMS (González-Torres *et al.*, 2013). Cabe mencionar que en este cinturón volcánico también evidencia una migración del magmatismo hacia el SE (Figura 3.2b) (González-Torres *et al.*, 2013). Este sector restringe el área comprendida entre Nanchititla (estado de México) y Huautla (estados de

Morelos y Puebla) y en él se han identificado centros volcánicos silíceos asociados con calderas de colapso y cuerpos hipabisales, que comparten similitudes entre sí en cuanto a su composición, tectónica y edad. Los centros volcánicos descritos para esta área son el de La Muñeca (Chapela-Lara, 2008), Goleta (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011), Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Flores-Huerta, 2012) y Huautla (González-Torres *et al.*, 2013), así como el plutón de Coxcatlán (Martiny *et al.*, 2013; de León García, 2018) y el campo volcánico de Taxco del cual se desprende este estudio (Morán-Zenteno *et al.*, 1998; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Hernández-Vargas *et al.*, 2017).

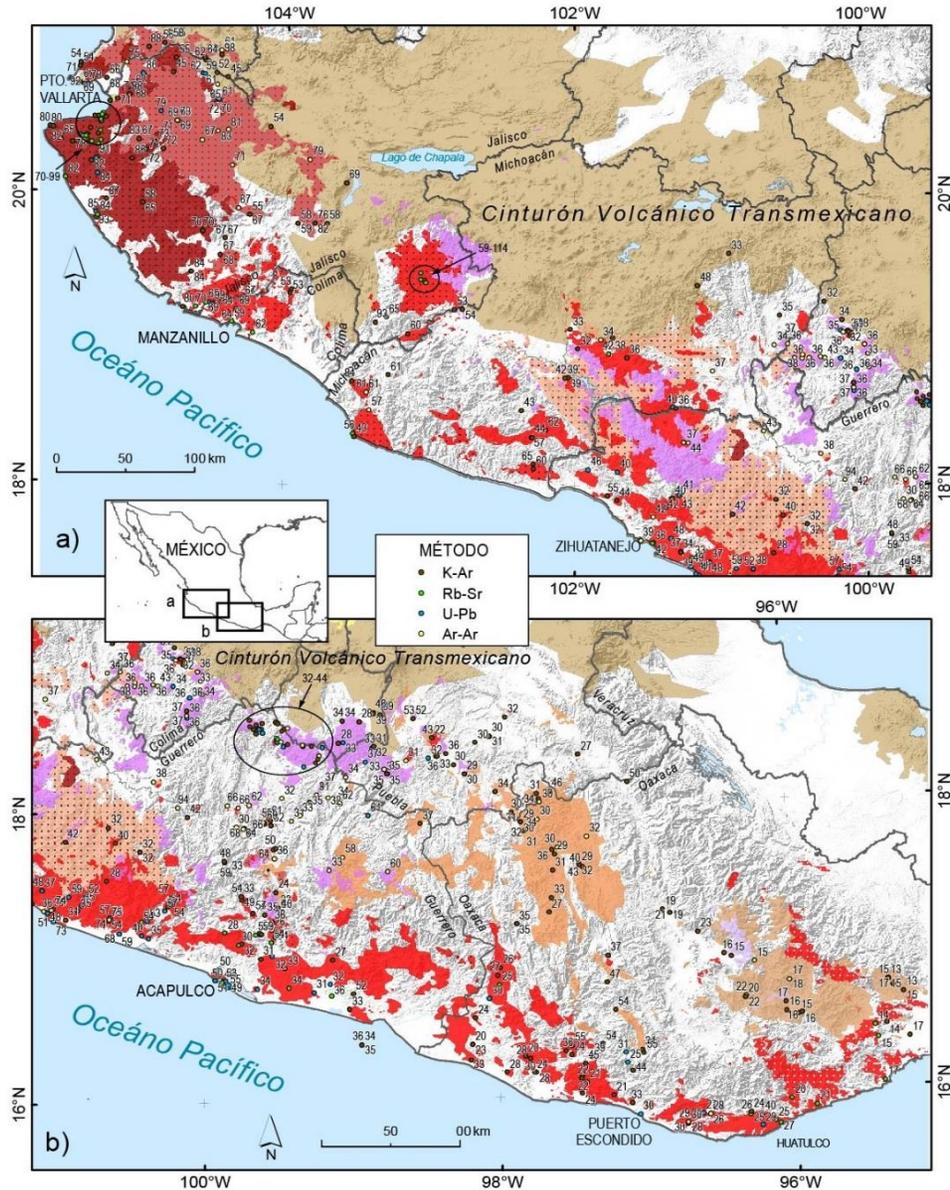


Figura 3.2. Distribución de edades obtenidas mediante los métodos K-Ar, Rb-Sr, U-Pb y Ar-Ar para las rocas de la Sierra Madre del Sur (modificado de Morán-Zenteno *et al.*, 2018). a) Edades de las rocas plutónicas. b) Edades de las rocas volcánicas.

### III.4. Basamento

La provincia magmática de la SMS se encuentra edificada sobre un mosaico heterogéneo de rocas premesozoicas al oriente y rocas del Triásico-Jurásico al occidente. De acuerdo con las diferencias petrotectónicas y geocronológicas de estas rocas en el sur de México, autores como Campa y Coney (1983), Sedlock *et al.* (1993) y Keppie (2004) han limitado y agrupado las mismas en terrenos tectonoestratigráficos. De acuerdo con la clasificación de Campa y Coney (1983), la SMS se distribuye sobre los terrenos Guerrero, Mixteco, Oaxaca y Xolapa.

La Figura 3.3 muestra la localización del campo volcánico de Taxco con respecto a los terrenos tectonoestratigráficos propuestos por Campa y Coney (1983). La sucesión volcánica de este campo se emplazó sobre la porción noroccidental de la Plataforma Guerrero-Morelos (PGM), la cual está representada por una secuencia de rocas del Mesozoico; en su base existe un registro de sedimentación continental, marina y volcánica asociada a un periodo de extensión regional representado por las formaciones Zicapa, Acahuizotla, Anhidrita Huitzuc y Chapolapa con edades que van del Hauteriviano al Aptiano (Fries, 1960; Campa e Iriondo, 2004; Cerca *et al.*, 2007, 2010). Posterior a estas secuencias se depositaron las sucesiones de rocas carbonatadas de plataforma de la Formación Morelos que representa la cima de la PGM, con edad del Albiano - Cenomaniano (Hernández-Romano *et al.*, 1997; Cerca *et al.*, 2007).

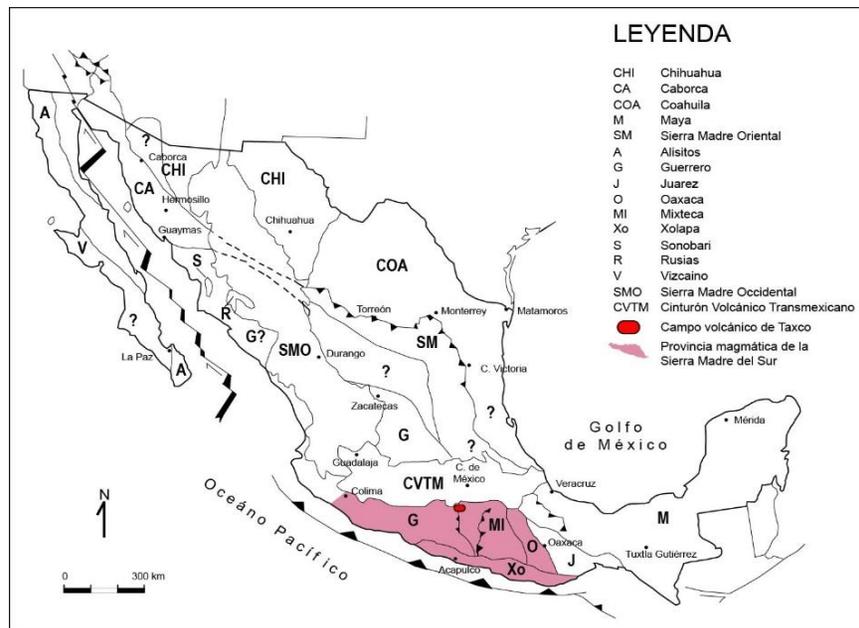


Figura 3.3. Ubicación del CVT y de la provincia magmática de la Sierra Madre del Sur dentro de los terrenos tectonoestratigráficos (modificado de Campa y Coney, 1983).

Hasta el momento no se conoce realmente el basamento de la Plataforma Guerrero-Morelos, pero existen discusiones sobre la posibilidad de que sea el terreno Guerrero o el terreno Mixteco (Figura 3.3) (Cerca *et al.*, 2007). Por un lado, el terreno Guerrero está compuesto por sucesiones vulcano-sedimentarias marinas de arco oceánico, rocas marinas y secuencias de rocas

metasedimentarias y metavolcánicas de afinidad continental originadas durante Jurásico (Titoniano) y hasta el Cretácico (Cenomaniano) (Centeno-García *et al.*, 1993, 2008; Martini *et al.*, 2009). Por otro lado, el terreno Mixteco se conforma por una sucesión de rocas metamórficas muy diversas y deformadas con diferentes grados de metamorfismo (de bajo grado hasta alto grado). Dichas rocas van desde esquistos de biotita, pelíticos y cuarzo feldespáticos, metapelitas, filitas, metagranitos, metabasitas, migmatitas, anfibolitas, cuarcitas y en su cima metacalizas, metavolcánicas y metaconglomerados (Ortega-Gutiérrez, 1978; Keppie, 2004). El alcance estratigráfico del Complejo Acatlán (terreno Mixteco) va desde el Ordovícico hasta el Carbonífero (Keppie *et al.*, 2008; Ortega-Obregón *et al.*, 2009).

Campa y Coney (1983) mencionan que el límite del terreno Guerrero está definido por la cabalgadura de Teloloapan, sin embargo, otros autores difieren con ello; algunos lo ubican en la Falla Papalutla en el borde oriental de la PGM (Sedlock *et al.*, 1993; Cerca *et al.*, 2007) o en la Falla Teloloapan-Pachivia en su margen occidental (Campa y Coney, 1983; Talavera-Mendoza *et al.*, 2007). Autores como Ortega-Gutiérrez *et al.* (2012) sugieren que no es realmente el complejo Acatlán (terreno Mixteco) lo que se encuentra bajo la PGM sino un segmento de las secuencias vulcanosedimentarias mesozoicas que componen al terreno Guerrero basándose en la relación y existencia de xenolitos de los domos riolíticos de Chalcatzingo, en el sector oriental del estado de Morelos. Otras publicaciones como la de González-Torres *et al.* (2013), con base en datos geocronológicos de las rocas del centro volcánico de Huautla, han documentado la relación que existe entre la edad de los zircones heredados de estas rocas con el terreno Guerrero, reafirmando la idea presentada por Ortega-Gutiérrez *et al.* (2012).

### **III.5. Centros volcánicos adyacentes al campo volcánico de Taxco**

Para el presente trabajo se analizan algunas características que presentan dos centros volcánicos silícicos relacionados con el entorno geológico del campo volcánico de Taxco (CVT); estos centros volcánicos son el de Goleta al oeste (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011) y el de Tilzapotla al este (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Flores-Huerta, 2012), los cuales han sido estudiados a mayor detalle y que en conjunto con el campo volcánico de Taxco, y con los datos de fechamientos obtenidos para las sucesiones volcánicas de los mismos, se ha reconocido que el magmatismo que les dio origen tuvo un desarrollo entre los 37 Ma y 34 Ma (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011; Morán-Zenteno *et al.*, 2003, 2004; Hernández-Vargas *et al.*, 2017). La ubicación de los centros volcánicos de la Goleta y Tilzapotla, así como el CVT se presentan en la Figura 3.4. En esta misma figura también se muestra la distribución de las grandes provincias magmáticas de México.

#### **III.5.1. Centro volcánico Goleta**

Este centro volcánico se ubica en la porción noroccidental del Estado de México y de acuerdo a los estudios realizados por Díaz-Bravo y Morán-Zenteno (2011) la morfología de este centro consiste en una estructura con forma semielíptica cuyos ejes principales tienen una longitud de 15 x 12 km (Figura 3.4). La sucesión volcánica de este centro incluye principalmente

depósitos de ignimbritas silíceas y, en menor cantidad, depósitos de flujos de escombros y de caída, que en conjunto guardan un espesor máximo de hasta 670 m. La composición dominante de estas rocas es riolítica y puede ser inferida por el enriquecimiento en fenocristales de sanidino y cuarzo.

Las unidades principales asociadas con este centro volcánico son descritas por Díaz-Bravo y Morán-Zenteno (2011), y de entre ellas destaca la Ignimbrita Goleta asociada al evento principal de colapso; la cual se describe como una ignimbrita rica en cristales (~30 %) donde sus principales fases minerales son sanidino>cuarzo>plagioclasa y biotita, además de contener trazas de piroxeno, fragmentos de pómez y líticos. Esta unidad es la de mayor espesor (hasta 600 m en el sector norte) y puede ser dividida en tres diferentes subunidades de acuerdo a sus variaciones en grado de soldamiento y componentes. Cabe destacar que mediante el método  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  se obtuvo una edad en sanidinos para la Ignimbrita Goleta de  $35.5 \pm 0.4$  Ma (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011). Los datos estructurales del rumbo y echado de esta unidad plasmados en la carta geológico-minera E14-A66 muestran que los depósitos de la Ignimbrita Goleta buzcan hacia el NW y NE principalmente (Vidal-Serratos *et al.*, 2000).

Por último, otra característica remarcable en este centro volcánico es la exposición casi continua de intrusiones de diques piroclásticos tabulares y no tabulares en los límites norte y sur de la estructura volcánica. Los cuales al parecer rellenaron los conductos alimentadores de las unidades emplazadas en el área (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011).

### **III.5.2. Centro volcánico de Tilzapotla**

El centro volcánico de Tilzapotla está representado por una caldera parcialmente exhumada y representa una de las estructuras más resaltantes en el relieve de la SMS, así como una de las más grandes reportadas en México (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). La caldera de Tilzapotla está contenida dentro de un domo elíptico con dimensiones de 52 x 30 kilómetros (Figura 3.4). El límite noroeste del domo comienza aproximadamente 12 km al suroeste de la ciudad de Taxco, Guerrero y termina hasta el poblado de Quetzalapa, Morelos (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Martiny *et al.*, 2013). La forma de esta caldera volcánica es semielíptica con orientación NNW-SSE y sus ejes principales alcanzan los 33 x 24 km.

Los productos emplazados en la zona se describen principalmente como depósitos de ignimbritas, depósitos de flujos de lava y depósitos de flujo de escombros, cuyo espesor es de 1500 m. Han sido divididos en distintas unidades de acuerdo con sus características y posición estratigráfica (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Flores-Huerta, 2012; García-Rodríguez, 2016). La unidad principal asociada con el colapso de la caldera volcánica en el área es la Ignimbrita Tilzapotla caracterizada como una sucesión masiva de al menos 600 m de espesor, de composición dacítica y con soldamiento moderado a denso, rica en fenocristales (~15-50%) de cuarzo>plagioclasa>sanidino>biotita; y con presencia de pómez y líticos (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Flores-Huerta, 2012). Usando el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sanidinos, Morán-Zenteno *et al.* (2004) fecharon esta unidad en 34.3 Ma.

Morán-Zenteno *et al.* (2004) documentan un evento de resurgencia en la caldera de Tilzapotla durante el cual se emplazaron una serie de domos de composición silícica e intermedia a la cima de la sucesión volcánica de Tilzapotla; así como diques andesíticos-dacíticos (Mori *et al.*, 2012; García-Rodríguez, 2016) que en conjunto definen el final del periodo de actividad magmática en esta área.

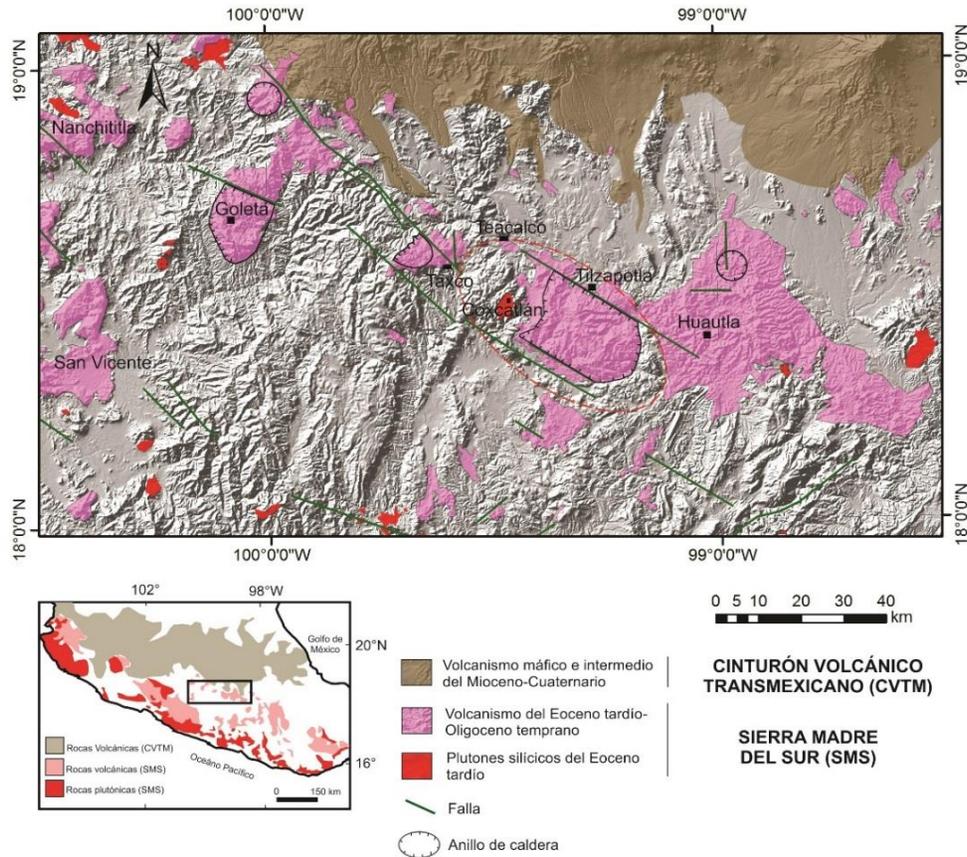


Figura 3.4. Mapa de distribución de los centros volcánicos del Paleógeno en el sector norte-central de la Sierra Madre del Sur. Las principales estructuras indicadas son: domo estructural elíptico (línea discontinua de color rojo), anillos de calderas y fallas tectónicas del Cenozoico. En el recuadro inferior se indica la ubicación de los centros volcánicos silícicos con respecto a las grandes provincias volcánicas: Cinturón Volcánico Transmexicano, Sierra Madre del Sur y Sierra Madre Occidental (modificado de Hernández-Vargas *et al.*, 2017).

### III.6. Estructuras tectónicas en el sector norte-central de la SMS

Para el Eoceno e inicios de Oligoceno han sido reconocidos dos eventos principales de fallamiento lateral, dichos eventos corresponden principalmente a fallamiento de tipo lateral izquierdo y derecho. De acuerdo con Alaniz-Álvarez *et al.* (2002), Morán-Zenteno *et al.* (2007a) y Nieto-Samaniego *et al.* (2006) estos eventos de fallamiento también están asociados a la reactivación de fallas previas con orientaciones NW y N-S.

En el sector norte-central de la SMS se han reconocido fallas con orientación N-S de las cuales no hay evidencia en otras zonas de la provincia magmática; autores como Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2007) consideraron estas fallas como resultado de la reactivación del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende. Morán-Zenteno *et al.* (2007a, 2007b, 2018) sugirieron un cambio en la orientación de las fallas laterales de NNW-SSE a NE-SW durante este periodo, lo que tuvo una repercusión también en la reactivación de fallas normales preexistentes en la zona (Figura 3.4).

En los centros volcánicos de Goleta y Tlzapotla, y en el campo volcánico de Taxco se ha documentado la presencia de fallas con cinemática lateral izquierda con una orientación principal NW-SE y que corresponden al Eoceno tardío (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011); en consecuencia, el emplazamiento de las sucesiones volcánicas en estas zonas se relaciona directamente con el fallamiento. Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) reconocieron para inicios del Oligoceno un cambio en la cinemática que resultó en la reactivación de fallas con orientación NE-SW y en el desplazamiento de fallas con cinemática lateral derecha como es el caso de las descritas en el área de Taxco.

## Capítulo IV.- Estratigrafía del campo volcánico de Taxco (CVT)

### IV.1. Rocas pre-volcánicas mesozoicas y cenozoicas

El campo volcánico de Taxco (CVT) se encuentra edificado sobre el terreno Guerrero, compuesto por unidades vulcano-sedimentarias, unidades sedimentarias marinas y unidades sedimentarias continentales que fueron deformadas y falladas durante el Cretácico Tardío-Paleógeno temprano (Figura 4.1) (Campa y Coney, 1983; Centeno-García *et al.*, 1993, 2008). Las rocas más viejas del área corresponden al esquisto Taxco y Roca Verde Taxco Viejo, unidad compuesta por una secuencia vulcano-sedimentaria de bajo grado metamórfico restringida al Cretácico Temprano (Figura 4.1) (Fries, 1960; de Cserna y Fries, 1981; Campa e Iriondo, 2004). Las unidades sobreyacentes corresponden a la Formación Morelos, formada por rocas carbonatadas marinas del Albiano-Turoniano (Hernández-Romano *et al.*, 1997, 1998) y a la Formación Mexcala del Cretácico Superior que incluye limolitas, lutitas, areniscas y calizas (Figura 4.1) (Fries, 1960; Ontiveros-Tarango, 1973; de Cserna y Fries, 1981; Hernández-Romano *et al.*, 1997, 1998; Perrilliat *et al.*, 2000). Cubriendo las unidades del Cretácico se encuentra el Grupo Balsas (del Paleógeno) que consiste en conglomerados, areniscas y limolitas con intercalación de lavas andesíticas que afloran al norte, este y sur del CVT (Edwards, 1955; Fries, 1960; de Cserna *et al.*, 1980; de Cserna y Fries, 1981; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2007c).

#### IV.1.1. Esquisto Taxco y Roca Verde Taxco Viejo

Fries (1960) reconoció esta unidad por primera vez en las localidades de Taxco y Taxco el Viejo al norte del estado de Guerrero describiéndola como una secuencia vulcano-sedimentaria deformada y metamorfizada compuesta por pizarras, filitas, metareniscas, metaconglomerados, metalavas y metatobas. El Esquisto Taxco y Roca Verde Taxco Viejo es la unidad más antigua expuesta en el área y de acuerdo con Campa e Iriondo (2004) se sitúa en el Cretácico Tardío a partir de edades obtenidas mediante el método U-Pb en zircones (Figura 4.1). Dichos autores reportaron edades para el Esquisto Taxco de  $130 \pm 2.6$  Ma y  $136.9 \pm 0.6$  Ma, mientras que para Roca Verde Taxco Viejo edades de  $131.7 \pm 0.85$  Ma y  $135.2 \pm 0.9$  Ma, restringiendo así dicha unidad al Valanginiano-Hauteriviano.

#### IV.1.2. Formación Morelos

La Formación Morelos fue definida y cartografiada por Fries (1960). Consiste en una secuencia de calizas y dolomías con estratos gruesos de un espesor variable que va de 400 a 1000 m, distribuida en una amplia zona de los estados de Morelos, México, Guerrero y Puebla (Fries, 1960; Ontiveros-Tarango, 1973; de Cserna y Fries, 1981, Cerca *et al.*, 2007). A partir de estudios de facies y dataciones paleontológicas de foraminíferos, gasterópodos y nerineidos Hernández-Romano *et al.* (1997, 1998) y Zamudio-Ángeles y Ferrusquía-Villafranca (1996) asignaron a la Formación Morelos una edad Albiano-Turoniano (límite Cretácico Inferior-Superior). En el área de estudio la unidad está presente en los márgenes este y oeste del CVT,

sobreyaciendo al Esquisto Taxco y Roca Verde Taxco Viejo y subyaciendo a la Formación Mexcala (Figura 4.1).

#### **IV.1.3. Formación Mexcala**

Esta unidad fue descrita como una secuencia sedimentaria muy variable que sobreyace a la Formación Morelos (Fries, 1960). De acuerdo con Fries (1960) está conformada por capas interestratificadas de arenisca, limolitas y lutitas calcáreas con intercalaciones de calizas. Debido al grado de erosión y plegamiento que esta unidad ha sufrido la estimación de su espesor no es fácil de realizar, sin embargo, algunos autores mencionan espesores variables que van de un poco menos de los 100 hasta los 1220 m (Bohnenberger, 1955; Ontiveros-Tarango, 1973). Perrilliat *et al.* (2000) proponen un rango de edad para esta unidad que va del Cenomaniano al Maastrichtiano con base en dataciones de moluscos y foraminíferos planctónicos. En el área de trabajo la Formación Mexcala aflora en los sectores sur y norte del CVT, subyaciendo al Grupo Balsas (Figura 4.1).

#### **IV.1.4. Grupo Balsas**

El Grupo Balsas está formado por una serie de capas, principalmente de conglomerados polimícticos, areniscas y lutitas, así como intercalaciones de flujos de lava e ignimbritas (Edwards, 1955; Fries, 1960). Los conglomerados de este grupo se componen principalmente de fragmentos de caliza, arenisca, lutita, limolita, cuarzo policristalino, y también fragmentos de rocas volcánicas y metamórficas (Edwards, 1955; Fries, 1960; de Cserna y Fries, 1981; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002).

Estudios recientes como el de Morán-Zenteno *et al.* (2007c) en las zonas de Huajintlán, Morelos y Santa Fe Tepetlapa, Guerrero han permitido identificar formaciones de este Grupo (Formación Huajintlán y Formación Tepetlapa) y documentar una variación en su espesor que alcanza hasta ~2500 m?. Así mismo dichos autores obtuvieron una edad de  $44.5 \pm 0.7$  Ma (Eoceno medio) mediante el método K-Ar en roca total de un flujo de lava andesítica intercalado en la unidad.

Por otra parte, Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) describen la presencia de intercalaciones de capas de areniscas, conglomerados y lutitas al norte del CVT como parte de la Formación Chontalcoatlán previamente definida por de Cserna y Fries (1981). No obstante, en este trabajo al igual que en el de Hernández-Vargas *et al.* (2017) estas rocas son consideradas como parte del Grupo Balsas, tomando en cuenta que la Formación Chontalcoatlán representa depósitos clásticos del Plioceno superior-Pleistoceno inferior al contener fragmentos de rocas volcánicas provenientes del Cinturón Volcánico Transmexicano como mencionan de Cserna y Fries (1981). En el área comprendida en el presente trabajo, el Grupo Balsas se distribuye en los sectores oeste, sur, norte y noreste del CVT (Figura 4.1).

## IV.2. Rocas máficas e intermedias

Diversas publicaciones realizadas para el área de Taxco han reportado la presencia de diques, cuerpos sub-volcánicos o flujos de lava de composición intermedia intrusionando las rocas pre-volcánicas del CVT (Figura 4.1) (Fries, 1960; de Cserna y Fries, 1981; Morán-Zenteno *et al.*, 1998; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Pi *et al.*, 2005; Farfán-Panamá *et al.*, 2013, 2015; Hernández-Vargas *et al.*, 2017). Estas rocas presentan diferencias en cuanto a sus componentes mineralógicos al contener fenocristales de plagioclasa, piroxeno, biotita, hornblenda y olivino; así mismo de acuerdo con las relaciones estratigráficas de estas y con los rasgos de desequilibrio en sus fases minerales han sido asociadas a la prevalencia en el área de diversos pulsos de magma (Hernández-Vargas *et al.*, 2017).

Las edades eocénicas obtenidas por diversos autores para estas rocas permiten evidenciar su emplazamiento previo parcialmente contemporáneo con respecto a la sucesión ignimbrítica del campo volcánico de Taxco y con la mineralización epitermal que caracteriza a la zona. Por ejemplo, en el área de Amacuzac, al este de Taxco, (Morán-Zenteno *et al.*, 2007c) se reporta una edad K-Ar en roca entera de  $44.5 \pm 0.7$  Ma para una de las lavas andesíticas intercaladas a la cima del Grupo Balsas; por otra parte Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) obtuvieron una edad de  $36.6 \pm 1.9$  Ma en hornblenda mediante el método K-Ar, mientras que Farfán-Panamá *et al.* (2015) reportan dos edades para cuerpos intrusivos intermedios de  $35.44 \pm 0.24$  Ma y  $34.95 \pm 0.37$  Ma (LA-ICP-MS en circones) y otra más de  $34.96 \pm 0.19$  Ma Ar-Ar en feldespato potásico.

Durante el trabajo de campo del presente estudio se reconoció la presencia de un dique máfico que intrusiona a los conglomerados del Grupo Balsas. Una característica distintiva de estos diques es que en muestra de mano son porfídicos de tono gris oscuro y contienen cristales de olivino cuyos bordes se aprecian oxidados y de color rojo. Los diques se ubican aproximadamente a 2 km al SE del poblado de San Pedro Chichila sobre la carretera que va al poblado de Atzala y que se une con la carretera estatal Taxco-Ixcateopan de Cuauhtémoc.

## IV.3. Sucesión volcánica del Eoceno tardío en el CVT

La sucesión volcánica del CVT está compuesta por una serie de depósitos de ignimbritas soldadas, depósitos de oleadas piroclásticas, depósitos de caída, así como flujos de lava y domos de composición riolítica (Morán-Zenteno *et al.*, 1998; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Hernández-Vargas *et al.*, 2017). Recientemente Hernández-Vargas *et al.* (2017) sugirieron cambios a la estratigrafía volcánica propuesta previamente por Morán-Zenteno *et al.* (1998) y Alaniz-Álvarez *et al.* (2002), basándose en las descripciones de campo e identificación de las distintas unidades expuestas, así como en trabajos y conceptos introducidos por Smith (1960a, 1960b), Fisher y Schminke (1984), Cas y Wright (1987) y Branney y Kokelaar (2002); dicho trabajo se toma en cuenta en este estudio como referencia de la estratigrafía local del CVT.

### IV.3.1. Toba Acamixtla e ignimbrita San Gregorio

Para evitar la repetición de la información, en el Capítulo V se presentarán las descripciones, así como las observaciones y nuevas contribuciones de este estudio para la toba Acamixtla y

para la ignimbrita San Gregorio. En este inciso solo se mencionará que la toba Acamixtla subyace de manera concordante a la ignimbrita San Gregorio, mientras que esta última subyace concordantemente a la ignimbrita Peral (Hernández-Vargas *et al.*, 2017) como se aprecia en la Figura 4.1.

### **IV.3.2. Ignimbrita Peral**

De acuerdo con Hernández-Vargas *et al.* (2017), la ignimbrita Peral fue descrita como una ignimbrita blanquecina, no consolidada, rica en cristales (donde predomina cuarzo> sanidino>> biotita y plagioclasa) y con contenido menor en fragmentos de pómez no aplastados a diferencia de la ignimbrita San Gregorio. Estos autores enfatizan la presencia de grandes fragmentos líticos de riolita y andesita a la base de la unidad, con tamaños de hasta 1.5 m de longitud, y que pueden apreciarse en la entrada al parque recreativo el Huixteco. El espesor de esta unidad alcanza ~100 m en las cercanías del poblado El Peral.

La ignimbrita Peral es intrusionada por los conductos volcánicos alimentadores de domos riolíticos de la Formación Tenería, sobreyace concordantemente a la ignimbrita San Gregorio y subyace concordantemente a los depósitos de la ignimbrita Sombrerito acuciándose hacia la base del Cerro El Huixteco (Figura 4.1). Las edades obtenidas para esta unidad fueron de  $35.68 \pm 0.20$  Ma y  $35.29 \pm 0.41$  Ma mediante el método  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  en sanidinos (Hernández-Vargas *et al.*, 2017).

Una aportación del presente trabajo es el reconocimiento de afloramientos de la ignimbrita Peral en el área de Tetipac, estos sobreyacen a la ignimbrita San Gregorio y sus contactos son concordantes. Subyacen a los depósitos piroclásticos de la ignimbrita Sombrerito de manera concordante, y en conjunto configuran los cerros Los Cuacles, Los Cuates, la Huaca y el cerro La Estrella al norte de Tetipac.

### **IV.3.3. Ignimbrita Sombrerito**

Esta unidad está compuesta por dos tipos de flujos piroclásticos que en conjunto tienen un espesor máximo observado de ~310 m (Hernández-Vargas *et al.*, 2017). En la base fueron descritos depósitos de ignimbritas litificadas en fase de vapor (*sillar*), de color marrón-rosado claro, no soldadas, endurecidas, cristalinas y pobres en cristales (sanidino> cuarzo con trazas de plagioclasa y biotita alterada) con contenido de pómez y fragmentos líticos de lavas riolíticas, esquisto y fragmentos de vidrio desvitrificado. En la cima, Hernández-Vargas *et al.* (2017) identificaron la presencia de depósitos de oleadas piroclásticas (*surges*) bien clasificados con desarrollo de estratificación cruzada y paralela; estos depósitos son pobres en cristales (cuarzo y plagioclasa) y con una disminución en la abundancia de fragmentos de pómez en los horizontes sobreyacentes. La ignimbrita Sombrerito se aprecia expuesta en las paredes verticales del Cerro El Huixteco al norte de la ciudad de Taxco; sobreyace concordantemente a la ignimbrita Peral y es intrusionada también por los domos riolíticos de la Formación Tenería (Figura 4.1). En las jornadas de campo de este proyecto se identificó la presencia de la unidad al oeste del área de estudio distribuyéndose en el cerro El Consuelo y con un espesor de aproximadamente 300 m.

#### **IV.3.4. Formación Tenerife**

La Formación Tenerife fue definida por Morán-Zenteno *et al.* (1998) y Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) para hacer referencia a los flujos de lava y domos de composición riolítica que afloraban en el CVT; dichos autores sugirieron que esta unidad subyacía a los depósitos ignimbríticos que Hernández-Vargas *et al.* (2017) reconocieron como ignimbrita Peral e ignimbrita Sombrero (Figura 4.1). No obstante, resulta importante mencionar que de acuerdo con el trabajo hecho por Hernández-Vargas *et al.* (2017) se logró definir que la Formación Tenerife representa la unidad más joven del CVT al intrusar diferentes unidades de la sucesión ignimbrítica del área (toba Acamixtla, ignimbrita San Gregorio, ignimbrita Peral e ignimbrita Sombrero) así mismo los autores describen la presencia de vitrófidos y brechas vitroclásticas asociados con el desarrollo de los domos. Esta unidad se distribuye ampliamente entre las fallas Tetipac y Chichila, así como al este del CVT (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Hernández-Vargas *et al.*, 2017).

Las edades obtenidas para esta unidad van desde  $31.6 \pm 1.2$  a  $32.4 \pm 0.9$  Ma mediante el método K-Ar en roca entera (vitrófido) (Alba-Aldave *et al.*, 1996; Morán-Zenteno *et al.*, 1998; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002); sin embargo, debido a la problemática con los fechamientos realizados en vitrófido en trabajos anteriores, Hernández-Vargas *et al.* (2017) obtuvieron tres edades de  $34.45 \pm 1.10$  Ma,  $34.94 \pm 0.34$  Ma y  $30.89 \pm 1.45$  Ma en plagioclasas por el método  $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$  con el fin de restringir el momento del emplazamiento de las riolitas. La diferencia entre las edades obtenidas por estos autores para estas rocas ha sido interpretada como diferentes etapas de emplazamiento de estas.

Una observación importante hecha por Hernández-Vargas *et al.* (2017) es la posible relación del campo de domos de la Formación Tenerife con el episodio de extrusión de magmas con bajo contenido en volátiles, que se presenta posteriormente al evento de colapso de una caldera volcánica (Bachmann y Bergantz, 2008). Así mismo Hernández-Vargas *et al.* (2017) mencionan la posibilidad de que este episodio tenga relación con la actividad resurgente post-colapso, que por lo común se presenta al centro de las calderas, tal y como se ha documentado en Yellowstone y Valles (Christiansen, 2001; Phillips *et al.*, 2007). Con base en lo anterior, en este estudio la distribución del campo de domos de la Formación Tenerife ha ayudado a inferir y delimitar la localización de la posible fuente.

#### **IV.3.5. Toba Teacalco**

Las consideraciones e implicaciones para este trabajo con relación a la Toba Teacalco (Morán-Zenteno *et al.*, 2007c) son descritas en el capítulo V con la finalidad de no repetir la información al lector.

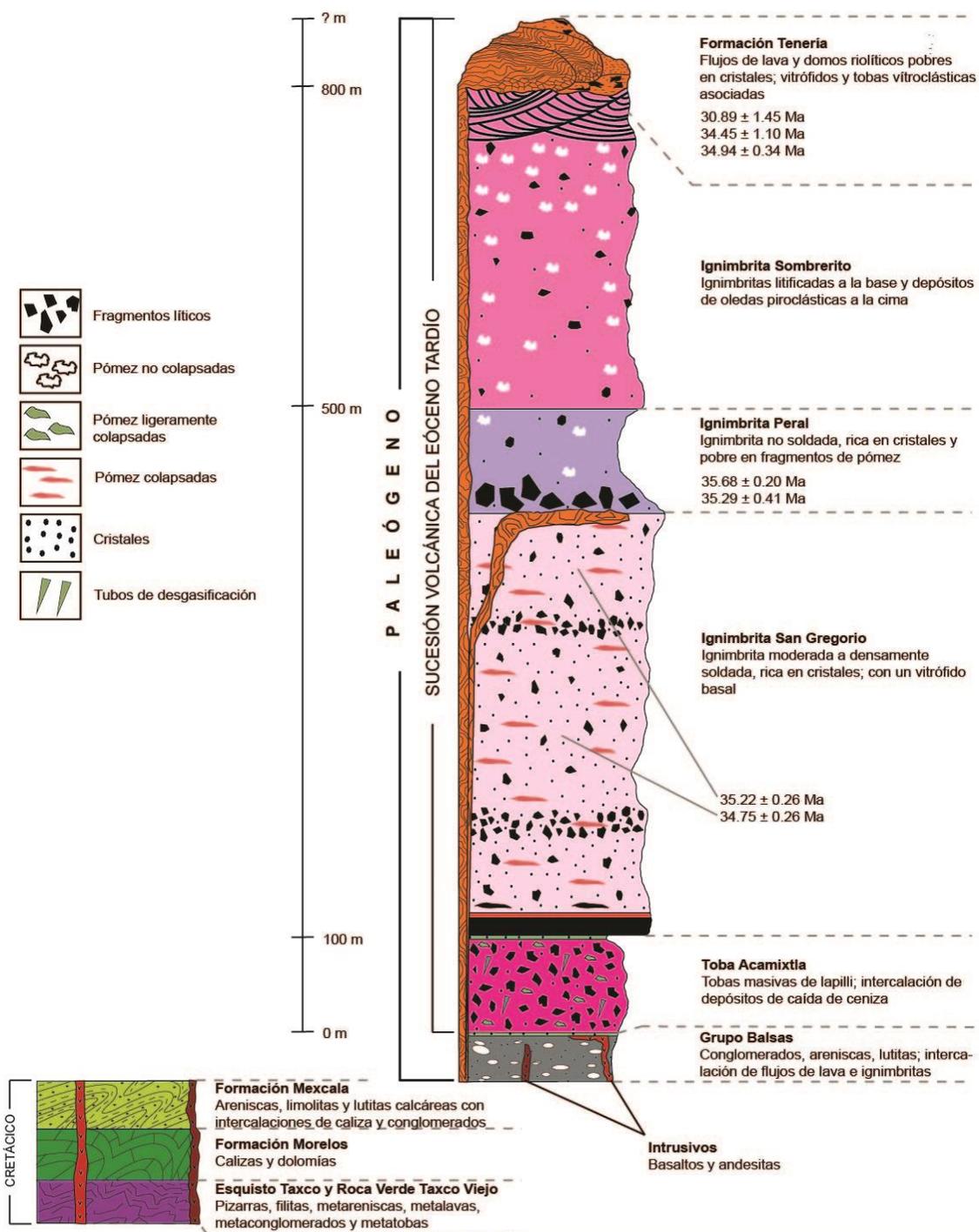


Figura 4.1. Columna estratigráfica general del campo volcánico de Taxco (modificado de Hernández-Vargas et al., 2017).

## Capítulo V.- Arquitectura de la ignimbrita San Gregorio

La ignimbrita San Gregorio configura geformas en el paisaje tales como mesetas (Figura 5.1), en conjunto con los materiales terrígenos y los flujos piroclásticos a los cuales sobreyace y subyace respectivamente, además constituye los escarpes verticales más pronunciados en el área de Taxco (Figura 5.2a y b). En el presente capítulo se describe la estructura general de la ignimbrita San Gregorio integrando la información recabada en campo en cuanto a su distribución, espesor, arreglo interno de sus litofacies, superficies de contacto y su relación con otras unidades existentes.



Figura 5.1. Fotografía panorámica del sector sureste del cerro El Jicarero sobre la carretera estatal hacia Chontalcoatlán. Se puede observar una meseta formada por la ignimbrita San Gregorio (parte superior) en conjunto con los conglomerados del Grupo Balsas (parte inferior). El contacto entre ambas unidades está marcado por la línea blanca discontinua.

La arquitectura de la ignimbrita se logró establecer a partir del levantamiento de una serie de secciones; una sección principal (Taxco-San Gregorio) la cual evidencia la mayor y mejor exposición en espesor de la ignimbrita San Gregorio. En esta sección se estableció la recolección de 23 muestras aproximadamente cada 16-20 m, con el objetivo de cubrir verticalmente la exposición de la ignimbrita. Sumado a esta sección se levantaron tres secciones más (Tetipac, cerro Cacalotenango y Teacalco) para verificar la presencia de los depósitos que conforman a la unidad en el área. En cada una de ellas se recolectaron algunas muestras, aunque no de manera estratégica como en la principal. En total se obtuvo un número total de 47 muestras. Sumado a lo anterior se realizó trabajo de laboratorio en las muestras colectadas, con la finalidad de determinar su densidad, petrografía, abundancia de componentes.

Cabe destacar que todas las observaciones realizadas se presentan en términos de su posición estratigráfica y distancia de la fuente inferida.

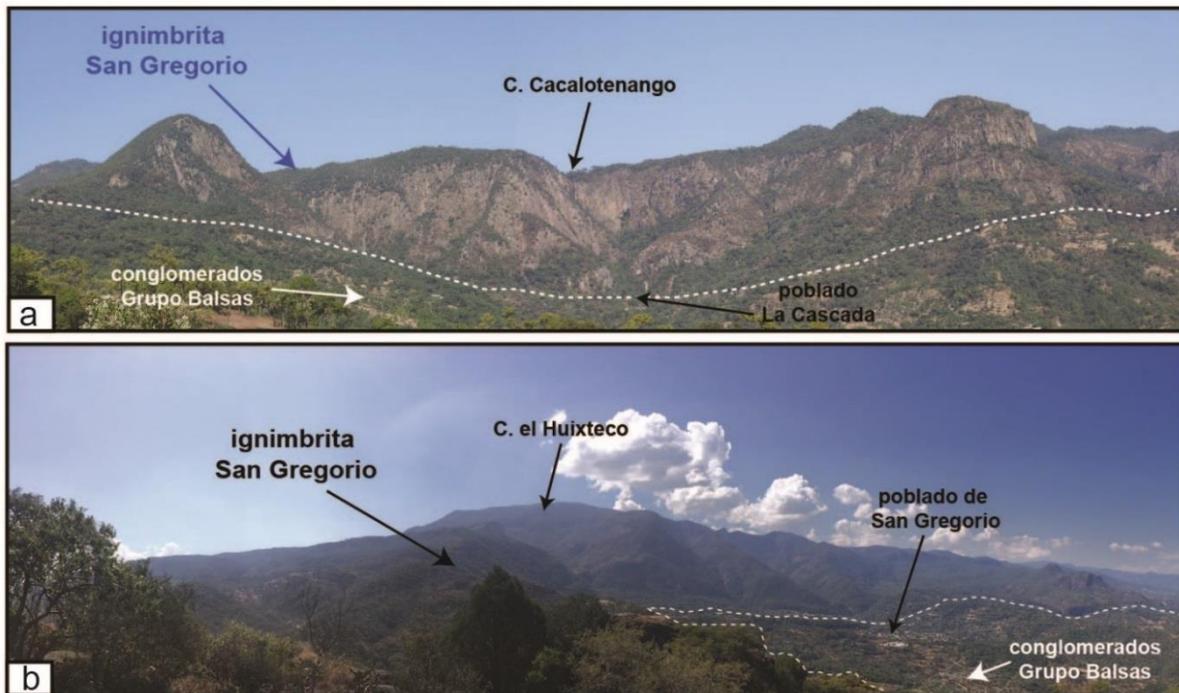


Figura 5.2. Fotografías panorámicas. a) Escarpe formado por la ignimbrita San Gregorio en la margen sur del área de estudio. b) Al fondo los escarpes formados por la ignimbrita San Gregorio en el sector noreste de la zona de trabajo. En las imágenes han sido marcados algunos poblados y cerros. La base de los escarpes se compone de conglomerados del Grupo Balsas. El contacto entre ambas unidades ha sido delimitado por una línea blanca discontinua.

### V.1. Distribución

De acuerdo con los valores obtenidos el campo volcánico de Taxco cubre un área actual de 155 km<sup>2</sup> (tomando en cuenta los afloramientos de todas las unidades que lo componen). La distribución actual de las unidades del CVT se pueden apreciar en la Figura 5.3. Los valores calculados de área por unidad se presentan en el Anexo 1. Por otro lado, de manera particular la ignimbrita San Gregorio se distribuye actualmente de forma aparentemente radial a su fuente inferida, en un área de 72.4 km<sup>2</sup>. De igual forma, se extiende en afloramientos muy cercanos a la fuente (como en el sector Sur, cerro Cacalotenango), aunque principalmente se distribuye en el sector Este y Noreste alcanzando distancias de 10 o hasta 20 km (Figura 5.3).

En el presente estudio también se incluyó parte de la metodología usada por Streck y Grunder (1995), para determinar su posible distribución. Dicha metodología incluye tres categorías “afloramiento”, “afloramiento probable” y “posible extensión”. La primera categoría incluye todos aquellos afloramientos cartografiados en campo; la segunda categoría incorpora los afloramientos aislados y distales de la ignimbrita San Gregorio que permiten correlacionarla; y finalmente la “posible extensión” que ayuda a delimitar la posible distribución en conjunto con los altos topográficos que pudieron truncar su extensión (Figura 5.4). De esta manera la extensión

original posible para la ignimbrita San Gregorio aumentaría de 72.4 km<sup>2</sup> (actualmente) a más de 300 km<sup>2</sup>.

Las exposiciones principales de la ignimbrita San Gregorio que fueron cartografiadas en este trabajo aparecen en el mapa geológico de la Figura 5.5. A continuación se enlistan usando como referencia la fuente inferida: al este comprende el sector norte de la ciudad de Taxco de Alarcón, extendiéndose a la base del cerro el Huixteco en todo su flanco sur, noreste y norte; así como en el poblado de Acamixtla donde se expone claramente en la cantera con el mismo nombre. Al noreste del área se expone en los poblados de San Gregorio, Tepacoya, Coapango y Zacatecolotla, así como en sus alrededores. Al norte, la ignimbrita San Gregorio se expone en el poblado de Tetipac y mayormente en los escarpes compuestos por los cerros la Huaca, los Cuates, los Cuacles y la Estrella.

## V.2. Espesor y volumen

Debido a la fuerte erosión que ha sufrido la ignimbrita San Gregorio en las distintas zonas donde aflora en este trabajo se ha optado por usar un espesor promedio de 200 m para los afloramientos proximales y un espesor de 20 m para los afloramientos distales. Cabe mencionar que también se tomaron en cuenta los espesores medidos en campo en los afloramientos donde la base de la ignimbrita estaba expuesta (tales como en Acamixtla, Cerro el Jicarero, Tetipac sección e-e', San Gregorio sección d-d', cerro Cacalotenango sección f-f' y Teacalco sección g-g') (Figura 5.5).

El afloramiento proximal mejor conservado (400 m) de la ignimbrita con respecto a la fuente inferida se localiza en camino de terracería que va de la ciudad de Taxco hacia el poblado de San Gregorio (sección d-d', Figura 5.5). En Tetipac (5 km al norte, sección e-e', Figura 5.5) el espesor disminuye a 200 m. Mientras que en el afloramiento del sector sur (en el cerro Cacalotenango, sección f-f', Figura 5.5) los afloramientos también mantienen un espesor de 200 m. Existen algunos otros pequeños afloramientos en los cuales la ignimbrita San Gregorio tienen espesores promedio de 60 m. En Teacalco (al este, sección g-g', Figura 5.5), que representa un afloramiento distal, el espesor de la ignimbrita San Gregorio disminuye de 20 a 10 m al menos en los lugares donde se reconoció.

Las variaciones en los espesores de esta unidad reflejan probablemente el relleno de una topografía más abrupta o diversa, es decir que la paleotopografía controló en gran medida dichas variaciones, en este caso los mayores espesores podrían corresponder a valles más profundos (hablando de los afloramientos proximales) y las menores a pequeños valles aluviales posiblemente como en la zona de Teacalco. El aumento y disminución de su espesor también denota las cercanías con su fuente.

En cuanto al cálculo del volumen, este se realizó de igual forma para cada afloramiento, multiplicando el área en km<sup>2</sup> obtenida anteriormente por el promedio de espesor. Los cálculos de espesor se presentan en el Anexo 2. De esta forma el volumen preservado actual para la ignimbrita San Gregorio se ha calculado en 12 km<sup>3</sup>. Mientras que para el campo volcánico de Taxco fue de 27.39 km<sup>3</sup>.

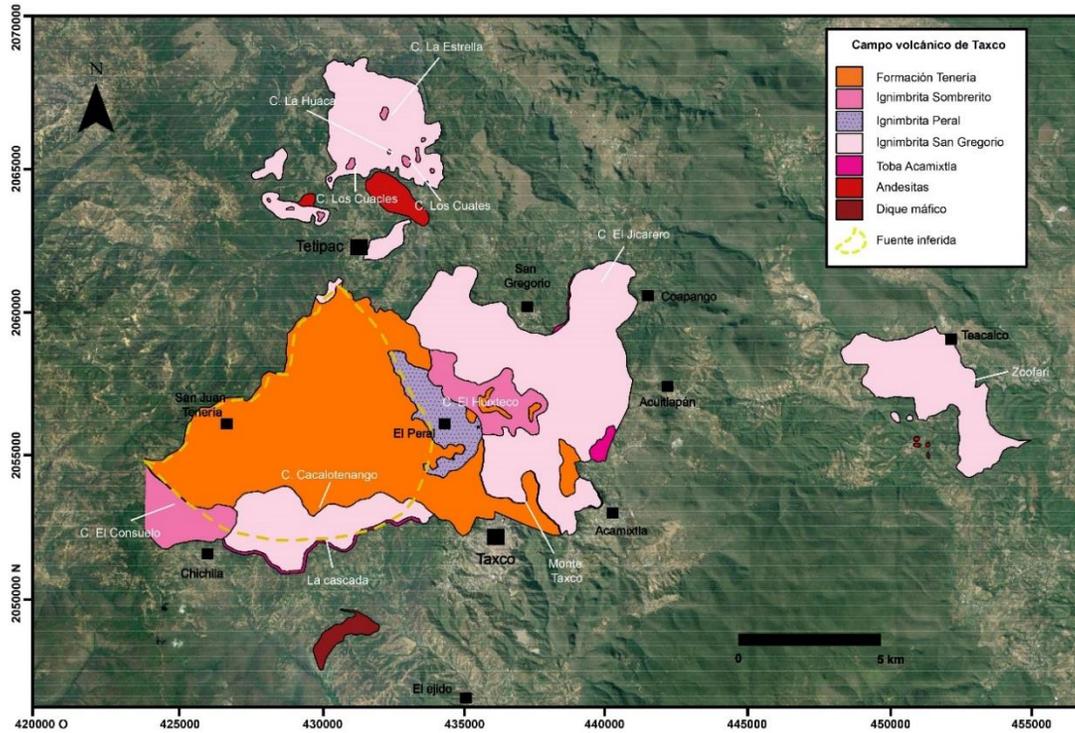


Figura 5.3. Mapa de la distribución actual de las unidades que integran a la sucesión volcánica del CVT en el área de estudio.

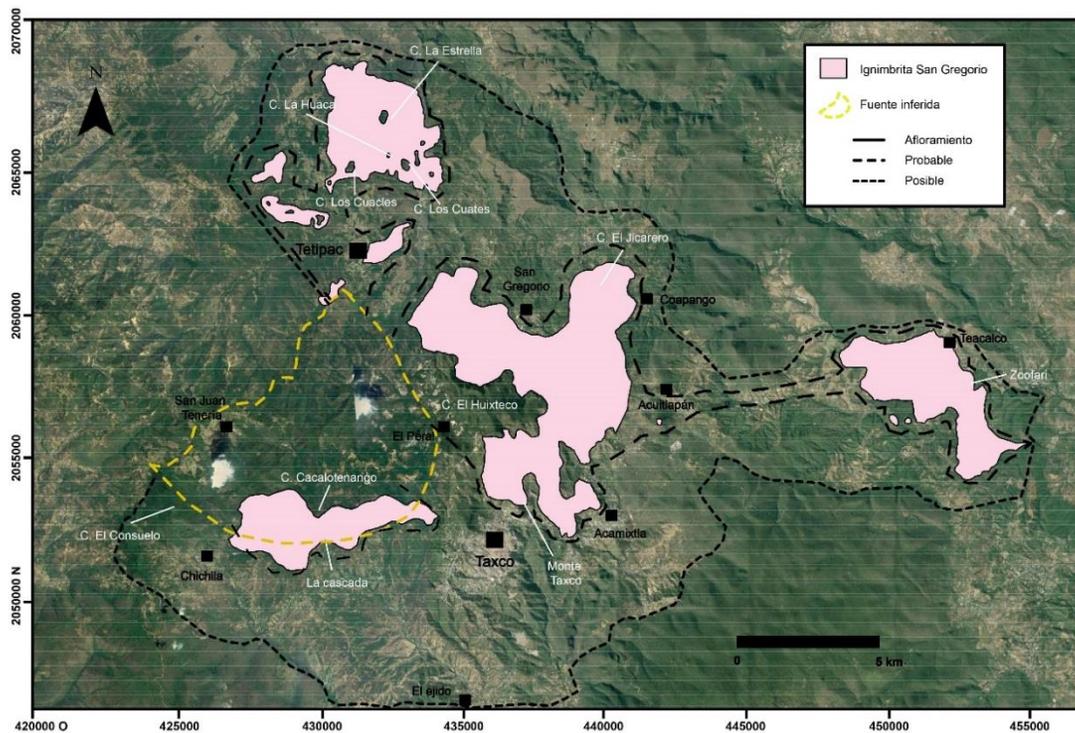


Figura 5.4. Mapa de distribución actual de la ignimbrita San Gregorio. Las líneas sólidas refieren afloramientos cartografiados en este estudio, las líneas punteadas con mayor espaciado sugieren probables afloramientos mientras que, las líneas punteadas con menor espaciado representan posibles afloramientos (basado en Streck y Grunder, 1995).

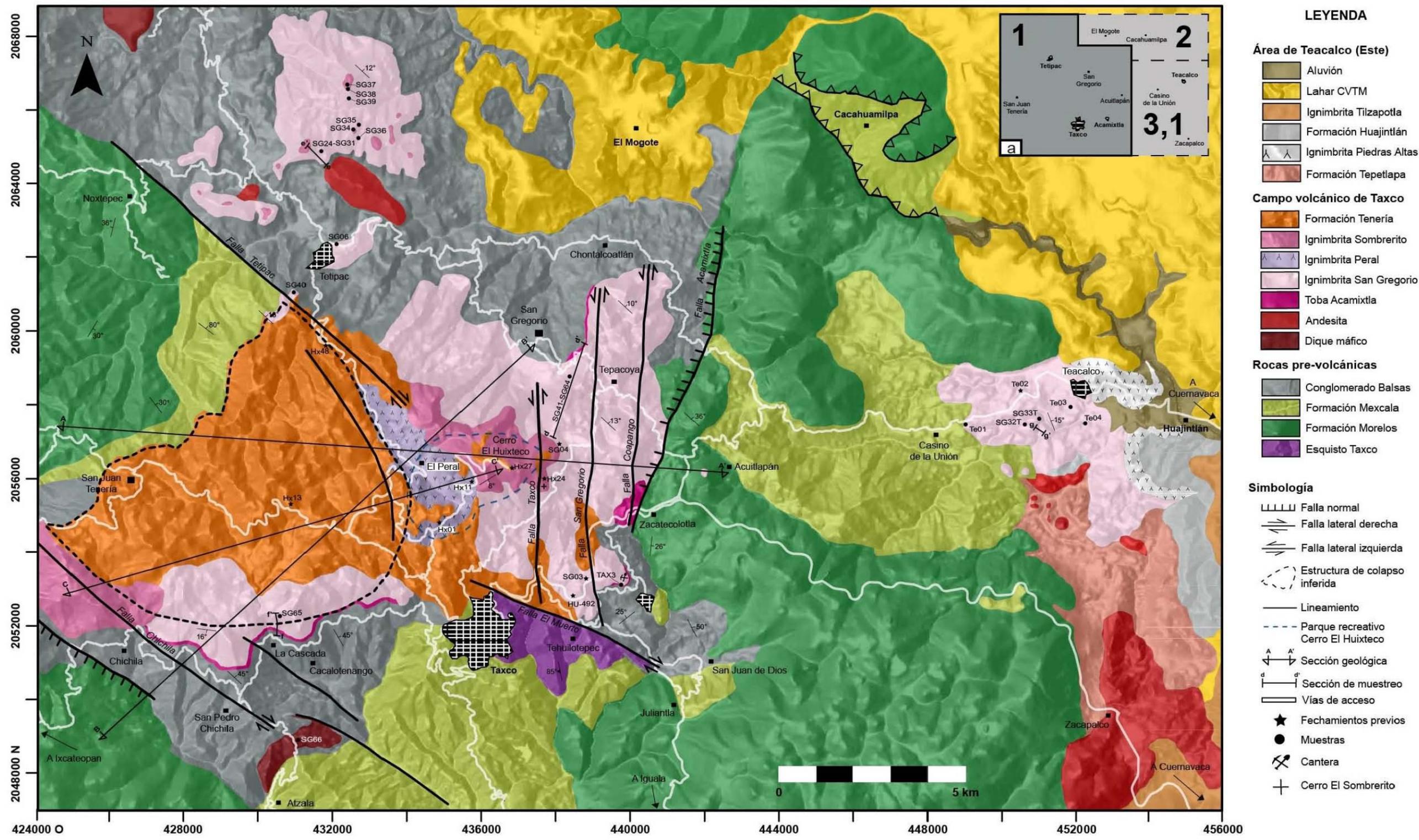


Figura 5.5. Mapa geol3gico del 3rea de estudio. En 3l se muestra la disposici3n actual en superficie de las unidades que componen a la sucesi3n volc3nica de Taxco. a) 1.- cartograf3a realizada en este trabajo en conjunto con Hern3ndez-Vargas *et al.* (2017), 2.- cartograf3a tomada de Bustamante-Garc3a *et al.* (2003), 3.- cartograf3a recopilada de Mor3n-Zenteno *et al.* (2007b) y del presente trabajo. Las estructuras tect3nicas fueron tomadas de Alaniz-3lvarez *et al.* (2002).

### V.3. Edad

Como se ha mencionado en la sección de Antecedentes, hasta antes de los 90's, las rocas volcánicas aflorantes en el área de estudio fueron consideradas como parte de la unidad llamada Riolita Tilzapotla, por lo tanto, los fechamientos realizados en la zona de Taxco eran atribuidos también a dicha unidad. Un ejemplo de estos fechamientos es la edad de  $49 \pm 3$  en roca total mediante K-Ar obtenida por Linares y Urrutia-Fucugauchi (1981), para una muestra de toba riolítica colectada al occidente de Taxco. De acuerdo con la ubicación de la muestra probablemente se trata de la Formación Tenería que aflora en gran parte del sector oeste del CVT. Dos fechamientos más son los publicados por de Cserna y Fries (1981) de  $35.5 \pm 1.2$  en feldespato potásico y de  $36.9 \pm 1.3$  en roca total, ambos mediante K-Ar, para una muestra colectada sobre la carretera a Ixcateopan, en el presente trabajo se ha reconocido la presencia de la ignimbrita San Gregorio en ese sector. de Cserna y Fries (1981) mencionan la dificultad para conciliar sus edades obtenidas y la de  $49 \pm 3$  de Linares y Urrutia-Fucugauchi (1981). Esta edad tan alejada podría sugerir algún problema durante la medición o bien, problemas de alteración de la muestra colectada. Un fechamiento más en la zona es el de  $26 \pm 2.6$  Ma obtenido mediante Pb-alfa en una riolita por Fries (1960), que no es considerado como fiable por los supuestos ya no aceptados actualmente en este método (Geyh y Schleicher, 1990).

Cabe mencionar que no fue hasta trabajos posteriores cuando se definió al CVT como un área volcánica independiente a las aledañas (Morán-Zenteno et al., 1998; Alaniz-Álvarez et al., 2002) y en los cuales también se obtuvieron algunos otros fechamientos para la ignimbrita San Gregorio, con diferentes técnicas geocronológicas y en diferentes materiales. Uno de estos fechamientos fue el de  $38.2 \pm 1.0$  Ma (K-Ar en roca entera; muestra TX4) de Alba-Aldave et al. (1996) y Morán-Zenteno et al. (1998), y que representa la edad más antigua referida a la sucesión volcánica del CVT. Este fechamiento fue usado por Alaniz-Álvarez et al. (2002) para una unidad definida por ellos como Ignimbrita Acamixtla, aunque los autores no especificaron la proveniencia exacta de la muestra. Actualmente se conoce que este fechamiento fue realizado en una muestra del vitrófido aflorante en la cantera de Acamixtla (comunicación personal Dante Morán-Zenteno), el cual de acuerdo con el arreglo estratigráfico propuesto recientemente por Hernández-Vargas et al. (2017) forma parte de la base de la ignimbrita San Gregorio. Existen otras edades publicadas para la ignimbrita San Gregorio. Una edad significativamente menor de  $33.1 \pm 0.8$  Ma (K-Ar en sanidino; muestra TX-JL06) fue obtenida por Alaniz-Álvarez et al. (2002) en el área de Tetipac; otra edad de  $37.5 \pm 0.9$  Ma (K-Ar en sanidino; muestra Tx SnG) fue publicada por Morán-Zenteno et al. (2003); así como los fechamientos de  $38.5 \pm 1$  Ma y  $38.5 \pm 0.7$  (K-Ar en biotita y sanidino respectivamente; muestra TZ 100) Ma que obtuvieron Morán-Zenteno et al. (2007c) para la Toba Teacalco. En este trabajo la Toba Teacalco es considerada como afloramiento distal de la ignimbrita San Gregorio.

En un trabajo más reciente de Hernández-Vargas et al. (2017) se generaron dos fechamientos de la ignimbrita San Gregorio mediante  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en sanidinos. Las edades

preferentes obtenidas son las de meseta de  $35.22 \pm 0.26$  Ma y  $34.75 \pm 0.26$  Ma (muestras SG04 obtenida de la cima de unidad, y SG03 que proviene de las cercanías de su base).

Claramente las edades de la ignimbrita San Gregorio obtenidas por el método K-Ar no son muy consistentes con los datos geocronológicos de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en sanidinos, excepto por la edad que apareció en González-Torres *et al.* (2013) de  $35.7 \pm 0.42$  Ma (U-Pb en circones; muestra HU-492) y las edades publicadas por de Cserna y Fries (1981). De igual forma dichas edades K-Ar tampoco son consistentes con las otras edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenidas por Hernández Vargas *et al.* (2017) en diferentes minerales para las unidades ubicadas estratigráficamente arriba de la ignimbrita San Gregorio (ver Tabla 2 en Hernández-Vargas *et al.*, 2017). Estas discrepancias están asociadas quizás a las limitaciones del método geocronológico K-Ar. Por ejemplo, los fechamientos K-Ar en roca total actualmente, son considerados poco fiables cuando no se considera la presencia de minerales ajenos a la roca, cuando hay presencia de xenolitos o bien cuando la muestra está alterada o desvitrificada, principalmente al fechar vidrios volcánicos (Dalrymple y Lanphere, 1969; McDougall y Harrison, 1999). Otro aspecto relevante es que el método K-Ar asume que la abundancia de Ar se ha mantenido invariable, por lo que no es posible discriminar ganancias o pérdidas de Ar (efecto recoil – pérdida de  $^{39}\text{Ar}$  a través de fracturas o debilidades en el mineral debido a la radiación, cabe mencionar que este efecto es mayor en granos o minerales pequeños) por lo que las edades obtenidas tampoco podrían ser confiables (Dalrymple y Lanphere, 1969; McDougall y Harrison, 1999). Esto resulta de importancia cuando se tienen distintas generaciones del material fechado.

Con base en lo anterior en la presente tesis las edades que son consideradas como las preferibles para la ignimbrita San Gregorio, son las propuestas por Hernández-Vargas *et al.* (2017). Así mismo, para constreñir el rango temporal de la actividad volcánica del CVT han sido usadas las edades adicionales  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenidas por estos mismos autores para las unidades que sobreyacen a la ignimbrita San Gregorio. Este rango de edad va de  $\sim 36$  Ma a 30 Ma lo que indica que el vulcanismo en el área de Taxco fue de larga vida y se generó predominantemente durante el Eoceno tardío (ya que las riolitas con edades de 30 Ma, aparentemente son escasas). La ubicación estratigráfica y en el área de estudio de estos fechamientos puede verse en la Figura 4.1 y en la Figura 5.5.

#### **V.4. Relaciones estratigráficas**

En el área de Taxco, Acamixtla y el cerro Cacalotenango, la ignimbrita San Gregorio sobreyace concordantemente a la toba Acamixtla y subyace a la ignimbrita Sombrerito y a la ignimbrita Peral (Figura 5.6 a y b). Aunque las dos edades obtenidas por Hernández-Vargas *et al.* (2017) para la ignimbrita Peral ( $35.29 \pm 0.41$  Ma y  $35.68 \pm 0.20$ ;  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  en sanidinos; muestras Hx01 y Hx11 respectivamente) se traslapan con las de la ignimbrita San Gregorio, las relaciones estratigráficas permiten esclarecer su posición dentro de la sucesión volcánica (Figura 4.1). En el caso de la ignimbrita Sombrerito no existe un fechamiento, sin embargo, la presencia a su base de fragmentos líticos soldados y ricos en cristales que pertenecen al miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, así como su posición estratigráfica, permiten constreñir su

posterior emplazamiento (Figura 5.6 a, b y c). En esta misma zona la relación entre la ignimbrita San Gregorio y la Formación Tenería es a través de un contacto intrusivo (Figura 5.6 a, b y c) producto del emplazamiento de diferentes pulsos de magma riolítico en diferentes periodos tal y como lo evidencian los fechamientos obtenidos por Hernández-Vargas *et al.* (2017) para la Formación Tenería ( $34.94 \pm 0.34$  Ma,  $34.45 \pm 1.10$  Ma y  $30.89 \pm 1.45$  Ma;  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en plagioclasa; muestras Hx27, Hx13 y Hx48 respectivamente).

En el poblado de Acuitlapán la ignimbrita se aprecia en contacto con la Formación Morelos del Cretácico (Figura 5.6a). El contacto se observa alterado probablemente como resultado del pirometamorfismo provocado por el flujo piroclástico (ignimbrita San Gregorio) sobre las calizas de la Formación Morelos. En las zonas de San Gregorio, Tetipac y Teacalco la ignimbrita sobreyace a los conglomerados paleógenos del grupo Balsas de manera concordante. En San Gregorio y Tetipac particularmente la ignimbrita subyace a los depósitos de la ignimbrita Sombrero.

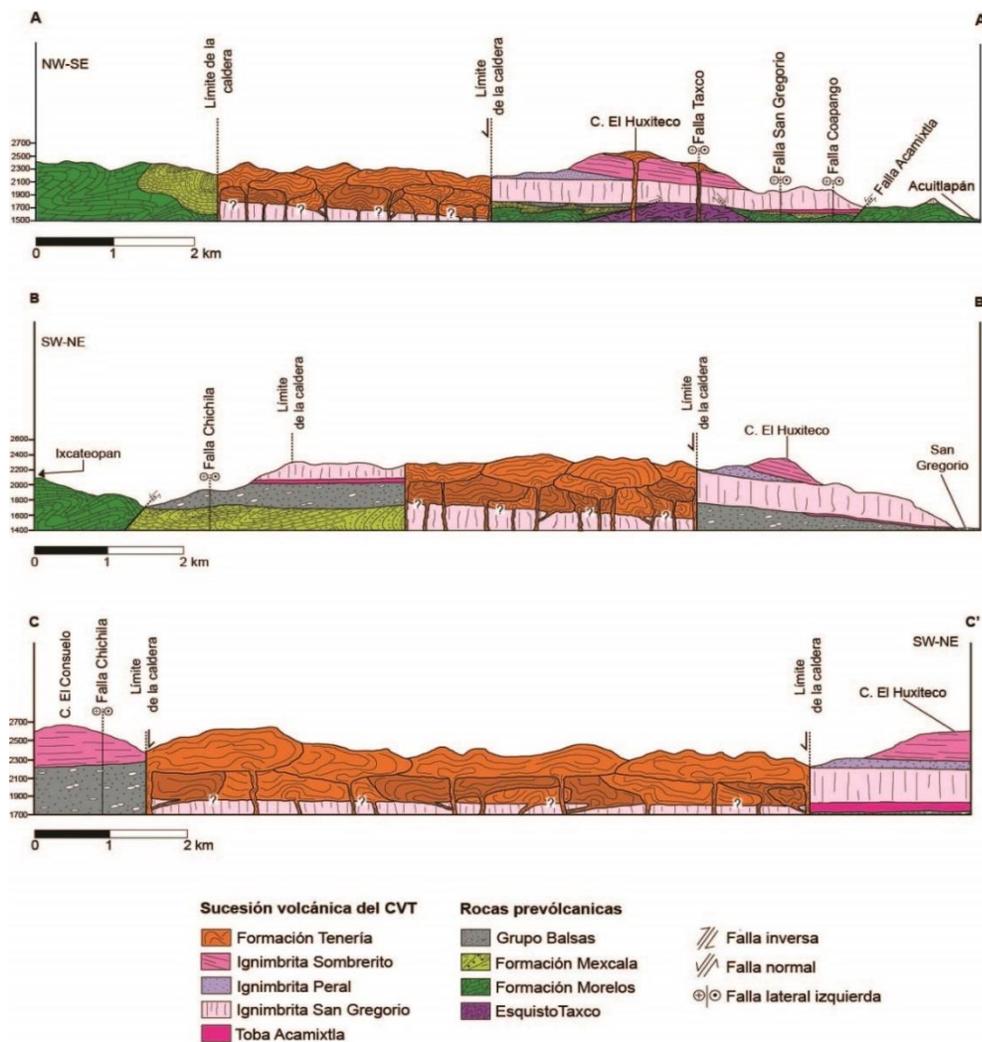


Figura 5.6. Secciones geológicas a través del área de trabajo. a) sección geológica con orientación NW-SE. b) sección geológica con orientación SW-NE. c) sección geológica con orientación SW-NE. Las secciones geológicas han sido marcadas en la Figura 5.5 para el mejor entendimiento del lector.

## V.5. Litofacies de la ignimbrita San Gregorio

En el presente inciso se mencionarán las litofacies definidas para la ignimbrita San Gregorio incluyendo también las litofacies de la toba Acamixtla y con ello posteriormente se interpretará el emplazamiento de los flujos piroclásticos que componen a la misma. Nuevamente se hace énfasis en que las descripciones presentadas se basaron en la sección principal d-d' realizada en el área (Taxco-San Gregorio, Figura 5.5), de igual forma fueron incluidas las observaciones hechas en el resto de las secciones, ya que los depósitos descritos no presentan diferencias importantes en los distintos afloramientos identificados. (Figura 5.7).

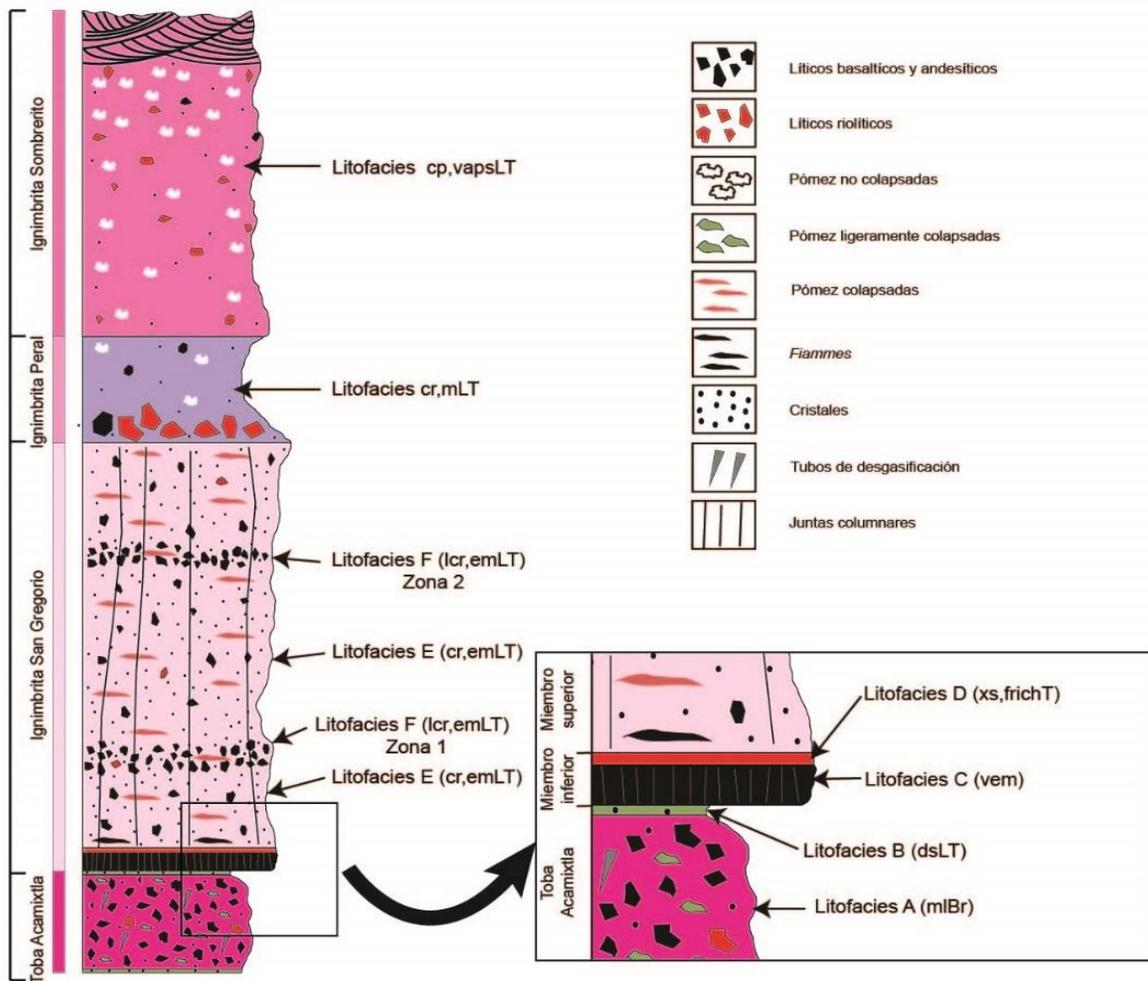


Figura 5.7. En la figura se representan las distintas litofacies que integran a la sucesión volcánica de Taxco. Para el entendimiento del código de litofacies expresado en esta figura se sugiere revisar la Tabla 2 del capítulo II de este trabajo.

### **V.5.1. Toba Acamixtla**

Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) agrupó todos los depósitos volcánicos ubicados a la base de la sucesión del CVT con el nombre de Ignimbrita Acamixtla, sin hacer mayor inferencia en sus características, estos autores describieron la presencia de ignimbritas ricas en cristales, brechas soldadas y capas de vitrófido. Recientemente, Hernández-Vargas *et al.* (2017) describieron y diferenciaron estos depósitos, así mismo reinterpretaron la estratigrafía propuesta por autores anteriores. De este modo los depósitos en la base de la sucesión fueron incluidos como parte de una nueva unidad llamada toba Acamixtla (Figura 4.1).

De acuerdo con Hernández-Vargas *et al.* (2017) la toba Acamixtla está formada por depósitos de tobas masivas de lapilli y depósitos de ceniza. Estos autores describen por un lado las tobas de lapilli como soldadas, mal clasificadas, pobres en cristales (donde predominan cristales de plagioclasa>cuarzo) y ricas en fragmentos líticos y fragmentos de pómez alargados y subhorizontales. Por otro lado, los depósitos de caída de ceniza fueron descritos por estos autores como bien clasificados, pobres en cristales (plagioclasa>cuarzo) y ricos en fragmentos de vidrio; en general presenta un tono verde muy característico como consecuencia de su alteración. El espesor de la unidad es variable y va desde ~6 m en el área de Acamixtla alcanzando los 100 m al noreste, en las cercanías con el poblado de Zacatecolotla.

Las secciones que fueron realizadas en el presente trabajo permitieron encontrar nuevos afloramientos de la unidad y mejorar su descripción litológica. Como resultado se ha logrado extender a la toba Acamixtla hacia el sector sur de la fuente inferida (área de cerro Cacalotenango, sección f-f') y hacia el sector noreste (cerro El Jicarero). En el caso de los afloramientos de la toba Acamixtla en la zona del cerro Cacalotenango, la unidad alcanza un espesor de 20 m; mientras que en cerro El Jicarero el espesor se reduce a 6 metros. Los afloramientos más completos se encuentran en las secciones d-d' Taxco-San Gregorio y en el área de Acamixtla.

Por otra parte, la unidad se ha dividido en dos litofacies características, Litofacies A (mIBr-brecha masiva lítica) y Litofacies B (dsLT-toba de lapilli con estratificación difusa) (Figura 5.7). Abajo se describe cada una de ellas.

**Litofacies A (mIBr-brecha masiva lítica).** - En este trabajo se considera un solo miembro masivo de brecha lítica (Figura 5.7) el que forma parte de la Toba Acamixtla ya que no se aprecia estratificado (Figura 5.8a). Claramente el depósito es pobre en cristales y rico en fragmentos líticos y de pómez como ha sido descrito anteriormente por Hernández-Vargas *et al.* (2017).

De acuerdo con la identificación a detalle de los componentes líticos de esta litofacies se ha podido esclarecer que a la base del depósito aparecen fragmentos de caliza, los cuales ya no son identificados a la cima de este, esto sugiere la incorporación de material pre-volcánico (Formación Morelos) o bien del substrato que en este caso pertenecería a los conglomerados del Grupo Balsas. También se reconoció la predominancia de fragmentos líticos volcánicos angulosos máficos e intermedios, y escasamente félsicos. La abundancia macroscópica

considerada en este trabajo para los fragmentos de pómez y fragmentos líticos es del 15 %, respectivamente para cada componente.

En todos los afloramientos de la litofacies A (mlBr), los fragmentos de pómez característicamente presentan un tono verde claro, son subredondeados y elongados, lo que permite su fácil reconocimiento en contraste con la matriz del depósito que presenta un tono café claro. Los tamaños tanto de los fragmentos líticos como de los fragmentos de pómez varían desde <1 cm hasta los 10 cm. En zonas como el cerro Cacalotenango los fragmentos líticos alcanzan tamaños de hasta ~60 cm. Otra observación es que dentro del depósito se preservan ciertas estructuras elongadas y continuas cuyo límite con la matriz del depósito se aprecia quemado y de color oscuro. Dichas estructuras hacen referencia a tubos fósiles de desgasificación (Figura 5.8b).

**Litofacies B (dsLT-toba de lapilli con estratificación difusa).** - Esta facies se presenta a la base y cima de la litofacies A (mlBr) (Figura 5.7), inclusive también fue identificada como intercalación a la cima de los conglomerados del Grupo Balsas. El espesor de esta facies se limita a un máximo de dos metros en zonas como Acamixtla y el cerro El Jicarero. En estas zonas se aprecia con estratificación difusa ya que no es posible seguir la continuidad lateral de los estratos más que por unos cuantos centímetros. La estratificación evidencia una intercalación de material (fragmentos de vidrio) con tonalidades café claro y material de tono verde claro. Las laminaciones tienen un espesor de 2 a 4 mm (Figura 5.9a). El tamaño de los fragmentos es de ceniza (<1 mm) en muestra de mano.

En los afloramientos cercanos a la zona del cerro Cacalotenango el espesor de la litofacies B (dsLT) alcanza un poco más de dos metros. En este afloramiento particularmente aumenta la abundancia de fragmentos líticos (a 15 %) y se evidencia la gradación normal de los mismos (Figura 5.9b). En algunos otros como Acamixtla, en el cerro El Jicarero y Tetipac su espesor se reduce a menos de un metro, y la abundancia de los fragmentos líticos disminuye a menos del 5 %. Los fragmentos identificados fueron del tipo volcánico (máficos, intermedios y escasamente félsicos), con textura porfídica y con un tamaño que generalmente varía desde menos de un centímetro hasta los 6 centímetros, aunque en afloramientos como Acamixtla algunos fragmentos llegan a medir casi un metro de longitud (Figura 5.9a). Hernández-Vargas *et al.* (2017) reconoce y caracteriza esta litofacies como depósitos de caída.

La litofacies B (dsLT) también ha sido identificada muy cerca de la ciudad de Iguala aproximadamente 20 km al sur de Taxco con un espesor de 1.5 m. Esta litofacies subyace a la ignimbrita San Gregorio y su contacto es plano, pero con basculamiento hacia el este. No se aprecian paleosuelos entre las litofacies A y B, ni en el contacto entre la litofacies B con la ignimbrita San Gregorio. Por último, tanto la litofacies A (mlBr) como la litofacies B (dsLT) presentan un contacto intrusivo con los conductos de los domos riolíticos de la Formación Tenería.

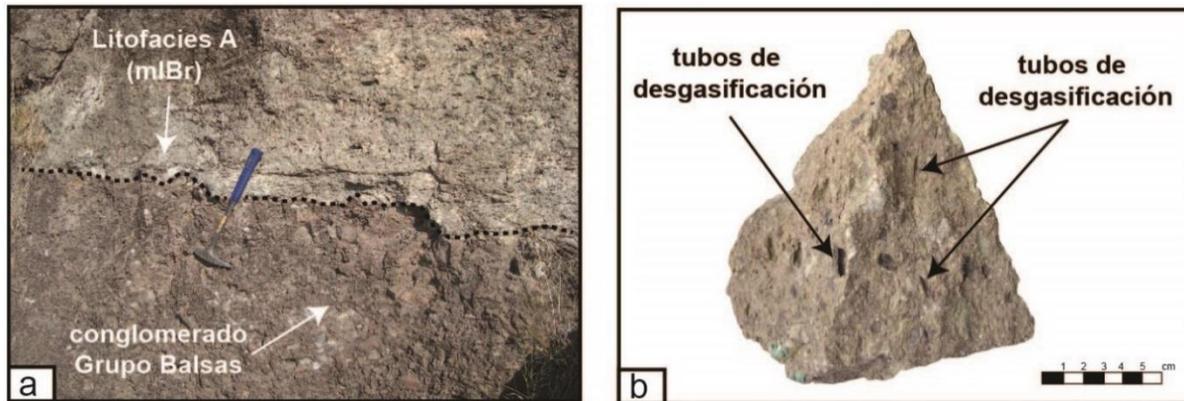


Figura 5.8. Toba Acamixtla. a) Contacto discordante entre los conglomerados del Grupo Balsas y la litofacies A (mlBr), delimitado por la línea negra discontinua. b) Muestra de mano de la litofacies A (mlBr), las flechas señalan la ubicación de los tubos de desgasificación.

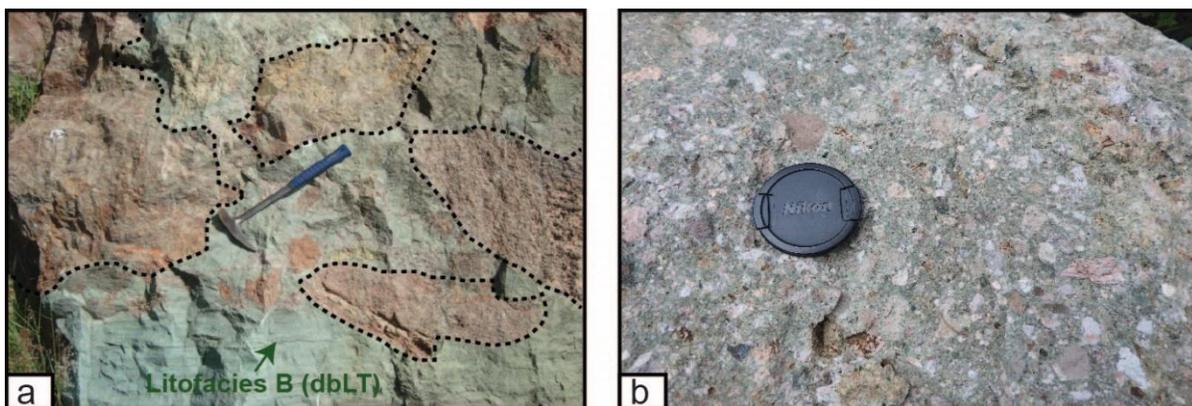


Figura 5.9. Toba Acamixtla. a) Litofacies B (dsLT) que presenta un tono verde característico, en la parte inferior de la fotografía se puede apreciar la sutil laminación difusa. Los contornos discontinuos de color negro encierran los fragmentos líticos inmersos en esta litofacies. b) Abundantes fragmentos líticos inmersos en la litofacies B (dsLT).

## V.5.2. Ignimbrita San Gregorio

De acuerdo con el trabajo de campo realizado se ha definido que la ignimbrita San Gregorio se integra por dos miembros principales, un miembro inferior y uno superior. A continuación, se mencionan las litofacies que fueron reconocidas y que integran a dichos miembros.

### V.5.2.1. Miembro inferior

El miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio está compuesto por dos litofacies distintas (Figura 5.7), una litofacies C (vem-vitrófico de toba de lapilli masivo y eutaxítico) y otra litofacies D (xs,frichT-toba con estratificación cruzada y rica en finos) (Figura 5.10a). En conjunto estas dos litofacies guardan un espesor máximo de 17 m.

**Litofacies C (vem-vitrófico de toba de lapilli masivo y eutaxítico).** - Ubicada en la base de la ignimbrita San Gregorio (Figura 5.10a). Esta litofacies fue descrita por Hernández-Vargas *et al.* (2017) como un depósito vitrofídico masivo de color negro, denso, fuertemente soldado y eutaxítico. Tiene un menor contenido en cristales, a diferencia del miembro superior de la

ignimbrita. La mineralogía que se puede identificar en muestra de mano son plagioclasas, cuarzo y fragmentos ferromagnesianos oxidados.

Una nueva aportación de este estudio para con respecto a la litofacies C (vem) es el reconocimiento de juntas de enfriamiento no bien desarrolladas. De manera específica la disposición de estas estructuras se puede describir como lajas subverticales con espaciamiento de aproximadamente 10 cm (Figura 5.10b).

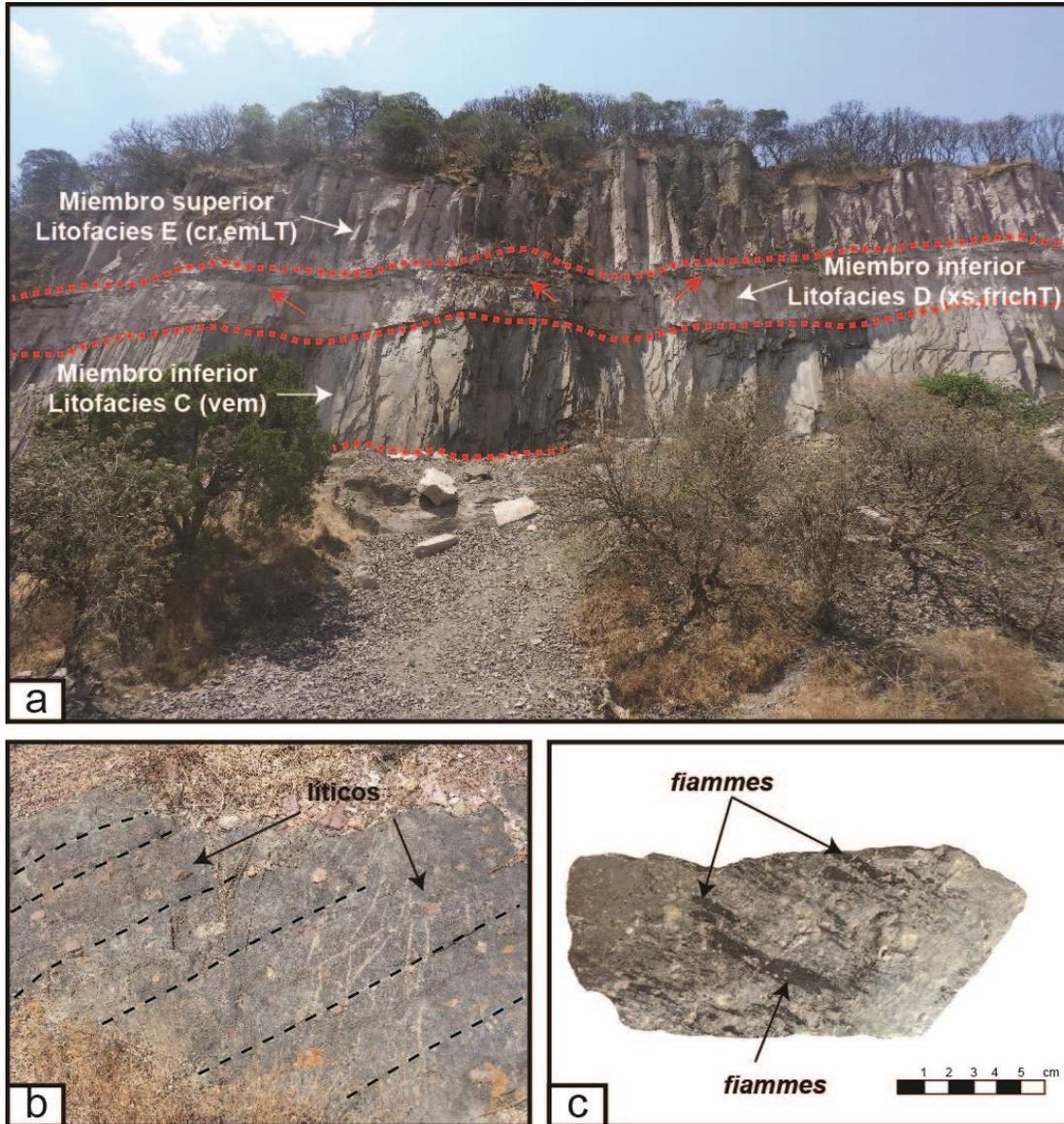


Figura 5.10. Ignimbrita San Gregorio. a) Afloramiento representativo de la ignimbrita San Gregorio (cantera de Acamixtla), las líneas punteadas de color rojo marcan los contactos concordantes entre la litofacies C (vem) y la litofacies D (xs,frichT) del Miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio. A la cima de la fotografía aparece la litofacies E (cr,emLT) del Miembro superior, la más prominente de la ignimbrita San Gregorio. Las flechas en color rojo señalan los lentes de vitrófido presentes en la litofacies D. b) Fotografía de la litofacies C (vem), las líneas punteadas de color negro definen las juntas de enfriamiento, mientras que las flechas señalan fragmentos líticos inmersos en esta litofacies. c) Muestra de mano de la litofacies C (vem), las flechas señalan los *fiammes* como resultado del colapso extremo que han sufrido los fragmentos vítreos.

Los fragmentos de pómez abundan en esta litofacies, aunque no son fáciles de identificar ya que se han convertido en *fiammes*. En algunas muestras de mano dichos *fiammes* son observables y se distinguen por estar colapsados y deformados con forma sinusoidal (Figura 5.10c). Sus tamaños varían desde 1 cm hasta los 10 cm. La litofacies C (vem) tiene una abundancia de hasta un 15 % de fragmentos líticos, principalmente volcánico máficos e intermedios y escasamente félsicos, con textura afanítica y porfídica. El contacto entre los fragmentos líticos y la matriz vítrea está limitado por una banda de óxidos de color rojo. Los tamaños de estos fragmentos también van desde menos de 1 cm hasta poco más de 10 cm. No hay una gradación aparente de los fragmentos de pómez ni de los líticos en esta litofacies.

El espesor de la litofacies C (vem) varía desde los 5 m como en el área de Acamixtla y Tetipac hasta los 15 m (área de San Gregorio). Esta litofacies no fue identificada al oeste del área (cerro Cacalotenango-afloramiento proximal) ni en los afloramientos distales recorridos (área de Teacalco)

La litofacies C sobreyace concordantemente a la litofacies B de la toba Acamixtla, su contacto es plano y con ligero basculamiento al este (Figura 5.7). No hay evidencia de formación de paleosuelos entre ambas litofacies.

**Litofacies D (xs,frichT-toba con estratificación cruzada y rica en finos).** - Hernández-Vargas *et al.* (2017) hizo referencia a esta litofacies como una zona de transición entre el vitrificado (litofacies C) y el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio. Con el trabajo de campo se ha podido constatar que la litofacies D (xs,frichT) está compuesta por horizontes delgados y soldados que exhiben cambios y variaciones abruptas en el tamaño y concentración de componentes (fragmentos de pómez, cristales y matriz). La estratificación de esta facies es discontinua, con aparente acuñamiento y tenue estratificación cruzada. Los límites entre estos horizontes exhiben un tono rosáceo más oscuro en contraste con la matriz de tono rojizo; y están limitados por acumulaciones de cristales y/o de fragmentos de pómez (Figura 5.11b).

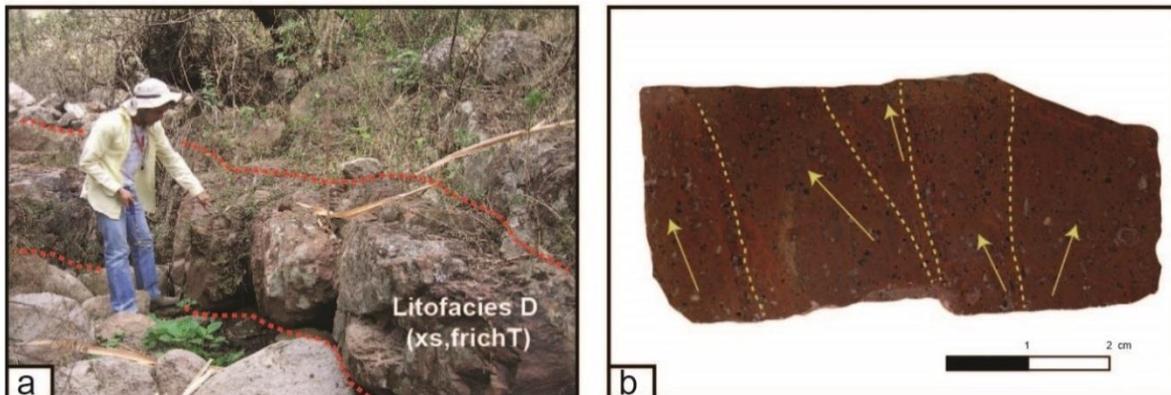


Figura 5.11. Ignimbrita San Gregorio. a) Afloramiento de la litofacies D (xs,frichT) del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio, delimitada por las líneas punteadas de color rojo. b) Muestra de mano de la litofacies D (xs,frichT). Las líneas discontinuas de color amarillo representan los contactos entre los distintos horizontes de material piroclástico. Las flechas amarillas señalan los cambios leves en la orientación de los cristales.

Los fragmentos de pómez de la litofacies D (xs,frichT) son del tamaño de lapilli (regularmente en promedio de 1 cm o menos, aunque en algunas ocasiones alcanzan tamaños de hasta 4 cm). Los fragmentos líticos están casi ausentes en estos depósitos, aunque los que pueden apreciarse en muestras macroscópicas corresponden con fragmentos volcánicos intermedios y máficos, y muy escasamente félsicos, con tamaños menores a 0.5 cm. En general y en comparación con la litofacies C, la abundancia y tamaños de los componentes (pómez, cristales y fragmentos líticos) en la litofacies D es menor.

No hay evidencia de desarrollo de juntas de enfriamiento en la litofacies D (xs,frichT); pero tanto la base como la cima se encuentra limitada por lentes de vitrófido, con espesores de hasta 30 cm, probablemente desarrollados a partir de las zonas de transferencia de calor entre los límites de las facies que le subyacen y sobreyacen. La presencia de estos lentes de vitrófido se limita solo a los afloramientos proximales como en Acamixtla y San Gregorio. La litofacies D (xs,frichT) ha sido descrita en las áreas de Acamixtla, San Gregorio y Tetipac, mientras que, en zonas también proximales como en el cerro Cacalotenango o más alejadas como Teacalco, no hay evidencia de la misma. En general guarda un espesor de menos de 2 m.

El contacto de la litofacies D con respecto al vitrófido de la litofacies C (que subyace) y al miembro superior de la ignimbrita es concordante, plano y con ligera inclinación hacia el este, sin evidencia de formación de paleosuelo entre ellas. Por último, el contacto entre el miembro inferior con los conductos hipabisales alimentadores de los domos de la Formación Tenería y con algunos diques andesíticos es intrusivo. De acuerdo con las características apreciadas, en este trabajo se sugiere que los depósitos que sobreyacen al vitrófido (litofacies C) corresponden más bien a oleadas piroclásticas soldadas, las cuales constituyen, en este estudio, a la litofacies D (xs,frichT) como puede observarse en las Figuras 5.7 y 5.11a.

#### ***V.5.2.2. Miembro superior***

De acuerdo con Hernández-Vargas *et al.* (2017) la unidad principal de la ignimbrita San Gregorio (llamado aquí miembro superior) se caracteriza por ser rica en cristales y por contener fragmentos de pómez colapsados y fragmentos líticos inmersos en una matriz de ceniza gris-rosácea. La mineralogía característica de esta unidad es sanidino>cuarzo>plagioclasa>biotita.

Por otro lado, los estudios y análisis realizados en este trabajo indican que el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio presenta un carácter muy homogéneo, carencia de gradación y mala clasificación. Cuando se habla de homogeneidad se refiere a que no hay variaciones importantes tanto verticales como horizontales dentro de la ignimbrita. De forma general, el miembro superior guarda un espesor de casi 400 m en las cercanías de San Gregorio y se reduce a 200 m en el área del cerro Cacalotenango y Tetipac. Asimismo, en afloramientos más distales como Teacalco tiene un espesor máximo de 20 m hasta reducirse en zonas más orientales a 10 m (al menos en los afloramientos estudiados).

Para este miembro se identificaron dos litofacies características: una litofacies E (cr,emLT-toba de lapilli masiva, eutaxítica y rica en cristales) que representa la mayor parte (96 %) del

miembro; y una litofacies F (lcr,emLT-toba de lapilli masiva, eutaxítica, rica en cristales y líticos) que se presenta en niveles restringidos de la ignimbrita y que constituye un 4 % del miembro (Figura 5.7). A continuación, se describen sus características.

**Litofacies E (cr,emLT-toba de lapilli masiva, eutaxítica y rica en cristales).** - Se distribuye a lo largo de los 400 m de espesor de la ignimbrita San Gregorio (tomando en cuenta el máximo espesor medido en las cercanías con la fuente inferida). Se caracteriza por ser soldada, densa, rica en cristales y por contener fragmentos de pómez (Figura 5.12a). Los cristales se aprecian fracturados y rotos; y en muestra de mano es posible identificar sanidino, cuarzo, feldespato y biotita. Los tamaños de sus componentes minerales son muy variables, aunque en general son del tamaño de la ceniza y el lapilli (1 mm hasta 7 mm).

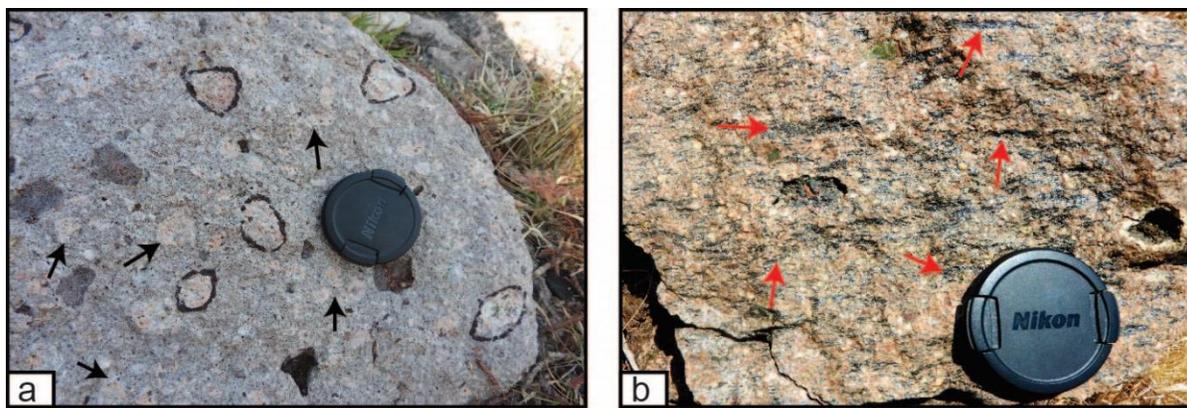


Figura 5.12. Ignimbrita San Gregorio. a) Litofacies E (cr,emLT) del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, con mala clasificación en sus componentes. Las flechas de color negro señalan fragmentos de pómez colapsados vistos en planta, y algunos otros han sido delimitados con bordes de color negro para su mejor apreciación. b) Litofacies E (cr,emLT) vista en un corte perpendicular al depósito, con presencia de *fiammes* señalados por las flechas de color rojo.

Los fragmentos de pómez de color marrón generan una especie de fábrica en la roca ya que están colapsados, elongados y con forma sinusoidal como resultado probablemente de su compactación (Figura 5.12a). En ocasiones a la base de la litofacies E (cr,emLT), y específicamente en el área de Tepacoya, es posible apreciar fragmentos de pómez tipo *fiammes* (Figura 5.12b). Los fragmentos de pómez tienen tamaños que van desde menos de los 3 cm hasta los 15 cm. La abundancia de fragmentos líticos es escasa (3 %) pero principalmente predominan los líticos volcánicos máficos e intermedios (escasamente félsicos), con tamaños comúnmente no mayores a los 10 cm, aunque hay algunos que alcanzan hasta los 15 cm.

**Litofacies F (lcr,emLT-lcr,emLT-toba de lapilli masiva, eutaxítica, rica en cristales y líticos).** - A diferencia de la litofacies E (cr,emLT), esta solo aparece en dos zonas limitadas en la columna estratigráfica. Tomando en cuenta que la base de la ignimbrita San Gregorio representa un espesor de 0 m y la cima un espesor de 400 m, la litofacies F (lcr,emLT) se presenta mayoritariamente muy cerca de los 94 m (zona 1) y posteriormente reaparece cerca de los 298 m (zona 2), con espesores de 10 m y 5 m respectivamente (Figura 5.7).

Por una parte, los componentes mineralógicos de esta litofacies F son los mismos que en la litofacies E (sanidino, cuarzo, feldespato y biotita) aunque parece haber una disminución en la abundancia de ellos, así como de los fragmentos de pómez. Por otra parte, los fragmentos líticos presentan abundancias de 15 % a los 94 m; mientras que a los 298 m disminuye a 10 %. Los líticos identificados fueron volcánicos máficos (escasamente félsicos), cuyos tamaños varían desde 5 cm hasta los 15 cm (Figura 5.13 a y b). La litofacies F se restringe al área de Taxco-San Gregorio y desaparece en zonas más distales como Tetipac y Teacalco.

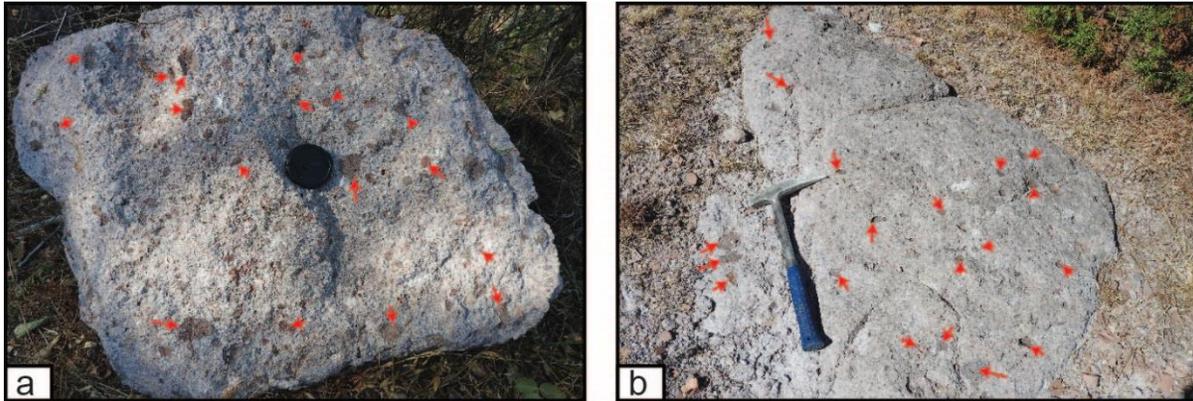


Figura 5.13. Ignimbrita San Gregorio. a) y b) Litofacies F (lcr,emLT) del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, las flechas señalan fragmentos líticos de las zonas 1 y 2 (marcadas en la Figura 5.7). Nótese la abundancia de líticos en comparación con la litofacies E (cr,emLT) del mismo miembro superior.



Figura 5.14. Fotografía panorámica del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, tomada en uno de los afloramientos del sector norte del área de estudio. Las flechas en color rojo señalan las juntas de enfriamiento que se prolongan desde la base hasta la cima del afloramiento.

Existen dos similitudes que presentan ambas litofacies. En primer lugar, es el desarrollo de juntas de enfriamiento, cuyo espaciamiento va desde los 50 cm hasta los 2 m de longitud o más. Dichas juntas de enfriamiento se desarrollan desde la base de la ignimbrita San Gregorio hasta su cima (Figura 5.14). En segundo lugar, se destaca la ausencia de paleosuelos o límites entre ambas litofacies. Con base en el trabajo de campo, hasta el momento no existen elementos para sugerir que el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio se formó por el emplazamiento de varias unidades de flujo.

### V.5.3. Toba Teacalco

Morán-Zenteno *et al.* (2007c) fueron los primeros en mencionar la presencia de una toba masiva, soldada y rica en cristales en las cercanías del poblado de Teacalco, al este del área de estudio a la cual llamaron Toba Teacalco. Estos autores describen que esta toba está compuesta por minerales de sanidino, cuarzo, biotita y plagioclasa, así como fragmentos de pómez y líticos, todos inmersos en una matriz fina de color rosáceo. A continuación, se describe las características observadas en este trabajo para dicha unidad.

La toba Teacalco está representada por una ignimbrita masiva, mal clasificada, soldada y con textura eutaxítica y fábrica compuesta por el alineamiento de los fragmentos de pómez colapsada de tono marrón (Figura 5.15a y 5.15b). Guarda un espesor de máximo 20 m que disminuye hasta menos de los 10 m de espesor en las zonas más orientales que fueron visitadas, no obstante Morán-Zenteno *et al.* (2007c) reporta espesores de hasta 60 m. En esta área la Toba Teacalco sobreyace a la Formación Tepetlapa (Grupo Balsas) con un contacto concordante y subyace a la toba Piedras Altas y a la Formación Huajintlán (Grupo Balsas), unidades descritas por Morán-Zenteno *et al.* (2007c).

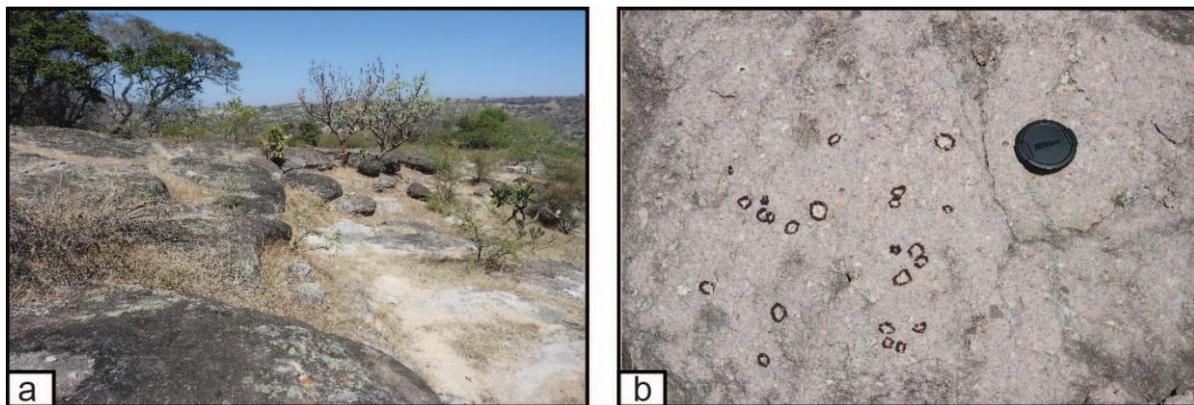


Figura 5.15. Afloramientos distales del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, en el área de Teacalco. a) Fotografía panorámica de los afloramientos de Teacalco. b) Fotografía en planta de la litofacies cr,emLT, en donde algunos fragmentos de pómez colapsados han sido delimitados con bordes negros. Nótese la reducción del tamaño de los fragmentos de pómez en comparación con la litofacies E (cr,emLT) en el área de Taxco (Figura 5.12).

Una de las características principales de esta unidad es la abundancia de cristales fracturados y rotos (sanidino, cuarzo, biotita y plagioclasa tal y como lo describen Morán-Zenteno

*et al.*, 2007c y Hernández-Vargas *et al.*, 2017), aunque en comparación con los afloramientos del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio su abundancia es relativamente menor a comparación de la abundancia de matriz. Los tamaños de los cristales van desde 1 mm hasta los 6 mm. En el área de Teacalco, donde aflora esta unidad, hay una notoria disminución en los tamaños de los fragmentos de pómez, cuyos tamaños van de los 2 mm hasta los 2 cm (Figura 5.15b). Esta variación en el tamaño se aprecia conforme la toba se distribuye hacia el este. Por otro lado, la abundancia de fragmentos líticos volcánicos de composición intermedia disminuye a menos del 1 % con tamaños de hasta 4 cm. Todos los componentes están inmersos en una matriz de ceniza de tono rosáceo.

#### **V.6. Ignimbritas Peral y Sombrerito (unidades asociadas)**

En este inciso solo se mencionarán las características más importantes identificadas tanto en la ignimbrita Peral como en la ignimbrita Sombrerito ya que no son el objeto de estudio del presente trabajo y han sido descritas en el Capítulo IV.

Por un lado, la ignimbrita Peral (Figura 5.16a) es una unidad masiva, no soldada y rica en cristales (Hernández-Vargas *et al.*, 2017) en donde el cuarzo es el mineral más abundante seguido de la plagioclasa, la biotita y por último el sanidino. En esta ignimbrita los fragmentos de pómez no se aprecian colapsados y su base está enriquecida por fragmentos líticos félsicos con tamaños de hasta 1.5 m (Hernández-Vargas *et al.*, 2017), mientras que los fragmentos líticos máficos e intermedios se vuelven escasos (Figura 5.16b). La presencia de estos grandes fragmentos líticos resulta de gran importancia ya que son una herramienta para delimitar la cercanía de la fuente emisora. Por otro lado, en el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio hay evidencia de fuerte soldamiento, la abundancia de las fases minerales es distinta ya que predomina el sanidino, los fragmentos de pómez en la ignimbrita San Gregorio se aprecian colapsados y la abundancia de fragmentos líticos félsicos es escasa.

En el caso de la ignimbrita Sombrerito (Figura 5.16c) su naturaleza pobre en cristales (Hernández-Vargas *et al.*, 2017), la presencia de fragmentos del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio en su base (Figura 5.16d) así como su relación estratigráfica sobreyacente al miembro superior en afloramientos encontrados en el área de Tetipac, permiten definir su emplazamiento posterior. También cabe mencionar que en el área de Tetipac la ignimbrita Sombrerito sobreyace concordantemente a la ignimbrita Peral, lo que confirma su formación consecutiva a dicha ignimbrita.

Aunque estas dos unidades no se abordarán a detalle se les asignará una litofacies que permitirá correlacionarlas en sus distintos afloramientos. Para la ignimbrita Peral la litofacies que le representa es cr,mLT (toba masiva de lapilli y rica en cristales) y para la ignimbrita Sombrerito es la litofacies cp,sLT (toba estratificada de lapilli pobre en cristales) (Figura 5.7). Cabe mencionar que de acuerdo con Hernández-Vargas *et al.* (2017) las ignimbritas Peral y Sombrerito formarían parte de un segundo ciclo eruptivo del CVT.

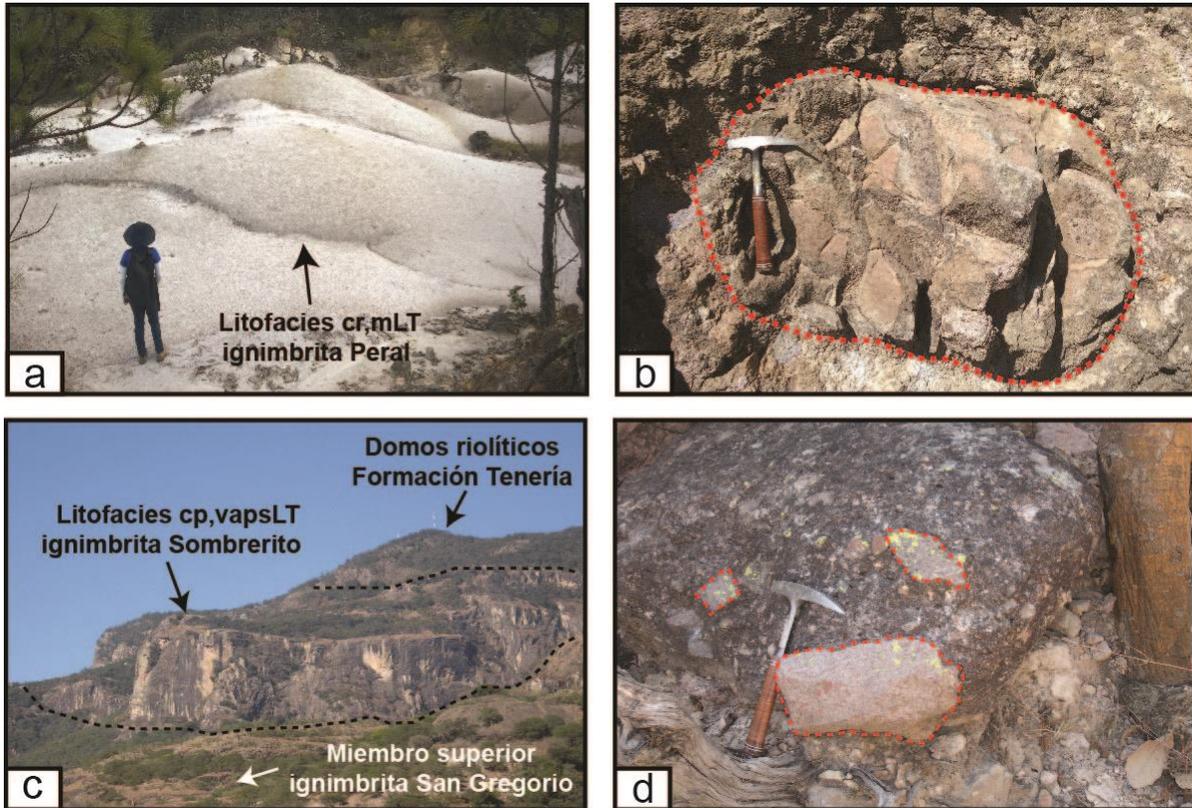


Figura 5.16. Unidades asociadas, Ignimbritas Peral y Sombrerito. a) Fotografía de afloramiento de la ignimbrita Peral, en el poblado El Peral (litofacies cr,mLT). b) Ejemplo de fragmentos lítico riolítico de hasta 1m de diámetro (contorno discontinuo de color rojo), localizado a la base de la ignimbrita Peral en la entrada al parque del cerro el Huixteco. c) Fotografía panorámica tomada en el sector este del cerro el Huixteco, donde se delimita el contacto entre la litofacies cp,vapsLT de la ignimbrita Sombrerito, y el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio (parte inferior de la imagen). En la parte superior los domos riolíticos de la Formación Tenería. d) Fragmentos líticos del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, inmersos en la base de la litofacies cp,vapsLT (ignimbrita Sombrerito).

### V.7. Formación Tenería (Domos riolíticos)

Como ya se mencionó en el capítulo de Estratigrafía, la Formación Tenería se compone de domos riolíticos y lavas de la misma composición (Morán-Zenteno *et al.*, 1998; Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Hernández-Vargas *et al.*, 2017). Estos domos riolíticos se encuentran alineados en algunas zonas con respecto a las fallas San Gregorio, Taxco y El Muerto; no obstante, entre la falla de Tetipac al norte del área de estudio y la Falla Chichila al sur (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002) se concentra la mayor cantidad formando un campo de domos. La distribución de este campo de domos se ha usado aquí para delimitar la posible fuente emisora (Figura 5.5).

De acuerdo con Hernández-Vargas *et al.* (2017), las lavas riolíticas que conforman los domos y sus conductos en algunas ocasiones presentan estructuras de flujo (*flow-banded rhyolite*) delimitadas por bandas desvitrificadas pobres en cristales (Figura 5.17a). En el presente trabajo se identificó que en otras ocasiones las lavas presentan intercalación de bandas desvitrificadas de esferulitas (Figura 5.17a) y litofisas rellenas de cuarzo, e inclusive hay lavas afáníticas que no presentan bandeamiento (Figura 5.17b). En general, la estructura de los domos

es irregular probablemente inducidas por la gravedad en función de las irregularidades de la superficie pre-volcánica, sobre las cual fueron emplazados. Independientemente de ello, es posible apreciar macroscópicamente en los domos una disposición estructural concéntrica o de cebolla (Figura 5.17c) (Benson y Kittleman, 1968; Ashwell *et al.*, 2013; Tomek *et al.*, 2016). A los domos se les asocian brechas volcánicas compuestas por matriz pumicítica fina y bloques de vitrófido como resultado de su desarrollo (Figura 5.17d) (Hernández-Vargas *et al.*, 2017).

Las diferentes edades obtenidas recientemente por Hernández-Vargas *et al.* (2017), y mencionadas en el capítulo IV, para los domos de la Formación Tenería señalan variaciones en la edad de formación de estas rocas (Figura 4.1). Algunas de estas edades reflejan que el emplazamiento de algunos de los domos podría haber comenzado poco después del depósito de la ignimbrita San Gregorio; mientras que la gran mayoría al parecer se emplazaron después de la formación de las ignimbritas Peral y Sombrero. Debido a que no ha sido posible discernir durante el trabajo de campo su temporalidad, todos los domos se siguen incluyendo dentro de la Formación Tenería.

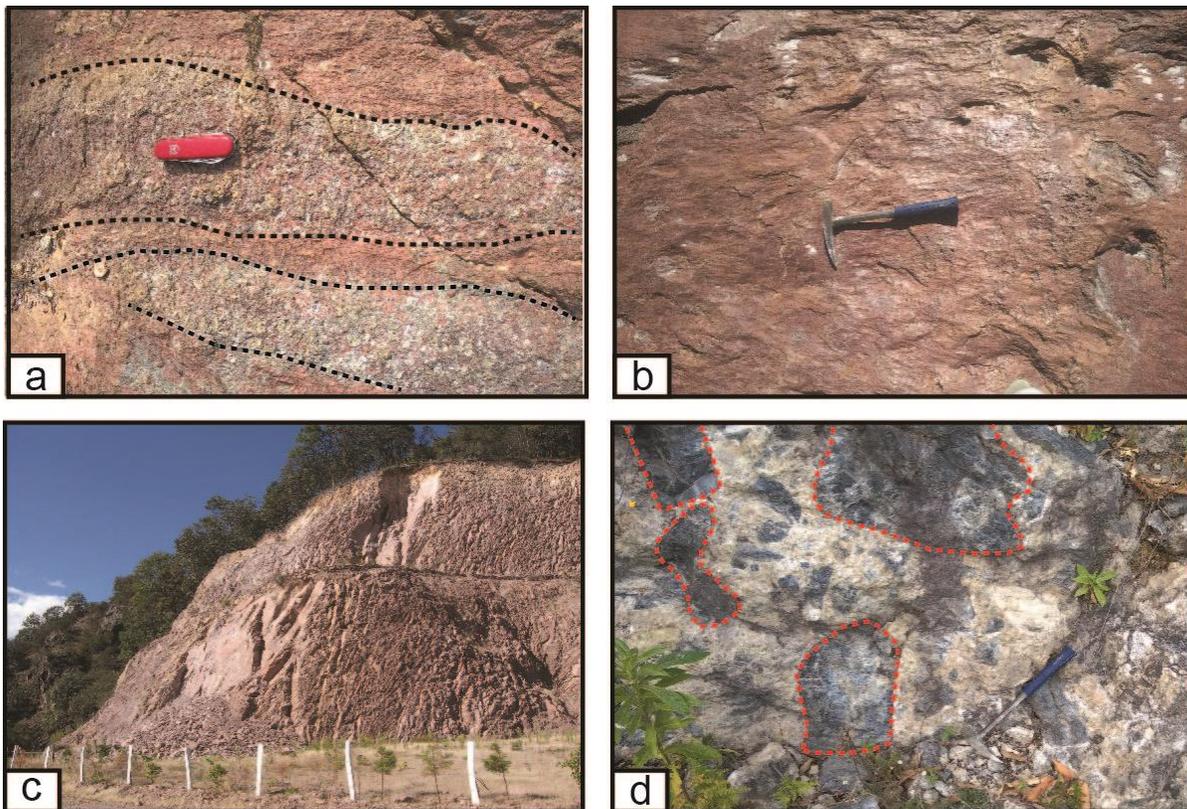


Figura 5.17. Domos riolíticos de la Formación Tenería. a) Lavas riolíticas con estructura de flujo, de la zona de Tenería. En la fotografía se pueden apreciar bandas desvitricadas de matriz muy fina intercaladas con bandas de esferulitas desvitricadas (delimitadas por líneas discontinuas de color negro). b) Lavas riolíticas afaníticas, en la zona cercana a la entrada al parque del cerro el Huixteco. c) Domo riolítico sobre la carretera estatal Taxco-San Juan Tenería. d) Brecha con fragmentos de vitrófido (algunos marcados con línea discontinua roja) asociada al desarrollo de domos riolíticos en la zona del cerro el Huixteco.

## V.8. Correlación estratigráfica

En el presente inciso se ha descrito que la sucesión volcánica de Taxco se compone de varias unidades con diferentes depósitos piroclásticos, los cuales gracias a sus características distintivas y posición estratigráfica se pueden correlacionar muy bien en las cinco secciones realizadas en el área de estudio. La correlación de las unidades se realizó con base en sus litofacies y a partir del análisis de sus características texturales, tipo de componentes, el soldamiento que presentan así como con su relación estratigráfica con las unidades que les subyacen y sobreyacen, en los afloramientos reconocidos, ya sean proximales (cerro Cacalotenango sección f-f', Taxco-San Gregorio sección d-d') o distales (Tetipac sección e-e', Teacalco sección g-g') (Figura 5.5). Desafortunadamente no existen afloramientos suficientes del CVT al sur del área de estudio para poder correlacionar estos depósitos más allá de la fuente inferida debido a que la mayor parte de la sucesión ha sido erosionada, excepto por los depósitos de caída que afloran antes de llegar a la ciudad de Iguala (descritos en el inciso V.5.1. - litofacies B). Al norte y este del área de Taxco, los afloramientos no tienen continuidad lateral, no obstante, se han podido correlacionar. Al norte y noreste, en los afloramientos distales de Tetipac un aspecto muy notable es la desaparición lateral de la toba Acamixtla así como de la litofacies F (lcr,emLT) del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio. Al oeste, en el cerro Cacalotenango, y al este en Teacalco no hay evidencia de las litofacies del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio (litofacies C y D), y tampoco de la litofacies F (lcr,emLT) de su miembro superior. De igual forma hay ausencia de las ignimbritas Peral y Sombrero. En la Figura 5.18 se muestra la correlación estratigráfica de las diferentes secciones del área de estudio.

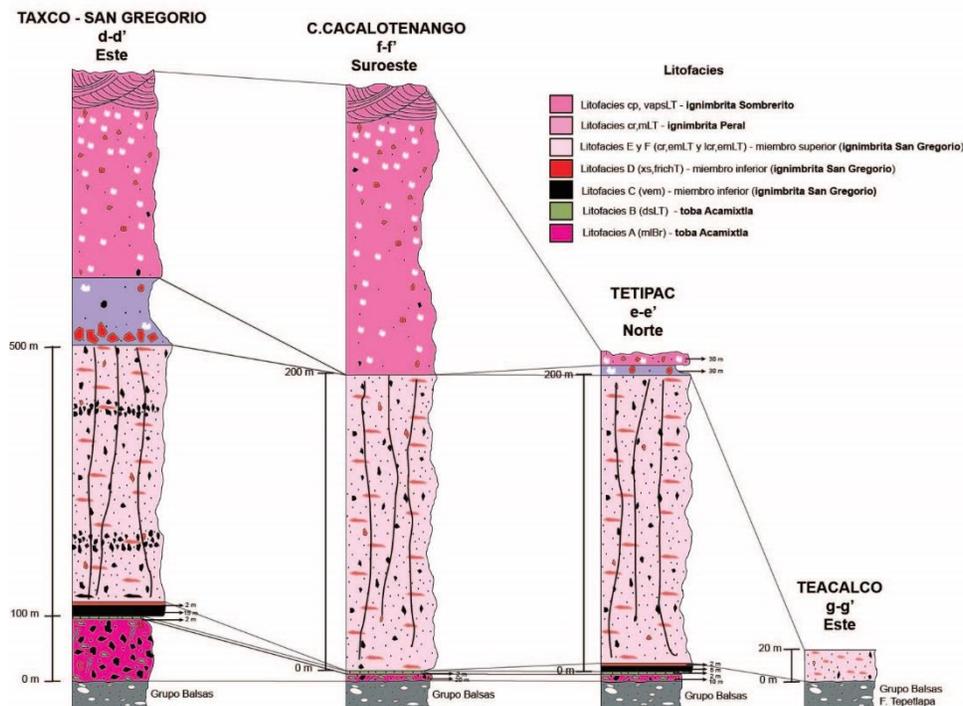


Figura 5.18. Correlación estratigráfica de las litofacies que componen a la sucesión volcánica del CVT de acuerdo con las secciones realizadas en el área de estudio (ver Figura 5.5).

## Capítulo VI. - Petrografía y componentes

Para el estudio petrográfico se analizaron 56 láminas delgadas colectadas en campo para este trabajo y además se revisaron 9 secciones extras de muestras colectadas por el grupo de trabajo en jornadas previas y ajenas a este estudio. De ese total solo a 42 secciones delgadas se les realizó conteo de puntos (1000 puntos por muestra), el resto fue revisado mediante estimación visual. La información de las muestras estudiadas aparece en el Anexo 3.

### VI.1. Toba Acamixtla

#### VI.1.1. Litofacies A (mlBr-brecha masiva lítica)

A nivel de lámina delgada la facies mlBr exhibe una textura porfídica inequigranular muy pobre en cristales (máximo 2 %) (Figura 6.1a, Anexo 3). Los fenocristales reconocibles son de plagioclasa, rotos o con forma euhedral. Las plagioclasas exhiben maclado polisintético y alteración a sericita desarrollada entre sus maclas o bien, se aprecian siendo reemplazadas por carbonatos (calcita). Los tamaños de los fenocristales no superan 1 mm de longitud. Esta facies también se compone petrográficamente por fragmentos de pómez ligeramente colapsados y redondeados, con evidencia de fantasmas de vesículas alargadas y alineadas. Los fragmentos pumicíticos se aprecian sin cristales y siendo reemplazados por calcita que se dispersa a la matriz o bien, alterados a arcillas. Los líticos identificados son predominantemente basálticos y andesíticos con textura afanítica y porfídica, tienen forma angulosa y subangulosa, y pueden encontrarse sanos o desvitrificados. De igual forma se identificaron algunos fragmentos de esquisto.

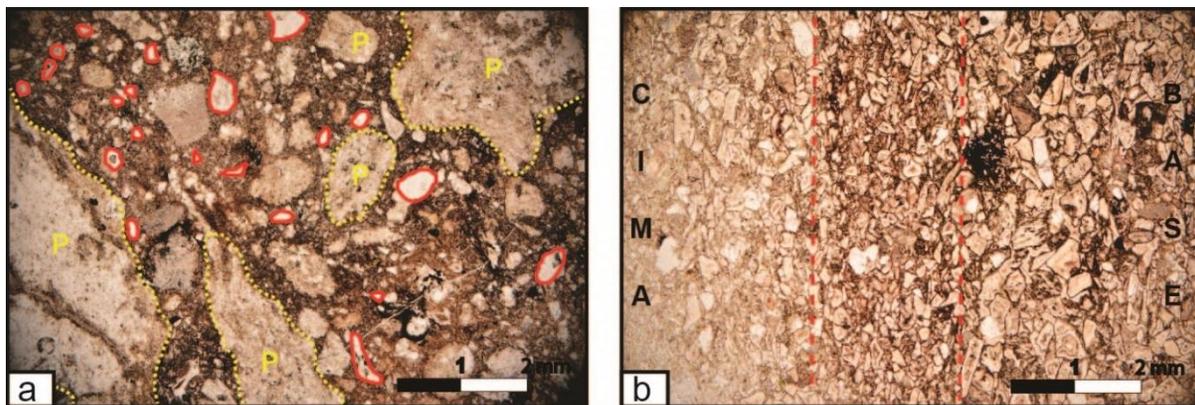


Figura 6.1. Fotomicrografías en luz transmitida de la unidad toba Acamixtla. a) Litofacies A (mlBr). Los contornos en color rojo rodean algunos cristales presentes en la litofacies; los contornos discontinuos de color amarillo delimitan fragmentos de pómez. P = pómez. b) Litofacies B (dsLT). Las líneas punteadas en color rojo separan los horizontes de fragmentos de vidrio finos y gruesos. En la fotografía se ha marcado la cima y la base de la sección delgada.

La abundancia para los fragmentos de pómez y los líticos, se retoma de manera macroscópica en un 15 % (para cada componente, Anexo 3). En el caso del tamaño de ambos componentes se tomaron en cuenta las mediciones de los tamaños micro y macroscópicas, las cuales varían desde los 2 mm hasta los 5 cm en el caso de las pómez y un poco más de los 10

cm para los fragmentos líticos. Todos los componentes se encuentran inmersos en una matriz vítrea de tono marrón oscuro que representa más del 50 % de la litofacies.

### ***VI.1.2. Litofacies B (dsLT-toba de lapilli con estratificación difusa)***

Microscópicamente esta facies tiene textura porfídica en la cual sus componentes son equidimensionales (tamaños no mayores a 2 mm). La facies es pobre en cristales (máximo 2 %, Anexo 3) donde principalmente pueden apreciarse fenocristales de plagioclasa y cuarzo, rotos y raramente euhedrales. Los componentes mayoritarios de esta facies es la ceniza pumicítica (más del 80 %) y en la cual los fragmentos de pómez y vidrio que la componen exhiben formas subangulosas y angulosas tipo *shards*, respectivamente. Estos fragmentos están desvitrificados y reemplazados aparentemente por zeolitas.

Aunque el tamaño de los fragmentos de vidrio no supera 1 mm, es muy evidente apreciar intercalación de horizontes de fragmentos de vidrio de tamaños de 0.5 a 1mm, con horizontes de fragmentos de vidrio menores a 0.5 mm (Figura 6.1b). Algo característico que se puede observar es que la matriz de los horizontes con fragmentos de vidrio más finos se aprecia con tono rojizo (óxidos); mientras que los horizontes de fragmentos más gruesos tienen coloración verdosa como resultado de su alteración a arcillas. Esto último es más evidente en muestra de mano donde ambas coloraciones remarcen la intercalación.

Los fragmentos de pómez en esta facies no contienen cristales, son redondeados y con tamaños menores a 1 mm y con abundancia no mayor al 2% (Anexo 3), y en algunos casos son reemplazados por calcita o filosilicatos. Los fragmentos líticos son escasos, y microscópicamente son de andesita afanítica. No obstante, macroscópicamente en algunos afloramientos del área como ya se mencionó en el inciso V.5.1 en donde la abundancia de líticos alcanza el 15 %. La matriz vítrea en esta facies alcanza un 10 % de abundancia.

## **VI.2. Ignimbrita San Gregorio**

### ***VI.2.1 Miembro inferior***

#### ***Litofacies C (vem-vitrófico de toba de lapilli masivo y eutaxítico)***

En lámina delgada la facies vem presenta una textura hipocristalina e inequigranular, además de otras texturas como la fluidal (Figura 6.2a), eutaxítica y perlítica (Figura 6.2b). La textura fluidal se observa marcada con cristales de plagioclasa y se acentúa por la presencia de bandas marrón oscuro y claro (Figura 6.2a). La textura eutaxítica está dada por la disposición de los fragmentos pómez aplastados que se resaltan en luz paralela (Figura 6.2a).

Tomando en cuenta la abundancia de cristales en las zonas proximales (Anexo 3) se ha determinado que la plagioclasa es el principal componente (13.70 %), seguido de cuarzo y sanidino, aunque es raro observar estas fases minerales (Figura 6.2c). Una peculiaridad de esta

litofacies es la presencia de cristales ferromagnesianos como piroxeno (3.6 %) y olivino (1.5 %) (Figura 6.2c).

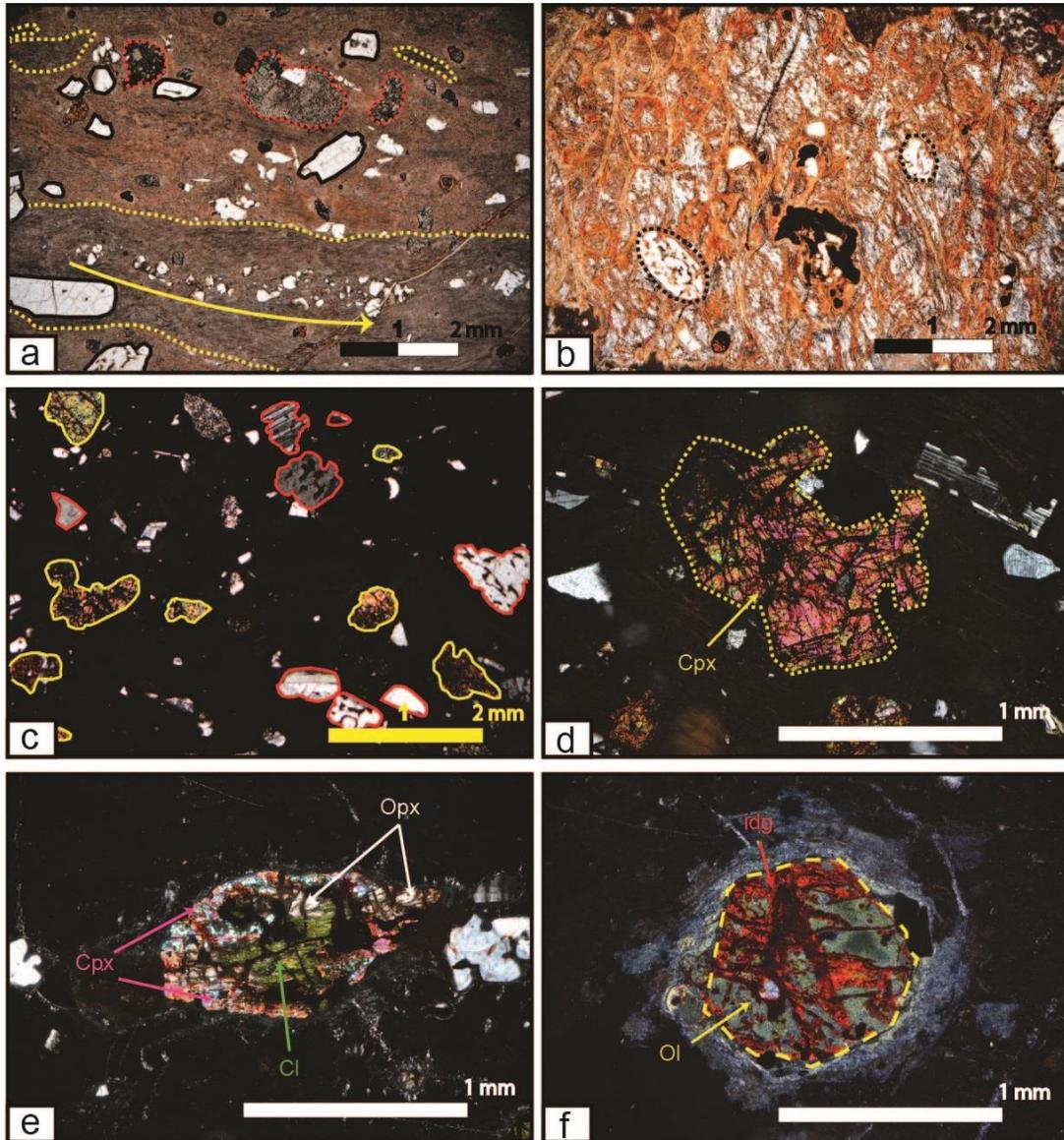


Figura 6.2. Fotomicrografías en luz paralela y niclos cruzados de la litofacies C (vem) del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio. a) Texturas fluidal y vítrea en la litofacies C (vem). Los contornos discontinuos en color amarillo delimitan *fiammes* de tono café oscuro en contacto con la matriz vítrea (café claro); la flecha de color amarillo dentro del *fiammes* muestra el alineamiento de cristales pequeños en el sentido del flujo. Los contornos continuos de color negro representan fenocristales de plagioclasa inmersos en la matriz; y los contornos discontinuos de color rojo delimitan fragmentos líticos. b) Textura perlítica con presencia de cristales de plagioclasa con textura esquelética (contorno discontinuo de color negro). c) En la fotografía los clinopiroxenos inmersos en la litofacies C (vem) presentan contornos de color amarillo; las plagioclasas corroídas y con macla polisintética son señaladas con los contornos en color rojo. d) Fenocristal de clinopiroxeno (Cpx) con bordes corroídos, señalado con la flecha amarilla y delimitado por un contorno discontinuo del mismo color. e) Reemplazamiento de un clinopiroxeno (Cpx) por ortopiroxeno (Opx), y al centro alteración a clorita (Cl). f) Olivino (Ol) iddingsitizado resaltado por una línea discontinua de color amarillo y señalado por una flecha del mismo color. La iddingsita (Idg) es señalada por una flecha de color rojo.

De acuerdo con las observaciones petrográficas de esta facies, las plagioclasas se han clasificado en dos poblaciones. La primera población y la más abundante es la de plagioclasas euhedrales y rotas con macla polisintética. Estas plagioclasas exhiben desequilibrio ya que los cristales presentan textura esquelética, de tamiz o textura de disolución en donde los huecos que se generan en ellas son rellenos de vidrio de tono marrón claro. La alteración más común de este grupo es la sericita que se presenta entre las maclas o bien, alteración del vidrio que rellena sus huecos con arcilla, lo que le da una tonalidad verdosa. La segunda población está compuesta por cristales de plagioclasa con zonación. El tamaño de las plagioclasas en los dos grupos varía desde 0.5 mm hasta los 2 mm, aunque generalmente los cristales más grandes son los de las plagioclasas con zonación. La composición química de este grupo se presenta en el siguiente inciso (VII.4.1 Feldespatos).

En cuanto a los cristales ferromagnesianos identificados, el porcentaje de abundancia del clinopiroxeno presente es de 3 % y tiene tamaños variables de hasta 1 mm (Figura 6.2d, Anexo 3). Este tipo de piroxeno se observa como cristales individuales o bien intercrecido o siendo reemplazado por ortopiroxenos, así mismo reemplaza algunos cristales de olivino. La presencia de ortopiroxenos se restringe a 0.6 % de abundancia, dispuestos en fenocristales anhedrales de 1 mm de tamaño (Figura 6.2d). Algunos cristales de ortopiroxeno se pueden apreciar alterados a clorita, y reemplazando a los cristales de clinopiroxenos (Figura 6.2e). Los olivinos se encuentran como cristales subhedrales a anhedrales con tamaños que alcanzan como máximo 1 mm de diámetro. Estos cristales se encuentran fracturados, redondeados y con golfos de disolución. En su mayoría presentan bordes o alteración completa a iddingsita (Figura 6.2e).

La matriz de esta litofacies es vítrea y representa un 75.10 % de abundancia (Anexo 3). La mesostasis vítrea de esta litofacies se compone de bandas de tono marrón claro y bandas de color gris claro. Los *fiammes* que se aprecian en esta facies evidencian diferentes tonos; algunos se observan con tonalidades gris claro, otros con tonos beige-café y algunos más con tonalidades amarillentas, y sus contactos con la matriz se aprecian oxidados e inclusive da la apariencia de estar quemados. Su abundancia aproximadamente es de un 11.2 %. Las observaciones anteriores probablemente pueden ser interpretadas como evidencia de mezcla entre magmas de diferente composición.

Los fragmentos líticos presentes en la roca han sido caracterizados predominantemente como basálticos seguidos de fragmentos andesíticos. Estos, tienen textura microporfídica y porfídica y sus tamaños van de 1 mm hasta 5 mm, no obstante, macroscópicamente alcanzan hasta los 10 cm. A nivel microscópico es posible apreciar relaciones mutuas de intrusión entre el vidrio y los fragmentos líticos basálticos.

#### ***Litofacies D (xs,frichT- toba con estratificación cruzada y rica en finos)***

Petrográficamente esta facies presenta textura porfídica inequigranular, pero muestra buena selección de sus componentes, así como una ligera estratificación que sugiere ser cruzada, ya

que pueden identificarse horizontes con cambios en la abundancia y orientación de los componentes presentes (Figura 6.3).

En esta facies los fenocristales principales presentes son de plagioclasa (8.50 %, Anexo 3) y escasamente se han reconocido cristales de cuarzo; también hay cristales ferromagnesianos de piroxeno (1.5 %) y olivino (0.90 %) (Figura 6.3a). Los fenocristales de plagioclasa tienen formas euhedrales a subhedrales, y se presentan también como cristales rotos con tamaños menores a 2 mm. Algunas plagioclasas se encuentran corroídas. Los fragmentos de olivino y piroxeno tienen formas anhedrales y redondeados (Figura 6.3b). Es muy común observar los cristales de olivino alterados a iddingsita, corroídos y fracturados. Los tamaños de estas fases minerales son menores a 1 mm.

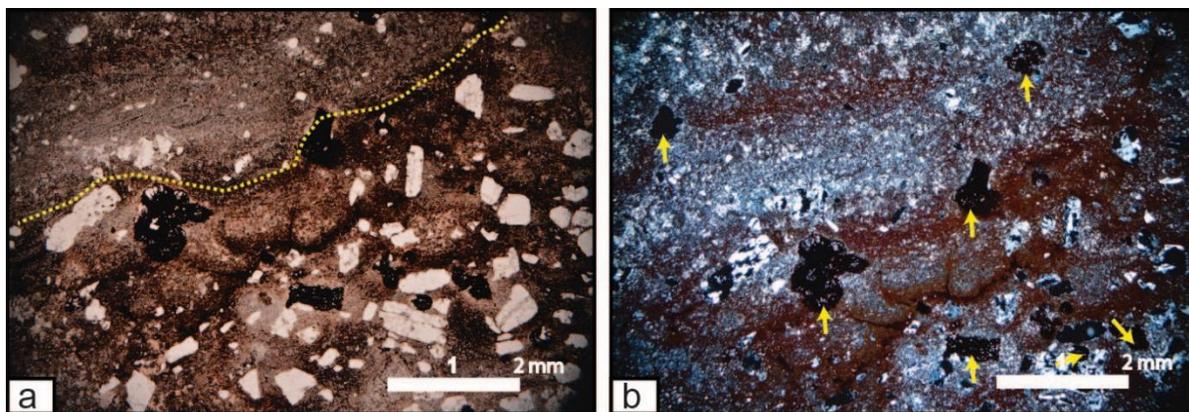


Figura 6.3. Fotomicrografías en luz paralela y nicolas cruzados de la litofacies D (xs,frichT) del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio. a) La línea discontinua en color amarillo separa dos horizontes de la litofacies D (xs,frichT) con abundancias contrastantes de cristales rotos de plagioclasas. En ambos casos la matriz es pumicítica. El contacto entre ambos horizontes se aprecia con un tono marrón oscuro. b) Las flechas amarillas señalan cristales de minerales ferromagnesianos inmersos en la matriz de la litofacies D (xs,frichT).

Los fragmentos de pómez observados no contienen cristales, y están colapsados y desvitrificados con desarrollo de esferulitas del tipo axiolítico. Su abundancia se restringe al 5 % y sus tamaños alcanzan hasta los 3 mm al microscopio y 1 cm en muestra de mano. Los fragmentos líticos, por otro lado, fueron clasificados como basálticos y presentan en su mayoría textura microporfídica. Sus tamaños no rebasan los 5 mm y su abundancia no es mayor al 1 %.

El componente principal de esta facies es una matriz vítrea microcristalina (86.50 %, Anexo 3) de tono rojizo. Debido a su tamaño los cristales que la integran no han podido ser caracterizados (Figura 6.3b).

### **VI.2.2. Miembro superior**

Las características petrográficas que presentan las dos litofacies que integran al miembro superior de la ignimbrita, **litofacies E (cr,emLT- toba de lapilli masiva, eutaxítica y rica en cristales)** y **litofacies F (lcr,emLT-toba de lapilli masiva, eutaxítica, rica en cristales y líticos)** se resaltan a continuación. Cabe mencionar que ambas litofacies son muy similares petrográficamente y, que las pocas diferencias existentes entre ambas se relacionan con las variaciones en abundancia de sus componentes, las cuales se describirán en incisos posteriores.

Tanto la litofacies E (cr,emLT) como la litofacies F (lcr,emLT) del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio comparten una textura porfídica inequigranular rica en cristales de sanidino, cuarzo, plagioclasa y biotita (Figura 6.4a), además de escasos cristales ferromagnesianos de olivino, piroxeno y anfíbol inmersos en una matriz fina color gris-rosácea.

Tomando en cuenta los porcentajes de abundancia de los afloramientos proximales, el sanidino representa la fase mineral principal (25.40 %, Anexo 3) y se presenta con formas subhedrales o como cristales fracturados o fragmentados formando estructuras de rompecabezas. Guardan tamaños muy variados de entre menos de 1 hasta los 5 mm (Figura 6.4a). Los sanidinos de esta facies se identifican fácilmente por tener un fino crucero que aparenta rasgamiento formado líneas discontinuas a través del cristal, o bien maclado tipo Carlsbad. En luz paralela tienden a tener una apariencia terrosa al igual que las plagioclasas presentes en estas litofacies. Petrográficamente para esta fase mineral se han reconocido dos poblaciones de sanidino, la primera población se compone de cristales con apariencia sana o con incipiente alteración a sericita (Figura 6.4a); mientras que la segunda población se caracteriza por presentar sus centros con textura de disolución y bordes sanos. Algunos cristales presentan zonación y otros intercrecimiento de plagioclasas (Figura 6.4b), Este grupo tiende a presentar mayor alteración a sericita, concentrada en los centros del cristal.

La segunda fase más abundante después del sanidino es el cuarzo (20 %, Anexo 3) que tiene formas subhedrales, bordes rectos y o también se aprecia como cristales rotos o con golfos de corrosión. Sus tamaños también son muy variados y van desde menos de 1 mm hasta los 7 mm. En menor abundancia los fenocristales de plagioclasa (hasta 6.60 %) se observan sanos, con forma subhedral y euhedral, aunque también se aprecian rotos y con textura de rompecabezas. Su maclado es polisintético con desarrollo incipiente de alteración a sericita, además sus tamaños no superan los 2 mm. Por último, la biotita se aprecia con hábito tabular y como cristales rotos con tamaños que no superan los 2 mm. Esta fase mineral alcanza una abundancia de hasta 6.5 % (Anexo 3). Algunos cristales pueden llegar a observarse alterándose a clorita, aunque en general presentan un tono cobre claro, debido a la oxidación.

Aunque la abundancia de los minerales ferromagnesianos se expresa aquí de forma relativa (olivino>piroxeno>anfíbol) ya que debido a las condiciones de alteración que presentan no siempre es posible identificarlos en su totalidad, tentativamente se podría asignar un porcentaje de abundancia máximo del 3 % para ellos (Figura 6.4c). En general estos cristales se aprecian corroídos, rotos, fracturados e iddingsitizados con tamaños no mayores a 1 mm. No obstante, los cristales que pudieron ser identificados exhiben las siguientes características: los olivinos se reconocen por su alto relieve, son incoloros, con fracturas curvas, tienen un aspecto de rejilla resultado de la intersección de sus fracturas y mayor alteración a iddingsita y serpentina. Los piroxenos se reconocen por su clivaje y en algunos casos altos colores de birrefringencia; finalmente los anfíboles evidencian una forma prismática-rómbica y clivaje en dos direcciones (Figura 6.4 d).

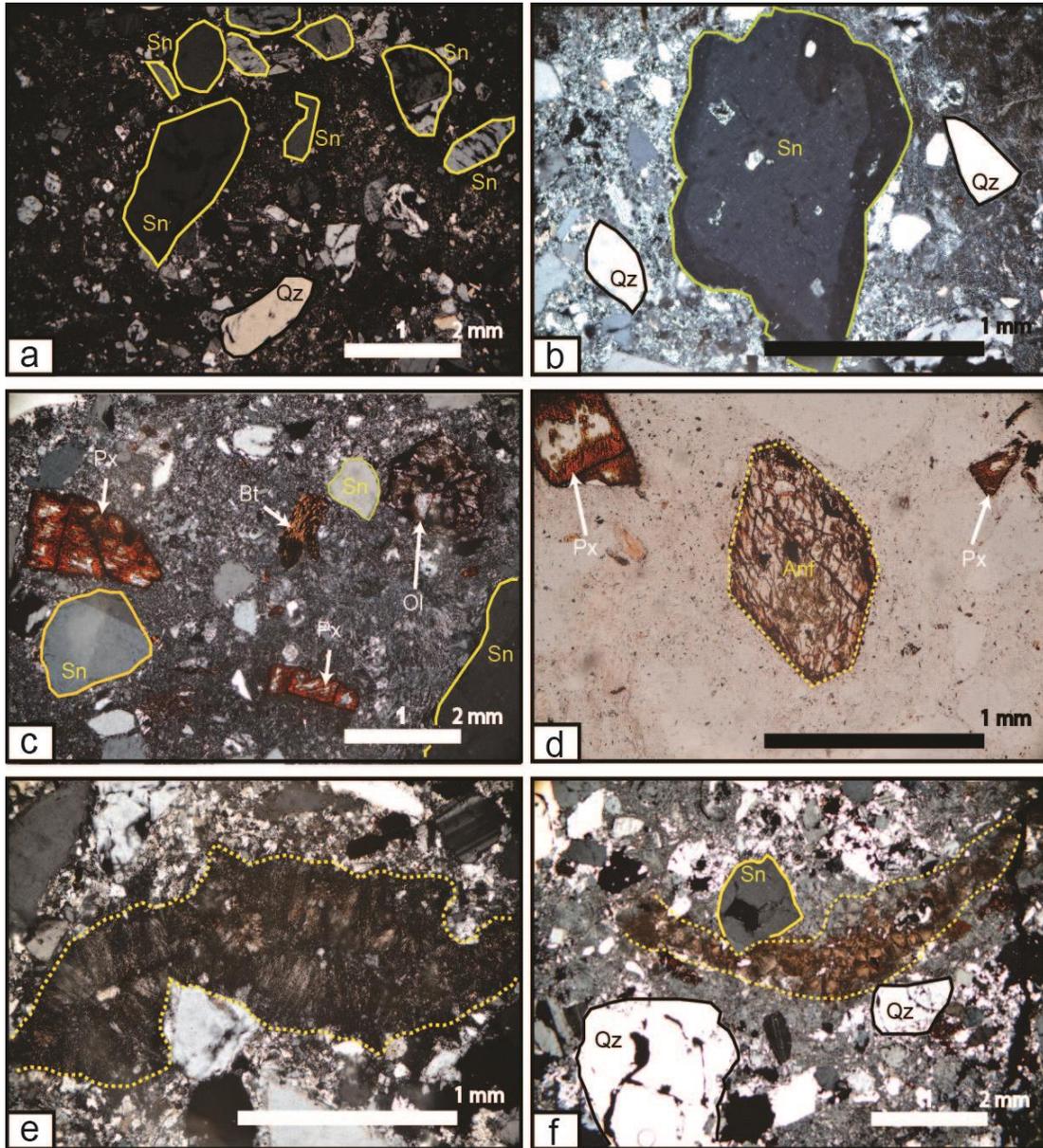


Figura 6.4. Fotomicrografías en luz paralela y nicols cruzados de las litofacies E (cr,emLT) y F (lcr,emLT) del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio. a) Los contornos de color amarillo delimitan los fenocristales sanos de sanidino (Sn) y, los contornos de color negro los cristales de cuarzo (Qz). Ambas fases minerales inmersas en una matriz pumicítica. b) Al centro un fenocristal de sanidino (Sn) zonado (contorno amarillo) con pequeños cristales de plagioclasa dentro del mismo. A sus lados cristales de cuarzo (Qz) con contornos de color negro. c) Las flechas blancas señalan cristales rotos de piroxeno (Cpx) con alteración a óxidos, de biotita (Bt) y de olivino (Ol) iddingsitizado. Además, con contornos de color amarillo se han delimitado fenocristales de sanidino (Sn). d) Al centro un cristal de anfíbol (contorno discontinuo de color amarillo), y adyacentes a él cristales de piroxeno (Px) señalados con flechas blancas. e) Fragmentos de pómez colapsada (al centro) resaltada con un contorno discontinuo de color amarillo. En este fragmento se puede apreciar el desarrollo de esferulitas tipo axiolita. f) Al centro un fragmento de pómez aplastada (contorno discontinuo amarillo) con esferulitas tipo esféricas.

Los fragmentos de pómez (15 %) a nivel microscópico se aprecian colapsados, con un contenido de cristales que va de moderado a rico y con textura eutaxítica. A la base algunos fragmentos presentan esferulitas del tipo axiolíticas y hacia la cima su forma varía entre axiolíticas (Figura 6.4e), de abanico y esféricas (Figura 6.4 f). La información sobre la forma de las esferulitas en un depósito ignimbrítico es de importancia ya que de acuerdo con Lofgren (1971a, 1971b, 1974) y McPhie *et al.* (1993) tiene relación con su temperatura de emplazamiento. El tamaño de los fragmentos pumicíticos varía de 1 cm hasta más de 5 cm, aunque a nivel macroscópico alcanzan los 15 cm.

Otro componente de esta roca son los fragmentos líticos que en general abundan de un 2 a un 5 % en lámina delgada, pero a nivel macroscópico alcanzan hasta el 15 %. Estos líticos fueron identificados como posibles fragmentos de basalto y en menor cantidad andesitas porfídicas. Sus tamaños varían desde 1 mm hasta más de 1 cm y macroscópicamente hasta los 15 cm. La matriz de esta facies regularmente es menor al 50 % de abundancia.

Dentro del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio también fueron identificados dos tipos de fragmentos de roca que por sus características han sido clasificados como enclaves máficos (Bacon, 1986; Barbarin y Didier, 1991; Didier y Barbarin, 1991; Barbarin, 2005).

### **VI.3. Tipo de fragmentos líticos y su abundancia**

Existen varios tipos de fragmentos líticos que han sido identificados en la sucesión volcánica de Taxco y han sido clasificados como enclaves máficos, fragmentos juveniles, fragmentos accidentales y fragmentos accesorios. Los enclaves máficos han sido reconocidos a partir de su forma fluidal y mineralogía, de acuerdo con Barbarin y Didier (1991) la forma elipsoidal, redondeada u ovoide, así como la presencia de vidrio intersticial en los enclaves máficos reflejan las propiedades físicas iniciales, así como la erosión durante su movimiento dentro del magma huésped. Los fragmentos juveniles se han clasificado como los productos de la cristalización o parcial cristalización del magma. Los fragmentos accidentales fueron identificados como aquellos que pertenecen al basamento del centro eruptivo; mientras que los fragmentos accesorios provienen de las paredes del conducto volcánico (Cas y Wright, 1987).

*Enclaves:* Estos fragmentos se dividen en dos tipos, el primer tipo que presenta textura vítrea y fluidal, de tono marrón oscuro y que contienen pocos fenocristales de olivino iddingsitizados y plagioclasas; y el segundo tipo donde los fragmentos se aprecian con formas fluidales o sinusoidales y compuesto por fenocristales de olivino, piroxeno, microlitos de plagioclasas, pero inmersos en una matriz vítrea oscura (Figura 6.5 a, b, c y d). En ambos casos los contactos de dichos fragmentos con la matriz de la ignimbrita son oxidados y sinusoidales lo que hace sospechar por un lado es que su integración a la ignimbrita se llevó a cabo cuando estaban en un estado plástico, y por otro lado la mineralogía presente dentro de dichos fragmentos podría sugerir que su composición podría ser basáltica o andesítica-basáltica. Los enclaves máficos se distribuyen en el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio (litofacies C) y en los primeros 162 m del miembro superior de la ignimbrita (incluyendo la litofacies E y la zona 1 de la litofacies F).

*Fragmentos juveniles:* en esta sección se incluyen los fragmentos de pómez, las distintas fases minerales y los fragmentos de vidrio que componen a las unidades de la sucesión volcánica.

*Fragmentos accidentales:* Este grupo de fragmentos líticos se divide en basálticos, andesíticos, riolíticos, sedimentarios y metamórficos. Los líticos basálticos son los más abundantes y petrográficamente presentan texturas porfídicas y microporfídicas, compuestas por fenocristales de olivino, clinopiroxeno y ortopiroxenos embebidos en una matriz microlítica de plagioclasa (Figura 6.5 e y f). Estos fragmentos líticos guardan gran similitud textural y mineralógica con el basalto encontrado en las cercanías del poblado de San Pedro Chichila, al este de Taxco, el cual se inyecta en los conglomerados del Grupo Balsas (Figura 5.5); y, además con otro basalto reportado por Monter-Ramírez (2004) al sur de Teacalco y que intrusión los conglomerados de la Formación Tepetlapa (miembro inferior del Grupo Balsas) (Morán-Zenteno *et al.*, 2007c). Los fragmentos de andesita se presentan en menor cantidad con respecto a los basálticos, y bajo el microscopio se aprecian con textura porfídica integrada por cristales de clinopiroxeno, ortopiroxeno y plagioclasa, así como trazas de anfíbol. Los cristales de plagioclasa en esta roca presentan textura de tamiz y zonación. Tienen gran similitud a los cuerpos andesíticos que han sido encontrados en el área de Acamixtla y al norte de Tetipac, y que intrusionan a los conglomerados del grupo Balsas en estas áreas (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Hernández-Vargas *et al.*, 2017). Los líticos riolíticos son escasamente observados tanto en la toba Acamixtla como en la ignimbrita San Gregorio, no obstante, los presentes se describen con textura porfídica criptocristalina compuesta por bandas de flujo e inmersos en ellas fenocristales de plagioclasa y cuarzo. Los fragmentos líticos sedimentarios y metamórficos se restringen a la litofacies A (mlBr) de la toba Acamixtla e incluyen fragmentos de caliza y esquisto, derivados de unidades pre volcánicas en la zona.

La abundancia de los fragmentos líticos con respecto a la altura estratigráfica varía en las distintas unidades de la sucesión volcánica de forma transicional (Figura 6.6). La toba Acamixtla muestra una abundancia del 15 % (Anexo 3, Figura 6.6) de líticos en su litofacies A (mlBr-base), la cual disminuye al 5 % (Anexo 3, Figura 6.6) cuando se presenta la litofacies B (dsLT-cima). Para el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio en su litofacies C (vem) la abundancia de fragmentos líticos es del 15 % (Anexo 3, Figura 6.6) y disminuye hasta un 1 % (Anexo 3, Figura 6.6) en su litofacies D (xs,frichT). Posteriormente en el miembro superior de la ignimbrita la abundancia de líticos permanece en 3 % (Anexo 3, Figura 6.6) en su litofacies E (cr,emLT) pero aumenta al 15 % y 10 % en las dos zonas representadas por la litofacies F (lcr,emLT) (Anexo 3, Figura 6.6). Cabe mencionar que en todas estas litofacies hay predominancia de fragmentos líticos accesorios basálticos y andesíticos, y raramente riolíticos.

Subsecuentemente, para la ignimbrita Peral (litofacies cr,mLT) la abundancia de fragmentos líticos accesorios en la base es de aproximadamente 20 % y se reduce a un 5 % en el resto de la unidad (Hernández-Vargas *et al.*, 2017). Y finalmente en la litofacies cp,vapsLT de la ignimbrita Sombrero hay un aumento progresivo de fragmentos líticos que va del 5 % al 12 % (de base a

cima) (Hernández-Vargas *et al.*, 2017). En estas dos litofacias hay predominancia de fragmentos líticos riolíticos a diferencia de los basálticos y andesíticos.

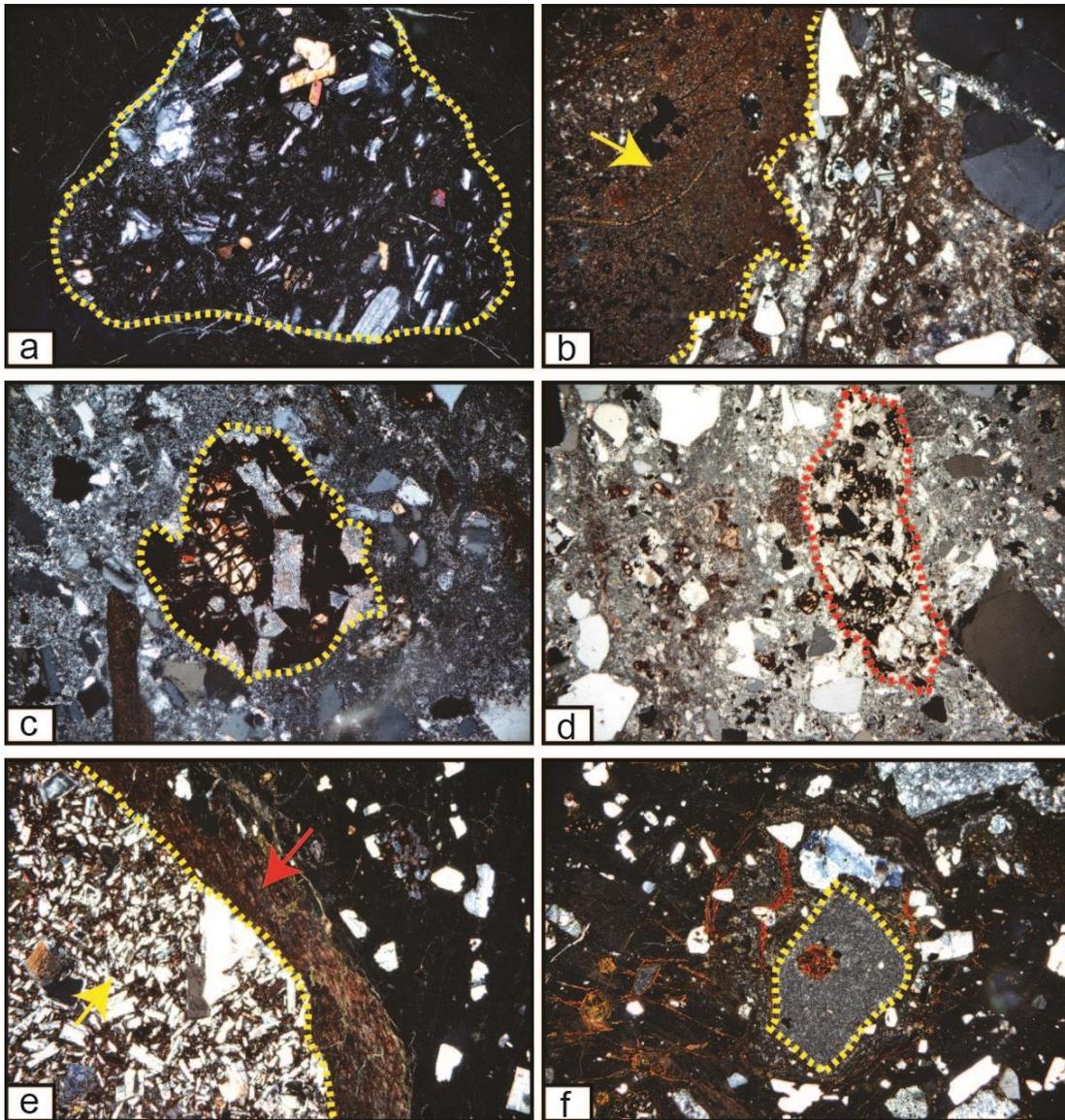


Figura 6.5. Fotomicrografías de fragmentos líticos en luz paralela y nicoles cruzados, encontrados en los miembros inferior y superior de la ignimbrita San Gregorio. a) Enclave máfico con bordes irregulares y textura porfídica delimitado con un contorno discontinuo de color amarillo. b) Enclave máfico (señalado con una flecha amarilla) con bordes sinusoidales y textura porfídica, nótese el contacto con la matriz pumicítica (línea discontinua amarilla). c) y d) Enclaves máficos con textura porfídica y bordes irregulares (resaltados con contornos discontinuos de color amarillo y rojo). e) Fragmento accidental de andesita (señalados con una flecha amarilla) rodeado por un fragmento vítreo de color marrón oscuro (señalado con una flecha roja). El contacto entre ambos es delimitado por una línea discontinua amarilla. f) Fragmentos accidental basáltico con textura microporfídica (delimitado por una línea discontinua de color amarillo). Inmerso en el fragmento un cristal de olivino iddingsitizado.

#### VI.4. Fragmentos de pómez

De acuerdo con la altura estratigráfica de la sucesión volcánica, la presencia de pómez muestra cambios en el comportamiento de su abundancia tal y como se muestra en la Figura 6.6. En la base de la sucesión (toba Acamixtla) la presencia de fragmentos de pómez se restringe al 15 % (litofacies A, mlBr) (Anexo 3, Figura 6.6) y disminuye hasta menos de un 2 % (Anexo 3, Figura 6.6) en la litofacies B (dsLT) de la misma unidad. En el caso del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio (litofacies C, vem), la abundancia de los *fiammes* varían entre de 10 a 11.2 % aproximadamente. Al llegar al miembro superior (litofacies E cr,emLT) de la ignimbrita San Gregorio la abundancia de pómez, al igual que la de los cristales no presenta un patrón definido ya que hay variaciones del 11 % al 17 % a lo largo de la unidad (Anexo 3, Figura 6.6), excepto en la litofacies F (lcr,emLT) del mismo miembro, donde disminuye su abundancia (Anexo 3, Figura 6.6).

En las unidades suprayacentes, como en la ignimbrita Peral (litofacies cr,mLT), los fragmentos de pómez disminuyen hasta el 5 % en abundancia (Hernández-Vargas *et al.*, 2017), y posteriormente aumentan gradualmente del 10 % a la base hasta un 60 % a la cima de la ignimbrita Sombrerito (litofacies cp,vapsLT).

Aunque ya se mencionaron anteriormente algunas características de los fragmentos de pómez, es necesario que se retomen en este inciso. La primera característica es la variación en contenido de cristales ya que en las litofacies de la toba Acamixtla las pómez están libres en cristales mientras que en miembro superior la abundancia de cristales en los fragmentos de pómez va de moderado a rico. La segunda característica tiene que ver con el colapso de las pómez, ya que a la base de la sucesión y específicamente en las litofacies de la toba Acamixtla se aprecian ligeramente colapsados o no colapsados. Caso contrario a lo que ocurre en las litofacies de la ignimbrita San Gregorio donde si hay colapso de las mismas como es el caso de las litofacies del miembro superior (E y F) o bien, el colapso muy intenso (*fiammes*) que presentan en la litofacies C (vem) del miembro inferior o leve como se aprecia en la litofacies D (xs,frichT) del mismo miembro. Los fragmentos de pómez presentes en las unidades suprayacentes (ignimbritas Peral y Sombrerito) no hay evidencia de colapso (Hernández-Vargas *et al.*, 2017).

Con respecto al tamaño de los fragmentos de pómez la base de la sucesión se caracteriza por contener fragmentos de pómez pequeños. Las litofacies de la toba Acamixtla presentan pómez con tamaños desde los 2 mm hasta los 5 cm (litofacies A, mlBr) y tamaños de 2 mm en su litofacies B (dsLT).

Para el caso de los afloramientos proximales de la ignimbrita San Gregorio, los *fiammes* de la litofacies C (vem), en el miembro inferior, tienen tamaños desde 1 cm hasta los 15 cm; mientras que los fragmentos en la litofacies D que le sobreyace (xs,frichT) guardan tamaños desde 1 mm hasta 1 cm de longitud. En el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, los fragmentos de pómez colapsados en las litofacies E y F que el componen (Figura 6.6), tienen tamaños desde 1 cm hasta los 15 cm. Dichos tamaños también aplican para afloramientos alejados como son los de Tetipac, pero no lo hacen para los afloramientos distales como Teacalco en donde los

fragmentos de pómez reducen sus tamaños a 2 cm. La matriz de la ignimbrita por otro lado va de aproximadamente un 50 % en afloramientos proximales y aumenta hasta un 60 % en afloramientos distales.

En las litofacies de las unidades superiores de la sucesión volcánica los tamaños de pómez disminuyen. Para la ignimbrita Peral los tamaños no sobrepasan los 3 cm; y para la ignimbrita Sombrero sus tamaños varían de base a cima de 1 cm hasta los 5 cm, respectivamente. Los valores obtenidos de *aspecto ratio* para los fragmentos de pómez de la ignimbrita San Gregorio muestran una variación de 2.8 a 4.2 en el miembro superior (litofacies E y F), mientras que para el miembro inferior dichos valores aumentan hasta 8.9 en la litofacies C (vem) (Anexo 4).

## VI.5. Cristales

Es muy importante hacer énfasis en que la abundancia de los cristales dentro de la matriz de la ignimbrita San Gregorio siempre es mucho mayor comparado con su presencia en los fragmentos de pómez, y también a comparación de las litofacies A y B que le subyacen (dsLT y mlBr - Toba Acamixtla) y de las que le sobreyacen (cr,mLT – ignimbrita Peral y cp,vapsLT– ignimbrita Sombrero).

Con relación al aumento en la altura estratigráfica de toda la sucesión volcánica se puede apreciar que en la base, la abundancia de cristales en las litofacies A y B (máximo un 2 %, Anexo 3) es mínima (mlBr y dsLT – toba Acamixtla) y aumenta hasta un 13.7 % (Anexo 3) al iniciar la litofacies C (vem) del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio; mientras que al llegar a la litofacies D (xs,frichT) del mismo miembro su abundancia disminuye hasta un 8.50 % (Anexo 3). Posteriormente cuando se presentan las litofacies E (cr,emLT) y F (lcr,emLT) del miembro superior (ignimbrita San Gregorio) la abundancia de cristales aumenta abruptamente con variaciones que van de 35 % a 50 % (Anexo 3). Finalmente, se puede notar una disminución en la abundancia de cristales de hasta el 20 % (Anexo 3) en la litofacies cr,mLT (ignimbrita Peral, Hernández-Vargas *et al.*, 2017) y que se reduce hasta un 7 % en la cima de la sucesión con la litofacies cp,vapsLT (ignimbrita Sombrero, Hernández-Vargas *et al.*, 2017).

De manera puntual en la ignimbrita San Gregorio, la variación en la abundancia de las fases minerales presenta dos cambios importantes. El primero que delimita las litofacies A (vem) y B (xs,frichT) del miembro inferior y que se caracteriza por la predominancia de plagioclasa, piroxenos y olivinos y su nulo o bajo contenido en biotita, cuarzo y sanidino (Figura 6.7, Anexo 3). La segunda que engloba las litofacies E y F (cr,emLT y lcr,emLT, respectivamente) del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio en las cuales el sanidino y el cuarzo son las fases minerales principales, y en menor cantidad la plagioclasa y la biotita (Figura 6.7).

Ahora bien, la presencia de cristales de olivino y piroxeno en el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio es mayor (6 %) que en su miembro superior (2 %) (Figura 6.7). En este punto se toma como referencia la ubicación de la litofacies F (lcr,emLT) del miembro superior donde hay mayor concentración de fragmentos líticos basálticos y andesíticos, y los cuales disminuyen en la litofacies E (cr,emLT). Lo anterior debido a que, a mayor concentración de líticos, mayor es la abundancia de minerales ferromagnesianos (3 %), y viceversa a medida que

disminuyen los fragmentos líticos, los cristales de olivino y piroxeno también lo hacen (<1 %) (Figura 6.7). Para el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio las abundancias de sanidino y cuarzo disminuyen sutilmente ante la presencia de las zonas de mayor concentración de fragmentos líticos.

El conteo de puntos realizado en las muestras de la sección d-d' Taxco-San Gregorio (afloramientos proximales a la fuente) permitió identificar una disminución en la abundancia de cristales que va de la base a la cima de la ignimbrita San Gregorio. En la litofacies C (vem) del miembro inferior varía de 13.7 % a 9.4 % (Anexo 3) y disminuye hasta un 8.0 % (Anexo 3) en la litofacies D (xs,frichT) del mismo miembro. Para las zonas más alejados como Tetipac (sección e-e', Figura 5.5) varía de 8.0 % a 7.3 % (Anexo 3), mientras que en el área de Teacalco la litofacies D no fue identificada en los afloramientos recorridos.

Caso contrario de lo que ocurre en las litofacies E y F del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, en donde no hay un patrón claro en la variación de la abundancia de cristales con respecto a su altura estratigráfica. Generalmente hay fluctuaciones en el contenido de cristales que va de 35.0% a 50.0 % (Anexo 3). En los afloramientos alejados como Tetipac (sección e-e', Figura 5.5) la abundancia va de 30.0 % a 40.0 % (Anexo 3), mientras que en los más distales como Teacalco la abundancia mineral es de 30.0 % a 27.0 % (Anexo 3).

Los cristales presentes en los afloramientos de la ignimbrita San Gregorio son regularmente rotos y anhedrales, tanto en el miembro inferior como en el miembro superior. En los afloramientos proximales los tamaños de los cristales, para el miembro inferior, no superan los 2 mm. En el caso del miembro superior los cristales pueden presentar tamaños de hasta 8 mm o inclusive 1 cm como en caso del área del cerro Cacalotenango (sección f-f', Figura 5.5). En los afloramientos distales como Tetipac los cristales tienen tamaños de 4 mm a 5 mm; y en Teacalco (sección g-g', Figura 5.5) regularmente rondan los tamaños de entre 3 mm a 4 mm, aunque en ambos casos se pueden llegar a encontrar cristales que superen dichos tamaños. Las unidades que sobreyacen a la ignimbrita San Gregorio (ignimbrita Peral e ignimbrita Sombrerito) no contienen olivinos ni piroxenos; y predominan el cuarzo y la plagioclasa (Hernández-Vargas *et al.*, 2017).

## VI.6. Densidad y soldamiento

En el Capítulo II se mencionó que las variaciones en densidad y porosidad de una ignimbrita permiten tener una aproximación del grado de soldamiento en la misma (Smith, 1960a; Riehle *et al.*, 1973, 2010) así como de otros procesos posteriores relacionados con su desgasificación (Riehle *et al.*, 2010). Como se puede apreciar en el perfil de espesor contra la densidad (Figura 6.6), los valores de densidades en la ignimbrita San Gregorio varían entre 2.43 g/cm<sup>3</sup> y 2.72 g/cm<sup>3</sup> a lo largo de la sección Taxco-San Gregorio (Figura 5.5). Los valores más altos (2.65 g/cm<sup>3</sup> y 2.72 g/cm<sup>3</sup>) se concentran en la litofacies C (vem) del miembro inferior. En el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio hay una variación de 2.43 g/cm<sup>3</sup> a 2.64 g/cm<sup>3</sup> en su densidad, observándose de manera general una disminución en los valores de base a cima de este miembro. Así mismo hay dos valores que sobresalen en esta unidad (2.61 g/cm<sup>3</sup> y 2.64 g/cm<sup>3</sup>) y

cuyos picos se sitúan justamente en las dos zonas ricas en fragmentos líticos (litofacies F, lcr,emLT). Por lo tanto, aquí se sugiere que el aumento de densidad en estas dos muestras puede estar relacionado con su enriquecimiento en fragmentos líticos (ya que estos también fueron observados durante el estudio petrográfico) y no por un cambio en la intensidad del soldamiento.

De acuerdo con la Tabla 1 recopilada por Quane y Russell (2004) a partir de diversos autores, y que reúne las características que sirven de guía para clasificar el grado de soldamiento en una ignimbrita, la litofacies C (vem) del miembro inferior presenta soldamiento intenso (nivel VI); y de menor grado para las litofacies E y F (cr,emLT y lcr,emLT) del miembro superior (nivel IV a la cima y nivel V a su base). Esta clasificación coincide con la de Smith (1960a) en donde de acuerdo a las observaciones físicas el miembro inferior representaría una zona de intenso soldamiento mientras que el miembro superior compartiría características de la zona de soldamiento parcial. Es importante recordar que la litofacies C (vem) del miembro inferior, es un vitrófido donde los fragmentos de pómez se han transformado en *fiammes*, y el contacto entre estos y la matriz vítrea es difícil de distinguir. En el caso del miembro superior, hay presencia de *fiammes* en su base, los cuales desaparecen a escasamente dos metros de la base, y a partir de ese punto predominan los fragmentos de pómez eutaxítica de color marrón que son fácilmente distinguibles.

Para los afloramientos distales de la ignimbrita San Gregorio en el área de Teacalco, los valores de densidades obtenidos en las dos muestras (SG32T y SG33T) colectadas ( $2.42 \text{ g/cm}^3$  y  $2.46 \text{ g/cm}^3$ ) son muy similares a los valores cercanos a la cima del miembro superior, reflejando también un menor grado de soldamiento.

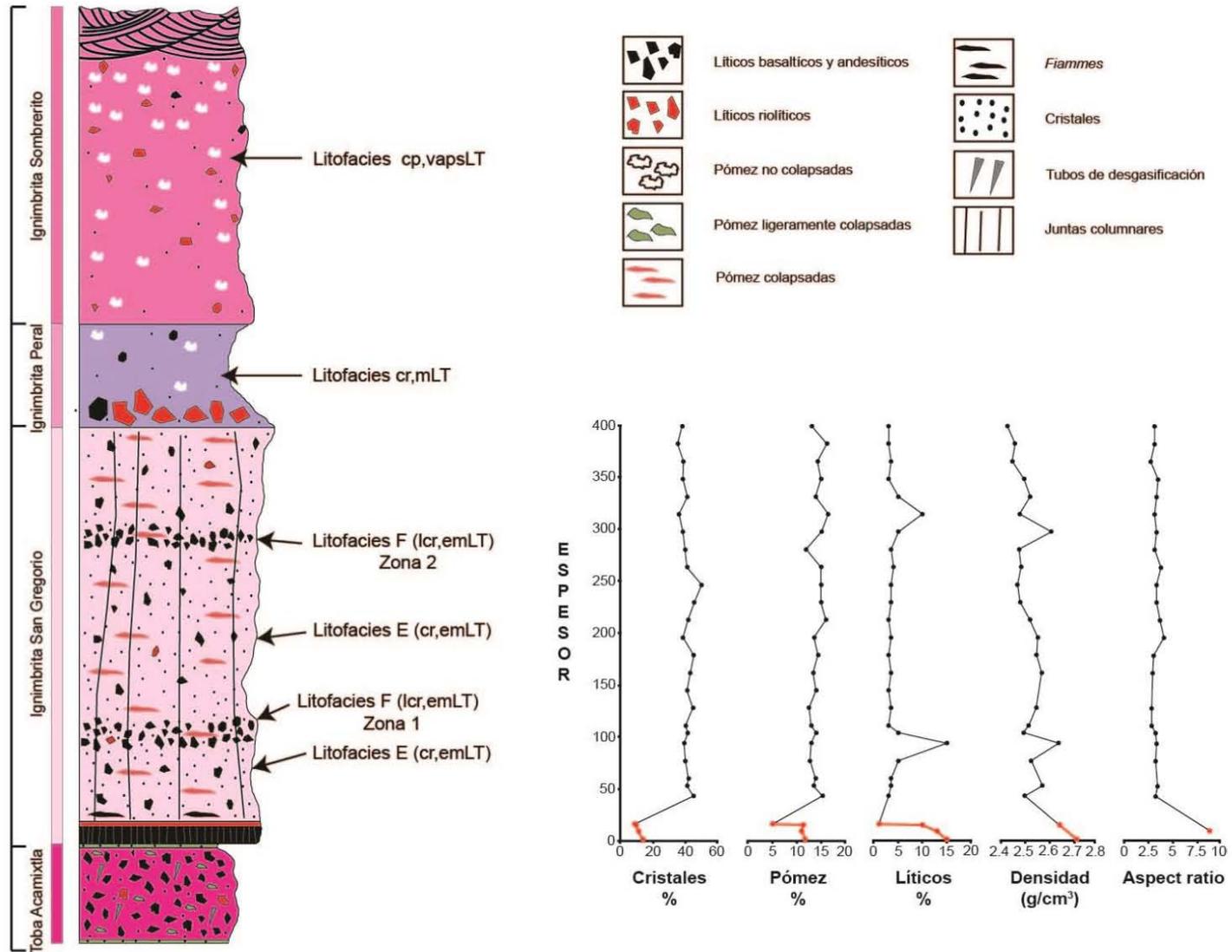


Figura 6.6. Perfiles de variación. Espesor vs. fragmentos líticos (%), fragmentos de pómez (%), cristales (%), *aspect ratio* y densidad ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ).

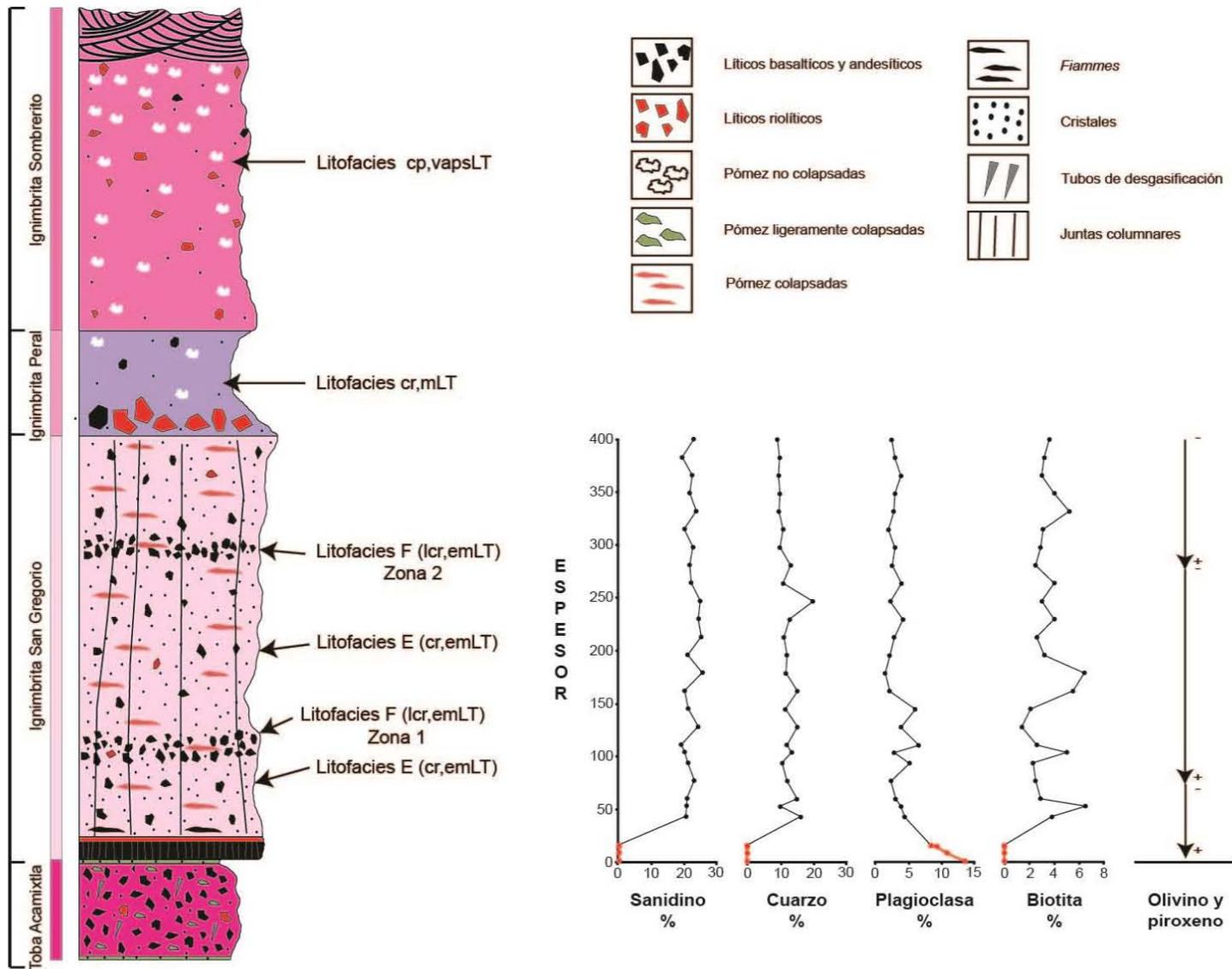


Figura 6.7. Perfiles de variación. Espesor vs. fases minerales (%).

## Capítulo VII.- Geoquímica

Un total de 23 muestras colectadas en el área fueron seleccionadas para ser analizadas mediante la técnica de fluorescencia de rayos X (FRX) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), utilizando un espectrómetro Rigaku ZSX Primus II y siguiendo los procedimientos descritos por Lozano y Bernal (2005). La finalidad de los análisis fue obtener la composición geoquímica de elementos mayores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) y de 14 elementos traza (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, Nb, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Th y Pb). Del número total de muestras analizadas, 20 de ellas pertenecen a la sección d-d' Taxco-San Gregorio (SG41-SG63), dos del área de Teacalco (SG32T, SG33T) y una corresponde a un dique máfico (SG66, que fue colectada en las cercanías del poblado de San Pedro Chichila (Figura 5.5). En este capítulo también fueron incluidos los datos de las muestras Hx21 y TAX3 del miembro inferior, SG03, SG04 y SG06 del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, así como las muestras Hx13, y Hx27 de la Formación Tenería, todos publicados con anterioridad por Hernández-Vargas *et al.* (2017). Es importante mencionar que en el proceso de preparación de las muestras se procuró retirar los fragmentos líticos macroscópicos, no obstante, las muestras también presentan fragmentos muy pequeños (identificados en la petrografía) los cuales no pudieron ser separados.

Los resultados de elementos mayores y traza obtenidos fueron utilizados primeramente para clasificar los dos miembros que componen a la ignimbrita San Gregorio (miembro inferior y miembro superior), para examinar las variaciones en composición en relación con la altura estratigráfica (para las muestras de la sección Taxco-San Gregorio, incluyendo las muestras Hx21 y TAX3 de Hernández-Vargas *et al.*, 2017), y posteriormente compararlos con los depósitos de los centros volcánicos de Goleta y Tilzapotla. En el Anexo 6 se presentan los análisis de elementos mayores y traza por FRX.

### VII.1. Clasificación de las rocas

La composición de sílice y la clasificación de roca para las 30 muestras del campo volcánico de Taxco, utilizadas en este estudio (24 muestras del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, tres muestras del miembro inferior, dos muestras de los domos riolíticos de la Formación Tenería y una muestra de un dique máfico) se muestran en el diagrama TAS de álcalis totales ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  % en peso) vs. sílice ( $\text{SiO}_2$  % en peso) de Le Bas *et al.* (1986) (Figura 7.1). El contenido de  $\text{SiO}_2$  en las muestras (recalculado al 100 %, libre de volátiles) evidencia un rango de 71.76 a 77.96 % en peso. Con base en este rango de contenido en sílice, así como en el esquema de clasificación usado, ambos miembros de la ignimbrita San Gregorio, así como las muestras de la Formación Tenería se ubican dentro del campo de las riolitas, sin mostrar una evidente diferencia entre ellas con respecto al contenido de  $\text{SiO}_2$ . La excepción es el dique máfico (SG66) que cae dentro del campo de los basaltos con un contenido de sílice de 50.01 %.

En el mismo diagrama TAS, para fines comparativos, también se han incluido algunas muestras (datos recalculados al 100 % libre de volátiles) de los centros volcánicos Goleta (una

muestra de la Ignimbrita Goleta y nueve muestras de diques y flujos asociados a dicho centro volcánico) (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011); y Tilzapotla (ocho muestras de la Ignimbrita Tilzapotla, dos de la Formación Gallegos y once muestras más de diques y flujos asociados a dicho centro) (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Mori *et al.*, 2012).

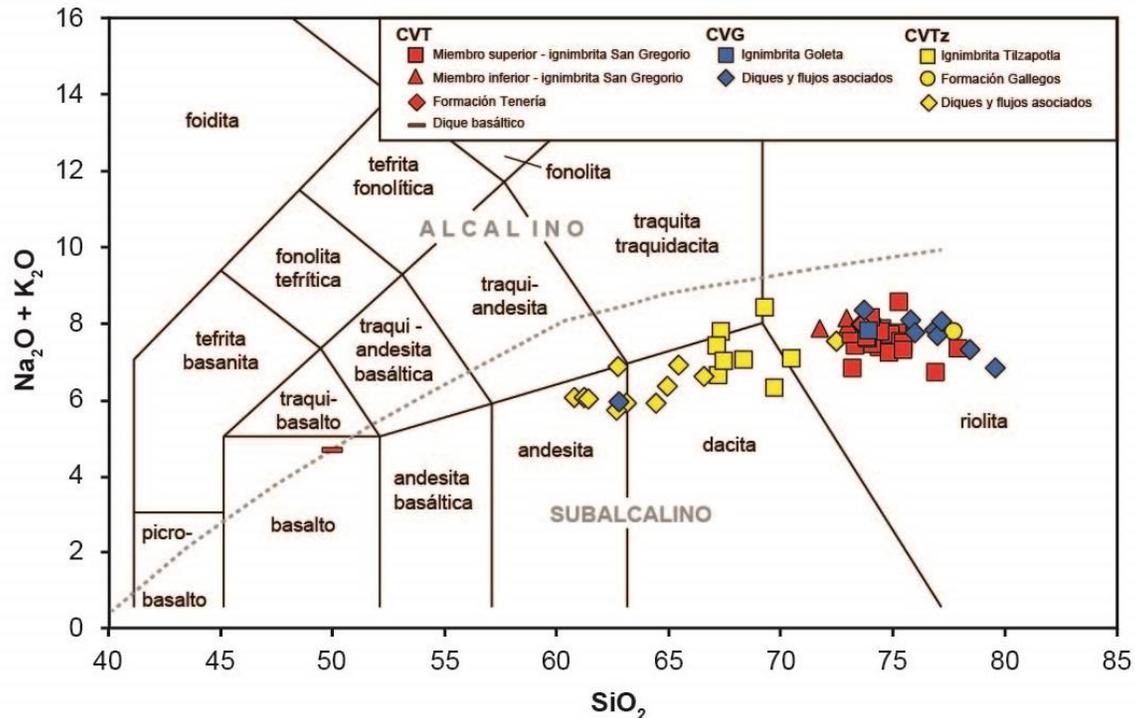


Figura 7.1. Diagrama de álcalis totales contra  $\text{SiO}_2$  (TAS) para las rocas del área de estudio y de los centros volcánicos adyacentes de Goleta y Tilzapotla. En este diagrama también ha sido incluida la división (línea punteada gris) de los campos alcalino y subalcalino propuesta por Irvine y Baragar (1971). CVT = campo volcánico de Taxco, CVG = centro volcánico Goleta y CVTz = centro volcánico de Tilzapotla.

En el caso de las muestras del centro volcánico Goleta, la mayoría caen dentro del campo de las riolitas con una variación en el contenido de  $\text{SiO}_2$  que va de 73.66 a 79.54 %, con excepción de una lava que se clasifica como andesita (62.74 % en peso de  $\text{SiO}_2$ ). Cabe mencionar que la única muestra de la ignimbrita Goleta tiene un contenido de sílice de 73.96 % en peso, similar a los valores que presentan algunas muestras en ambos miembros de la ignimbrita San Gregorio. Para las muestras del centro volcánico de Tilzapotla, particularmente para la Ignimbrita Tilzapotla se define una clasificación principalmente dacítica como se aprecia en la Figura 7.1, con un rango de variación en contenido de sílice de 67.14 a 70.48 %, claramente menos silícica que la ignimbrita San Gregorio excepto por una muestra analizada por de León García (2018) cuya composición es riolítica y que pertenece a las facies de extracaldera de la ignimbrita Tilzapotla. Las muestras que pertenecen a los flujos y diques asociados al área de Tilzapotla se clasifican como andesitas y dacitas y en algunos casos riolitas. Por último, la composición de las dos muestras de la Formación Gallegos (unidad más joven que la Ignimbrita Tilzapotla, Morán-Zenteno *et al.*, 2004) es riolítica (76.57 % promedio en peso de  $\text{SiO}_2$ ). En el diagrama TAS

también se muestra el límite alcalino-subalcalino propuesto por Irvine y Baragar (1971). De acuerdo con este límite, las muestras de los tres campos volcánicos mencionados anteriormente corresponden a rocas con tendencias subalcalina y calcialcalina de acuerdo con su distribución en el diagrama AFM de la Figura 7.2a (Irvine y Baragar, 1971). La tendencia calcialcalina ha sido confirmada por la disposición de las muestras en el diagrama de Frost y Frost (2008) de la modificación del índice calcialcalino (*modified alkali-lime index*, MALI) contra sílice (Figura 7.2b).

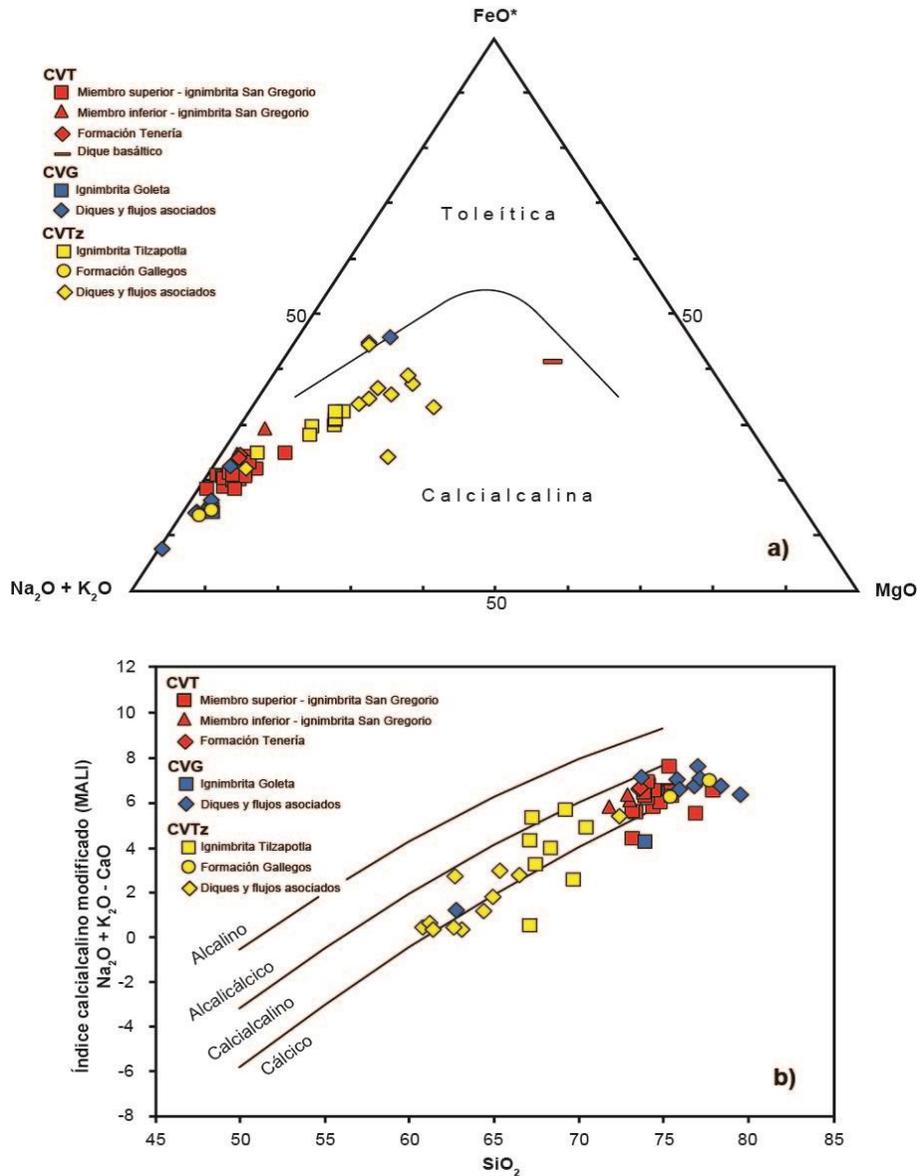


Figura 7.2. Diagramas de clasificación. 7.2a) Diagrama ternario AFM de Irvine y Baragar (1971) donde se muestra que las rocas del campo volcánico de Taxco muestran una tendencia calcialcalina. Lo mismo ocurre con las muestras de los centros volcánicos aledaños (Goleta y Tizapotla), con excepción de algunas de sus muestras que se encuentran más enriquecidas en  $\text{FeO}^*$ . 7.2b) Diagrama de clasificación MALI contra  $\text{SiO}_2$  donde se muestra la distribución de las rocas de las áreas volcánicas de Taxco, Goleta y Tizapotla, en el campo calcialcalino (Frost y Frost, 2008). CVT = campo volcánico de Taxco, CVG = centro volcánico Goleta y CVTz= centro volcánico de Tizapotla.

En la Figura 7.3 (diagrama de clasificación de Le Maitre *et al.*, 1989) las muestras del campo volcánico de Taxco se clasifican en el campo de alto-K (datos recalculados a 100 %, base anhidra). Puede apreciarse una ligera variabilidad en el contenido de potasio entre las muestras del miembro inferior, las cuales denotan menor contenido tanto de  $K_2O$  (3.79 y 4.19 %) como de  $SiO_2$  (71.76 y 73.04 %) en comparación con las muestras del miembro superior que se observan con mayor contenido tanto en sílice (73.21 - 77.96 %) como en potasio (4.16 - 5.36 %). Las riolitas de la Formación Tenería también se aprecian con menor contenido de potasio (4.16 y 4.21 %) con respecto a las muestras del miembro superior. Para el centro volcánico Goleta, la mayoría de las muestras se clasifican en el campo de alto-K como se observa en la Figura 7.3. Los valores de sus muestras (recalculados a 100 %, libre de volátiles) son muy similares a los del campo volcánico de Taxco en cuanto a contenido de  $SiO_2$  (73.66 - 78.39 %) y de  $K_2O$  (4.28 - 5.16 %). Finalmente, las rocas (datos recalculados a 100 %, base anhidra) del área volcánica de Tilzapotla mayoritariamente se clasifican como de Alto-K, solo que a diferencia de la ignimbrita San Gregorio, los valores de sílice en la Ignimbrita Tilzapotla (67.14 - 70.48 %) son menores y además presenta mayor dispersión en el contenido de potasio (2.87 - 5.31 %) tal y como se muestra en la Figura 7.3.

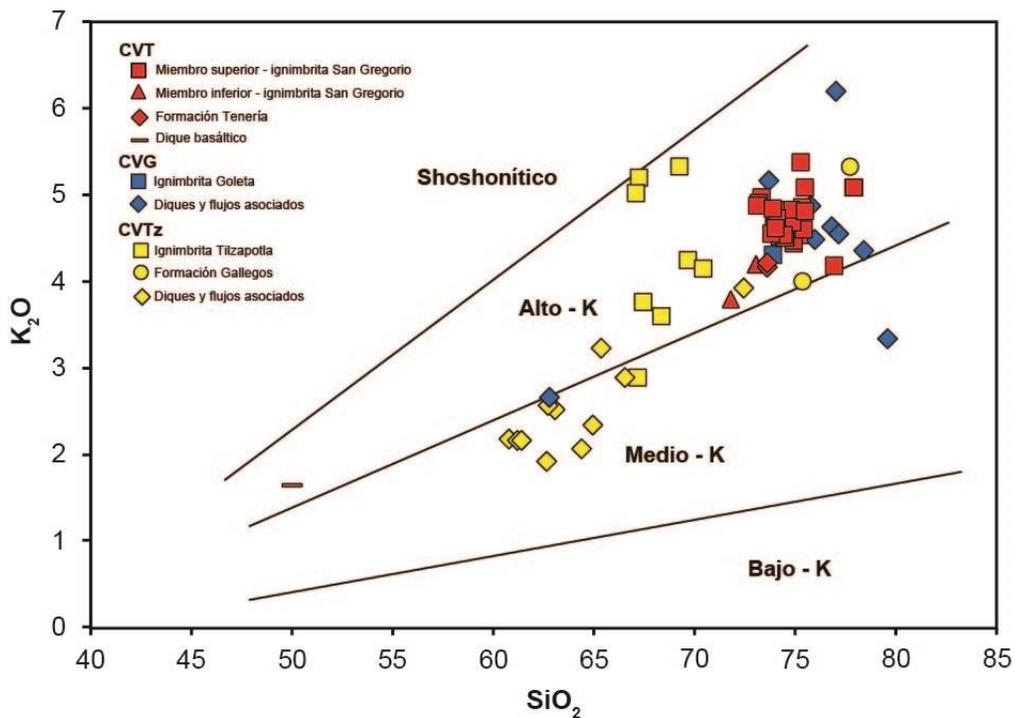


Figura 7.3. Diagrama de clasificación de Le Maitre *et al.* (1989), el cual divide las series de acuerdo a su contenido de  $K_2O$ . CVT = campo volcánico de Taxco, CVG = centro volcánico Goleta y CVTz = centro volcánico de Tilzapotla.

## VII.2. Química de elementos mayores

En la Figura 7.4 se observan algunos diagramas de variación tipo Harker, usando los datos recalculados a 100 % en base seca, para las rocas del campo volcánico de Taxco. En ellos se aprecian diferencias en la abundancia de los elementos mayores y el contenido de  $\text{SiO}_2$  para los miembros inferior y superior de la ignimbrita San Gregorio, además de una similitud de las muestras de la Formación Tenería con el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio. Claramente se distingue que las concentraciones de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{TiO}_2$  en las muestras disminuyen conforme aumenta su contenido de  $\text{SiO}_2$ , indicando probablemente un control por cristalización fraccionada de las fases minerales de plagioclasa y óxidos de Fe y Ti, principalmente. Es importante mencionar que no se descarta la posibilidad de que procesos secundarios como la alteración y lixiviación puedan haber afectado en la abundancia de los elementos químicos presentes en las muestras, y como resultado los análisis químicos pueden presentar sesgos significativos.

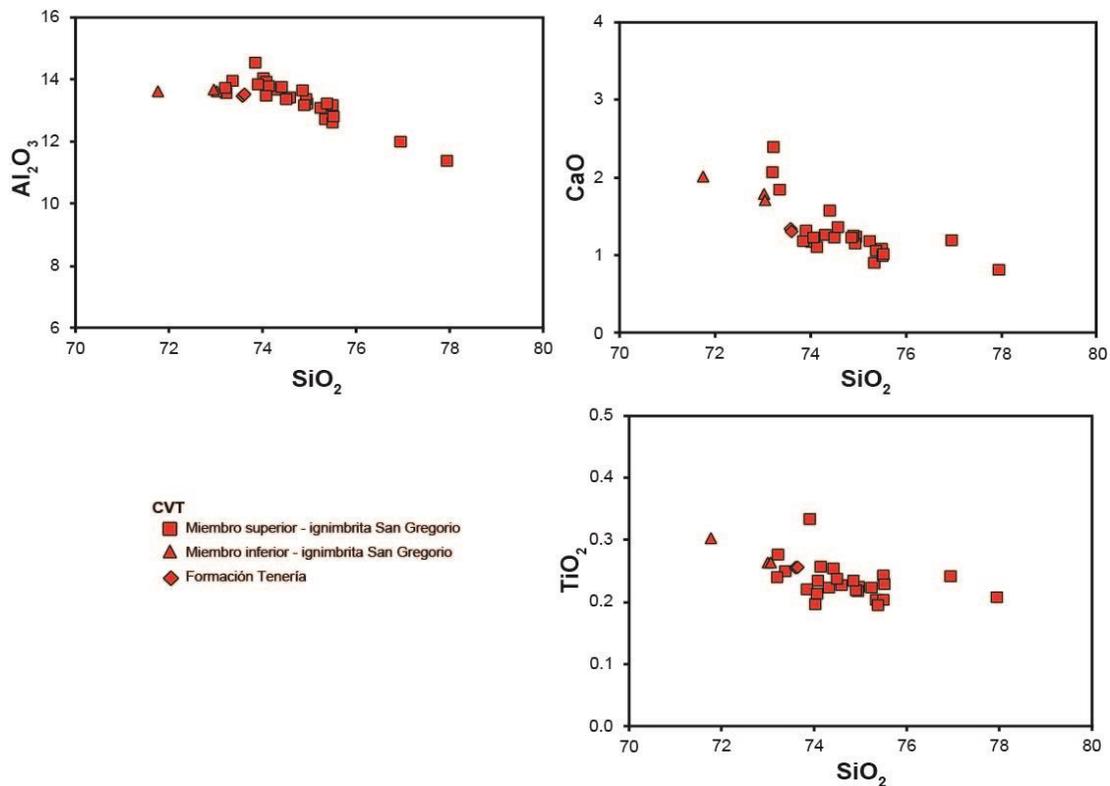


Figura 7.4. Diagramas de variación de algunos elementos mayores recalculados a base anhidra, para las rocas del área de estudio en el campo volcánico de Taxco. Todos los datos son reportados en % peso.

De acuerdo con la petrografía (Anexo 3), en el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio predomina la plagioclasa y los óxidos de Fe y Ti, a diferencia del miembro superior en donde el ensamble mineral cristalizado está dominado por la presencia de sanidino, cuarzo y en menor proporción la plagioclasa, la biotita y los óxidos. De acuerdo con las fases minerales presentes,

en los diagramas Harker se puede apreciar que, aunque las abundancias de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{TiO}_2$  de las muestras de ambos miembros de la ignimbrita San Gregorio se traslapan, los contenidos de dichos elementos en el miembro inferior se sitúan en el rango de los valores altos del miembro superior. En los diagramas de la Figura 7.4 varios datos del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio, se alejan un poco del grupo principal. En algunos casos, estos datos representan muestras con mayor contenido de fragmentos líticos basálticos y andesíticos, lo cual se ve reflejado en la disminución de  $\text{SiO}_2$  y en el aumento de  $\text{CaO}$  y  $\text{TiO}_2$ ; y en algunos otros, son muestras en las cuales ha influido la abundancia de las fases minerales.

En el diagrama de índice de saturación de alúmina (*alumina saturation index*, ASI) vs. índice de alcalinidad (*alkalinity index*, AI) de Maniar y Piccoli (1989), las muestras analizadas varían de 0.9 a 1.2. Las muestras del miembro inferior de San Gregorio son metaluminosas y las del miembro superior y la Formación Tenería son ligeramente peraluminosas, con algunas muestras graficándose en el límite con el campo metaluminoso (Figura 7.5a). De acuerdo con autores como Shand (1943), Zen (1986), Frost *et al.* (2001) y, Frost y Frost (2008), los límites de alcalinidad y de saturación de alúmina están relacionados estrechamente con la abundancia de las fases minerales presentes en las rocas, para lo cual cabe remarcar la presencia de plagioclasa y sanidino en las rocas estudiadas, lo que explicaría la razón por la cual las muestras del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio así como las muestras de la Formación Tenería caen en el campo de las rocas peraluminosas. Esta observación también se aplica a la distribución de algunas muestras de la Ignimbrita Goleta, la Ignimbrita Tilzapotla y de las rocas que forman parte de los grupos de flujos y diques asociados, clasificados también como rocas ligeramente peraluminosas.

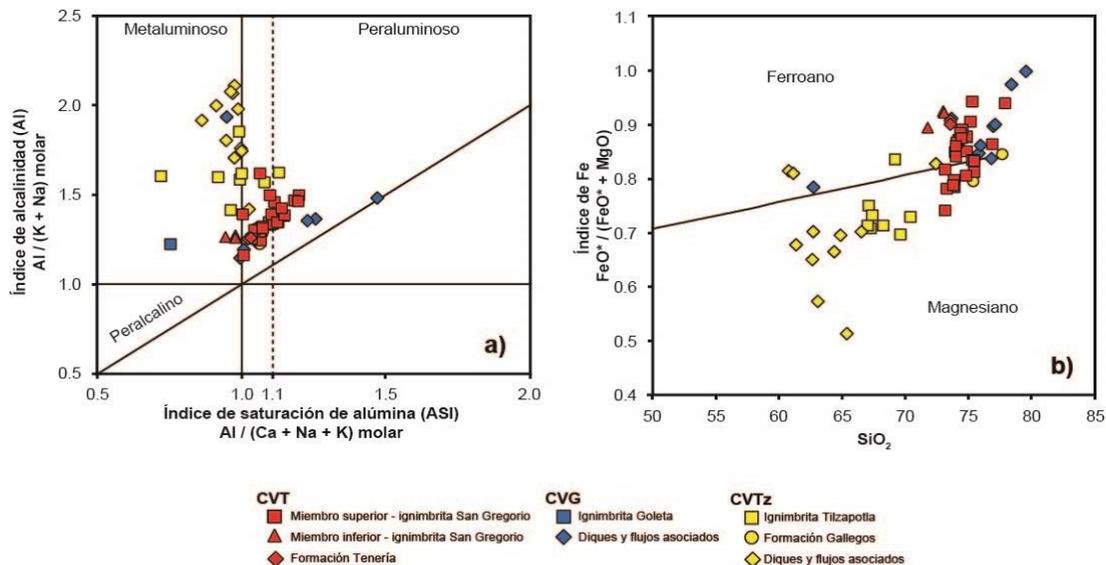


Figura 7.5. Diagramas de clasificación ASI versus AI (Maniar y Piccoli, 1989) y  $\text{SiO}_2$  vs. Índice de Fe (Frost y Frost, 2008). 7.5a) Diagrama de clasificación de aluminosidad utilizando el índice de Shand con el objetivo de definir la aluminosidad o peraluminosidad de las rocas volcánicas del campo volcánico de Taxco (CVT), y los centros volcánicos Goleta (CVG) y Tilzapotla (CVTz). 7.5b) Diagrama para la discriminación de las rocas del área de estudio, entre rocas ferroanas o magneasianas, utilizando su índice de Fe.

Finalmente, se calcularon los valores del índice de Fe, que de acuerdo con Frost y Frost (2011) resulta de utilidad para diferenciar entre rocas que tuvieron su origen en ambientes oxidantes (magmas ferroanos calcialcalinos asociados a subducción) cuando el índice de Fe tiene valores menores a 0.9, o reductores (magmas ferroanos alcalino cálcicos asociados con ambientes de extensión) cuando dichos valores son mayores a 0.9. Para la mayoría de las muestras del campo volcánico de Taxco los valores del índice de Fe varían de 0.74 a 0.94; en las rocas del área volcánica de Goleta los valores van de 0.78 a 1.0; y en el caso del centro volcánico de Tilzapotla los valores del índice de Fe en sus muestras van de 0.57 a 0.84. Particularmente para las rocas de Taxco los valores más alto del índice de Fe corresponden a las muestras del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio, pero también a muestras del miembro superior enriquecidas en fragmentos líticos basálticos y andesíticos. En la Figura 7.5b, diagrama del índice de Hierro (*Fe index*) versus SiO<sub>2</sub> (Frost *et al.*, 2001; Frost y Frost, 2011), se puede apreciar que las muestras del campo volcánico de Taxco se distribuyen de forma lineal y continua entre los campos magnesiano y ferroano. Esta tendencia es explicada por Frost *et al.* (2001) y Frost y Frost (2011), quienes sugieren que los magmas calcialcalinos con altos valores de SiO<sub>2</sub> (70 %) tienden a ser ferroanos distribuyéndose a través del límite entre las rocas metaluminosas y peraluminosas (tendencia observada en las rocas del CVT, Figura 7.5a), de igual forma Frost *et al.* (2016) mencionan que en los magmas calcialcalinos ferroanos el valor del índice de Fe es menor cuando las rocas son metaluminosas y, conforme aumenta su peraluminosidad el valor del índice Fe también lo hace, como se aprecia en las muestras estudiadas del CVT.

Por otro lado, el ligero aumento en el índice de Fe para las muestras del miembro inferior y para algunas del superior de la ignimbrita San Gregorio que presentan valores arriba de 0.9 (Figura 7.5b), podría encontrar su explicación en la presencia de fragmentos líticos basálticos y andesíticos, así como en la presencia de olivino y piroxeno, y óxidos de Fe.

### **VII.3. Química de elementos traza**

Las concentraciones (ppm) de dos elementos traza (Sr y Zr) en relación con el contenido de SiO<sub>2</sub> (% en peso) se presentan en las Figura 7.6 a y b, para las rocas del campo volcánico de Taxco y, para su contraste con los centros volcánicos de Goleta y Tilzapotla se han seleccionado los elementos traza de Ba y Zr vs. SiO<sub>2</sub> y las relaciones Ba vs. Sr y Ti vs. Sr (Figura 7.6 c, d, e y f). El resto de los elementos analizados no evidencian un comportamiento definido que permita interpretarlos, esto último probablemente debido a que los datos de las muestras presentan valores similares para varios de los elementos traza.

En el CVT la concentración de Sr tiene una tendencia negativa lo que podría indicar fraccionamiento de plagioclasa que coincide con la mayor abundancia de fenocristales de esta fase mineral en las muestras del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio, a diferencia de su miembro superior (Figura 7.6a). En el caso del Zr, en la Figura 7.6b, claramente se aprecia que el miembro inferior tiene mayor contenido con respecto al miembro superior.

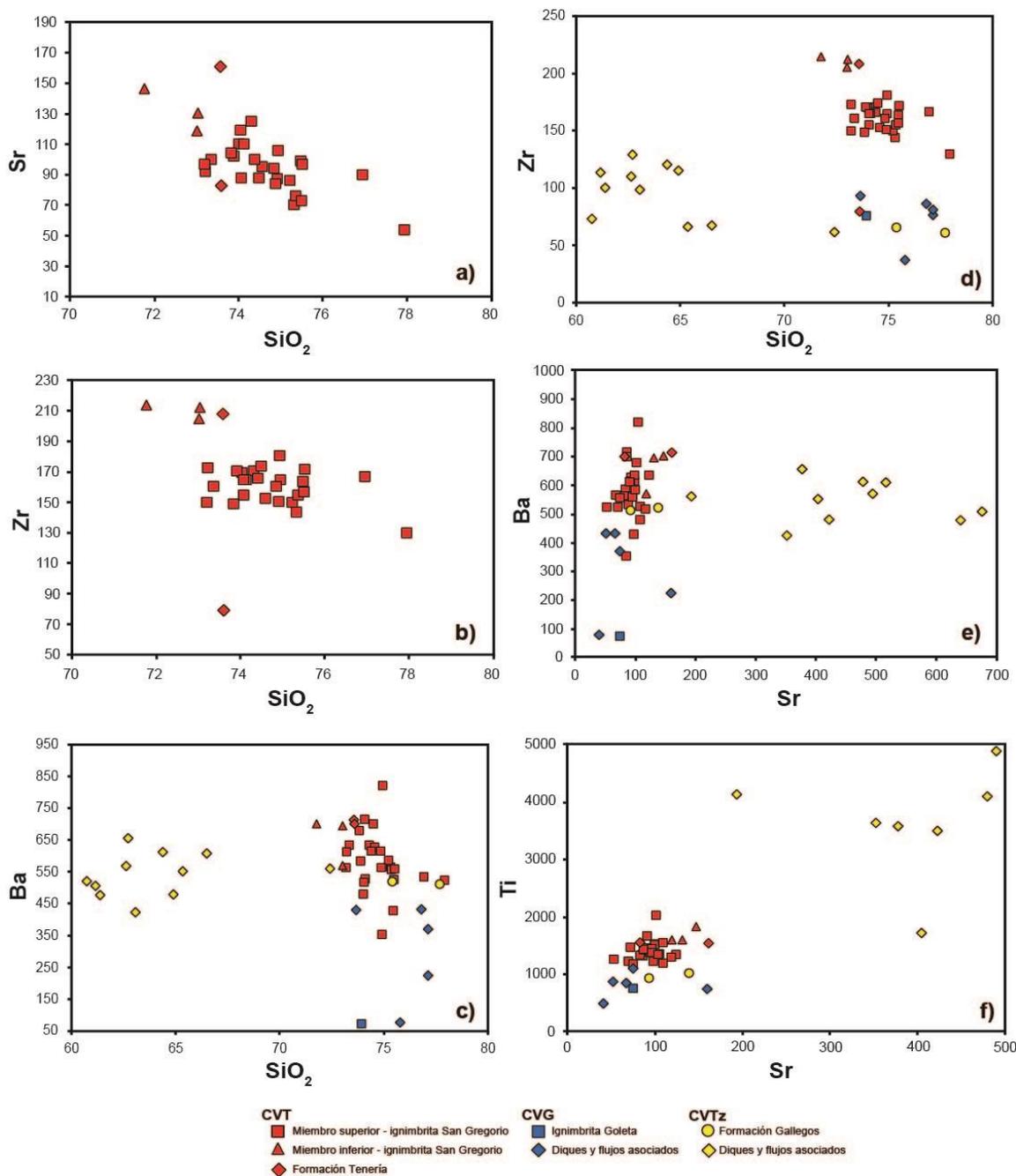


Figura 7.6. Diagramas de variación de los elementos traza (ppm). a) y b) Variación de Sr y Zr vs. SiO<sub>2</sub> en las rocas del campo volcánico de Taxco (CVT). c) y d) Variaciones de Ba y Zr contra SiO<sub>2</sub> de las muestras del campo volcánico de Taxco y los centros volcánicos Goleta (CVG) y Tilzapotla (CVTz), con fines comparativos. e) y f) Diagramas de variación Ba vs. Sr y Ti vs. Sr donde se observan diferencias entre los datos de las tres áreas volcánicas.

Por otro lado, la distribución de los datos en los diagramas de Ba y Zr vs. SiO<sub>2</sub> y, Ba vs. Sr y Ti vs. Sr permite ver las diferencias que existen entre el CVT y los centros volcánicos de Goleta y Tilzapotla (Figura 7.6 c, d, e y f). Para el CVT es evidente el enriquecimiento en Ba, Zr y Ti con

respecto a Goleta, algo que Hernández-Vargas *et al.* (2017) habían identificado anteriormente en el caso del Ba, Sr y Zr.

En un diagrama multielemental normalizado con los valores de Sun y McDonough (1989) para el manto primitivo (Figura 7.7), se observa un enriquecimiento en Rb, Ba, K y Pb con respecto a Nb y Ti para el CVT. De acuerdo con Pearce *et al.* (1984) este patrón es característico de magmatismo de arco. En el diagrama también fueron agregados los conjuntos de datos (*suites*) de Goleta y Tilzapotla (Figura 7.7), los cuales presentan el mismo patrón típico de rocas de arco que las rocas del CVT. Solo en el caso de dos muestras del CVT (SG53 y SG66) se obtuvieron valores de un número mayor de elementos traza por medio de ICPMS, y han sido graficados en los diagramas que aparecen en las Figuras 7.8a y 7.8b. La muestra SG53 es representativa de la ignimbrita San Gregorio (parte intermedia del miembro superior) ya que presenta poca alteración y pocos líticos; la muestra SG66 pertenece al dique basáltico que intrusión a los conglomerados del grupo Balsas en las cercanías del poblado de San Pedro Chichila. En el diagrama multielemental de la Figura 7.8a se aprecia que tanto la muestra de la ignimbrita San Gregorio (SG53), como el dique basáltico (SG66) tienen enriquecimiento en elementos LILE en comparación a los elementos HFSE. En el caso de la ignimbrita San Gregorio (SG53) es evidente el patrón típico de subducción con anomalías positivas de Rb, Ba, K y Pb, y las anomalías negativas en Nb y Ti. Por el contrario, para el dique basáltico (SG66) aunque presenta una ligera señal de subducción, su patrón geoquímico es más similar al de ambiente OIB. De acuerdo con Sun y McDonough (1989) y Wilson (1989) el patrón geoquímico típico en un ambiente OIB se caracteriza por presentar un *smooth pattern* (es decir un patrón sin los picos representativos de anomalías que caracterizan al ambiente de subducción), enriquecimiento en tierras raras ligeras y valores máximos en ciertos elementos como son el Ba, el Nb y Ta. En la Figura 7.8b se puede apreciar la similitud entre el patrón geoquímico de un ambiente OIB y el del dique basáltico (SG66), excepto por los valores menores en Nb y Ta. Por otro lado, en el diagrama de tierras raras normalizado a condrita (McDonough y Sun, 1995, Figura 7.8b) se observa que las dos rocas están enriquecidas en tierras raras ligeras (LREE) comparadas con las tierras raras pesadas (HREE). La muestra del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio (SG53) muestra un patrón más plano y enriquecido en las HREE a comparación del dique basáltico (SG66). Así mismo la ignimbrita San Gregorio se caracteriza por presentar una anomalía importante en Eu y un valor en la relación de  $Eu/Eu^* = 0.34$ , lo que se asocia al fraccionamiento de plagioclasa en una fuente somera; a diferencia del perfil de tierras raras del dique basáltico que no exhibe una anomalía significativa en Eu lo cual es constatado por el valor cercano a 1 en su relación de  $Eu/Eu^* (0.92)$ . Los datos se presentan en el Anexo 6.

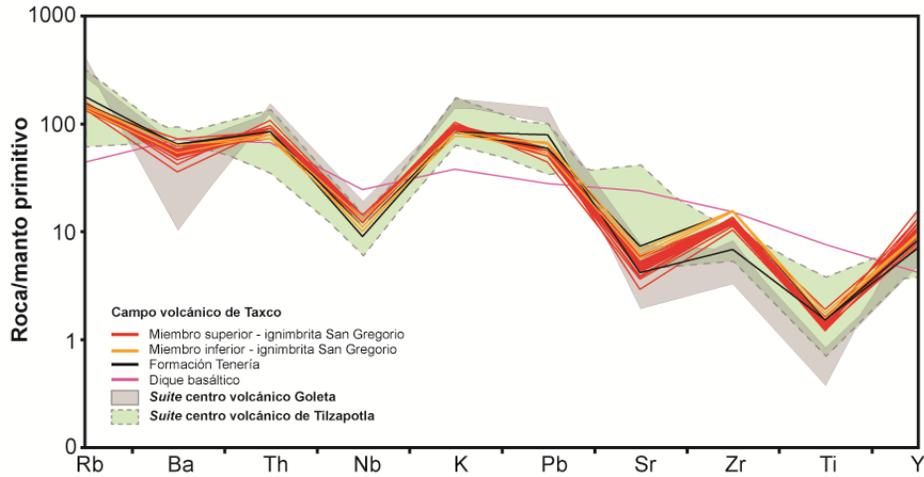


Figura 7.7. Diagrama multielemental normalizados a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). Las áreas sombreadas representan los campos de variación en las suites de las muestras de los centros volcánicos Goleta y Tilzapotla.

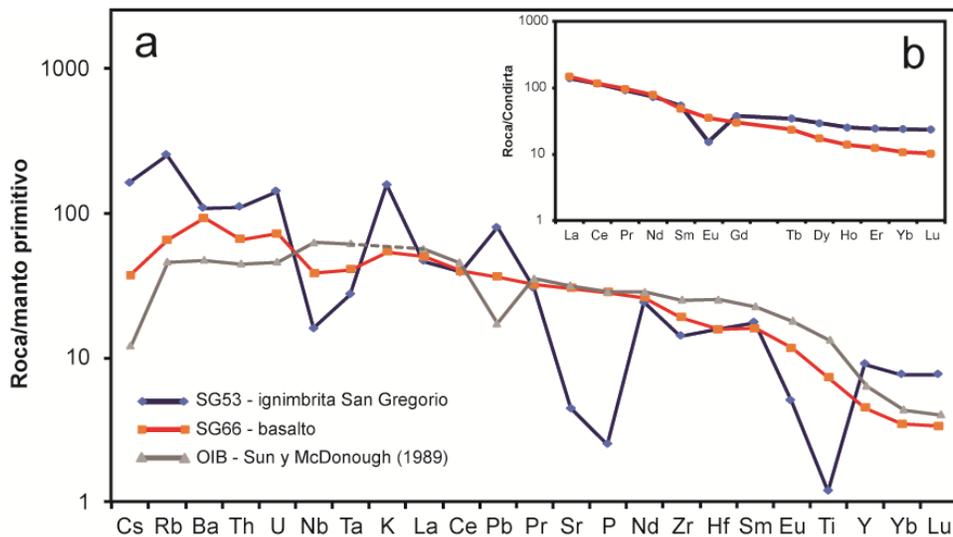


Figura 7.8. a) Diagrama multielemental normalizado a manto primitivo (Sun y McDonough, 1989). b) Diagrama de tierras raras (REE) normalizado a condrita (McDonough y Sun, 1995). En ambos diagramas aparecen graficados los valores obtenidos para la muestra SG53 que pertenece a la parte intermedia de la ignimbrita San Gregorio y la muestra SG66 que corresponde a un dique basáltico. La simbología de b) es la misma que aparece en a).

#### VII.4. Química mineral

La finalidad de realizar el estudio de la química mineral, en el presente trabajo, fue la de reconocer y cuantificar la composición y variaciones químicas de las distintas fases minerales (para ambos miembros de la ignimbrita San Gregorio) y en el vidrio (en el caso del miembro inferior); así como en los rasgos de disequilibrio identificados durante el estudio petrográfico (Capítulo VI). Los análisis de química mineral se efectuaron mediante el uso de una microsonda

electrónica de barrido (*Electron Probe X-ray Microanalyzer*, EPMA) marca JEOL modelo JXA8900-R, del Laboratorio Universitario de Petrología (LUP) del Instituto de Geofísica, UNAM. Las condiciones analíticas aplicadas para la medición cuantitativa de los elementos en las fases minerales fueron un voltaje de aceleración de 20 kv, una corriente de  $2.0 \times 10^{-8}$  A, un diámetro de haz de 1  $\mu\text{m}$ . y una magnificación de 4000x. Para las mediciones del vidrio se utilizó el mismo voltaje y magnificación que en las fases minerales, pero diferente corriente ( $1.5 \times 10^{-8}$  A) y diámetro de haz (de 5 a 10  $\mu\text{m}$ ). Para la cuantificación, en todos los casos, se utilizaron espectrómetros de longitud de onda de energía dispersiva de rayos X (WDS) y estándares externos, así como el mismo tiempo de adquisición (40 s), excepto en el Na y el K, el cual fue de 10 s, esto debido a problemas relacionados con la volatilización de estos elementos.

Las muestras de la ignimbrita San Gregorio seleccionadas para este estudio fueron SG04 y TAX3, colectadas con anterioridad por Hernández-Vargas *et al.* (2017) (Figura 5.5). La selección de estas muestras fue debido a que petrográficamente presentaban los minerales y el vidrio más sanos. En la muestra SG04 (miembro superior) se analizaron los sanidinos y las plagioclasas; mientras que en TAX3 se realizaron los análisis en las plagioclasas, el vidrio y en los cristales de olivino y piroxeno. En el caso de los fenocristales de sanidino y plagioclasa, los microanálisis se llevaron a cabo de manera puntual en el núcleo, núcleo-borde y en el borde. Solo en dos fenocristales de plagioclasas con zonación, del miembro inferior, se realizaron transectos de 10 puntos desde el núcleo hasta el borde. Debido a que los cristales de olivino y piroxeno eran pequeños a comparación de las otras fases minerales, los microanálisis se realizaron solo en el núcleo y en el borde. Y, por último, para las mediciones en el vidrio fueron seleccionados tres puntos de análisis a cierta distancia de los cristales de olivino y piroxeno, con el objetivo de identificar variación química en el vidrio con respecto a dichos minerales ferromagnesianos.

Los análisis químicos fueron corregidos de acuerdo con las fórmulas estructurales de cada fase mineral analizada, siguiendo la metodología de Deer *et al.* (1982; 2013). En principio se calculó el número de moles de cada óxido y del oxígeno; posteriormente mediante la estequiometría se calcularon las proporciones catiónicas de cada óxido y a continuación se recalculó la fórmula estructural con base al número de cationes de oxígenos de cada fase mineral, seguido de la distribución de los cationes de acuerdo con los sitios que ocupan en la estructura. Finalmente, la composición se expresó como porcentaje molar de los términos extremos que caracterizan la respectiva solución sólida y posteriormente fueron graficados en diagramas de clasificación específicos. Los resultados de análisis en vidrio fueron utilizados de forma cruda, ya que, al no presentar una estructura definida como los minerales, tampoco es posible obtener una fórmula estructural.

La fórmula estructural general de los minerales analizados, así como la asignación de sitios se presenta en la Tabla 3. Los resultados obtenidos mediante ICPMS se presentan en el Anexo 7 con su correspondiente fórmula estructural.

Tabla 3. Fórmulas estructurales generales, asignación de sitios y número de oxígenos para los feldespatos, olivinos y piroxenos.

Mineral	Fórmula	Asignación de sitios	# de O
Feldespato	$A_1T_2Si_2O_8$	T = Si, Al, Fe <sup>3+</sup> A = Na, K, Ca, Sr, Ba, Rb, Pb, Eu	8
Olivino	$M_1M_2Si_2O_4$	M1 = Mg, Fe, Ni, Cr M2 = Ca, Mn, Mg, Fe, Ni, Cr	4
Piroxeno	$M_2M_1T_2O_6$	M1 = Al, Cr, Fe, Mg, Mn, Sc, Ti, V M2 = Ca, Na, Mn, Mg, Fe, Ni T = Si, Al	6

#### VII.4.1. Feldespatos

##### *Plagioclasa (miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio)*

A partir del estudio petrográfico (presentado en el Capítulo VI) de esta unidad se lograron identificar dos familias de plagioclasas; una familia que incluye al conjunto de fenocristales de plagioclasas con textura de tamiz y bordes que pueden o no estar sanos (tamaños variables), y otra familia que corresponde a plagioclasas que presentan zonación concéntrica (de mayor tamaño).

Para el caso de los análisis de la familia de plagioclasas con textura de tamiz se logró su subdivisión en dos grupos a partir de la medición de 25 cristales (Anexo 7). El primer grupo es el más abundante (22 plagioclasas, Anexo 7) y composicionalmente homogéneo tanto en sus núcleos (An31-45), núcleos-bordes (An29-51) y bordes (An33-47), y se han clasificado dentro del campo de la andesina. El segundo grupo de fenocristales de plagioclasa es el menos abundante (3 cristales). Sus núcleos (An27-29) son composicionalmente más albiticos y se han clasificado en el campo de la oligoclasa, pero sus núcleos-bordes (An28-38) y bordes (An31-41) presentan mayor contenido en anortita (Figura 7.9).

Los microanálisis realizados en dos fenocristales de la familia de plagioclasas con zoneamiento concéntrico (transectos de 10 puntos desde su núcleo hasta su borde) permitieron identificar algunas diferencias composicionales. En ambos fenocristales con zonación hay ligeras fluctuaciones en los valores de anortita (aumento) en algunos puntos del transecto realizado (Anexo 7). Esto sugiere que la zonación en estos cristales de plagioclasa es oscilatoria (Figura 7.10) (Castro-Dorado, 2015).

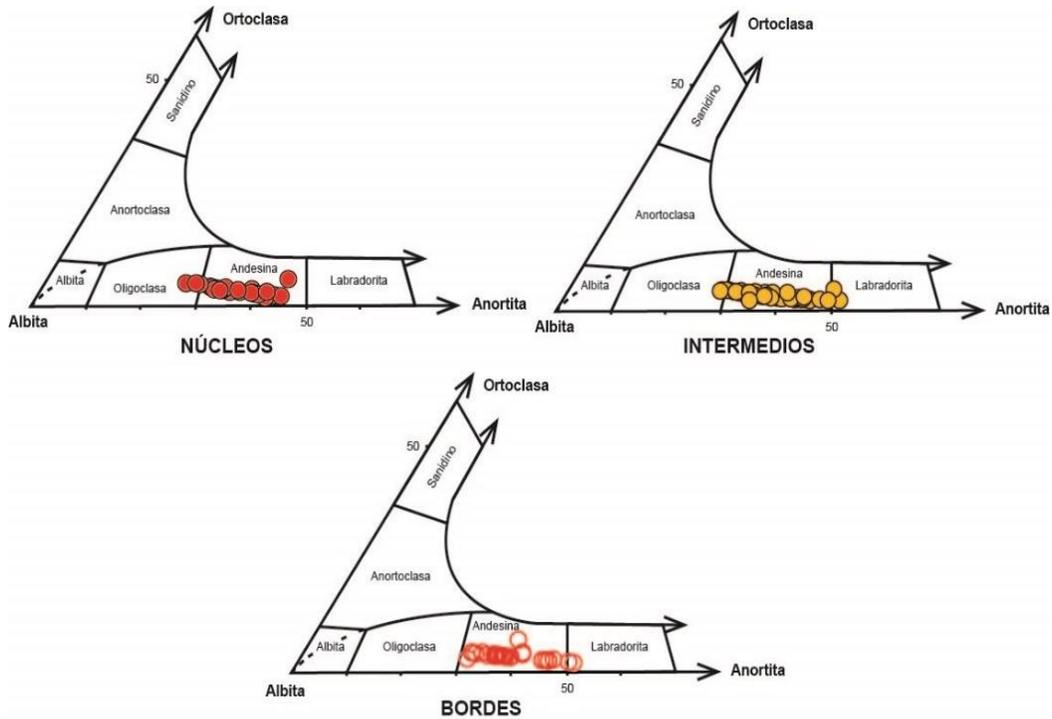


Figura 7.9. Diagramas ternarios de clasificación de los feldespatos. En ellos se muestra la composición de los núcleos, puntos intermedios y bordes de los fenocristales de plagioclasa presentes en la muestra TAX3 del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio.

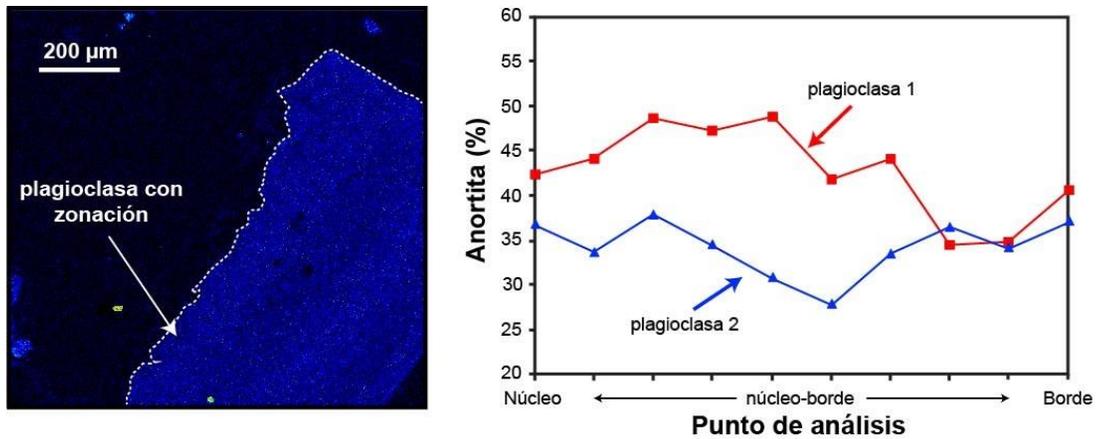


Figura 7.10. Del lado izquierdo se presenta una imagen de mapeo elemental de Ca de uno de los fenocristales de plagioclasa con zonación. Del lado izquierdo se muestran los transectos composicionales en los dos fenocristales de plagioclasa analizados.

### **Plagioclasa (miembro superior de la ignimbrita San Gregorio)**

La composición química de las plagioclasas del miembro superior en la muestra SG04 es muy similar y no presentan una variación composicional notoria, es decir son generalmente homogéneos (Figura 7.11). Petrográficamente tampoco hay variaciones en las plagioclasas identificadas en el miembro superior de la ignimbrita. Los microanálisis realizados (13 fenocristales) en los núcleos ( $An_{20-30}$ ), núcleos-bordes ( $An_{19-30}$ ) y bordes ( $An_{19-26}$ ) fueron graficados en el diagrama ternario pertinente y caen el campo de oligoclasa, con valores más cercanos al componente albítico. Los resultados de los análisis en la plagioclasa del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio se presentan en el Anexo 7.

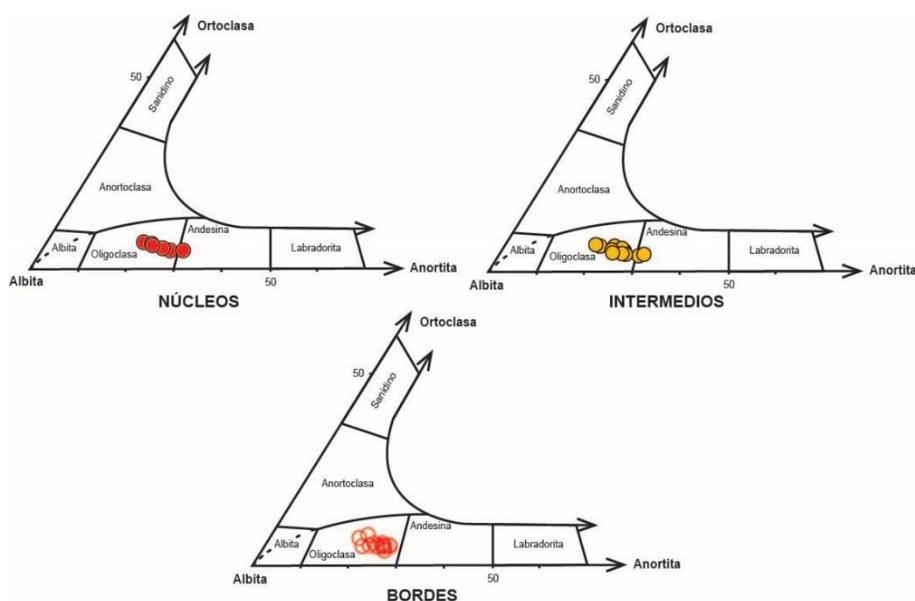


Figura 7.11. Diagramas ternarios de clasificación de los feldspatos. En ellos se muestra la composición de los núcleos, puntos intermedios y bordes de los fenocristales de plagioclasa presentes en la muestra SG04 del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio.

### **Sanidinos (miembro superior de la ignimbrita San Gregorio)**

Para este inciso se analizaron 20 fenocristales de las dos poblaciones de feldespato-K reconocidos durante el estudio petrográfico (Capítulo VI) presentes en la muestra SG04 del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio. Cabe recordar que se realizaron tres mediciones en cada cristal (núcleo, núcleo-borde y borde). La composición de todo el conjunto de análisis los ubica dentro del campo de los sanidinos (Figura 7.12), no obstante, se encontraron variaciones composicionales dentro de estas dos poblaciones, las cuales resultan importantes de destacar.

De acuerdo con la petrografía (Capítulo VI), la primera población de sanidinos incluye cristales con apariencia sana (Figura 7.13). Los resultados de los análisis químicos permitieron subdividir en dos grupos composicionales a los sanidinos de esta población. El primer grupo de sanidinos y el más abundante (10 cristales) es el que presenta menor contenido en ortoclasa y mayor contenido en albita. Los núcleos ( $Or_{61-66}$ ,  $Ab_{34-38}$ ), núcleos-bordes ( $Or_{59-67}$ ,  $Ab_{32-39}$ ) y bordes ( $Or_{61-64}$ ,  $Ab_{15-38}$ ) de sus fenocristales son homogéneos composicionalmente (Figura 7.13). El segundo grupo (2 fenocristales analizados) es el de los fenocristales con mayor contenido en ortoclasa y menor abundancia de albita con respecto al primer grupo. Los puntos analizados en los cristales de feldespato-K muestran que tanto los núcleos ( $Or_{75}$  y  $81$ ,  $Ab_{24}$  y  $18$ ), núcleos-bordes ( $Or_{78}$  y  $78$ ,  $Ab_{21}$  y  $21$ ) y bordes ( $Or_{80}$  y  $73$ ,  $Ab_{1}$  y  $26$ ) también son homogéneos en composición (Figura 7.13).

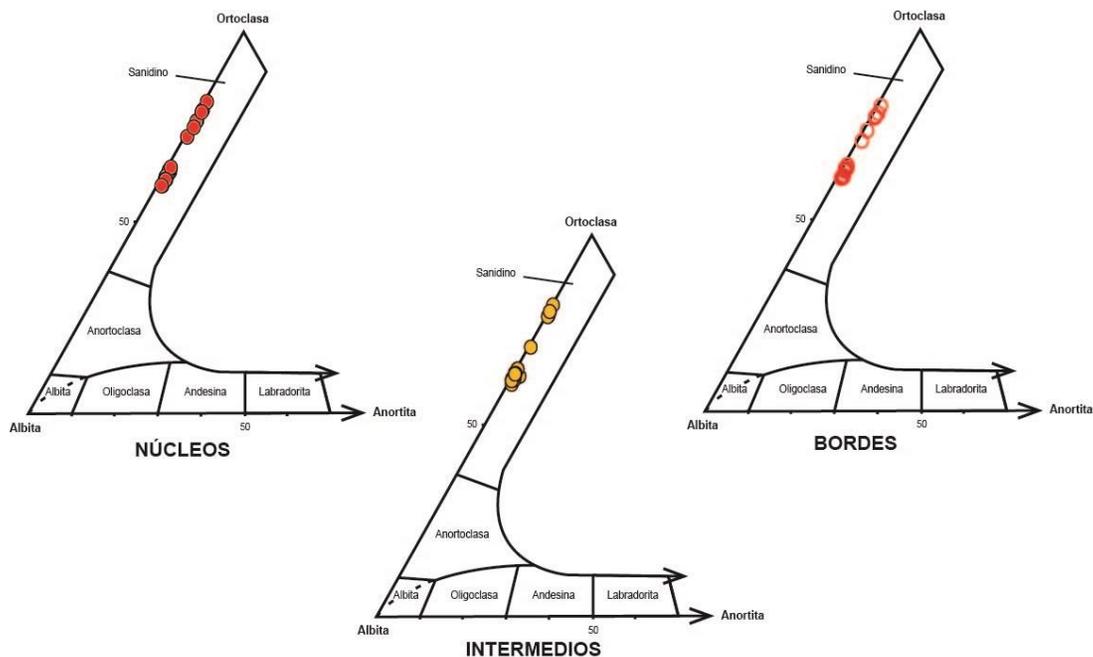


Figura 7.12. Diagramas ternarios de clasificación de los feldspatos. En ellos se muestra la composición de los núcleos, puntos intermedios y bordes de los fenocristales de feldespato presentes en la muestra SG04 del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio.

La segunda población de sanidinos, descrita en el Capítulo VI de petrografía está integrada por fenocristales que presentan centros con textura de disolución y crecimiento sano hacia sus bordes (Figura 7.14). Los datos químicos obtenidos de esta población permiten subdividirla en dos grupos. El primer grupo de fenocristales de sanidino (6 cristales) se caracteriza por presentar núcleos enriquecidos en ortoclasa y con menor contenido de albita ( $Or_{72-79}$ ,  $Ab_{20-27}$ ) y cuyos núcleos-bordes ( $Or_{62-79}$ ,  $Ab_{20-37}$ ) y bordes ( $Or_{61-64}$ ,  $Ab_{35-38}$ ) evidencian un decremento en la abundancia de ortoclasa y un aumento en la de albita (Figura 7.14). El segundo grupo (2 cristales) es representado por sanidinos cuyos núcleos presentan abundancia menor en ortoclasa y mayor en albita ( $Or_{61}$  y  $63$ ,  $Ab_{38}$  y  $36$ ) pero que los análisis en sus núcleos-bordes ( $Or_{70}$  y  $62$ ,  $Ab_{29}$  y  $37$ ) y bordes ( $Or_{71}$  y  $78$ ,  $Ab_{28}$  y  $21$ ) exhiben un aumento en ortoclasa y disminución en albita (Figura 7.14). En los

cuatro grupos identificados el contenido de anortita es muy similar ( $An_{0-1}$ ). Las composiciones químicas obtenidas de los fenocristales de sanidino analizados se pueden consultar en el Anexo 7.

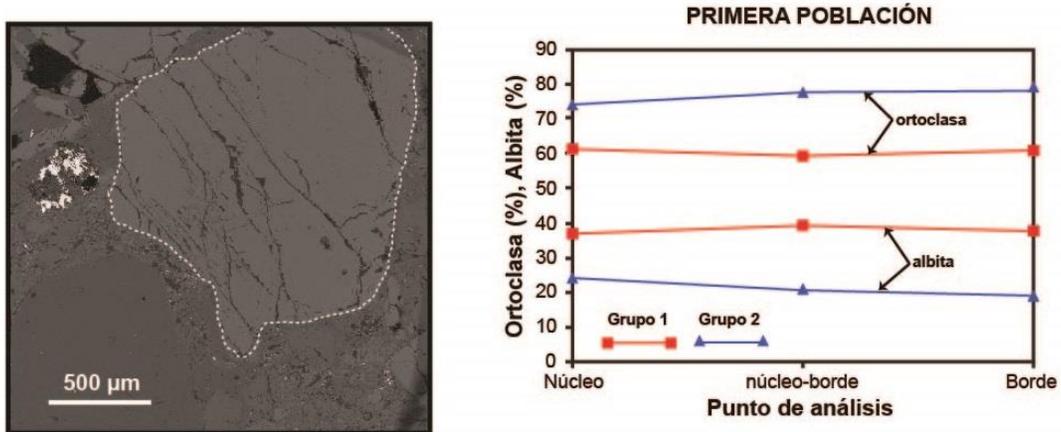


Figura 7.13. Del lado izquierdo se presenta una imagen en donde se ha delimitado un fenocristal de sanidino que pertenece a la primera población (sanidinos sanos). Del lado izquierdo se presentan transectos composicionales representativos (datos químicos en Anexo 7) donde se evidencia la homogeneidad en composición de los sanidinos del primer y segundo grupo incluidos en esta población.

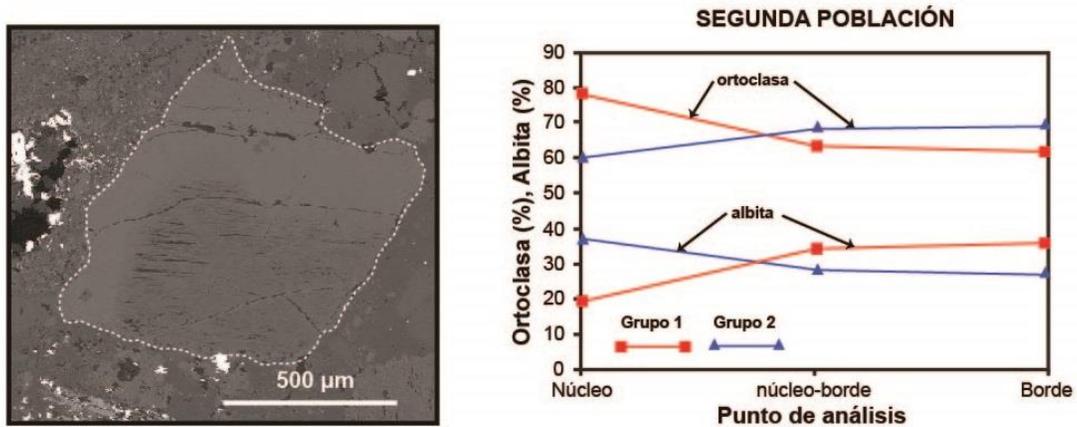


Figura 7.14. Del lado izquierdo se presenta una imagen en donde se ha delimitado un fenocristal de sanidino que pertenece a la segunda población (sanidinos con disolución al centro). Del lado izquierdo se presentan transectos composicionales representativos (datos químicos en Anexo 7) donde se evidencia la variación composicional de los sanidinos del primer y segundo grupo incluidos en esta población.

#### VII.4.2. Olivino (miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio)

Como se ha mencionado en el apartado de petrografía (Capítulo VI), ambos miembros de la ignimbrita San Gregorio contienen cristales de olivino. No obstante, los cristales presentes en el miembro superior (SG04) se encuentran alterados lo que complica su medición mediante ICPMS,

por esta razón en este inciso solo se presentan análisis realizados a los olivinos de la muestra TAX3, del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio.

Los resultados de los microanálisis realizados en 16 cristales de olivino muestran que estos son homogéneos tanto en sus núcleos ( $Fa_{84-91}$ ) y bordes ( $Fa_{84-86}$ ) (Anexo 7). En la Figura 7.15 han sido graficados los valores obtenidos y claramente se aprecia que la composición de los olivinos analizados es esencialmente fayalítica.

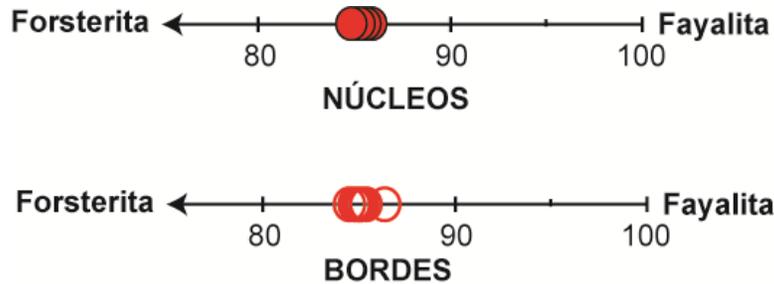


Figura 7.15. Diagramas de clasificación de olivinos. En ellos se muestra la composición de los núcleos, y bordes de los cristales de olivino presentes en la muestra TAX3 del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio.

#### VII.4.3. Piroxeno (miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio)

Un total de 13 cristales de clinopiroxeno identificados en la muestra TAX3 del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio fueron analizados químicamente resultando homogéneos en sus núcleos y bordes (Anexo 7). La composición obtenida para esta fase mineral fue de  $Wo_{38-41}En_{18-23}Fs_{36-41}$  por lo que en general se clasifican como clinopiroxenos del tipo augita (Figura 7.16). Es importante mencionar que en la petrografía también se identificaron ortopiroxenos, pero estos no fueron analizados químicamente.

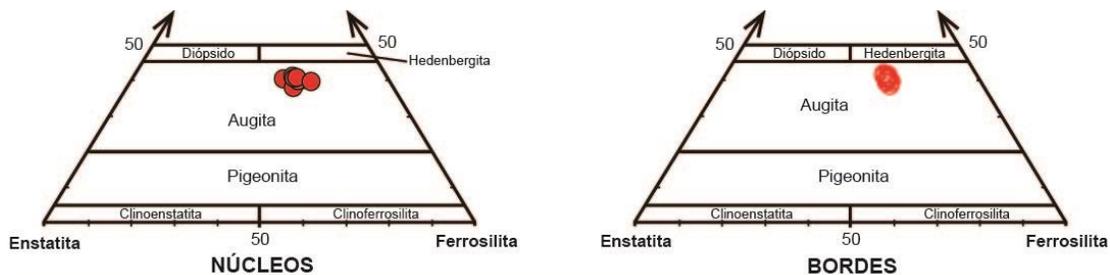


Figura 7.16. Diagramas ternarios de clasificación de los piroxenos. En ellos se muestra la composición de los núcleos y bordes de los cristales de piroxeno presentes en la muestra TAX3 del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio.

#### VII.4.4. Vidrio (miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio)

Los microanálisis en la matriz vítrea de la muestra TAX3 se realizaron a diferentes distancias de los cristales de olivino y/o piroxenos (puntos más cercanos, a mayor distancia y puntos mucho más alejados) con el objetivo de identificar variaciones composicionales en el vidrio, ya que

durante el análisis petrográfico (Capítulo VI) fueron reconocidos fragmentos de vidrio de diferente color. Los resultados obtenidos se muestran en el Anexo 7.

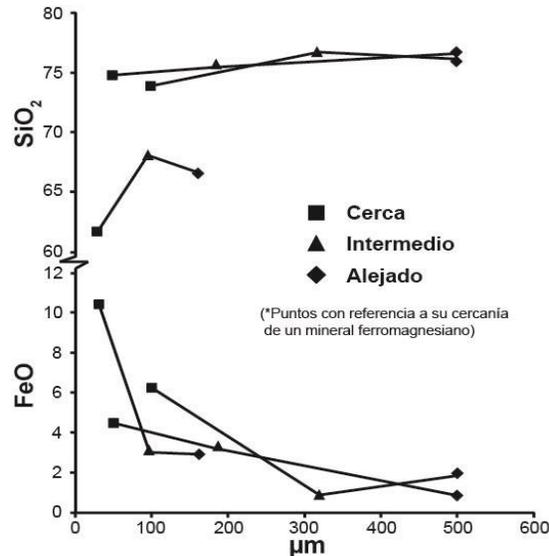


Figura 7.17. Transectos de variación composicional en la matriz vítrea de la muestra TAX3 del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio.

En la Figura 7.17 han sido graficados tres transectos representativos (punto cercano, punto a mayor distancia y punto más alejado) para el SiO<sub>2</sub> y el FeO (Anexo 7). Claramente puede observarse que los puntos en el vidrio más cercanos a los cristales de olivino y/o piroxenos ricos en Fe (incisos VII.4.2 y VII.4.3), presentan menor abundancia de SiO<sub>2</sub> y que posteriormente aumenta en las mediciones de los puntos más alejados. Caso contrario a lo que ocurre con el FeO, ya que el vidrio en los puntos más cercanos a los minerales ferromagnesianos de referencia está más enriquecido en dicho elemento y, conforme el punto de análisis se aleja el contenido en este elemento decrece.

#### VII.5. Variaciones de elementos mayores y traza con respecto a la altura estratigráfica

La geoquímica de la ignimbrita San Gregorio muestra variaciones en la abundancia de elementos mayores y traza con respecto a la altura estratigráfica a través de sus miembros inferior y superior. En el presente trabajo las variaciones de los elementos mayores mostradas en la Figura 7.18 pueden explicarse en términos de enriquecimiento o disminución en el contenido de las distintas fases minerales presentes en muestra de roca total o por las fluctuaciones en la abundancia de fragmentos líticos de basalto y andesita. Aunque ya se mencionó al inicio de este inciso, resulta importante volver a remarcar que se trató de retirar en su totalidad los fragmentos líticos macroscópicos en las muestras de la ignimbrita San Gregorio para su análisis por FRX, sin embargo, dichos líticos también fueron identificados a nivel microscópico.

En la Figura 7.18 claramente se puede apreciar que el miembro inferior contiene menos  $\text{SiO}_2$  y  $\text{K}_2\text{O}$  a diferencia del miembro superior y, en ambos casos hay un aumento en dichos óxidos hacia su cima. En el caso particular del miembro superior se pueden apreciar dos declives muy marcados en la abundancia de  $\text{SiO}_2$  con respecto a la altura estratigráfica, justamente donde se encuentra las zonas enriquecidas en fragmentos líticos (Figura 7.18). Las pequeñas fluctuaciones en la abundancia de  $\text{K}_2\text{O}$  en el miembro superior probablemente están asociadas a la variación en el contenido de cristales de feldespatos-K en la roca.

Por otro lado, en los perfiles de variación los elementos de  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$  es posible apreciar que su tendencia general es a disminuir de base a cima en ambos miembros de la ignimbrita San Gregorio tal (Figura 7.18). De igual forma hay picos de aumento ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ) o decremento ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ ) de estos óxidos en las zonas de enriquecimiento de fragmentos líticos basálticos y andesíticos, así como en niveles cercanos a ellas. Las fluctuaciones de los elementos también se relacionan con las fases minerales cristalizadas tanto en el miembro inferior como en el superior (Figura 7.18). Dichas fases son el sanidino afectando al  $\text{K}_2\text{O}$ , al  $\text{Na}_2\text{O}$  y el  $\text{SiO}_2$ ; el cuarzo cuya variación se ve reflejada en las fluctuaciones de  $\text{SiO}_2$ ; la plagioclasa (que influye en la abundancia de  $\text{CaO}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ ; la biotita (que afecta el  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) y los óxidos de Fe y Ti que modifican el contenido de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{TiO}_2$ , en las rocas respectivamente. Inclusive y como ya se mencionó las concentraciones de elementos de bajo potencial de campo, o radio iónico grande, pueden verse afectadas por la alteración debido a su movilidad.

En los elementos traza el Sr y el Zr muestran tendencias marcadas con respecto a la altura estratigráfica, con un enriquecimiento en el miembro inferior a comparación del superior como se aprecia en la Figura 7.19. Las variaciones en la concentración del resto de los elementos pueden estar afectadas también por las diferencias en abundancia de las distintas fases minerales presentes o bien por la influencia de procesos magmáticos, tal es el caso del Zr que presenta un comportamiento distinto a otros elementos de alto potencial de campo, como el Th y el Y (Figura 7.19).

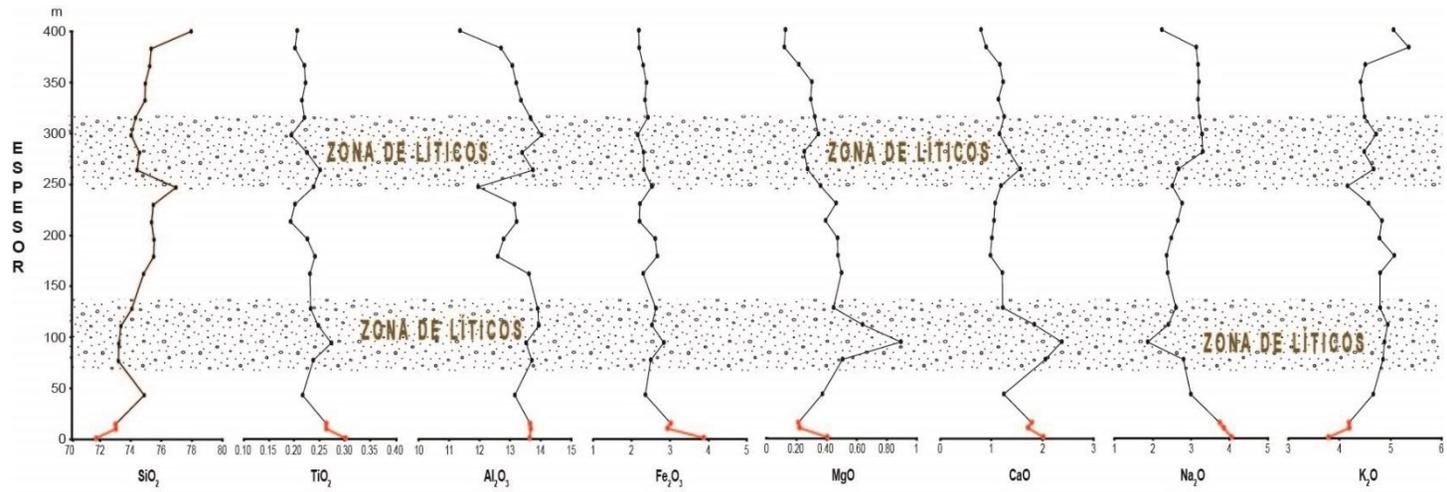


Figura 7.18. Perfiles de variación composicional de elementos mayores en los miembros inferior (color rojo) y superior (color negro) de la ignimbrita San Gregorio en relación con la altura estratigráfica. La abundancia de los elementos mayores está dada en % en peso.

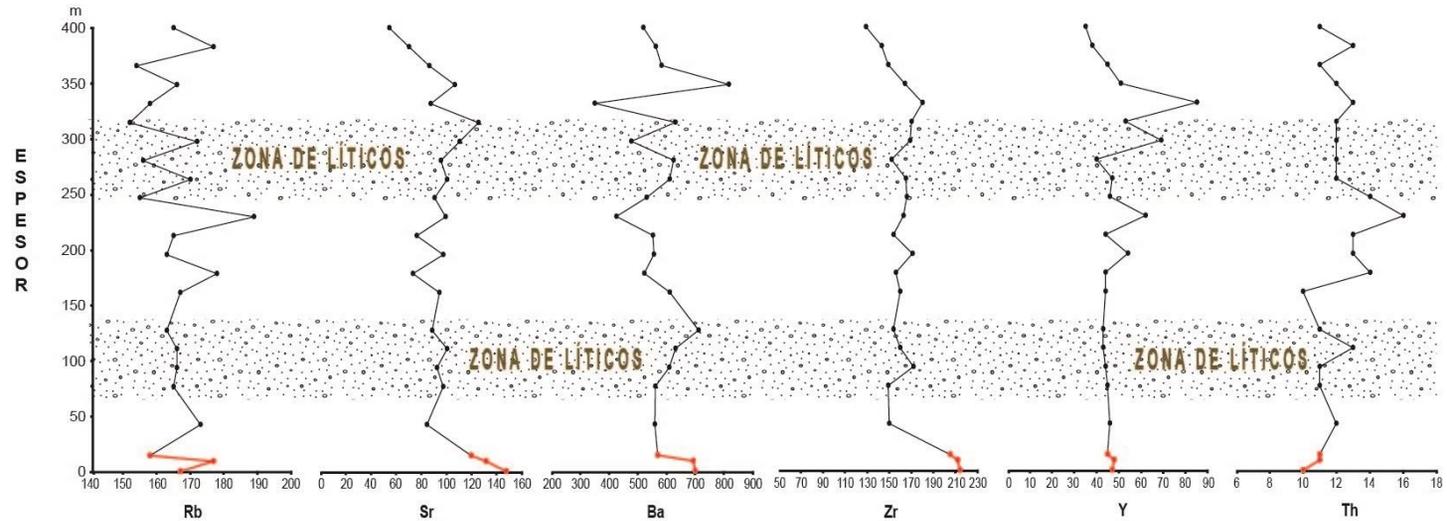


Figura 7.19. Perfiles de variación composicional de elementos traza en los miembros inferior (color rojo) y superior (color negro) de la ignimbrita San Gregorio en relación con su altura estratigráfica. La concentración de los elementos traza está dada en ppm.

## Capítulo VIII.- Discusión y conclusiones

En esta sección se presenta la integración de los datos recabados en el presente estudio, incluyendo la confrontación de la interpretación sugerida aquí con ideas previas y actuales, propuestas por diversos autores. Los tópicos centrales para discutir en este capítulo son las consideraciones utilizadas para incluir a la Toba Teacalco como un afloramiento distal de la ignimbrita San Gregorio, los mecanismos de emplazamiento de la toba Acamixtla y de la ignimbrita San Gregorio a partir de la interpretación de sus litofacies (Capítulos V y VI), su modelo de evolución, y por último el posible factor que desencadenó la erupción, así como la posible área fuente de las unidades volcánicas.

### VIII.1. Toba Teacalco (afloramiento distal de la ignimbrita San Gregorio)

Las consideraciones que fueron tomadas en cuenta para asociar a la Toba Teacalco como afloramiento distal de la ignimbrita San Gregorio fueron sus características físicas, geocronológicas y su posible proveniencia. Por un lado la Toba Teacalco presenta gran similitud con la litofacies cr,emLT del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio. Ambas ignimbritas presentan la misma mineralogía y abundancia relativa predominante de sanidino>cuarzo>plagioclasa>biotita inmersos en una matriz fina rosácea como se puede ver en la Tabla 3 de Hernández-Vargas *et al.* (2017) y el Anexo 3 del presente trabajo. Así mismo el soldamiento en ambas unidades es similar junto con la fábrica que generan las pómez colapsadas, incluyendo también la presencia de fragmentos líticos intermedios. Por otro lado, para la Toba Teacalco Morán-Zenteno *et al.* (2007c) obtuvieron dos fechamientos K-Ar en sanidino y biotita, de  $38.5 \pm 0.7$  Ma y  $38.5 \pm 1$  Ma respectivamente, las cuales representaban edades más viejas que las unidades cercanas en el área. Debido a ello Hernández-Vargas *et al.* (2017) obtuvieron un fechamiento de  $36.34 \pm 0.27$  Ma en sanidinos mediante  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  para esta toba. Dicha edad es ligeramente mayor que las edades obtenidas por los mismos autores para la ignimbrita San Gregorio, sin embargo, los experimentos de calentamiento a pasos del fechamiento de la Toba Teacalco produjeron edades que son iguales a las de la ignimbrita San Gregorio (dentro del error).

La proveniencia de la Toba Teacalco hasta el momento no había sido esclarecida, aunque Morán-Zenteno *et al.* (2007c) y Hernández-Vargas *et al.* (2017) sugirieron que la fuente de esta toba podría ser Taxco, ya que representaba un afloramiento ignimbrítico aislado, con características distintas a las unidades piroclásticas adyacentes (específicamente a los depósitos piroclásticos provenientes de los centros volcánico de Tilzapotla y Goleta). De esta forma existen dos posibilidades acerca de la proveniencia de la Toba Teacalco, además de la posibilidad de que la fuente pudiera ser Taxco (Morán-Zenteno *et al.*, 2007c; Hernández-Vargas *et al.*, 2017). A continuación, se menciona cada una de ellas y las razones por las cuales se han descartado en este trabajo:

- 1.- La primera posibilidad refiere que los afloramientos del área Teacalco pudieron formar parte de la Ignimbrita Tilzapotla, la cual es la unidad representativa del colapso de la caldera de

Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2007b). Esta estructura volcánica es la más próxima a la toba y está ubicada al sureste de Teacalco (~ 15 km). Esta posibilidad queda descartada por varias razones. Morán-Zenteno *et al.* (2007c) observaron que la Toba Teacalco estaba cubierta por depósitos conglomeráticos de la Formación Huajintlán que a su vez subyacían a tobas más jóvenes, incluyendo a la Ignimbrita Tilzapotla. Otra consideración importante es la Ignimbrita Tilzapotla composicionalmente se clasifica como dacita mientras que las rocas del área de Teacalco son de composición riolítica (Hernández-Vargas *et al.*, 2017). Una más es que, aunque ambas son ricas en cristales, la abundancia de sus componentes es distinta; la Ignimbrita Tilzapotla se compone de cuarzo>plagioclasa>biotita>sanidino (Morán-Zenteno *et al.*, 2004), mientras que en las rocas de los afloramientos de la Toba Teacalco la predominancia mineral es de sanidino >cuarzo>plagioclasa>biotita. Por último, las edades de ambas ignimbritas son distintas; la Ignimbrita Tilzapotla es claramente más joven con una edad de  $34.3 \pm 0.9$  Ma (Morán-Zenteno *et al.*, 2004) a comparación de la Toba Teacalco que presenta una edad de  $36.34 \pm 0.27$  Ma (Hernández-Vargas *et al.*, 2017). Ambas edades fueron obtenidas mediante el método  $40\text{Ar}-39\text{Ar}$  en sanidinos.

2.- La segunda posibilidad implicaba que la Toba Teacalco podría formar parte de un afloramiento distal de la Ignimbrita Goleta, unidad que representa el colapso de la caldera Goleta (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011) que se localiza a 60 km, al oeste del poblado de Teacalco. De acuerdo con Díaz-Bravo y Morán-Zenteno (2011), la Ignimbrita Goleta es una unidad de composición riolítica, soldada y rica en cristales (sanidino>cuarzo>plagioclasa>biotita>piroxeno), con una edad de  $35.5 \pm 0.4$  Ma (mediante  $40\text{Ar}-39\text{Ar}$  en sanidinos). Sin embargo, esta posibilidad también queda excluida en este trabajo (así como en Hernández-Vargas *et al.*, 2017), ya que en primer lugar todos los depósitos piroclásticos del centro volcánico Goleta buzcan hacia el NE (Vidal-Serratos *et al.*, 2000; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011) al igual que los afloramientos ignimbriticos del área de Teacalco (igual que los de Tetipac). En segundo lugar, no hay evidencia de la Ignimbrita Goleta alrededor del sector sur o suroeste del centro volcánico Goleta, dirección de la cual presuntamente tendrían que provenir los depósitos de Teacalco (si se toma en cuenta su orientación actual). En tercer lugar, en caso de que los depósitos se hubieran emplazado desde el sector NE del área, la dirección de flujo de los depósitos en el área de Tetipac y San Gregorio tenderían a ser más hacia el SE e inclusive siendo así, los altos topográficos conformados por las calizas de la Formación Morelos hubieran limitado su paso en esa dirección. Finalmente, otra de las diferencias notorias entre ambas ignimbritas refiere el tipo de fragmentos líticos presentes; en la Toba Teacalco han sido reconocidos fragmentos volcánicos intermedios mientras que en la ignimbrita Goleta fueron observados principalmente fragmentos líticos metamórficos y sedimentarios (Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011). Y, en cuarto lugar, la diferencia en abundancias de elementos traza como son Ba, Sr, Zr y Ti (Figura 7.6) entre las rocas del CVT y del área volcánica de Goleta, reconocidos en el presente estudio y anteriormente por Hernández-Vargas *et al.* (2017).

De acuerdo con lo anterior en el presente trabajo se asume que la Toba Teacalco es en realidad un afloramiento distal de la ignimbrita San Gregorio y que tiene su origen en el campo volcánico de Taxco, ubicado a 20 km al oeste del poblado de Teacalco, retomando así la idea propuesta por Morán-Zenteno *et al.* (2007c) y Hernández-Vargas *et al.* (2017).

### **VIII.2. Análisis de litofacies de la toba Acamixtla y de la ignimbrita San Gregorio, y su implicación en la zona de frontera de flujo**

Parte de esta tesis implica la revisión de las litofacies de las diferentes unidades bajo estudio, a partir del uso de códigos propuesto por Branney y Kokelaar (2002). La propuesta de Branney y Kokelaar (2002) es diferente a trabajos anteriores sobre depósitos ignimbríticos (Sparks *et al.*, 1973; Wilson, 1985; Cas y Wright, 1987), ya que se resume la descripción detallada (Capítulos V y VII), y por consiguiente se realiza una interpretación propia tomando en cuenta que cada ignimbrita es única. Los modelos de descripción de litofacies en estos trabajos se realizaban específicamente para casos particulares de estudio, y a la hora de compararlos con otros depósitos había contrastes significativos. Un caso en particular es el de Sparks *et al.* (1973) que propone diversas unidades que configuran el depósito estándar de una ignimbrita, pero sin tomar en cuenta que la formación de dichas capas puede obedecer a uno o varios procesos de emplazamiento, esto debido a que cada ignimbrita es un caso de estudio en particular. En este trabajo, por lo tanto, se ha optado por usar la propuesta de Branney y Kokelaar (2002).

El mecanismo de emplazamiento propuesto para la corriente piroclástica que dio origen a la toba Acamixtla es una columna eruptiva sostenida. En este caso la corriente tuvo que ser sostenida, estable y más energética a comparación de las corrientes que formaron a la ignimbrita San Gregorio, debido a que esta unidad es masiva, sin cambios de litofacies en la vertical, con una alta concentración de componentes densos (incisos V.5.1 y VI.1) (Branney y Kokelaar, 2002). Además, la presencia de un contacto erosivo entre la parte inferior de la litofacies brechoide A (mlBr) de la toba Acamixtla y el límite superior de los conglomerados del Grupo Balsas refuerza esta interpretación. La presencia de la litofacies B (dsLT – depósitos de caída finos) con un espesor de hasta 2 m a la cima de la unidad sugiere también su relación con una columna eruptiva sostenida. En la toba Acamixtla, la zona límite de flujo (*flow boundary zone*) para la litofacies A (mlBr), caracterizada por ser brechoide y contener estructuras de desgasificación, claramente debió haber estado dominada por escape de fluidos (inciso II.6.1). En este caso, los gases son liberados hacia arriba a medida que se produce la sedimentación de las partículas desde el flujo. Es este ascenso de gas lo que permite soportar las partículas en suspensión a medida que son transportadas (Branney y Kokelaar, 2002). Debido a la viscosidad generada por la alta concentración de partículas y al gradiente de densidad presente, cualquier turbulencia que penetre la zona límite de flujo es suprimida y el flujo inmediatamente se vuelve laminar (Branney y Kokelaar, 2002). La presencia de estructuras de desgasificación refleja una disminución en la competencia de los flujos (capacidad de transportar fragmentos de cierto tamaño), y en consecuencia el depósito rápido de los fragmentos más densos (Branney y Kokelaar, 2002) generando así la litofacies brechoide A (mlBr) de la toba Acamixtla.

Por otro lado, el mecanismo de emplazamiento propuesto en este trabajo para la ignimbrita San Gregorio es el fuenteo piroclástico o *pyroclastic fountaining*. Este mecanismo de emplazamiento es explicado por Branney y Kokelaar (2002) como aquel proceso en el cual las corrientes piroclásticas generadas desde la parte interior de la zona de jet pierden impulso y no incorporan el calor, aire y material suficientes como para tornarse boyante (flotante) y, por lo tanto, siguen trayectorias tipo fuente hacia el suelo y no permiten transportar los fragmentos piroclásticos a grandes alturas (Shea *et al.*, 2011). La zona de jet (*jet zone* o *gas thrust*) es la zona en la que se generan corrientes de alta velocidad de gas y partículas que generalmente fluyen en condiciones laminares (Sparks *et al.*, 1997; Carey y Bursik, 2015). El fuenteo piroclástico, por lo tanto, facilitó el emplazamiento de corrientes tipo *boiling over*, es decir, corrientes piroclásticas muy calientes (Fisher y Schmincke, 1984; Cas y Wright, 1987; Freundt *et al.*, 2000; Shea *et al.*, 2011) que permitieron el desarrollo de la litofacies vitrofídica (inciso V.5.2.1) que caracteriza al miembro inferior. Caso contrario ocurrió en el miembro superior, donde probablemente la altura del fuenteo debió aumentar debido una variación en el tamaño del conducto de salida y con ello la velocidad de salida y granulometría del material. Debido a lo anterior probablemente se generó un soldamiento menor en el miembro superior a comparación del soldamiento intenso que se aprecia en el miembro inferior (inciso VI.6, Figura 6.6).

En ambos miembros de la ignimbrita San Gregorio (inferior y superior) las corrientes piroclásticas fueron sostenidas y de alta concentración de componentes (cristales, fragmentos líticos, pómez) ya que no se identificaron litofacies diferentes lateralmente, pero si cambios en la abundancia de sus componentes (incisos V.5.2 y VI.2). En el caso particular del miembro superior, la corriente piroclástica emplazada debió variar entre un flujo creciente (*waxing flow*, Branney y Kokelaar, 2002) y flujo decreciente (*waning flow*, Branney y Kokelaar, 2002), es decir, una corriente en la cual hay un aumento o decremento de algún parámetro (energía, componentes, gas) respectivamente. Con ello se explicarían las características observadas en campo para el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio (incisos V.5.2.1 y V.5.1.2). Por ejemplo, el aumento y decremento de los cristales, fragmentos de pómez, y principalmente en las zonas 1 y 2, fragmentos de líticos (Figuras 6.6 y 6.7) que serían evidencia de explosiones discretas producto de un aumento en la energía eruptiva y en la competencia de la corriente piroclástica.

Para ambos miembros de la ignimbrita San Gregorio también se sugiere que la zona límite de flujo fue dominada por escape de fluidos, lo que daría como resultado a sus depósitos masivos y mal clasificados (litofacies C-vem - miembro inferior y litofacies E-cr,emLT y F-lcr.emLT - ambas del miembro superior). En este caso, a comparación de la litofacies brechoide A de la toba Acamixtla, el flujo de gas fue demasiado bajo como para generar segregación y elutriación (Branney y Kokelaar, 2002) posiblemente debido al contenido de componentes no densos. De acuerdo con Branney y Kokelaar (2002) esto genera que el volumen de partículas desplazadas sea pequeño y se limite su escape. En el caso particular de la litofacies D (xs,frichT-oleadas piroclásticas) del miembro inferior, la zona límite de flujo evolucionó a un dominio de tracción, es

decir, donde los fragmentos más densos fueron transportados y depositados por saltación, deslizamiento o rodamiento y los más finos se mantuvieron suspendidos. La presencia de esta litofacies podría ser explicada en términos de un decremento energético o inestabilidad de la corriente piroclástica casi al final de su emplazamiento (Branney y Kokelaar, 2002).

Por último, para las unidades que sobreyacen a la ignimbrita San Gregorio (ignimbrita Peral-cr,mLT) e ignimbrita Sombrerito (cp,sLT), aunque no son objeto de estudio, se ha interpretado que su formación se debió al emplazamiento de corrientes piroclásticas posteriores, como parte de un segundo ciclo eruptivo propuesto por Hernández-Vargas *et al.* (2017).

### **VIII.2.1. Litofacies soldadas**

La formación de litofacies soldadas está relacionada con el tipo de mecanismo de emplazamiento de las unidades ignimbríticas (Freundt, 1999). En este caso para todas las unidades tal y como se propone en el inciso VIII.1, el fuenteo piroclástico ejerció gran influencia, para dar como resultado los distintos grados de soldamiento descritos a mayor detalle en el Capítulo V. Ejemplos de estudio asociados con estas corrientes son las ignimbritas de Cerro Galán (Cas *et al.*, 2011) y las ignimbritas de alto grado tipo *Snake-River* de Yellowstone (Branney *et al.*, 2007). Al parecer el emplazamiento de corrientes piroclásticas tipo *boiling over* fue importante ya que la distribución de las litofacies soldadas puede apreciarse a escala regional.

En el caso de la toba Acamixtla, su litofacies basal (A-mIBr) no está tan soldada en comparación de las litofacies que le sobreyacen, por lo cual se infiere que hubo interacción con el substrato y la atmosfera, lo que permitió el enfriamiento de la litofacies e impidió que se desarrollaran zonas vitrofídicas. Esta idea se refuerza con la presencia de fragmentos de caliza que pertenecen al substrato (Grupo Balsas y la Formación Morelos). La litofacies A (mIBr) de la toba Acamixtla es el único caso en la sucesión del CVT en el cual el fuenteo piroclástico pudo tener mayor ingesta de aire. Caso contrario a lo que ocurre en su litofacies B (dsLT) donde la formación de depósitos de caída que no se aprecian soldados refiere un enfriamiento del material piroclástico durante su deposición por gravedad.

Para el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio posiblemente la erupción comenzó principal y directamente con corrientes de tipo *boiling over* de muy baja altura, lo que permitió la retención de calor, su intenso soldamiento y su emplazamiento a menor distancia en el área de estudio, sin desarrollar una columna eruptiva. Además, la litofacies vitrofídica (C-ven) guarda varios metros de espesor lo que indica que los depósitos permanecieron por encima de la  $T_g$  (temperatura de transición del vidrio, Dingwell y Webb, 1989; Dingwell, 1998) durante un tiempo considerable pero no tanto como para permitir su desvitrificación. Con esto se logró que los fragmentos piroclásticos se soldaran a tal grado de volverse eutaxíticos. Las juntas de enfriamiento delgadas desarrolladas en esta litofacies sugieren que el enfriamiento fue rápido, así mismo, su disposición subvertical sugiere efectos de la paleotopografía.

En el caso de la litofacies D (xs,frichT-oleadas piroclásticas) del miembro inferior, se infiere una variación (disminución) en la energía de la corriente, lo que se vería reflejado también en la

mayor ingesta de aire al volver la corriente diluida, y por lo tanto generaría un enfriamiento de dichos componentes, lo que evidentemente impidió un soldamiento de mayor grado como en el caso de la litofacies C (vem). Aunque la litofacies D evidencia un soldamiento leve de sus componentes piroclásticos, la presencia de lentes de vitrófido en su base y cima puede estar relacionado a la transferencia de calor desde la cima del vitrófido hacia la base de la litofacies D (xs,frichT) y de igual forma, desde la base del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio (litofacies E-cr,emLT) hacia la cima de la litofacies D (xs,frichT). La presencia de esferulitas axiolíticas en esta litofacies (Lofgren, 1974; McPhie *et al.*, 1993) reafirma lo anterior e inclusive su tonalidad rojiza sirve también como punto a favor, ya que de acuerdo con Wilson (1993) la coloración anaranjada, rojiza, rosada o púrpura observada en los depósitos (tal es el caso de esta facies) es resultado de la oxidación térmica, producto de la deposición de óxidos de hierro a partir de gases calientes circulantes que se mueven en el depósito, a ciertas temperaturas.

Las características del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio permiten definir que para lograr su soldamiento, así como su textura eutaxítica y la presencia de esferulitas tipo axiolíticas en los fragmentos de pómez, fue necesario que los depósitos tuvieron que mantenerse por un tiempo considerable por encima de la temperatura de transición del vidrio (*T<sub>g</sub>*, Dingwell y Webb, 1989; Dingwell, 1998), y posteriormente enfriarse lentamente y así impedir que se convirtiera en un vitrófido. Dicho enfriamiento lento a comparación del vitrófido en el miembro inferior se ve reflejado en los patrones de las juntas de enfriamiento cuyos espaciamentos guardan varios metros de longitud. Aquí también influyó el cambio de corrientes *boiling over* (que dieron origen a la facies C-vem del miembro inferior) a un fuenteo piroclástico de mayor altura en el miembro superior, lo que permitió la mayor ingesta de aire y por consiguiente un menor grado de soldamiento en el depósito ignimbrítico comparado con la litofacies vitrofídica (C-vem).

### ***VIII.2.2. La toba Acamixtla y la ignimbrita San Gregorio ¿diferentes unidades de flujo?***

De acuerdo con Smith (1960a), Vicente-Araña (1993) y Ross y Smith (1961) un flujo piroclástico o unidad de flujo individual puede considerarse como un cuerpo isotérmico que se emplaza durante un periodo de tiempo varias órdenes de magnitud más corto que el tiempo necesario para enfriar su depósito. Durante el enfriamiento de dicha unidad de flujo pueden ocurrir diferentes procesos de soldamiento y de cristalización (siempre y cuando la temperatura de emplazamiento sea elevada), y como resultado se generan diferentes zonas litológicas que en conjunto forman una unidad de enfriamiento (Smith, 1960a, Ross y Smith, 1961). Si una segunda colada se emplaza antes de que la primera se haya enfriado significativamente, los dos depósitos pueden combinarse para formar una unidad de flujo compuesta mayor, pero siendo una unidad de enfriamiento simple (Smith, 1960a). Sin embargo, si el primer depósito se ha enfriado significativamente antes del emplazamiento del segundo flujo piroclástico, este se enfriará independientemente del primero y, en consecuencia, ambos depósitos formarán lo que se denomina una unidad de enfriamiento compuesta (Vicente-Araña, 1993).

Con base en las diferencias descritas en campo (Capítulo V) y con la información petrográfica (Capítulo VI) se ha definido que la toba Acamixtla representa solo una unidad de flujo, el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio representa una segunda colada y su miembro superior se compone de una tercera, ya que se pueden distinguir las características de cada unidad de flujo a partir de sus depósitos además de que la disminución transitoria de la densidad del miembro inferior hacia el miembro superior (inciso VI.6, Figura 6.6) también lo sugieren. En el caso del miembro superior no hay evidencia de contactos o límites que evidencien distintos depósitos dentro de dicho miembro. Por lo tanto, de acuerdo con lo sugerido por Smith (1960a), Vicente-Araña (1993) y Ross y Smith (1961) también se propone que la toba Acamixtla, así como los miembros inferior y superior de la ignimbrita San Gregorio, forman una unidad de enfriamiento compuesta. A grandes rasgos, las características de las unidades de flujo identificadas son:

- Unidad de flujo de la toba Acamixtla (litofacies A y B): Formada a partir de un flujo piroclástico pobre en cristales (plagioclasa + cuarzo, máximo 2%), rico en fragmentos líticos (basálticos y andesíticos, 15%) y con fragmentos de pómez, (incisos V.5.1 y VI.1, Figura 6.1).
- Unidad de flujo del miembro inferior de ignimbrita San Gregorio (vitrificado - litofacies C y D). Formada a partir de un flujo piroclástico con cristales (plagioclasa tipo andesina, 13.70% y con importante abundancia de fayalita + augita, aproximadamente 5%) y con presencia de fragmentos líticos basálticos y andesíticos (incisos V.5.2.1, VI.2.1, Figuras 6.2 y 6.3). Cabe mencionar que los depósitos de oleadas piroclásticas (litofacies D – xs,frichT) forman parte de la misma unidad de flujo del miembro inferior, pero representan una unidad individual de soldamiento. El miembro inferior presenta los valores más altos de densidad ( $2.65 \text{ g/cm}^3$  -  $2.72 \text{ g/cm}^3$ ) y *aspect ratio* (8.90), inciso VI.6, Figura 6.6.
- Unidad de flujo del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio (litofacies E y F): Formada a partir de un flujo piroclástico rico en cristales (35-50%, sanidino + cuarzo + oligoclasa + biotita y con presencia de olivino y piroxeno, incisos VI.2.2 y VII.4.1), con fragmentos de pómez, así como fragmentos líticos basálticos y andesíticos. En comparación con el miembro inferior, el miembro superior presenta valores menores de densidad ( $2.43 \text{ g/cm}^3$  -  $2.64 \text{ g/cm}^3$ ) y *aspecto ratio* (2.8 - 4.2) en contraste con los valores de la unidad de flujo del miembro inferior (inciso VI.6, Figura 6.6).

### **VIII.2.3. Temperatura de emplazamiento**

De acuerdo con el estudio petrográfico (Capítulo VI) y la química mineral (inciso VII.4) de la ignimbrita San Gregorio en este trabajo se permite sugerir que su temperatura de emplazamiento rondaba entre los 700 °C y los 850 °C; e incluso para su miembro inferior la temperatura de emplazamiento podría haber superado los 850 °C. De acuerdo con Fisher y Schmincke (1984), este rango de temperatura es común en los productos emitidos en las erupciones ignimbríticas, y además típico de ignimbritas soldadas, aunque de acuerdo con Riehle (1973) y Sheridan y Ragan (1976) las temperaturas para que comience el proceso de soldamiento en ignimbritas

riolíticas va del orden de los 550 °C - 625°C. Sheridan y Wang (2005) mencionan que por debajo de los 500 °C no se puede generar deformación o soldamiento perceptible en las mismas.

Ambos miembros de la ignimbrita San Gregorio contienen fenocristales de oligoclasa (Figuras 7.9 y 7.11, Anexo 7) la cual señala temperaturas de formación de aproximadamente 800°C para estos cristales, de acuerdo con la serie de reacción continua de Bowen (1928) y a las temperaturas de cristalización sugeridas por Huang (2009). Con ello se puede limitar la temperatura que prevaleció en la cámara magmática antes de que el magma eruptado haya iniciado su ascenso. Para el miembro superior (litofacies cr,emLT y lcr,emLT) es evidente el enriquecimiento en fenocristales de sanidino (Figura 7.12, Anexo 7) lo cual se asocia con una zona de profundidad somera y a temperaturas del orden de ~700 °C, para que esta fase mineral pudieran formarse. La presencia de cuarzo y biotita permiten también restringir el mismo nivel de evolución del magma en la cámara magmática, lo que hace confiable la estimación del rango de temperatura de emplazamiento de 700 °C - 850 °C de este miembro. La presencia de esferulitas del tipo axiolítica en el miembro superior (Figura 6.4) también sugieren esta temperatura de emplazamiento (Lofgren, 1974; McPhie *et al.*, 1993).

En el miembro inferior (vitrificado-litofacies vemLT) el soldamiento intenso podría estar relacionado a una temperatura de emplazamiento mayor a los 850 °C tomando en cuenta la presencia de fenocristales de plagioclasa con composición de andesina (Figura 7.9, Anexo 7). A su vez ese valor de temperatura puede tener relación con el contenido de cristales de olivino y piroxeno en desequilibrio (Figura 6.2), así como con la presencia de vidrio con distinta composición (Anexo 7). Estas características tendrían implicaciones con procesos magmáticos como mezcla de magmas, en el caso del miembro inferior la mezcla de magmas muy diferenciados con magmas más máficos, explicaría la mayor temperatura de emplazamiento de la unidad.

Además de las fases minerales principales descritas para la ignimbrita San Gregorio (sanidino, cuarzo, plagioclasa y biotita, así como olivino y piroxeno) se ha identificado el desarrollo de material ferromagnético como magnetita, maghemita, hematita y titanohematita en la misma (Lozano-Hernández, 2018). De acuerdo con Clark (1974), la presencia de este material y sus propiedades tienen mucho que decir con respecto a la temperatura ya que tienden a generarse en un rango de temperatura de entre los 700°C y los 850°C (Clark, 1974; Lowrie, 1990), haciendo mucho más confiable la estimación de la temperatura de emplazamiento de la ignimbrita San Gregorio.

### **VIII.3. Modelo de emplazamiento en masa vs. modelo por agradación progresiva**

En el presente trabajo se considera que el modelo de agradación progresiva (Fisher, 1966; Branney y Kokelaar, 1992; 1997) es el más adecuado para explicar el emplazamiento de la ignimbrita San Gregorio. En general, la unidad presenta variaciones laterales en cuanto a abundancia y tamaño de algunos de sus componentes tal es el caso de los fragmentos de pómez (inciso VI.4, Figura 6.6), de los cristales (inciso VI.5, Figura 6.6) y la matriz (inciso VI.4) e inclusive una ligera variación composicional de algunos elementos químicos como se mencionó en el

inciso VII.5 (Figura 7.17); Sulpizio y Dellino (2008) mencionan que estas variaciones son atribuidas a depósitos ignimbríticos formados mediante agradación progresiva. Cabe mencionar que en la litofacies C-ven del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio, el intenso soldamiento no permite la clara identificación de este patrón.

El modelo de agradación progresiva también puede explicar la presencia de las dos zonas (1 y 2, litofacies F-miembro superior) de fragmentos líticos (incisos V.5.2.2 y VI.3, Figuras 5.13 y 6.6), puesto que han sido interpretadas como resultado de un aumento en la energía eruptiva (inciso VIII.1). En contraste, lo anterior no podría describirse en términos del modelo de emplazamiento en masa (Wright y Walker, 1981; Walker, 1985), ya que este modelo propone que todos los fragmentos piroclásticos se depositan en un mismo lugar al mismo tiempo, como consecuencia de un decremento radical en la velocidad del flujo que pasa a velocidad cero en cierto momento; por lo tanto, la variación en tamaño y abundancia de componentes no sería posible. Tampoco es posible concebir la presencia de las zonas de fragmentos líticos como se aprecia en el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio. De igual forma, no sería posible observar variaciones químicas, inclusive suponiendo que fueran varias unidades de flujo las emplazadas ya que sus límites no coinciden con las variaciones geoquímicas.

Por último, en la Figura 5.5 se muestra la extensión de la ignimbrita San Gregorio limitada al noreste (entre Zacatecolotla y Cacahuamilpa) y al sur por los altos topográficos compuestos por las calizas cretácicas de la Formación Morelos. No obstante, la presencia de la ignimbrita San Gregorio en el área de Teacalco (Figura 5.5) y su superposición a la Formación Morelos, en algunas zonas como por ejemplo Acuitlapán (Figuras 5.5 y 5.6a), sugiere que en algún momento las barreras topográficas pudieron haber sido superadas por la corriente piroclástica emplazada de manera agradacional, algo que no lo contempla el modelo de emplazamiento en masa.

#### **VIII.4. Modelo de evolución: distribución en tiempo y espacio de la ignimbrita San Gregorio**

Como fue mencionado en el Capítulo I, la importancia del estudio de la ignimbrita San Gregorio radica en la posible relación de esta unidad al evento de colapso de una caldera volcánica y, en este contexto, esta sección fue organizada en función del desarrollo de dicho colapso. En primer lugar, aunque la toba Acamixtla fue considerada por Hernández-Vargas et al. (2017) como resultado de la actividad volcánica pre-colapso, de acuerdo con las observaciones realizadas en esta tesis esta unidad se ha reinterpretado como evidencia del inicio del colapso. En segundo lugar, la ignimbrita San Gregorio ha sido asociada con la manifestación ignimbrítica principal del evento de colapso (Hernández-Vargas *et al.*, 2017), y por ello es nombrada unidad de colapso. En tercera, a los domos riolíticos de la Formación Tenería se les ha asociado con la etapa de resurgencia post-colapso (Hernández-Vargas *et al.*, 2017), documentada característicamente al centro de las calderas (Christiansen, 2001; Phillips *et al.*, 2007), y en la cual los magmas pobres en volátiles son extraídos de la cámara magmática. Como ya se mencionó en el inciso IV.3.4. la distribución de la Formación Tenería se ha utilizado en el presente estudio (en conjunto con la distribución del resto de las unidades piroclásticas) para inferir la posible localización de la fuente que dio origen a la sucesión volcánica del CVT y en este capítulo

se les ha nombrado domos riolíticos post-colapso. Por último, aunque las unidades ignimbríticas de Peral y Sombrerito no son objeto de estudio de este trabajo, ya que su emplazamiento es considerado como parte de un segundo evento eruptivo post-colapso (Hernández-Vargas *et al.*, 2017), aquí se menciona sus características distintivas con fines de correlación estratigráfica, y se han agrupado con el nombre de litologías asociadas post-colapso.

Los datos obtenidos no permiten cuantificar la magnitud ni el tiempo de duración del evento eruptivo que dio origen a la ignimbrita San Gregorio y, por lo tanto, no se pueden definir las depocronas o lapsos de tiempo de deposición (Branney y Kokelaar, 2002). Por ello para el modelo de evolución de la ignimbrita San Gregorio se hace uso de segmentos de tiempo esquemáticos (SgT) o *time slices*. Dicho modelo de evolución se ha dividido en tres segmentos de tiempo que a continuación se describen.

SgT1 – actividad pre-colapso: La presencia de depósitos de caída finos intercalados a la cima de los conglomerados del Grupo Balsas reflejan las primeras manifestaciones de actividad volcánica explosiva (Figura 8.1a). Aquí la presión ejercida por el magma hacia la superficie logra fracturar las rocas que sobreyacen a la cámara magmática, formando así conductos de salida para el material magmático intracortical con gran contenido de volátiles; y como respuesta se generan depósitos no muy extensos (Druitt y Sparks, 1984; Cole *et al.*, 2005).

SgT 2 – evento culminante: el registro, a la base de la sucesión, del depósito la brecha heterolítica masiva (litofacies A-mIBr) marca el inicio del colapso de la caldera (Figura 8.1b). En este momento se produce una disminución de la presión del techo de la cámara magmática hacia la misma y por consecuente la fracturación, deformación y colapso de la superficie, para finalmente generar el emplazamiento de las ignimbritas más voluminosas (Druitt y Sparks, 1984).

Autores como Walker (1985) y Branney y Kokelaar (1997) sugieren que las brechas heterolíticas (como el caso de la litofacies A-mIBr de la toba Acamixtla) mezcladas con fragmentos juveniles suelen ser proximales al área fuente y se asocian al momento de colapso de la caldera (Branney y Kokelaar, 2002, Brown y Branney, 2004). La afluencia de grandes bloques de fragmentos líticos cerca del anillo de colapso inferido registra erosión en los conductos de salida y un aumento en la competencia de la corriente junto a un incremento en el flujo de material volcánico que se traduce en la capacidad de transportar mayor cantidad de fragmentos densos a diferentes distancias. La presencia de la litofacies B (dsLT-depósitos de caída) refleja el efecto de una columna eruptiva sostenida y un mayor grado de fragmentación del material piroclástico. La corriente piroclástica que formó la toba Acamixtla se distribuyó hacia La Cascada, Acamixtla, San Gregorio y Tetipac donde actualmente aflora la unidad (Figura 5.5).

SgT 3 – erupción *boil-over*: Este segmento de tiempo se puede dividir en dos fases. El primero que marca un cambio en el estilo eruptivo, de una columna eruptiva sostenida a la generación de corrientes piroclásticas sostenidas tipo *boiling over* de baja altura (Figura 8.1c), las cuales formaron el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio (unidad de colapso). Aquí, las corrientes *boiling over* son expulsadas desde el anillo de la caldera inferida y emplazadas hacia el oriente, en las proximidades de Acamixtla, San Gregorio y Tetipac (donde hoy en día

aflora el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio, Figura 5.5). Su aporte fue continuo y las corrientes no sufrieron una importante mezcla con la atmosfera lo que permitió el intenso soldamiento de la litofacies C (vem). En este caso las corrientes rellenan los bajos topográficos localizados en el área de estudio, pero no lograron superar las barreras topográficas (calizas de la Formación Morelos). Su emplazamiento culminó con una disminución en la competencia de las corrientes, en este caso una disminución de energía y en consecuencia con la formación de la litofacies D (xs,frichT, oledas piroclásticas) del mismo miembro, que de igual forma se emplazaron al oriente de la fuente inferida.

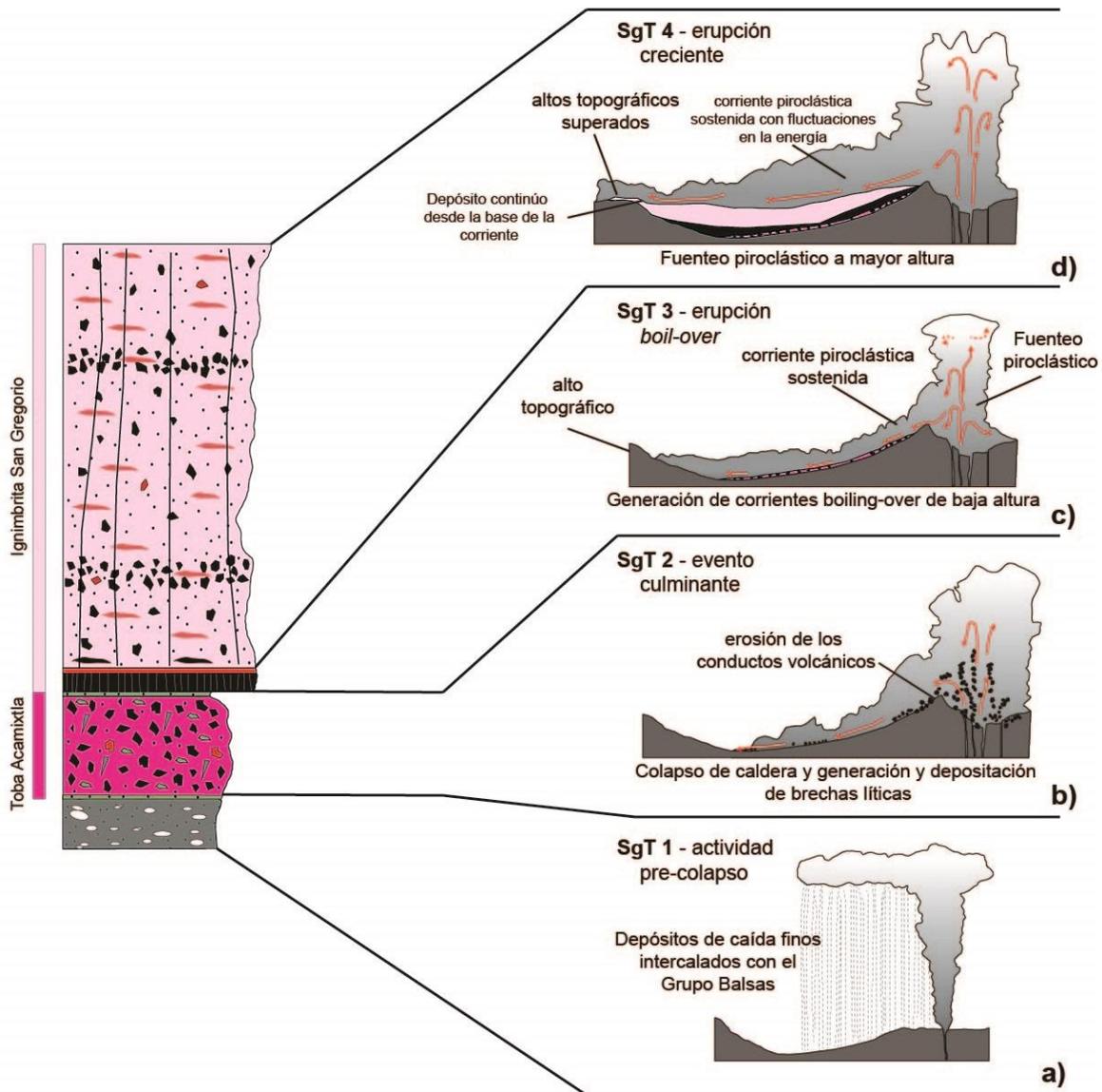


Figura 8.1. Modelo de evolución esquemático donde se muestran los segmentos de tiempo ocurridos para el emplazamiento de las corrientes piroclásticas que dieron origen a la toba Acamixtla y los miembros inferior y superior de la ignimbrita San Gregorio. Cabe destacar que el espesor y la extensión de los depósitos representados son esquemáticos (modificado de Brown y Branney, 2004).

SgT 4 – erupción creciente: En este momento se emplaza la mayor cantidad de material piroclástico que forma al miembro principal de la ignimbrita San Gregorio (unidad de colapso). El mecanismo de emplazamiento sigue siendo a partir de corrientes piroclásticas de tipo *boiling over* pero con evolución a mayor altura del fuenteo piroclástico (Figura 8.1d) y mayor ingesta de aire, lo que promovió el menor grado de soldamiento del miembro superior de la ignimbrita San Gregorio (unidad de colapso) comparado con el miembro inferior. La corriente piroclástica es sostenida con fluctuaciones en su competencia. En este caso las corrientes piroclásticas se dispersan al sur (La Cascada, El Ejido), al oriente (Acamixtla), al noreste (San Gregorio) y al norte (Tetipac) de la fuente inferida, como se aprecia en la Figura 5.5 con la distribución actual de la ignimbrita San Gregorio. En las zonas donde la topografía se había nivelado, la corriente logró superar las barreras topográficas, por ejemplo, hacia el este en Teacalco. Es por ello que los depósitos en zonas distales como Teacalco tienen menor espesor, mientras que en los afloramientos proximales como Tetipac los espesores aumentan. Para este segmento de tiempo se completa la segunda etapa de colapso de la caldera (Druitt y Sparks, 1984; Scandone, 1990).

Eventos post-colapso: Representan eventos posteriores a la erupción e incluyen la inyección de flujos de lavas viscosas y extensas pobres en volátiles (Bachmann y Bergantz, 2008), que en el caso del CVT, formaron las litologías post-colapso que son el campo de domos de la Formación Tenería (domos post-colapso) y el emplazamiento de corrientes piroclásticas que generaron las litologías asociadas post-colapso, las ignimbritas Peral y Sombrerito (Hernández-Vargas *et al.*, 2017).

### **VIII.5. Génesis de la ignimbrita San Gregorio. Implicaciones del estudio petrográfico y la química mineral**

En el presente trabajo los resultados del estudio petrográfico (Capítulo V) y la química mineral (Capítulo VII) se utilizaron para realizar algunas inferencias acerca del origen de la ignimbrita San Gregorio. En conjunto, el análisis mineralógico, las características texturales y los resultados de la química mineral permitieron definir dos miembros ignimbriticos diferentes (miembros inferior y superior de la ignimbrita San Gregorio), asociados eventualmente con el proceso magmático de mezcla incompleta de magmas (*mingling*).

De acuerdo con la información recabada, así como con las observaciones realizadas, el modelo propuesto en este estudio sugiere que la mezcla de magmas se llevó a cabo a partir de la inyección de *batches* de magmas máficos ferroanos en una cámara magmática silícica, tal y como se aprecia en la Figura 8.2. De esta forma, la cámara magmática desarrolló dos sectores (A y B) con diferentes contenidos de material máfico inmerso, los cuales posteriormente alimentaron a los flujos piroclásticos que formaron los depósitos de los miembros inferior y superior de la ignimbrita San Gregorio.

Por un lado, el sector A (Figura 8.2) de la cámara magmática que alimentó al miembro inferior es el que presenta mayor contenido de material máfico. Los productos piroclásticos expulsados posiblemente de este sector son de menor contenido en SiO<sub>2</sub> y los de menor espesor y volumen en el área, limitándose al este de la misma (Acamixtla, San Gregorio y Tetipac). Esto lleva a

sugerir que solo una pequeña parte de la cámara fue extruida en ese momento. La primera evidencia de la mezcla de magmas es la convivencia de cristales de plagioclasa con composición de oligoclasa y andesina, además de plagioclasas con zonamiento composicional oscilatorio en el contenido de anortita. De acuerdo con Castro-Dorado (2015) el zonamiento oscilatorio se genera como respuesta a la formación de capas cristalinas que difieren en composición, e implica un proceso que se detiene y reinicia nuevamente. Este autor menciona que bajo estas condiciones el cristal registra los fenómenos ocurridos durante la incorporación de un nuevo magma al sistema. Una segunda evidencia es el contenido de cristales de fayalita y augita rica en Fe, los cuales claramente se observan en desequilibrio con la matriz vítrea, ya que sus bordes se aprecian corroídos y/o siendo reemplazados por otros minerales. Una tercera evidencia es la presencia de *fiammes* de distinta composición (con variaciones en el contenido de SiO<sub>2</sub>) intrusionándose mutuamente e inmersos en la matriz vítrea del mismo miembro, así como las bandas micrométricas de tono marrón oscuro y claro que generan la estructura de flujo de dicha matriz vítrea (Figura 8.3 y Figura 6.2a). Las diferencias en composición de fragmentos pumicíticos, así como la tonalidad de las bandas vítreas que componen algunos fragmentos o la matriz han sido interpretadas como el resultado de una mezcla entre líquidos magmáticos de diferente composición. Algunos ejemplos de ignimbritas con estas características son resumidos por Smith (1960b) y también han sido reportados para depósitos ignimbríticos en Chile (Guest, 1968), en Guadalajara México (Mahood *et al.*, 1985), en las montañas Tumacacori en Arizona (Seaman *et al.*, 1995) y en Sonora México (Vidal-Solano *et al.*, 2007). Por otro lado, Smith (2000) y Perugini *et al.* (2004) sugieren que el grosor y la morfología de la estructura de flujo está relacionada con el grado de mezcla que presenta la roca.

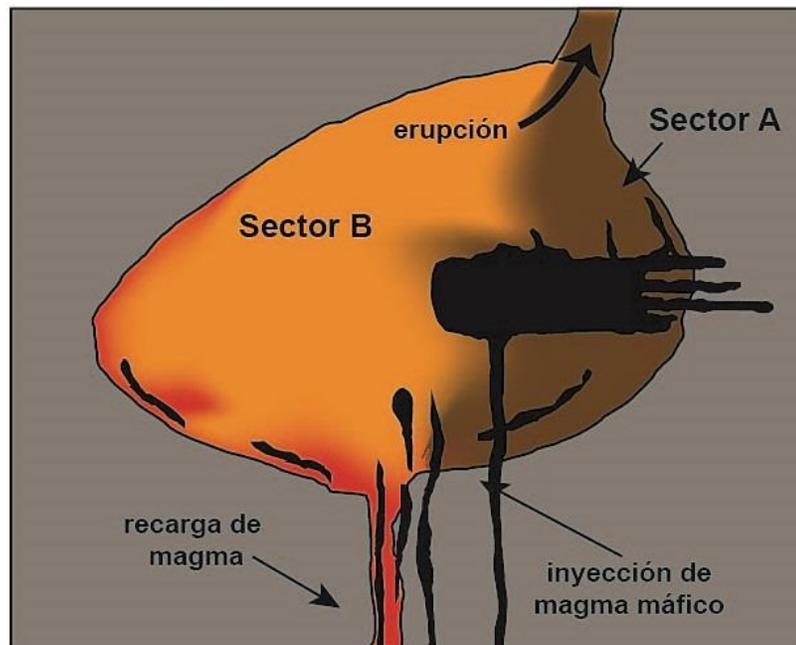


Figura 8.2. Modelo esquemático propuesto para sectores A y B que componen la cámara magmática afectada por la inyección de magmas máficos.

La propuesta que se hace en este trabajo sobre el emplazamiento de los *batches* de magmas máficos ferroanos se basa en lo sugerido por Ferrari *et al.* (2014), quienes asocian la presencia de rocas con firmas adakíticas y ferroanas al sur del estado de Guerrero, con el ascenso de magmas astenosféricos como respuesta a la formación de un *slab window* temporal, debido a las relaciones cinemáticas y tectónicas de la subducción de la placa Fallarón y el movimiento del bloque de Chortís. La propuesta de estos autores con respecto a la temporalidad y distribución del *slab window* para el Eoceno tardío coincide con la temporalidad del desarrollo de la ignimbrita San Gregorio y en general con el desarrollo del vulcanismo del campo volcánico de Taxco.

Por otro lado, el sector B (Figura 8.2) de la cámara magmática fue el que alimentó al miembro superior de la ignimbrita San Gregorio. Este sector es el que tiene menor contenido de componentes máficos y cuyos presuntos productos extruidos son los de mayor contenido en SiO<sub>2</sub>, volumen y espesor en el área. A diferencia del miembro inferior, la composición mineralógica de este miembro se compone principalmente de sanidino y cuarzo, aunado a esto el contenido de fenocristales de plagioclasa con composición de oligoclasa. En este miembro disminuye el contenido de olivino y piroxeno, así como de fragmentos juveniles máficos posiblemente de basalto y su presencia se ha interpretado como resultado de la explosión volcánica. En este punto se sugiere una extrusión de la mayor parte de la cámara magmática. Por último, la presencia de fenocristales de sanidino con distinta composición, así como con zonamiento composicional refieren cambios en las condiciones composicionales de la cámara magmática, posiblemente atribuidas también al proceso de mezcla de magmas.

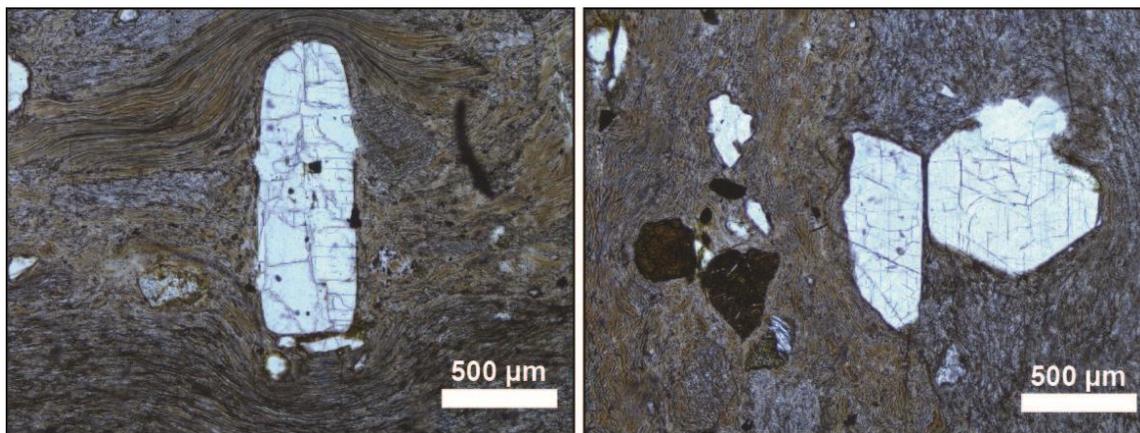


Figura 8.3. Fotomicrografías donde se muestra la estructura de flujo en la matriz vítrea del miembro inferior de la ignimbrita Sam Gregorio. Nótese las bandas con tonalidades marrón oscuro y las bandas claras.

#### **VIII.5.1. Implicaciones de los datos isotópicos disponibles**

En el inciso VIII.2. de este capítulo, se ha resaltado la gran importancia del proceso magmático de mezcla de magmas, como factor determinante en la generación de los magmas formadores de la ignimbrita San Gregorio. No obstante Morán-Zenteno *et al.* (1998; 2000b) obtuvieron datos isotópicos para las rocas del campo volcánico de Taxco de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>i</sub> (0.7051 a

0.7063) y de  $\epsilon\text{Nd}_i$  (0.5 a - 1.5), y sugieren que la contaminación cortical (influencia de la corteza continental antigua) influyó durante la formación de los magmas del CVT.

En contraste con muestras silíceas de otras zonas volcánicas aledañas, por ejemplo, con el centro volcánico Goleta (Díaz-Bravo, 2008; Mori *et al.*, 2012), en el CVT claramente se aprecian con menores valores radiogénicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  y menor contenido de  $\text{SiO}_2$  como se puede apreciar en la Figura 8.4. Por otro lado, comparado con los datos del centro volcánico Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Mori *et al.*, 2012), el CVT presenta valores muy similares de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  a los de la ignimbrita Tilzapotla, aunque esta última tienen valores menores de  $\text{SiO}_2$  (Figura 8.4). Los valores de isotópicos de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  de los diques y flujos asociados al área volcánica de Tilzapotla son menores comparados con los del CVT (Figura 8.4).

De acuerdo con Mori *et al.* (2012) los valores más radiogénicos de los isotopos de Sr y Nd, así como el mayor contenido de  $\text{SiO}_2$  para el centro volcánico Goleta se explican debido al origen petrogenético de sus magmas por un proceso de anatexis de una corteza cuarzo-feldespática con biotita. El centro volcánico de Tilzapotla, por otro lado, es asociado a un origen por cristalización fraccionada a baja presión de un magma parental derivado del manto con ensambles dominados por plagioclasa, así como por asimilación de materiales de la corteza media-superior. En ambos casos estos autores señalan que el empobrecimiento de Ba y Sr del centro volcánico Goleta con respecto a Tilzapotla tiene una relación con dicho origen. De esta manera lo anterior podría sugerir una fuente de origen distinta para el campo volcánico de Taxco ya que también muestra diferencias en la geoquímica de cientos elementos traza clave (Ba y Sr) con respecto a las dos áreas volcánicas aledañas como se puede apreciar en las Figura 7.6 y 8.4.

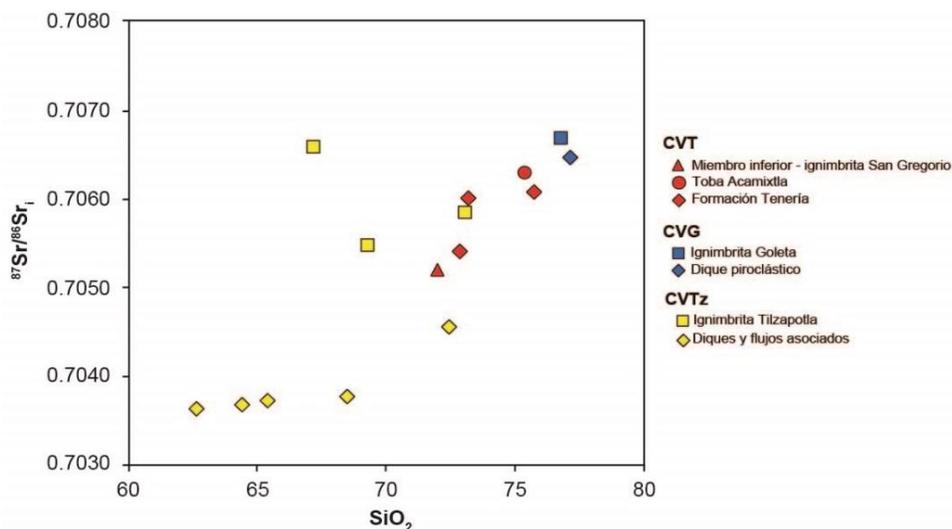


Figura 8.4. Diagrama de  $\text{SiO}_2$  vs. las relaciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  donde se grafican los valores de las muestras del CVT (campo volcánico de Taxco), CVG (centro volcánico Goleta) y CVTz (centro volcánico Tilzapotla).

## VIII.6. La mezcla de magmas como factor precursor de la erupción

En diversos trabajos como el de Sparks *et al.* (1977), Huppert *et al.* (1982), Snyder (2000), Woods y Cowan (2009), Schmincke (2004) y Cañón-Tapia (2014) se señala que la inyección de un magma básico dentro de una cámara magmática ácida representa uno de los mecanismos principales que desencadenan erupciones volcánicas explosivas. Estos autores sugieren que la inyección del magma máfico genera un incremento en la presión interna del reservorio, provocada a su vez por el incremento en el volumen del fundido que contiene el mismo, por el aumento en la exsolución de volátiles y por la expansión termal del magma preexistente en el reservorio magmático. Sparks *et al.* (1977) mencionan que el sobrecalentamiento del magma ácido a causa de la intrusión del magma básico a la base del reservorio, genera una convección vigorosa y por lo tanto una mayor vesiculación capaz de aumentar la presión del reservorio y de provocar la fracturación del edificio volcánico, y en consecuencia desencadenar una erupción explosiva ácida. Huppert *et al.* (1982), Perugini y Poli (2012) y Morgavi *et al.* (2017) coinciden en una serie de evidencias petrográficas, que de acuerdo con ellos indican la mezcla de dos o más *batches* de magma de distinta composición, cuya mezcla posiblemente debió ocurrir poco antes de la erupción, en el orden de horas o días de (Perugini *et al.*, 2010). Las evidencias son distintos ensambles de fenocristales en desequilibrio, la composición no homogénea de vidrio, los distintos rangos de composición de las inclusiones de vidrio presentes en fenocristales, la presencia de pómez bandeada y fragmentos máficos incorporados en fragmentos de pómez. Así mismo Huppert *et al.* (1982) mencionan que probablemente la evidencia más contundente y convincente del proceso de mezcla es la presencia ensambles bimodales de fenocristales.

En el caso de la erupción que dio origen a la ignimbrita San Gregorio pudo haber ocurrido algo similar, en donde el *mingling* o la mezcla de magmas podría haber fungido como factor desencadenante para generar la erupción. Evidencia de ello se observan principalmente en el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio y son los fragmentos de vidrio de distinta composición, las bandas micrométricas de distinto tono que conforman su matriz vítrea, la presencia de fases minerales de plagioclasa con composición de oligoclasa y andesina, también los cristales de fayalita y augita en desequilibrio con la matriz vítrea de dicho miembro y los fragmentos líticos juveniles posiblemente de composición basáltica que se pueden identificar en su miembro superior. En este trabajo, por lo tanto, se sugiere que la inyección de magmas basálticos pudo haber desestabilizado la cámara magmática y por consecuente, iniciar la erupción con la extrusión del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio y culminar el evento explosivo con la expulsión del magma que generó al miembro superior de la misma. Algunos ejemplos documentados sobre la mezcla de magmas son en el caso de la erupción del volcán Askja en Islandia (Sparks *et al.*, 1977), en la caldera de Santorini en Grecia (Sparks *et al.*, 1977), en el volcán Pinatubo en Filipinas (Pallister *et al.*, 1992), en el volcán Krakatoa en Indonesia (Mandeville *et al.*, 1996) o en el volcán Tarawera en Nueva Zelanda (Leonard *et al.*, 2002) y recientemente en Yellowstone (Pritchard *et al.*, 2013; Morgavi *et al.*, 2016).

## VIII.7. Posible área fuente

La ausencia de una estructura volcánica típica de caldera de colapso en el área de Taxco limita el claro reconocimiento del área fuente de la sucesión volcánica del CVT, sin embargo, hay evidencias de campo que permiten inferir el desarrollo de una estructura caldérica en la zona de estudio, ahora erosionada. Estas evidencias incluyen el fallamiento lateral regional que afecta el área, los depósitos ignimbríticos ricos en cristales relacionados al colapso de una caldera volcánica, la presencia y distribución de zonas con abundantes fragmentos líticos, algunos de gran tamaño, así como el campo de domos restringido al sector occidental del CVT. A continuación, se explican con mayor detalle estas evidencias.

### VIII.7.1. Fallamiento lateral regional

Un punto de gran interés es la ubicación del CVT en la intersección de diferentes sistemas de fallamiento. Alaniz-Álvarez *et al.* (2002) documentaron dos fases sucesivas de fallamiento lateral para el Eoceno tardío-Oligoceno temprano en el área de Taxco; la primera con extensión NNW y la segunda con extensión NE; y además una serie de estructuras con orientación N-S, que corresponden a la parte final del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Figura 5.5). De acuerdo con estos autores en ambas etapas de fallamiento lateral, las estructuras preexistentes fueron reactivadas, desarrollando cuencas en respuesta al desplazamiento de las fallas laterales-dextrales principales (falla Tetipac y falla Chichila) mientras que sincrónicamente se presentaba el magmatismo volcánico silíceo del campo volcánico de Taxco (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002) cuyo tiempo de vida fue largo en base con las edades obtenidas por Hernández-Vargas *et al.* (2017) que restringen un rango de edad que va de ~36 Ma a 34.5 Ma.

El fallamiento lateral que afecta a Taxco no se limita solo a esta zona, ya que se ha reconocido a lo largo del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur, desde Nanchititla al oeste hasta Huautla en el oriente, y también ha sido asociado al vulcanismo de los centros volcánicos de este sector (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002; Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Cerca *et al.*, 2007; González-Cervantes, 2007; Martini *et al.*, 2009; Morán-Zenteno *et al.*, 2018). Los casos más relevantes donde se ha encontrado evidencia del fallamiento lateral asociado con el vulcanismo, y también relación a estructuras de calderas de colapso desarrolladas entre este sistema de fallas son los centros volcánicos de Tilzapotla y Goleta (Morán-Zenteno *et al.*, 2004; Díaz-Bravo y Morán-Zenteno, 2011), aledaños al CVT.

La disposición del CVT con respecto al sistema de fallas laterales toma mayor importancia cuando en trabajos como los de Lipman (1997), Cole *et al.* (2005), Acocella *et al.* (2004) y Holohan *et al.* (2005), se plantea el rol de las estructuras tectónicas regionales como factores de potencial influencia en la evolución de calderas de colapso. Holohan *et al.* (2008), mediante modelos análogos a escala, mencionan la relación que existe entre los sistemas de fallas transcurrentes y su efecto en la formación de una caldera. De acuerdo con las evidencias de campo, teoría y experimentos realizados, estos autores sugieren que el fallamiento transformante permite el ascenso de magma y la generación de una estructura pre-colapso, que tenderá a

formarse completamente cuando se genera la subsidencia producto del arreglo tectónico preestablecido, o bien, como lo explican van Wyk de Vries y Merle (1998) las estructuras volcánicas generadas en zonas con fallamiento lateral tenderán a formarse a partir de estructuras extensionales tipo *pull-apart*. Algunos ejemplos de estudio a nivel mundial sobre calderas desarrolladas bajo el dominio de un arreglo tectónico transcurrente son, las calderas La Fossa y Mt. Guardia en el complejo volcánico Lipari-Vulcano en Italia (Ventura *et al.*, 1999; Gioncada *et al.*, 2003), la caldera Negra Muerta en la zona de falla Calama-Olaca-Pato-El Toro en los Andes centrales (Riller *et al.*, 2001), las calderas Toba y Ranau en la zona de falla Gran Sumatra en Indonesia (Aldiss y Ghazali, 1984; Bellier y Sebrier, 1994; Bellier *et al.*, 1999), la caldera Glencoe en Escocia (Moore y Kokelaar, 1998) y en Guatemala (Burkart y Self, 1985).

### VIII.7.2. Depósitos ignimbríticos ricos en cristales

Los depósitos ignimbríticos ricos en cristales han sido típicamente asociados con la extracción del magma y del *mush* desde un reservorio magmático, durante el colapso de una caldera volcánica. De acuerdo con autores como Druitt y Sparks (1984), Scandone (1990), Lipman (2000a) y Martí *et al.* (2000) debido a un decremento en la presión de la cámara magmática en consecuencia de una evacuación parcial de la misma, se genera el colapso parcial o total del techo de la cámara magmática. A su vez, los bloques del techo colapsado generan vórtices que desmembrarán al *mush* previamente formado para finalmente dar origen a emisiones de ignimbritas ricas en cristales (Kennedy y Stix, 2007; Huber *et al.*, 2010). La ignimbrita San Gregorio, objeto de estudio de este trabajo, ha sido descrita en los Capítulos V y VI, y puede considerarse como un claro ejemplo de una ignimbrita rica en cristales, aunque cabe mencionar que su miembro inferior contiene menor abundancia de cristales (13.7 %) comparado con su miembro superior (35 – 50 %). Así mismo, el volumen y la extensión de la ignimbrita San Gregorio en el área sugieren el vaciamiento de una cámara magmática de al menos tamaño moderado.

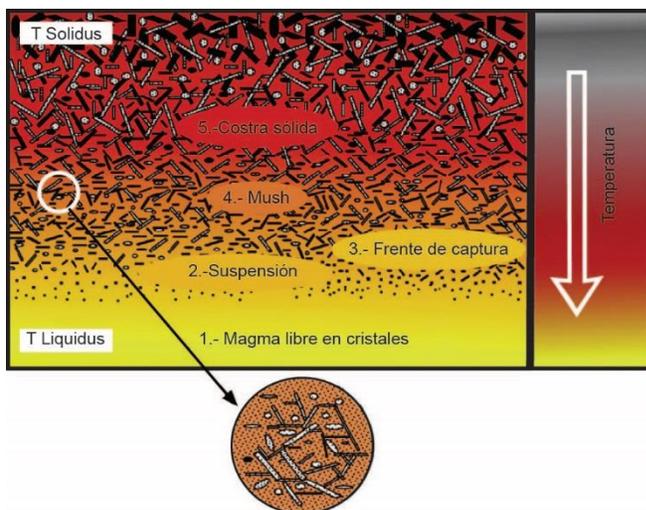


Figura 8.5. Frente solidificación (tomado de Marsh, 2015). La base de la figura es definida por el *líquidus* y la cima es representa el *sólidus*. El espesor del frente de solidificación depende del régimen térmico y especialmente de la edad del frente y de la temperatura de la roca encajonante. 1.- Zona donde el líquido magmático no tiene cristales en suspensión; 2.- zona en la cual hay pequeños y escasos cristales en su límite con el *líquidus*, y hasta un máximo de 25 % de volumen de cristales en su frontera con el frente de captura; 3.- zona que presenta alrededor del 25% vol. de fenocristales, la viscosidad en esta zona es 10 veces la del *líquidus*; 4.- esta zona contiene desde un 25% de volumen de fenocristales y hasta un máximo de 50 a 55% en su límite con la costra sólida; 5.- zona con un 50 a 55% de cristales (límite de cristalinidad crítica) en su límite con el *mush*, y hasta un 100% en su límite con el *sólidus*. El círculo sugiere el arreglo estructural de los cristales a un 30 % de cristalización.

De acuerdo con Marsh (2015) los efectos de la convección térmica permitirán la generación de zonas con diferentes grados de cristalización dentro de la cámara magmática o también conocidos como frentes de enfriamiento, que van desde el *liquidus* (fundido) hasta el *solidus* (todo sólido). El frente de enfriamiento incluye a la zona de magma libre en cristales, la zona de suspensión, la zona de captura, la zona de *mush* y la zona de costra rígida (Figura 8.5). Durante la erupción cualquiera de estas zonas puede ser muestreada lo que explica las posibles diferencias entre el contenido de cristales en la matriz de las ignimbritas y los fragmentos de pómez.

### **VIII.7.3. Zonas con fragmentos líticos grandes**

En el inciso V.5.1 del Capítulo V de este trabajo, se describió la presencia en el sector oeste del área de estudio (C. Cacalotenango), de la brecha masiva de la litofacies A (mlBr) de la toba Acamixtla (Figura 5.5), donde fueron reconocidos abundantes fragmentos líticos con tamaños de hasta 0.60 m inmersos en ella. Así mismo en el inciso V.6 del Capítulo V, se mencionó el enriquecimiento de fragmentos líticos riolíticos con tamaños de hasta 1.5 m a la base de la ignimbrita Peral (litofacies cr,mLT). En diversos estudios el análisis de las brechas proximales, así como de zonas de enriquecimiento en fragmentos líticos de gran tamaño en ignimbritas, ha permitido identificar la ubicación, distribución y evolución de los conductos de salida del material piroclástico durante eventos volcánicos explosivos (Druitt y Bacon, 1986; Hildreth y Mahood, 1986; Susuki-Kamata *et al.*, 1993; Rosi *et al.*, 1996; Pittari *et al.*, 2008). Lo anterior en razón de que regularmente los fragmentos líticos de gran tamaño inmersos en dichas brechas o zonas no podrán ser transportados por las corrientes piroclásticas y por lo tanto se acumulan en zonas próximas a la fuente (Walker, 1985; Branney Kokelaar, 2002; Pittari *et al.*, 2008).

De esta forma la distribución de los fragmentos líticos, tanto de la toba Acamixtla como de la ignimbrita Peral, sugieren un conjunto de conductos de salida dispuestos en forma semicircular y perpendicular a las fallas principales (Tetipac y Chichila). A partir de la distribución de la litofacies A (mlBr) de la toba Acamixtla en conjunto con la zona de enriquecimiento en líticos de la ignimbrita Peral (litofacies cr,mLT), han ayudado a delimitar el anillo inferido de la caldera de colapso en el área (Figura 5.5).

### **VIII.7.4. Campo de domos**

La extrusión de magma pobre en volátiles es una etapa característica que ocurre después del evento explosivo principal (colapso) durante la formación de una caldera (Bachmann y Bergantz, 2008; Martí *et al.*, 2000). Dicha extrusión post-colapso de magma pobre en volátiles, puede relacionarse con el proceso de resurgencia, resultado de un aumento del volumen del magma o del incremento en la presión del mismo en la cámara magmática lo que lleva a la formación de un domo o un abombamiento de la zona previamente colapsada (Lipman, 2000a; Branney y Acocella, 2015). Por otro lado, a través de las fracturas, fallas o conductos generados en el domo puede emplazarse el material pobre en volátiles o inclusive pueden presentarse nuevas emisiones piroclásticas (Branney y Acocella, 2015).

El campo de domos semicircular que compone a la Formación Tenería en el CVT, distribuido entre Taxco y Tenería (Figura 5.5) y restringido por las fallas Tetipac y Chichila, es considerado en esta tesis como parte de la extrusión post-colapso del magma pobre en volátiles que fue emplazado después del evento de colapso que dio origen a la ignimbrita San Gregorio. Este campo de domos podría estar relacionado a un evento de resurgencia que ocurre característicamente en las zonas centrales o en la periferia del anillo de colapso de las calderas, y que se asocia también con sistemas magmáticos de larga vida, tal y como ocurre en la caldera Toba en Indonesia (de Silva *et al.*, 2015), en la caldera Valles en Nuevo México (Smith y Bailey, 1968; Phillips *et al.*, 2007; Kennedy *et al.*, 2012), en las estructuras de colapso del campo volcánico de San Juan en Colorado (Smith y Bailey, 1968; Kennedy *et al.*, 2012), en la caldera Timber en Nevada (Smith y Bailey, 1968) y en Yellowstone (Christiansen, 2001). Es importante mencionar que la distribución del campo de domos de la Formación Tenería en conjunto con el arreglo semiradial de los depósitos ignimbríticos alrededor de este, permitió delimitar el anillo inferido de la caldera de colapso.

#### **VIII.7.5. Estilo de colapso**

En el CVT no se observó algún rasgo semianular claramente asociado con un anillo de colapso, excepto por un lineamiento curvo cerca del límite oriental del anillo inferido delimitado con forma irregular en la Figura 5.5. En varios estudios como los de Roche *et al.* (2000) y Cole *et al.* (2005) se ha identificado que las calderas de colapso pueden desarrollar formas regulares y muy geométricas, dependiendo de la forma de la cámara magmática (Holohan *et al.*, 2008), como es el caso de la caldera de Tilzapotla (Morán-Zenteno *et al.*, 2004) o la caldera de Toba en Indonesia (Chesner, 2012), pero también formas muy irregulares o complejas en donde resulta difícil delimitarlas, un claro ejemplo es la caldera de Yellowstone (Christiansen, 2001), el campo volcánico de San Juan Colorado (Lipman, 2000b; Lipman y McIntosh, 2008) o el área volcánica de Valle de Bravo en el estado de México en donde no se aprecia un anillo de colapso, pero si la inyección de numerosos diques piroclásticos (comunicación personal Dante J. Morán), esto último refleja que la forma de una caldera de colapso, en ocasiones, resulta inherente a su presencia.

No obstante, más allá de una forma circular o elíptica que pudiera delimitarse en el campo volcánico de Taxco para definir una caldera de colapso, se debe resaltar otras características que están muy ligadas al desarrollo de un evento de colapso. Por ejemplo, la larga duración de la actividad volcánica del CVT que va desde ~36 Ma a 34.5 Ma (Hernández-Vargas *et al.*, 2017) junto con el emplazamiento de un extenso campo de domos riolíticos, que en primera sugieren la construcción paulatina y existencia de una cámara magmática a profundidad y que posteriormente fue vaciada, lo que es constatado por el registro de voluminosas ignimbritas ricas en cristales y el emplazamiento de las riolitas pobres en volátiles post-colapso. De igual forma la presencia de riolitas emplazados en las fallas con orientación N-S fuera del campo de domos apoya la interpretación de una cámara magmática asimétrica. Aunado a esto las diferencias

detectadas en la altitud (~ 150 m) entre el campo de domos de la Formación Tenería y los escarpes que forman los depósitos ignimbríticos del cerro El Huixteco y el cerro El Consuelo indicarían que los domos riolíticos fueron emplazados en la zona de colapso, mientras que las ignimbritas de los cerros mencionados podrían ser parte de los márgenes de la caldera (Figura 5.6).

La ausencia de un claro anillo de colapso, la disposición semicircular del campo de domos de la Formación Tenería en una depresión y la distribución semiradial de los vastos depósitos de ignimbritas permite asociar dos posibles escenarios para el estilo de colapso del CVT, uno de ellos es el tipo hundimiento o *downsag* (Figura 8.6, Lipman, 1997; 2000a) en el cual no hay formación de anillo de fallas y las paredes de la caldera no son precisas; y el otro es el tipo bisagra o *trapdoor* que refiere una zona de colapso parcial o incipiente, en donde la parte subsidente está delimitada por una fractura semianular o semicircular y por un segmento tipo charnela que actúa como bisagra (Figura 8.6, Lipman, 1997; 2000a). Por último, resulta de interés resaltar la estrecha relación que existe entre las calderas de colapso y los yacimientos minerales. Sillitoe y Bonham (1984) y Henley (1993) relacionan los sistemas magmáticos de larga vida como es el caso de los sistemas asociados a eventos caldericos, con el emplazamiento de importantes yacimientos minerales, así mismo, estos autores mencionan que regularmente la mineralización en estas áreas volcánicas se restringe a zonas cercanas a los márgenes de una caldera o a las fallas que delimitan el anillo de esta. El Distrito minero de Taxco representaría un claro ejemplo de esto.

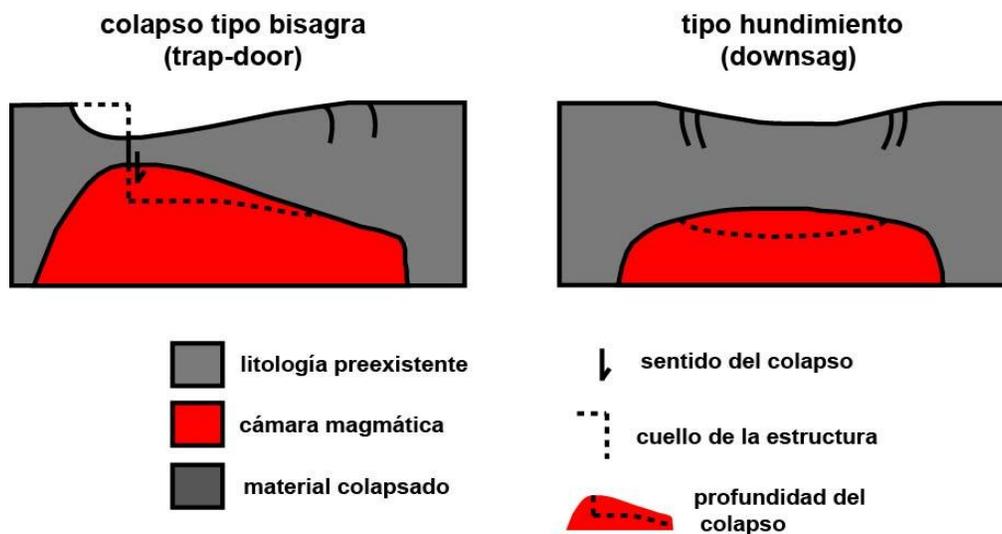


Figura 8.6. Modelos de subsidencia tipo bisagra o *trapdoor subsidence* y tipo hundimiento o *downsag* (tomado de Lipman, 1997).

## Conclusiones

- La ignimbrita San Gregorio se distribuye actualmente en un área de 72.4 km<sup>2</sup> y guarda un volumen preservado de 12 km<sup>3</sup>. Su extensión original pudo haber llegado hasta ~300 km<sup>2</sup> de acuerdo con la distribución de los afloramientos preservados y las barreras topográficas que limitaron su extensión. La identificación de nuevos afloramientos de la ignimbrita durante este trabajo permite apreciar un arreglo semiradial en relación con la fuente inferida y que coincide con el campo de domos de la Formación Tenería.
- Las variaciones verticales reconocidas en los depósitos de la ignimbrita San Gregorio se pueden clasificar en cuatro litofacies. Dos de ellas integran el miembro inferior de la ignimbrita y son una litofacies masiva vitrofídica (C – vem) y otra litofacies con estratificación cruzada rica en finos (D - xs,frichT – oleadas piroclásticas). El miembro superior se integra por una litofacies masiva rica en cristales (E - cr,emLT) y otra litofacies también masiva y rica en cristales pero con mayor abundancia de fragmentos líticos (F - lcr,emLT). De forma lateral las litofacies de la ignimbrita San Gregorio mantienen su estructura y solo presentan cambios en la abundancia y tamaño de sus componentes (cristales, fragmentos líticos y de pómez).
- Las variaciones químicas verticales de la ignimbrita San Gregorio no son considerables (ambos miembros son riolíticos), no obstante, las fluctuaciones que presenta con respecto a la altura estratigráfica pueden ser asociadas con la fluctuación en la abundancia de las fases minerales presentes o bien por la presencia de zonas enriquecidas con fragmentos máficos.
- Las diferencias en las características texturales, petrográficas y de densidad permiten dividir a la toba Acamixtla y los miembros inferior y superior en tres unidades de flujo diferentes.
- Las litofacies masivas tanto en la ignimbrita San Gregorio como en la toba Acamixtla permiten interpretar que las corrientes piroclásticas que las formaron fueron muy estables, energéticas y de alta concentración de componentes. Así mismo se sugiere que su agradación fue progresiva y que la zona límite de flujo bajo las cuales fueron desarrolladas estuvieron dominadas por escape de fluidos, excepto en el caso de la litofacies D (xs,frichT – oleadas piroclásticas) en la cual la zona límite de flujo evolucionó a un dominio por tracción.
- En este trabajo la ignimbrita San Gregorio ha sido asociada con un mecanismo de emplazamiento por fuenteo piroclástico (*pyroclastic fountaining*) que inició con la emisión de corrientes piroclásticas tipo *boiling over* y evolucionó hacia un fuenteo piroclástico de mayor altura. Estas condiciones influyeron en las diferencias de soldamiento que se observan tanto en el miembro superior como en el miembro inferior de la ignimbrita.

- La agradación progresiva en conjunto con la evolución del fuenteo piroclástico de baja altura a una mayor altura permitieron que la corriente librara las barreras topográficas al este y la ignimbrita se extendiera hacia el área de Teacalco.

- El ensamble mineral identificado en la ignimbrita San Gregorio permitió restringir su temperatura de emplazamiento, para el miembro superior entre los 700 ° y 850 °C y para el miembro inferior posiblemente arriba de los 800 °C. Esta temperatura probablemente también influyó en su grado de soldamiento.

- Las evidencias petrográficas encontradas en ambos miembros tales como la presencia de fragmentos líticos juveniles máficos, el contenido de cristales de olivino y piroxeno o la presencia de *fiammes* con diferente contenido en SiO<sub>2</sub> en el miembro inferior sugieren que la mezcla de magmas fue un proceso magmático importante en la génesis del magma que originó a la ignimbrita San Gregorio y muy posiblemente como factor desencadenante de la erupción.

- De acuerdo con las diferencias observadas en la química mineral de las fases minerales presentes en los miembros inferior y superior de la ignimbrita San Gregorio, se propone que su origen está asociado con la inyección de magmas máficos en una cámara magmática silícica heterogénea. Dicha cámara desarrolló dos sectores con diferente cantidad de material máfico inmerso, que posteriormente alimentaron los flujos piroclásticos que formaron los miembros de la ignimbrita San Gregorio.

- La ubicación del campo de domos de la Formación Tenería en lo que fue una depresión localizada entre dos fallas transformantes, así como la distribución semiradial a este de las ignimbritas ricas en cristales del CVT y las brechas proximales sugieren el colapso de una caldera volcánica en el área con uno de dos posibles estilos de colapso, tipo hundimiento (*downsag*) o tipo bisagra (*trapdoor subsidence*).

- La edad, las características geoquímicas e isotópicas de las rocas de los centros volcánicos Goleta y Tilzapotla permiten diferenciarlas claramente de las unidades del campo volcánico de Taxco. De igual forma la distribución y características de sus depósitos ayudan a definir que la Toba Teacalco representa un afloramiento distal de la ignimbrita San Gregorio.

## Referencias

- Acocella, V., Funicello, R., Marotta, E., Orsi, G. y de Vita, S., 2004. The role of extensional structures on experimental calderas and resurgence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129(1-3): 199-217. doi:10.1016/s0377-0273(03)00240-3
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J. y Alba-Aldave, L., 2002. Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1-2): 1-14. doi:10.1016/s0377-0273(02)00247-0
- Alaniz-Álvarez, S.A. y Nieto-Samaniego, A.F., 2007. The Taxco–San Miguel de Allende fault system and the Trans-Mexican Volcanic Belt: Two tectonic boundaries in central México active during the Cenozoic. 422: 301-316. doi:10.1130/2007.2422(10)
- Alba-Aldave, L., Reyes-Salas, A.M., Morán-Zenteno, D.J., Ángeles, S. y Corona-Esquivel, R., 1996. Geoquímica de las rocas volcánicas terciarias de la región de Taxco-Huautla. *Actas INAGEQ*, 2: 39-44.
- Aldiss, D.T. y Ghazali, S.A., 1984. The regional geology and evolution of the Toba volcano-tectonic depression, Indonesia. *Journal of the Geological Society*, 141(3): 487-500. doi:10.1144/gsjgs.141.3.0487
- Ashwell, P.A., Kennedy, B.M., Gravley, F.W., Aulock, V. y Cole, J.W., 2013. Insights into caldera and regional structures and magma body distribution from lava domes at Rotorua Caldera, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 258: 187-202.
- Bachmann, O. y Bergantz, G.W., 2008. Rhyolites and their Source Mushes across Tectonic Settings. *Journal of Petrology*, 49(12): 2277-2285. doi:10.1093/petrology/egn068
- Bacon, C.R., 1986. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research*, 91(B6): 6091. doi:10.1029/JB091iB06p06091
- Barbarin, B. y Didier, J., 1991. Macroscopic features of mafic microgranular enclaves. En: J. Didier y B. Barbarin (Editores), *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 625 pp.
- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 80(1-4): 155-177. doi:10.1016/j.lithos.2004.05.010
- Bellier, O. y Sébrier, M., 1994. Relationship between tectonism and volcanism along the Great Sumatran Fault Zone deduced by spot image analyses. *Tectonophysics*, 233(3-4): 215-231. doi:10.1016/0040-1951(94)90242-9
- Bellier, O., Bellon, H., Sébrier, M., Sutanto y Maury, R.C., 1999. K–Ar age of the Ranau Tuffs: implications for the Ranau caldera emplacement and slip-partitioning in Sumatra (Indonesia). *Tectonophysics*, 312(2-4): 347-359. doi:10.1016/s0040-1951(99)00198-5
- Benson, G.T. y Kittleman, L.R., 1968. Geometry of flow layering in silicic lavas. *American Journal of Science*, 266: 265-276.
- Bohnenberger, T.O., 1955. Bosquejo geológico a lo largo de la carretera Iguala - Chilpancingo, Estado de Guerrero. Tesis de Licenciatura Universidad Nacional Autónoma de México, 61 pp.
- Bowen, N.L., 1928. *The Evolution of the Igneous Rocks*. Princeton University Press, Princeton, N.J., 334 pp.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P., 1992. A reappraisal of ignimbrite emplacement: progressive aggradation and changes from particulate to non-particulate flow during emplacement of high-grade ignimbrite. *Bulletin of Volcanology*, 54: 504-520.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P., 1997. Giant bed from a sustained catastrophic density current flowing over topography: Acatlán ignimbrite, Mexico. *Geology* 25: 115-118.
- Branney, M.J. y Kokelaar, P., 2002. *Pyroclastic Density Currents and the sedimentation of ignimbrite*. Geological Society Memoir No. 27. The Geological Society, London, 143 pp.
- Branney, M.J., Bonnicksen, B., Andrews, G.D.M., Ellis, B., Barry, T.L. y McCurry, M., 2007. 'Snake River (SR)-type' volcanism at the Yellowstone hotspot track: distinctive products from unusual, high-temperature silicic super-eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 70(3): 293-314. doi:10.1007/s00445-007-0140-7
- Branney, M.J. y Acocella, V., 2015. Calderas. En: H. Sigurdsson (Editor), *The Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier, USA, 299-315. <http://dx.doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00016-x>
- Brown, R.J. y Branney, M.J., 2003. Event-stratigraphy of a caldera-forming ignimbrite eruption on Tenerife: the 273 ka Poris Formation. *Bulletin of Volcanology*, 66(5): 392-416. doi:10.1007/s00445-003-0321-y
- Bucher, K. y Grapes, R., 2011. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer, 428 pp. <http://dx.doi.org/10.1007/978-3-540-74169-5>
- Budkewitsch, P. y Robin, P.-Y., 1994. Modelling the evolution of columnar joints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59(3): 219-239. doi:10.1016/0377-0273(94)90092-2
- Burkart, B. y Self, S., 1985. Extension and rotation of crustal blocks in northern Central America and effect on the volcanic arc. *Geology*, 13(1): 22-26. doi:10.1130/0091-7613(1985)13<22:earocb>2.0.co;2
- Bustamante-García, J., Ramírez-Espinosa, J. y Miranda-Huerta, A., 2003. Carta Geológico-Minera Taxco E14-A68, Serie 1:50000. Servicio Geológico Mexicano Pachuca, Hgo., 1 mapa con texto.
- Campa, J., 1923. El distrito de Taxco de Alarcón, Guerrero. *Boletín Minero (México)*, 15: 4-45.
- Campa, M.F. y Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6): 1040-1051. doi:10.1139/e83-094

- Campa, M.F. e Iriondo, A., 2004. Significado de dataciones Cretácicas de los arcos volcánicos de Taxco, Taxco Viejo y Chapolapa, en la evolución de la plataforma Guerrero–Morelos. *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS*, 24: 1.
- Cañón-Tapia, E., 2014. Volcanic eruption triggers: A hierarchical classification. *Earth-Science Reviews*, 129: 100-119. doi:10.1016/j.earscirev.2013.11.011
- Carey, S. y Bursik, M., 2015. Volcanic Plumes. En: H. Sigurdsson (Editor), *The Encyclopedia of Volcanoes*. Elsevier, USA, 571-585. doi:10.1016/b978-0-12-385938-9.00032-8
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V., 1987. *Volcanic Successions, Modern and Ancient*. Unwin Hyman, London, 528 pp.
- Cas, R.A.F., Wright, H.M.N., Folkes, C.B., Lesti, C., Porreca, M., Giordano, G. y Viramonte, J.G., 2011. The flow dynamics of an extremely large volume pyroclastic flow, the 2.08-Ma Cerro Galán Ignimbrite, NW Argentina, and comparison with other flow types. *Bulletin of Volcanology*, 73(10): 1583-1609. doi:10.1007/s00445-011-0564-y
- Castro-Dorado, A., 2015. *Petrografía de Rocas Ígneas y Metamórficas*, Paraninfo, Madrid, 260 pp.
- Caulfield, J.T., Cronin, S.J., Turner, S.P. y Cooper, L.B., 2011. Mafic Plinian volcanism and ignimbrite emplacement at Tofua volcano, Tonga. *Bulletin of Volcanology*, 73(9): 1259-1277. doi:10.1007/s00445-011-0477-9
- Centeno-García, E., Ruíz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J. y Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Guerrero terrane of Mexico: Its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology*, 21(5): 419-422. doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0419:gtomir>2.3.co;2
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M. y Talavera-Mendoza, O., 2008. The Guerrero Composite Terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Geological Society of America Special Papers*, 436: 279-308. doi:10.1130/2008.2436(13)
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B. e Iriondo, A., 2007. Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction. *Tectonics*, 26(3): 1-37. doi:10.1029/2006tc001981
- Cerca, M., Ferrari, L., Corti, G., Bonini, M. y Manetti, P., 2010. Analogue model of inversion tectonics explaining the structural diversity of Late Cretaceous shortening in southwestern Mexico. *Lithosphere*, 2(3): 172-187. doi:10.1130/L48.1
- Chapela-Lara, M., 2008. *Estratigrafía, petrología y evolución del centro volcánico La Muñeca, Tejupilco, Estado de México*, Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F., 91 pp.
- Chapin, C.E. y Lowell, G.R., 1979. Primary and secondary flow structures in ash-flow tuffs of the Gribbles Run paleovalley, central Colorado. *Geology*, 180: 137-154. doi:10.1130/SPE180-p137
- Chesner, C.A., 2012. The Toba Caldera Complex. *Quaternary International*, 258: 5-18. doi:10.1016/j.quaint.2011.09.025
- Christiansen, R.L., 2001. *The Quaternary and Pliocene Yellowstone Plateau volcanic field of Wyoming, Idaho, and Montana*, U.S. Geological Survey, Professional Paper 729-G, 120 pp.
- Clark, H.C., 1974. Remanent Magnetism of Volcanic Rocks. 6: 195-214. doi:10.1016/b978-0-444-41141-9.50014-0
- Clift, P. y Vannucchi, P., 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 42(2): 1-31. doi:10.1029/2003rg000127
- Cole, J., Milner, D. y Spinks, K., 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, 69(1-2): 1-26. doi:10.1016/j.earscirev.2004.06.004
- Dalrymple, G.B. y Lanphere, M.A., 1969. *Potassium-Argon Dating*. Freeman and Company, USA, 258 pp.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M. y Clark, K.F., 1981. Ages trends of igneous activity in relation to metallogenesis in southern Cordillera. *Arizona Geological Society Digest*, 14: 137-154.
- de Cserna, Z., Ortega-Gutiérrez, F. y Palacios-Nieto, M., 1980. Reconocimiento geológico de la parte central de la cuenca del alto Río Balsas, Estados de Guerrero y Puebla. *Libro Guía de la excursión geológica a la parte central de la cuenca del Alto Río Balsas, estados de Guerrero y Puebla*, Sociedad Geológica Mexicana, Convención Geológica Nacional, D.F., 33 pp.
- de Cserna, Z. y Fries, C.J., 1981. Hoja Taxco 14Q-h (7), Resumen de la geología de la hoja Taxco, estados de Guerrero, México y Morelos, Carta geológica de México serie 1:100000. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 1 mapa con texto, 47 pp.
- de Cserna, Z., 1983. Hoja Tejupilco 14Q-g (9) con Resumen de la geología de la Hoja Tejupilco, estado de Guerrero, México y Michoacán, Carta Geológica de México. 1:100000. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México., 1 mapa con texto, 28 pp.
- de León García, M.C., 2018. *Petrología y condiciones de cristalización del plutón de Coxcatlán, Estado de Guerrero*, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, 164 p.
- de Silva, S., 1989. Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21°30'S to 23°30'S portion of the Central Andes of northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37(2): 93-131. doi:10.1016/0377-0273(89)90065-6
- de Silva, S., Zandt, G., Trumbull, R., Viramonte, J.G., Salas, G. y Jiménez, N., 2006. Large ignimbrite eruptions and volcano-tectonic depressions in the Central Andes: a thermomechanical perspective. *Geological Society, London, Special Publications*, 269(1): 47-63. doi:10.1144/gsl.sp.2006.269.01.04

- de Silva, S.L., Mucek, A.E., Gregg, P.M. y Pratomo, I., 2015. Resurgent Toba field, chronologic, and model constraints on time scales and mechanisms of resurgence at large calderas. *Frontiers in Earth Science*, 3. doi:10.3389/feart.2015.00025
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J., 1982. *Rock-Forming Minerals; Orthosilicates*. Longman, London, 2a Edición, 919 pp.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J., 1997. *Rock-Forming Minerals: Single-Chain Silicates*. The Geological Society, London, 2a Edición, 668 pp.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J., 2013. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals of Rocks*. Longman, London, 3a Edición, 696 pp.
- Demant, A., 1975. Las fases del vulcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 75(1): 66-79.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Instituto de Geología*, 2: 172-187.
- Demant, A., 1981. Interpretación geodinámica del vulcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. *Revista Instituto de Geología*, 5: 217-222.
- Díaz-Bravo, B.A., 2008. *Estratigrafía, petrología y estilo eruptivo del centro volcánico silícico de La Goleta-Sultepec, estados de México y Guerrero*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad de México, 91 pp.
- Díaz-Bravo, B.A. y Morán-Zenteno, D.J., 2011. The exhumed Eocene Sultepec-Goleta Volcanic Center of southern Mexico: record of partial collapse and ignimbritic volcanism fed by wide pyroclastic dike complexes. *Bulletin of Volcanology*, 73(7): 917-932. doi:10.1007/s00445-011-0460-5
- Didier, J. y Barbarin, B., 1991. The different types of enclaves in granites - Nomenclature. En: J. Didier y B. Barbarin (Editores), *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, Amsterdam, 19-23.
- Dingwell, D.B. y Webb, S.L., 1989. Structural relaxation in silicate melts and non-newtonian melt rheology in geologic processes. *Physics and Chemistry of Minerals*, 16: 508-516.
- Dingwell, D.B., 1998. Recent experimental progress in the physical description of silicic magma relevant to explosive volcanism. *Geological Society, London, Special Publications*, 145(1): 9-26. doi:10.1144/gsl.sp.1996.145.01.02
- Dobrovine, P.V. y Tarduno, J.A., 2008. A revised kinematic model for the relative motion between Pacific oceanic plates and North America since the Late Cretaceous. *Journal of Geophysical Research*, 113(B12). doi:10.1029/2008jb005585
- Druitt, T.H. y Sparks, R.S.J., 1984. On the formation of calderas during ignimbrite eruptions. *Nature*, 310(5979): 679-681. doi:10.1038/310679a0
- Druitt, T.H. y Bacon, C.R., 1986. Lithic breccia and ignimbrite erupted during the collapse of Crater Lake Caldera, Oregon. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1-4): 1-32. doi:10.1016/0377-0273(86)90038-7
- Druitt, T.H., 1998. Pyroclastic density currents. *Geological Society, London, Special Publications*, 145(1): 145-182. doi:10.1144/gsl.sp.1996.145.01.08
- Edwards, J.D., 1955. *Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico*. Geological Survey, Professional Paper 264-H: 153-185.
- Engelbreton, D.C., Cox, A. y Gordon, R.G., 1985. Relative Motions Between Oceanic and Continental Plates in the Pacific Basin. 206: 1-60. doi:10.1130/SPE206-p1
- Farfán-Panamá, J.L., González-Partida, E. y Camprubí, A., 2013. Geología y mineralización del depósito epitermal polimetálico del Distrito Minero Taxco, Guerrero, México, AIMMG, XXX Convención Internacional de Minería, Acapulco, Gro, México, 79-86.
- Farfán-Panamá, J.L., Camprubí, A., González Partida, E., Iriondo, A. y González-Torres, E., 2015. Geochronology of Mexican mineral deposits. III: the Taxco epithermal deposits, Guerrero. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2): 357-366.
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Diaz, G. y Carrasco-Nunez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27(4): 303-306. doi:10.1130/0091-7613(1999)027<0303:Stpoca>2.3.Co;2
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M. y Bryan, S., 2007. Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America. *Geological Society of America Special Papers*, 422: 1-39. doi:10.1130/2007.2422(01)
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V. y Manea, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523: 122-149. doi:10.1016/j.tecto.2011.09.018
- Ferrari, L., Bergomi, M., Martini, M., Tunesi, A., Orozco-Esquivel, T. y Lopez-Martinez, M., 2014. Late Cretaceous-Oligocene magmatic record in southern Mexico: The case for a temporal slab window along the evolving Caribbean-North America-Farallon triple boundary. *Tectonics*, 33(9): 1738-1765. doi:10.1002/2014tc003525
- Fisher, R.V., 1966. Mechanism of deposition from pyroclastic flows. *American Journal of Science*, 264(5): 350-363. doi:10.2475/ajs.264.5.350
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.-U., 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer-Verlag, Alemania, 472 pp.

- Flores-Huerta, D., 2012. Litofacies, emplazamiento y procedencia de la ignimbrita Tilzapotla en el sector Tilzapotla-Santa Fe Tepetlapa, Estado de Morelos. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 61 pp.
- Francis, P., 1983. Giant Volcanic Calderas. *Scientific American*, 248(6): 60-70. doi:10.1038/scientificamerican0683-60
- Francis, P., 1993. *Volcanoes: a Planetary Perspective*. Oxford, New York, 536 pp.
- Freundt, A. y Schmincke, H.-U., 1993. Eruption and emplacement of a basaltic welded ignimbrite during caldera formation on Gran Canaria. *Bulletin of Volcanology*, 56: 640-659.
- Freundt, A., 1999. Formation of high-grade ignimbrites Part II. A pyroclastic suspension current model with implications also for low-grade ignimbrites. *Bulletin of Volcanology*, 60(7): 545-567. doi:10.1007/s004450050251
- Freundt, A., Wilson, C.J.N. y Carey, S.N., 2000. Ignimbrites and block-and-ash flow deposits. En: H. Sigurdsson (Editor), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Francisco, 581-600.
- Fries, C.J., 1960. Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 60, 236 pp.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. y Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033-2048. doi:10.1093/petrology/42.11.2033
- Frost, B.R. y Frost, C.D., 2008. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11): 1955-1969. doi:10.1093/petrology/egn054
- Frost, C.D. y Frost, B.R., 2011. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology*, 52(1): 39-53. doi:10.1093/petrology/egq070
- Frost, C.D., Frost, B.R. y Beard, J.S., 2016. On silica-rich granitoids and their eruptive equivalents. *American Mineralogist*, 101(6): 1268-1284. doi:10.2138/am-2016-5307
- García-Rodríguez, H., 2016. Estratigrafía volcánica de los eventos pos-colapso de la caldera de Tilzapotla (Guerrero-Morelos), y las implicaciones en su historia geológica. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 77 pp.
- Geyh, M.A. y Schleicher, H., 1990. *Absolute Age Determination Physical and Chemical Dating Methods and Their Applications*. Springer-Verlag, Berlín, 505 pp.
- Gioncada, A., Mazzuoli, R., Bisson, M. y Pareschi, M.T., 2003. Petrology of volcanic products younger than 42 ka on the Lipari-Vulcano complex (Aeolian Islands, Italy): an example of volcanism controlled by tectonics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122(3-4): 191-220. doi:10.1016/s0377-0273(02)00502-4
- Giordano, D., Nichols, A.R.L. y Dingwell, D.B., 2005. Glass transition temperatures of natural hydrous melts: a relationship with shear viscosity and implications for the welding process. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(1-2): 105-118. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.10.015
- Giordano, D., Russell, J.K. y Dingwell, D.B., 2008. Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4): 123-134. doi:10.1016/j.epsl.2008.03.038
- González-Cervantes, N., 2007. Evolución del centro silícico de la Sierra de Nanchititla Edo. de México y Michoacán. Tesis de Maestría, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Centro de Geociencias. Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro, 96 pp.
- González-Torres, E.A., 2013. Estratigrafía, geocronología y petrogénesis del campo volcánico de Huautla, Estados de Morelos, Puebla y Guerrero, y sus implicaciones en el origen del magmatismo silícico de la Sierra Madre del Sur. Tesis de Doctorado de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México, D.F., 259 pp.
- González-Torres, E.A., Morán-Zenteno, D.J., Mori, L., Díaz-Bravo, B., Martiny, B.M. y Solé, J., 2013. Geochronology and magmatic evolution of the Huautla volcanic field: last stages of the extinct Sierra Madre del Sur igneous province of southern Mexico. *International Geology Review*, 55(9): 1145-1161. doi:10.1080/00206814.2013.767504
- Guest, J.E., 1968. Banded pumice in a Chilean Ignimbrite. *Geological Magazine*, 105(02): 177-184. doi:10.1017/s0016756800052559
- Guzmán-Speziale, M., Pennington, W.D. y Matumoto, T., 1989. The Triple Junction of the North America, Cocos, and Caribbean Plates: Seismicity and tectonics. *Tectonics*, 8(5): 981-997. doi:10.1029/TC008i005p00981
- Guzmán-Speziale, M. y Meneses-Rocha, J.J., 2000. The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: a fault jog in Southeastern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 13(4-5): 459-468. doi:10.1016/s0895-9811(00)00036-5
- Hargrove, H.R., Petro-Lewis, D. y Sheridan, M.F., 1984. Welded tuffs deformed into megareheomorphic folds during collapse of the McDermitt Caldera, Nevada-Oregon. *Journal of Geophysical Research*, 89(B10): 8629-8638. doi:10.1029/JB089iB10p08629
- Henley, R.W., 1993. Epithermal gold deposits. Volcanic Terranes. En: R.P. Foster (Editor), *Gold Metallogeny and exploration*. Springer Science+Business Media Dordrecht, London, 133-159.
- Henry, C.D., Price, J.G., Rubin, J.N., Parker, D.F., Wolff, J.A., Self, S., Franklin, R. y Barker, D.S., 1988. Widespread, lavalike silicic volcanic rocks of Trans-Pecos Texas. *Geology*, 16(6): 509-512. doi:10.1130/0091-7613(1988)016<0509:wlsvro>2.3.co;2
- Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M. y Barceló-Duarte, J., 1997. Guerrero-Morelos platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico. *Cretaceous Research*, 18: 661-686.

- Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N. y Buitrón, B.E., 1998. Late cenomanian fossil association from Morelos, México stratigraphic implications. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(1): 46-56.
- Hernández-Vargas, J.J., 2015. Estratigrafía y litofacies de la sucesión ignimbrítica del sector Cerro El Huixteco - Acamixtla, Campo Volcánico de Taxco, Guerrero. Tesis de Licenciatura, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra. Universidad Autónoma de Guerrero, 86 pp.
- Hernández-Vargas, J.J., Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Pérez-Gutiérrez, R. y López-Martínez, M., 2017. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology and revised stratigraphy of the late Eocene Taxco volcanic field, southern Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 79: 40-56. doi:10.1016/j.jsames.2017.07.005
- Herrmann, U.R., Nelson, B.K. y Ratschbacher, L., 1994. The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico). *Tectonics*, 13(2): 455-474. doi:10.1029/93tc02465
- Hildreth, W.E.S. y Mahood, G.A., 1986. Ring-fracture eruption of the Bishop Tuff. *Geological Society of America Bulletin*, 97(4): 396. doi:10.1130/0016-7606(1986)97<396:reotbt>2.0.co;2
- Hildreth, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11): 10153-10192. doi:10.1029/JB086iB11p10153
- Holohan, E.P., Troll, V.R., Walter, T.R., Münn, S., McDonnell, S. y Shipton, Z.K., 2005. Elliptical calderas in active tectonic settings: an experimental approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 144(1-4): 119-136. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.11.020
- Holohan, E.P., van Wyk de Vries, B. y Troll, V.R., 2008. Analogue models of caldera collapse in strike-slip tectonic regimes. *Bulletin of Volcanology*, 70(7): 773-796. doi:10.1007/s00445-007-0166-x
- Huang, W.T., 2009. Petrología. Limusa, México, D.F., 546 pp.
- Huber, C., Bachmann, O. y Manga, M., 2010. Two competing effects of volatiles on heat transfer in crystal-rich magmas: thermal insulation vs defrosting. *Journal of Petrology*, 51(4): 847-867. doi:10.1093/petrology/egq003
- Huppert, H.E., Sparks, R.S.J. y Turner, J.S., 1982. Effects of volatiles on mixing in calc-alkaline magma systems. *Nature*, 297(5867): 554-557. doi:10.1038/297554a0
- INEGI, 1998. Hoja Taxco E14A68. Instituto Nacional de Geografía y Estadística. Escala 1:50000
- INEGI, 1999. Hoja Pilcaya E14A67. Instituto Nacional de Geografía y Estadística. Escala 1:50000
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548. doi:10.1139/e71-055
- Jiménez-Bustamante, L., Bustamante-García, J. y Pérez-Gutiérrez, R., 2013. La secuencia volcánico-sedimentaria terciaria de la Sierra de Taxco y sus implicaciones tectónicas. *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, GEOS*, 33(1): 1.
- Kennedy, B. y Stix, J., 2007. Magmatic processes associated with caldera collapse at Ossipee ring dyke, New Hampshire. *Geological Society of America Bulletin*, 119(1-2): 3-17. doi:10.1130/b25980.1
- Kennedy, B., Wilcock, J. y Stix, J., 2012. Caldera resurgence during magma replenishment and rejuvenation at Valles and Lake City calderas. *Bulletin of Volcanology*, 74(8): 1833-1847. doi:10.1007/s00445-012-0641-x
- Keppie, D.F., Hynes, A.J., Lee, J.K.W. y Norman, M., 2012. Oligocene-Miocene back-thrusting in southern Mexico linked to the rapid subduction erosion of a large forearc block. *Tectonics*, 31(2): 1-17. doi:10.1029/2011tc002976
- Keppie, J.D., 2004. Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey. *International Geology Review*, 46: 765-794.
- Keppie, J.D. y Morán-Zenteno, D.J., 2005. Tectonic Implications of Alternative Cenozoic Reconstructions for Southern Mexico and the Chortis Block. *International Geology Review*, 47(5): 473-491. doi:10.2747/0020-6814.47.5.473
- Keppie, J.D., Dostal, J., Murphy, J.B. y Nance, R.D., 2008. Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin. *Tectonophysics*, 461(1-4): 277-290. doi:10.1016/j.tecto.2008.01.012
- Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B. y Gonzalez-Torres, E., 2009. Synchronous 29-19 Ma arc hiatus, exhumation and subduction of forearc in southwestern Mexico. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1): 169-179. doi:10.1144/sp328.7
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A. y Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745-750. doi:10.1093/petrology/27.3.745
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. y Zanettin, B., 1989. *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks.* Blackwell Scientific, Oxford, 236 pp.
- Leonard, G.S., Cole, J.W., Nairn, I.A. y Self, S., 2002. Basalt triggering of the c. AD 1305 Kaharoa rhyolite eruption, Tarawera Volcanic Complex, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(3-4): 461-486. doi:10.1016/s0377-0273(01)00326-2
- Linares, E. y Urrutia-Fucugauchi, J., 1981. K-Ar age of the Rioluta Tilzapotla volcanic activity, Guerrero state, Mexico and its stratigraphic implications. *Isochron/West*, 32, 5-6.
- Lipman, P.W., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, 59(3): 198-218. doi:10.1007/s004450050186
- Lipman, P.W., 2000a. *Calderas, Encyclopedia of Volcanoes.* Academic Press, San Francisco.

- Lipman, P.W., 2000b. Central San Juan caldera cluster: regional volcanic framework. 346: 9-69. doi:10.1130/0-8137-2346-9.9
- Lipman, P.W. y McIntosh, W.C., 2008. Eruptive and noneruptive calderas, northeastern San Juan Mountains, Colorado: Where did the ignimbrites come from? *Geological Society of America Bulletin*, 120(7-8): 771-795. doi:10.1130/b26330.1
- Lofgren, G., 1971a. Experimentally Produced Devitrification Textures in Natural Rhyolitic Glass. *Geological Society of America Bulletin*, 82(1): 111. doi:10.1130/0016-7606(1971)82[111:epdtin]2.0.co;2
- Lofgren, G., 1971b. Spherulitic textures in glassy and crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, 76(23): 5635-5648. doi:10.1029/JB076i023p05635
- Lofgren, G., 1974. An experimental study of plagioclase crystal morphology; isothermal crystallization. *American Journal of Science*, 274(3): 243-273. doi:10.2475/ajs.274.3.243
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, 17(2): 159-162. doi:10.1029/GL017i002p00159
- Lozano, R. y Bernal, J.P., 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3): 329-344.
- Lozano-Hernández, B.L., 2018. Estudio paleomagnético de la Ignimbrita San Gregorio, Taxco, Guerrero: inferencias del origen y forma de emplazamiento. Tesis de Licenciatura, Instituto Tecnológico de Venustiano Carranza, Puebla, México, 97 pp.
- Mahood, G.A., Gilbert, C.M. y Carmichael, I.S.E., 1985. Peralkaline and metaluminous mixed-liquid ignimbrites of the Guadalajara region, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(3-4): 259-271. doi:10.1016/0377-0273(85)90016-2
- Malfait, B.T. y Dinkelman, M.G., 1972. Circum-Caribbean Tectonic and Igneous Activity and the Evolution of the Caribbean Plate. *Geological Society of America Bulletin*, 83(2): 251-272. doi:10.1130/0016-7606(1972)83[251:ctaiaa]2.0.co;2
- Mammerickx, J. y Klitgord, K.D., 1982. Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m.y. B.P. to the present. *Journal of Geophysical Research*, 87(B8): 6751-6759. doi:10.1029/JB087iB08p06751
- Mandeville, C.W., Carey, S. y Sigurdsson, H., 1996. Magma mixing, fractional crystallization and volatile degassing during the 1883 eruption of Krakatau volcano, Indonesia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74(3-4): 243-274. doi:10.1016/s0377-0273(96)00060-1
- Maniar, P.D. y Piccoli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635-643. doi:10.1130/0016-7606(1989)101<0635:tdog>2.3.co;2
- Marsh, B.D., 2015. Magma Chambers. En: H. Sigurdsson (Editor), *The Encyclopedia of Volcanoes*. (Elsevier), USA, 185-201. <http://dx.doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00008-0>
- Martí, J., Folch, A., Neri, A. y Macedonio, G., 2000. Pressure evolution during explosive caldera-forming eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 175(3-4): 275-287. doi:10.1016/S0012-821x(99)00296-4
- Martini, M., Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Cerca-Martinez, M., Valencia, V.A. y Serrano-Duran, L., 2009. Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: No role for terrane accretion. *Geological Society of America Memoirs*, 204: 151-182. doi:10.1130/2009.1204(07)
- Martini, M., Ferrari, L., Lopez-Martinez, M. y Valencia, V., 2010. Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo area, southwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(3): 412-430.
- Martiny, B., Martínez-Serrano, R.G., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C. y Ayuso, R.A., 2000. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics*, 318(1-4): 71-98. doi:10.1016/s0040-1951(99)00307-8
- Martiny, B.M., 2008. Estratigrafía y geoquímica de las rocas magmáticas del paleógeno en el occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico. Tesis de Doctorado, Posgrado en Ciencias de la Tierra. Universidad Nacional Autónoma de México, 160 pp.
- Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., López-Martínez, M., de Silva, S.L., Flores-Huerta, D., Zúñiga-Lagunes, L. y Luna-González, L., 2013. Caldera formation and progressive batholith construction: Geochronological, petrographic and stratigraphic constraints from the Coxcatlán-Tilzapotla area, Sierra Madre del Sur, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(2): 247-267.
- McDonough, W.F. and Sun, S.s., 1995. The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253. doi:10.1016/0009-2541(94)00140-4
- McDougall, I. y Harrison, T.M., 1999. *Geochronology and Thermochronology by the <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Method*. Oxford University Press New York, 269 pp.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R., 1993. *Volcanic Textures. A Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks. Centre for Ore Deposits and Exploration Studies*. University of Tasmania., 196 pp.
- Monter-Ramírez, A., 2004. Estratigrafía, sedimentología y relaciones tectónicas de la Formación Balsas en la región de Amacuzac, Morelos. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ingeniería. Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 66 pp.
- Moore, I. y Kokelaar, P., 1998. *Geological Society of America Bulletin*, 110(11): 1448-1466. doi:10.1130/0016-7606(1998)110<1448:tcpcca>2.3.co;2
- Mooser, F., 1972. The Mexican volcanic belt structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, 12: 55-70.

- Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chavez, P. y Tolson, G., 1996. Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 141(1-4): 51-65. doi:10.1016/0012-821x(96)00067-2
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Martínez-Serrano, R., Reyes-Salas, M.A., Corona-Esquivel, R. y Ángeles-García, S., 1998. Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Tertiary Volcanic sequences of the Taxco-Quetzalapa region, Southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2): 167-180.
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S. y Solís-Pichardo, G.N., 1999. Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6): 513-535. doi:10.1016/s0895-9811(99)00036-x
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba Aldave, L., Hernández-Bernal, M. S., Macías-Romo, C., Martínez-Serrano, R., Schaaf, P. y Silva-Romo, G., 2000a. Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53: 27-58.
- Morán-Zenteno, D.J., Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, Á.F. y Alba Aldave, L., 2000b. Relaciones entre la deformación tectónica y las características del magmatismo terciario en la región de Taxco, estado de Guerrero. *Actas INAGEQ*, 6(1): 67-77.
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Alba-Aldave, L., González-Torres, E., Hernández-Treviño, T. y Alaniz-Alvarez, S.A., 2003. Tertiary magmatism and tectonic deformation along the Cuernavaca-Acapulco transect, *in* *Geologic transects across Cordilleran Mexico*, Guidebook for the field trips of the 99th Annual Meeting of the Cordilleran Section of the Geological Society of America, Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 11, 261-280.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Sole, J. e Iriondo, A., 2004. A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(1-2): 97-119. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.04.002
- Morán-Zenteno, D.J., Alba Aldave, L., González Torres, E.A., Martiny, B.M., Bravo Díaz, B.A. y Sohn, E., 2007a. Ignimbrite Flare-up in the North-Central Sierra Madre del Sur, Southern Mexico: a Continuation of the Sierra Madre Occidental Ignimbrite Province? *American Geophysical Union*, 88(23).
- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M. y Keppie, J.D., 2007b. The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern México: Advances and problems of interpretation. *Geological Society of America Special Papers*, 422: 71-91. doi:10.1130/2007.2422(03)
- Morán-Zenteno, D.J., Monter-Ramírez, A., Centeno-García, E., Alba Aldave, L. y Solé, J., 2007c. Stratigraphy of the Balsas Group in the Amacuzac area, southern Mexico: relationship with Eocene volcanism and deformation of the Tilzapotla-Taxco sector. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24 (1): 68-80.
- Morán-Zenteno, D.J., Keppie, D.J., Martiny, B. y Gonzalez-Torres, E., 2009. Reassessment of the Paleogene position of the Chortis block relative to southern Mexico: hierarchical ranking of data and features. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1): 177-188.
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L. y González-Torres, E.A., 2018. Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico. *Earth-Science Reviews*, 183: 85-114. doi:10.1016/j.earscirev.2017.01.010
- Morgavi, D., Arzilli, F., Pritchard, C., Perugini, D., Mancini, L., Larson, P. y Dingwell, D.B., 2016. The Grizzly Lake complex (Yellowstone Volcano, USA): Mixing between basalt and rhyolite unraveled by microanalysis and X-ray microtomography. *Lithos*, 260: 457-474. doi:10.1016/j.lithos.2016.03.026
- Morgavi, D., Arienzo, I., Montagna, C., Perugini, D. y Dingwell, D.B., 2017. Magma Mixing: History and Dynamics of an Eruption Trigger. 123-137. doi:10.1007/11157\_2017\_30
- Mori, L., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., Gonzalez-Torres, E.A., Chapela-Lara, M., Diaz-Bravo, B.A. y Roberge, J., 2012. Thermomechanical maturation of the continental crust and its effects on the late Eocene-early Oligocene volcanic record of the Sierra Madre del Sur Province, southern Mexico. *International Geology Review*, 54(13): 1475-1496. doi:10.1080/00206814.2011.644745
- Mysen, B.O., Virgo, D. y Seifert, F.A., 1982. The structure of silicate melts: Implications for chemical and physical properties of natural magma. *Reviews of Geophysics*, 20(3): 353-383. doi:10.1029/RG020i003p00353
- Mysen, B.O., 1988. *The Structure and Properties of Silicate Melts*. Elsevier, Amsterdam, 354 pp.
- Newhall, C.G. y Self, S., 1982. The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*, 87(C2): 1231-1238. doi:10.1029/JC087iC02p01231
- Nieto-Samaniego, Á.F., Ferrari, L., Alaniz-Alvarez, S.A., Labarthe-Hernández, G. y Rosas-Elguera, J., 1999. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 111(3): 347-363. doi:10.1130/0016-7606(1999)111<0347:voceav>2.3.co;2
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H. y Mendoza-Rosales, C.C., 2006. Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures. *Geological Society of America Bulletin*, 118(1-2): 238-252. doi:10.1130/b25730.1
- Ontiveros-Tarango, G., 1973. Estudio estratigráfico de la porción noroccidental de la Cuenca Morelos-Guerrero. *Boletín de la Asociación de Geólogos Petroleros* 25: 189-234.

- Ortega-Gutiérrez, F., 1978. Estratigrafía del Complejo Acatlán en la Mixteca Baja, Estados de Puebla y Oaxaca. *Instituto de Geología Revista*, 2(2): 112-131.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J., Morán Zenteno, D.J., Alaniz-Álvarez, S.A. y Nieto-Samaniego, Á., 1992. Carta Geológica de la República Mexicana escala 1:2000000. Consejo de Recursos Minerales. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ortega-Gutiérrez, F., Solari, L.A., Ortega-Obregón, C., Elías-Herrera, M., Martens, U., Morán-Icál, S., Chiquín, M., Keppie, J.D., De León, R.T. y Schaaf, P., 2007. The Maya-Chortís Boundary: A Tectonostratigraphic Approach. *International Geology Review*, 49(11): 996-1024. doi:10.2747/0020-6814.49.11.996
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Gómez-Tuena, A., Mori, L., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C. y Solari, L.A., 2012. Petrology of high-grade crustal xenoliths in the Chalcatzingo Miocene subvolcanic field, southern Mexico: buried basement of the Guerrero-Morelos platform and tectonostratigraphic implications. *International Geology Review*, 54(14): 1597-1634. doi:10.1080/00206814.2011.649956
- Ortega-Obregon, C., Keppie, J.D., Murphy, J.B., Lee, J.K.W. y Ortega-Rivera, A., 2009. Geology and geochronology of Paleozoic rocks in western Acatlán Complex, southern Mexico: Evidence for contiguity across an extruded high-pressure belt and constraints on Paleozoic reconstructions. *Geological Society of America Bulletin*, 121(11-12): 1678-1694. doi:10.1130/b26597.1
- Pallister, J.S., Hoblitt, R.P. y Reyes, A.G., 1992. A basalt trigger for the 1991 eruptions of Pinatubo volcano? *Nature*, 356(6368): 426-428. doi:10.1038/356426a0
- Panseri, M., Tunesi, A., Corona-Chavez, P. y Bergomi, M., 2007. Evolution of Manzanillo batholith Complex: Structural data, thermobarometry and geochronology. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 71(15): A751-A751.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983. doi:10.1093/petrology/25.4.956
- Perrilliat, M.C., Vega, F.J. y Corona-Esquivel, R., 2000. Early Maastrichtian mollusca from the Mexcala Formation of the state of Guerrero, southern Mexico. *Journal of Paleontology*, 74(1): 7-24.
- Perugini, D., Ventura, G., Petrelli, M. y Poli, G., 2004. Kinematic significance of morphological structures generated by mixing of magmas: a case study from Salina Island (southern Italy). *Earth and Planetary Science Letters*, 222(3-4): 1051-1066. doi:10.1016/j.epsl.2004.03.038
- Perugini, D., Poli, G., Petrelli, M., De Campos, C.P. y Dingwell, D.B., 2010. Time-scales of recent Phlegrean Fields eruptions inferred from the application of a 'diffusive fractionation' model of trace elements. *Bulletin of Volcanology*, 72(4): 431-447. doi:10.1007/s00445-009-0329-z
- Perugini, D. y Poli, G., 2012. The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences. *Lithos*, 153: 261-277. doi:10.1016/j.lithos.2012.02.002
- Pi, T., Solé, J. y Taran, Y., 2005. (U-Th)/He dating of fluorite: application to the La Azul fluorspar deposit in the Taxco mining district, Mexico. *Mineralium Deposita*, 39(8): 976-982. doi:10.1007/s00126-004-0443-y
- Phillips, E.H., Goff, F., Kyle, P.R., McIntosh, W.C., Dunbar, N.W. y Gardner, J.N., 2007. The  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age constraints on the duration of resurgence at the Valles caldera, New Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 112(B8). doi:10.1029/2006jb004511
- Pittari, A., Cas, R.A.F., Wolff, J.A., Nichols, H.J., Larson, P.B. y Martí, J., 2008. Chapter 3 The Use of Lithic Clast Distributions in Pyroclastic Deposits to Understand Pre- and Syn-Caldera Collapse Processes: A Case Study of the Abrigo Ignimbrite, Tenerife, Canary Islands, *Caldera Volcanism: Analysis, Modelling and Response*, 97-142. i
- Pritchard, C.J., Larson, P.B., Spell, T.L. y Tarbert, K.D., 2013. Eruption-triggered mixing of extra-caldera basalt and rhyolite complexes along the East Gallatin–Washburn fault zone, Yellowstone National Park, WY, USA. *Lithos*, 175-176: 163-177. doi:10.1016/j.lithos.2013.04.022
- Quane, S.L. y Russell, J.K., 2004. Ranking welding intensity in pyroclastic deposits. *Bulletin of Volcanology*, 67(2): 129-143. doi:10.1007/s00445-004-0367-5
- Ragan, D.M. y Sheridan, M.F., 1972. Compaction of the Bishop Tuff, California. *Geological Society of America Bulletin*, 83(1): 95-106. doi:10.1130/0016-7606(1972)83[95:cotbtc]2.0.co;2
- Ramírez Pérez-Amaya, E.Y., 2011. Estratigrafía, geocronología, y evolución del centro volcánico Paleógeno de la Sierra de las Paredes, en la región de Sultepec-Tezcatitlán-San Simón de Guerrero, Estado de México. Tesis de Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geología. Universidad Nacional Autónoma de México, México D.F., 84 pp.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U. y Frisch, W., 1991. Second look at suspect terranes in southern Mexico. *Geology*, 19(12): 1233-1236. doi:10.1130/0091-7613(1991)019<1233:slasti>2.3.co;2
- Ratschbacher, L., Franz, L., Min, M., Bachmann, R., Martens, U., Stanek, K., Stubner, K., Nelson, B.K., Herrmann, U., Weber, B., Lopez-Martinez, M., Jonckheere, R., Sperner, B., Tichomirowa, M., McWilliams, M.O., Gordon, M., Meschede, M. y Bock, P., 2009. The North American-Caribbean Plate boundary in Mexico-Guatemala-Honduras. *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1): 219-293. doi:10.1144/sp328.11
- Riehle, J.R., 1973. Calculated compaction profiles of rhyolitic ash-flow tuffs. *Geological Society of America Bulletin*, 84(7): 2193-2216. doi:10.1130/0016-7606(1973)84<2193:ccpora>2.0.co;2
- Riehle, J.R., Miller, T.F. y Bailey, R.A., 1995. Cooling, degassing and compaction of rhyolitic ash flow tuffs: a computational model. *Bulletin of Volcanology*, 57: 319-336.

- Riehle, J.R., Miller, T.F. y Paquereau-Lebti, P., 2010. Compaction profiles of ash-flow tuffs: Modeling versus reality. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195(2-4): 106-120. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.06.012
- Riller, U., Petrinovic, I., Ramelow, J., Strecker, M. y Oncken, O., 2001. Late Cenozoic tectonism, collapse caldera and plateau formation in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(3-4): 299-311. doi:10.1016/s0012-821x(01)00333-8
- Rivera-Carranza, E., De la Teja-Segura, M.A., Miranda-Huerta, A., Lemus-Bustos, O., Montolínea-García, O., León-Ayala, C. y Moctezuma-Salgado, M.D., 1998. Carta geológico-minera Cuernavaca E14-5, Serie 1:250000. Consejo de Recursos Minerales, Pachuca, Hgo., 1 mapa con texto.
- Roche, O., Druitt, T.H. y Merle, O., 2000. Experimental study of caldera formation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B1): 395-416. doi:10.1029/1999jb900298
- Rogers, R.D., Mann, P. y Emmet, P.A., 2007. Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data. *Geological Society of America Special Papers*, 428: 65-88. doi:10.1130/2007.2428(04)
- Rosi, M., Vezzoli, L., Aleotti, P. y De Censi, M., 1996. Interaction between caldera collapse and eruptive dynamics during the Campanian Ignimbrite eruption, Phlegraean Fields, Italy. *Bulletin of Volcanology*, 57(7): 541-554. doi:10.1007/bf00304438
- Ross, C.S. y Smith, R.L., 1961. Ash-flow tuffs: their origin geologic relations and identification. Geological Survey, Professional paper 366: 80 pp.
- Ross, M.I. y Scotese, C.R., 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155(1-4): 139-168. doi:10.1016/0040-1951(88)90263-6
- Sánchez-Barreda, L.A., 1981. Geologic evolution of the continental margin of the Gulf of Tehuantepec in southern Mexico. Tesis de Doctorado, University of Texas, Austin, Texas, 192 pp.
- Scandone, R., 1990. Chaotic collapse of calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42(3): 285-302. doi:10.1016/0377-0273(90)90005-z
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M.d.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G. y Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, 14(6): 1339-1350. doi:10.1029/95tc01928
- Schmincke, H.-U., 2004. *Volcanism*. Springer, Alemania, 324 pp.
- Schumacher, R. y Mues-Schumacher, U., 1996. The Kizilkaya ignimbrite — an unusual low-aspect-ratio ignimbrite from Cappadocia, central Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 70(1-2): 107-121. doi:10.1016/0377-0273(95)00046-1
- Seaman, S.J., Scherer, E.E. y Standish, J.J., 1995. Multistage magma mingling and the origin of flow banding in the Aliso lava dome, Tumacacori Mountains, southern Arizona. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B5): 8381-8398. doi:10.1029/94jb03260
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F. y Speed, R.C., 1993. Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 278: 1-153. doi:10.1130/SPE278-p1
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. John Wiley & Sons, New York, 444 pp.
- Shea, T., Gurioli, L., Houghton, B.F., Cioni, R. and Cashman, K.V., 2011. Column collapse and generation of pyroclastic density currents during the A.D. 79 eruption of Vesuvius: The role of pyroclast density. *Geology*, 39(7): 695-698. doi:10.1130/g32092.1
- Sheridan, M.F. y Ragan, D.M., 1976. Compaction of ash-flow tuffs. En: G.V. Chilingarian y K.H. Wolff (Editors), *Compaction of coarse-grained sediments, II. Developments in Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam, 677-713.
- Sheridan, M.F. y Wang, Y., 2005. Cooling and welding history of the Bishop Tuff in Adobe Valley and Chidago Canyon, California. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142(1-2): 119-144. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.10.016
- Sillitoe, R.H. y Bonham, H.F., 1984. Volcanic landforms and ore deposits. *Economic Geology*, 79(6): 1286-1298. doi:10.2113/gsecongeo.79.6.1286
- Silva-Romo, G., 2008. Guayape-Papalutla fault system: A continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortis block? Tectonic implications. *Geology*, 36(1): e171-e173. doi:10.1130/g24032a.1
- Silva-Romo, G. y Mendoza-Rosales, C.C., 2009. Evaluación geológica de los modelos para el truncamiento cenozoico del sur de México: Erosión por subducción y detachment del bloque Chortis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1): 165-176.
- Smith, J.V., 2000. Structures on interfaces of mingled magmas, Stewart Island, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 22: 123-133.
- Smith, R.L., 1960a. Zones and zonal variations in welded ash flows, U.S. Geological Survey, Professional Paper 354-F, 159p.
- Smith, R.L., 1960b. Ash Flows. *Geological Society of America Bulletin*, 71(6): 795-842. doi:10.1130/0016-7606(1960)71[795:af]2.0.co;2
- Smith, R.L. y Bailey, R.A., 1968. Resurgent Cauldrons. 116: 613-662. doi:10.1130/MEM116-p613

- Snyder, D., 2000. Thermal effects of the intrusion of basaltic magma into a more silicic magma chamber and implications for eruption triggering. *Earth and Planetary Science Letters*, 175(3-4): 257-273. doi:10.1016/S0012-821X(99)00301-5
- Solari, L.A., de Leon, R.T., Hernández Pineda, G., Sole, J., Solís-Pichardo, G. y Hernández-Trevino, T., 2007. Tectonic significance of Cretaceous-Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Caliente area, southern Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10): 1265-1279. doi:10.1130/B26023.1
- Sparks, R.S.J., Self, S. y Walker, G.P.L., 1973. Products of Ignimbrite Eruptions. *Geology*, 1(3): 115-118. doi:10.1130/0091-7613(1973)1<115:poie>2.0.co;2
- Sparks, R.S.J. y Wilson, L., 1976. A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *Journal of the Geological Society*, 132(4): 441-451. doi:10.1144/GSJS.132.4.0441
- Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H. and Wilson, L., 1977. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. *Nature*, 267(5609): 315-318. doi:10.1038/267315a0
- Sparks, R.S.J. y Wright, J.V., 1979. Welded air-fall tuffs. 180: 155-166. doi:10.1130/SPE180-p155
- Sparks, R.S.J., Bursik, M.I., Carey, S.N., Gilbert, J.G., Glaze, L.S., Sigurdsson, H. y Woods, A.W., 1997. *Volcanic Plumes*. John Wiley and Sons, Chichester, 574 pp.
- Stern, C.R., 2011. Subduction erosion: Rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle. *Gondwana Research*, 20(2-3): 284-308. doi:10.1016/j.gr.2011.03.006
- Stock, J. y Molnar, P., 1988. Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula, and Pacific Plates. *Tectonics*, 7(6): 1339-1384. doi:10.1029/TC007i006p01339
- Streck, M.J. y Grunder, A.L., 1995. Crystallization and welding variations in a widespread ignimbrite sheet: The Rattlesnake Tuff, eastern Oregon, USA. *Bulletin of Volcanology*, 57: 151-169.
- Sulpizio, R. y Dellino, P., 2008. Chapter 2 Sedimentology, Depositional Mechanisms and Pulsating Behaviour of Pyroclastic Density Currents. 10: 57-96. doi:10.1016/S1871-644X(07)00002-2
- Sumner, J.M. y Branney, M.J., 2002. The emplacement history of a remarkable heterogeneous, chemically zoned, rheomorphic and locally lava-like ignimbrite: 'TL' on Gran Canaria. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115(1-2): 109-138. doi:10.1016/S0377-0273(01)00311-0
- Sun, S.S. y McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. En: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society of London, London, 313-345.
- Suzuki-Kamata, K., Kamata, H. y Bacon, C.R., 1993. Evolution of the caldera-forming eruption at Crater Lake, Oregon, indicated by component analysis of lithic fragments. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B8): 14059-14074. doi:10.1029/93JB00934
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A. y Centeno-García, E., 2007. Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10): 1052-1065. doi:10.1130/B26016.1
- Tomek, F., Žák, J., Holub, F.V., Chlupáčová, M. y Verner, K., 2016. Growth of intra-caldera lava domes controlled by various modes of caldera collapse, the Štiavnica volcano-plutonic complex, Western Carpathians. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 311: 183-197. doi:10.1016/j.jvolgeores.2016.01.006
- Torres-de Leon, R., Solari, L.A., Ortega-Gutierrez, F. y Martens, U., 2012. The Chortis Block--southwestern Mexico connections: U-Pb zircon geochronology constraints. *American Journal of Science*, 312(3): 288-313. doi:10.2475/03.2012.02
- Valencia, V.A., Richter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M. y Grove, M., 2013. The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(3): 801-824. doi:10.1007/s00410-013-0908-z
- van Wyk de Vries, B. y Merle, O., 1998. Extension induced by volcanic loading in regional strike-slip zones. *Geology*, 26(11): 983-986. doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0983:eibvli>2.3.co;2
- Ventura, G., Vilardo, G., Milano, G. y Pino, N.A., 1999. Relationships among crustal structure, volcanism and strike-slip tectonics in the Lipari-Vulcano Volcanic Complex (Aeolian Islands, Southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 116(1-4): 31-52. doi:10.1016/S0031-9201(99)00117-X
- Vicente-Araña, J.M., 1993. *La Volcanología Actual*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, 580 pp.
- Vidal-Serratos, R., Santamaría-Díaz, A., Trujillo-Ortega, D.A. y Martínez-Zagal, M.A., 2000. Carta Geológico-Minera Pilcaya E14-A67, Escala 1:50000. 1 mapa. Servicio Geológico Mexicano.
- Vidal-Solano, J.R., Paz-Moreno, F.A., Demant, A. y López-Martínez, M., 2007. Ignimbritas hipercalinas del Mioceno medio en Sonora Central: reevaluación de la estratigrafía y significado del volcanismo terciario. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1): 47-67.
- Villanueva-Lascurain, D., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Salazar-Juárez, J. y Corona-Chavez, P., 2016. Age and origin of the gabbros in the Jilotlán pluton, Jalisco: primitive magmatic rocks in the southern part of the Guerrero terrane. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(1): 136-156.

- Walker, G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1-4): 65-88. doi:10.1016/0377-0273(83)90062-8
- Walker, G.P.L., 1985. Origin of coarse lithic breccias near ignimbrite source vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25(1-2): 157-171. doi:10.1016/0377-0273(85)90010-1
- Willcock, M.A.W. y Cas, R.A.F., 2014. Primary welding and crystallisation textures preserved in the intra-caldera ignimbrites of the Permian Ora Formation, northern Italy: implications for deposit thermal state and cooling history. *Bulletin of Volcanology*, 76(6). doi:10.1007/s00445-014-0819-5
- Wilson, C.J.N., 1985. The Taupo Eruption, New Zealand II. The Taupo Ignimbrite. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 314(1529): 229-310. doi:10.1098/rsta.1985.0020
- Wilson, C.J.N., 1993. Ignimbritas y calderas: perspectivas históricas, ideas actuales y desarrollos futuros. En: J.M. Vicente-Araña (Editor), *La Vulcanología Actual*. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, España, 581 pp.
- Wilson, C.J.N. y Houghton, B.F., 2000. Pyroclast transport and deposition. En: H. Sigurdsson (Editor), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Francisco, 545-554.
- Wilson, C.J.N. y Hildreth, W., 2003. Assembling an Ignimbrite: Mechanical and Thermal Building Blocks in the Bishop Tuff, California. *The Journal of Geology*, 111: 653-670.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis. A global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, Londres, 466 pp.
- Wolff, J.A. y Wright, J.V., 1981. Rheomorphism of welded tuffs. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 10(1-3): 13-34. doi:10.1016/0377-0273(81)90052-4
- Woods, A.W. y Cowan, A., 2009. Magma mixing triggered during volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 288(1-2): 132-137. doi:10.1016/j.epsl.2009.09.015
- Wright, J.V. y Walker, G.P.L., 1981. Eruption, transport and deposition of ignimbrite: A case study from Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 9(2-3): 111-131. doi:10.1016/0377-0273(81)90001-9
- Wright, H.M.N., Lesti, C., Cas, R.A.F., Porreca, M., Viramonte, J.G., Folkes, C.B. y Giordano, G., 2011. Columnar jointing in vapor-phase-altered, non-welded Cerro Galán Ignimbrite, Paycuqui, Argentina. *Bulletin of Volcanology*, 73(10): 1567-1582. doi:10.1007/s00445-011-0524-6
- Zamudio-Ángeles, J.D. y Ferrusquía-Villafranca, I., 1996. Análisis lito y bioestratigráfico del Cretácico en el área de Mayanalán-Tulimán, Guerrero nororiental, una contribución al conocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur. XII Convención Geológica Nacional, Sociedad Geológica Mexicana: 55.
- Zen, E.A., 1986. Aluminum Enrichment in Silicate Melts by Fractional Crystallization: Some Mineralogic and Petrographic Constraints. *Journal of Petrology*, 27(5): 1095-1117. doi:10.1093/petrology/27.5.1095

## Anexos

Anexo 1. Valores de área en km<sup>2</sup>, obtenidos mediante ArcMap, para las unidades del campo volcánico de Taxco.

Unidad	Afloramiento	Área calculada (km <sup>2</sup> )	Área por unidad (km <sup>2</sup> )
Formación Tenería	1	59.564354	61.976461
	2	1.294867	
	3	0.855679	
	4	0.133097	
	5	0.128464	
Ignimbrita Sombrero	1	5.065757	10.334992
	2	4.787924	
	3	0.092133	
	4	0.085712	
	5	0.087723	
	6	0.060471	
	7	0.057464	
	8	0.022123	
	9	0.017668	
	10	0.015814	
	11	0.015194	
	12	0.011195	
	13	0.015814	
Ignimbrita Peral	1	6.070366	6.096755
	2	0.015194	
	3	0.011195	
Ignimbrita San Gregorio (afloramiento proximal)	1	36.256148	72.339144
	2	11.489861	
	3	4.853292	
	4	3.245793	
	5	1.252689	
	6	1.014367	
	7	0.699234	
	8	0.338317	
	9	0.033700	
Ignimbrita San Gregorio (afloramiento distal)	1	12.953461	
	2	0.084542	
	3	0.036556	
	4	0.025084	
	5	0.024855	
	6	0.016255	
	7	0.014990	
Toba Acamixtla	1	0.375797	0.701689
	2	0.095345	
	3	0.096396	
	4	0.093230	
	5	0.040921	
Andesitas	1	2.010728	3.794456
	2	0.205091	
Dique máfico	1	1.578637	
Total			155.24

Anexo 2. Valores obtenidos, de volumen (km<sup>3</sup>), para las unidades del campo volcánico de Taxco.

Unidad	Afloramiento	Área calculada (km <sup>2</sup> )	Espesor (km)	Volumen (km <sup>3</sup> )	
				afloramiento	unidad
Formación Tenería	1	59.564354	0.2	11.912871	12.395292
	2	1.294867	0.2	0.258973	
	3	0.855679	0.2	0.171136	
	4	0.133097	0.2	0.026619	
	5	0.128464	0.2	0.025693	
Ignimbrita Sombrerito	1	5.065757	0.2	1.013151	2.066998
	2	4.787924	0.2	0.957585	
	3	0.092133	0.2	0.018427	
	4	0.085712	0.2	0.017142	
	5	0.087723	0.2	0.017545	
	6	0.060471	0.2	0.012094	
	7	0.057464	0.2	0.011493	
	8	0.022123	0.2	0.004425	
	9	0.017668	0.2	0.003534	
	10	0.015814	0.2	0.003163	
	11	0.015194	0.2	0.003039	
	12	0.011195	0.2	0.002239	
	13	0.015814	0.2	0.003163	
Ignimbrita Peral	1	6.070366	0.1	0.607037	0.609676
	2	0.015194	0.1	0.001519	
	3	0.011195	0.1	0.001120	
Ignimbrita San Gregorio (afloramiento proximal)	1	36.256148	0.2	7.251230	12.099795
	2	11.489861	0.2	2.297972	
	3	4.853292	0.2	0.970658	
	4	3.245793	0.2	0.649159	
	5	1.252689	0.2	0.250538	
	6	1.014367	0.2	0.202873	
	7	0.699234	0.2	0.139847	
	8	0.338317	0.2	0.067663	
	9	0.033700	0.2	0.006740	
Ignimbrita San Gregorio (afloramiento distal)	1	12.953461	0.02	0.259069	
	2	0.084542	0.02	0.001691	
	3	0.036556	0.02	0.000731	
	4	0.025084	0.02	0.000502	
	5	0.024855	0.02	0.000497	
	6	0.016255	0.02	0.000325	
	7	0.014990	0.02	0.000300	
Toba Acamixtla	1	0.375797	0.1	0.037580	0.070169
	2	0.095345	0.1	0.009535	
	3	0.096396	0.1	0.009640	
	4	0.093230	0.1	0.009323	
	5	0.040921	0.1	0.004092	
Andesitas	1	2.010728	0.04	0.080429	0.151778
	2	0.205091	0.04	0.008204	
Dique máfico	1	1.578637	0.04	0.063145	
volumen total para el CVT				27.39	

Anexo 3. Abundancia en porcentaje de los componentes (pómez, cristales y matriz) identificados en el estudio petrográfico. Así mismo se muestra la abundancia de las diferentes fases minerales observadas a partir del total de cristales. Continúa...

Muestra	Coordenadas UTM 14Q		Sección o área de recolección	Miembro / Unidad	Posición estratigráfica	Altura (m)	Componentes (%)			Fases minerales (%)*			
	Longitud E	Latitud N					Pómez	Cristales	Matriz	Sn	Qz	Pl	Bt
SG41	437727	2056979			Cima	400	13.1	38.0	48.9	22.7	9.2	2.50	3.60
SG42	437835	2057114			Intermedia	383	16.2	35.3	48.5	19.2	9.9	3.00	3.20
SG43	437903	2057263			Intermedia	366	14.3	38.8	46.9	22.3	9.6	3.90	3.00
SG44 o SG04	438127	2057294			Intermedia	349	15.0	38.5	46.5	21.5	10.0	3.00	4.00
SG45	438392	2057261			Intermedia	332	13.9	41.2	44.9	23.5	9.7	2.80	5.20
SG46	438745	2057091			Intermedia	315	16.5	36.0	47.5	19.9	11.0	2.00	3.10
SG47	439105	2057273			Intermedia	298	15.1	38.4	46.5	22.5	10.0	3.00	2.90
SG48	439146	2057516			Intermedia	281	11.9	39.9	48.2	21.5	13.3	2.60	2.50
SG49	439158	2057724			Intermedia	264	15.0	41.0	44.0	22.0	11.0	4.00	4.00
SG50	439165	2057859			Intermedia	247	15.0	50.0	35.0	24.7	20.0	2.30	3.00
SG51	439179	2057986			Intermedia	230	15.0	45.4	39.6	24.2	13.0	4.20	4.00
SG61	439157	2058070		Miembro superior (ignimbrita San Gregorio)	Intermedia	213	16.0	41.7	42.3	25.0	11.2	2.90	2.60
SG62	439107	2058177			Intermedia	196	13.6	38.4	48.0	20.9	12.1	2.20	3.20
SG52	439217	2058190			Intermedia	179	14.4	45.1	40.5	25.4	11.8	1.50	6.40
SG54	439030	2058284	Taxco-San Gregorio		Intermedia	162	13.4	43.0	43.6	20.0	15.3	2.20	5.50
SG03**	438771	2053165			Intermedia	145	14.0	41.0	45.0	21.1	11.7	6.10	2.10
SG53	439027	2058381			Intermedia	128	12.5	44.7	42.8	24.1	15.3	3.90	1.40
SG55	439124	2058391			Intermedia	111	13.0	40.2	46.8	18.9	12.1	6.60	2.60
SG56	439216	2058707			Intermedia	104	14.0	41.5	44.5	20.0	13.6	2.90	5.00
SG57	438996	2059279			Intermedia	94	13.0	39.2	47.8	21.0	10.7	5.20	2.30
SG58	438895	2059425			Intermedia	77	12.7	40.0	47.3	22.9	12.2	2.40	2.50
SG06**					Intermedia	60	13.9	41.9	44.2	20.7	15.2	3.10	2.90
SG59	438726	2059658			Intermedia	53	13.5	41.1	45.4	20.6	10.1	3.90	6.50
SG60	438855	2059806			Intermedia	43	15.3	45.0	39.7	20.4	16.3	4.50	3.80
Tax4**	439884	2053161		Miembro inferior (ignimbrita San Gregorio)	Intermedia	16	5.0	8.5	86.5	0.0	0.0	8.50	0.00
SG63	438946	2060026			Base	15	11.0	9.4	79.6	0.0	0.0	9.40	0.00
Tx21**	438946	2060026		Miembro inferior (ignimbrita San Gregorio)	Base	9	10.5	10.9	78.6	0.0	0.0	10.90	0.00
Tax3**	439884	2053161			Base	1	11.2	13.7	75.1	0.0	0.0	13.70	0.00

\* Los componentes de olivinos y piroxenos no fueron considerados en el conteo ya que en ocasiones fue complicado discernir entre ellos, Sn = sanidino, Qz = cuarzo, Pl = plagioclasa, Bt = biotita. \*\* Láminas delgadas existentes del área de estudio antes de este proyecto y que fueron ubicadas en la sección principal Taxco - San Gregorio. \*\*\* Secciones delgadas existentes de muestras colectadas por el grupo de trabajo antes del presente proyecto. Nota: Para las secciones Taxco - San Gregorio y Tetipac, en este anexo solo se han asignado las coordenadas de las muestras de la base y de la cima, como se menciona en el texto el espaciamiento entre las muestras fue de aproximadamente entre 16 y 20 m. Los porcentajes de las fases minerales fueron recalculados al 100% a partir del porcentaje total de cristales.

Anexo 3. Abundancia en porcentaje de los componentes (pómez, cristales y matriz) identificados en el estudio petrográfico. Así mismo se muestra la abundancia de las diferentes fases minerales observadas a partir del total de cristales.

Muestra	Coordenadas UTM 14Q		Sección o área de recolección	Miembro / Unidad	Posición estratigráfica	Altura (m)	Componentes (%)			Fases minerales (%)*			
	Longitud E	Latitud N					Pómez	Cristales	Matriz	Sn	Qz	Pl	Bt
SG39	432307	2066569			Cima	200	12.20	12.20	12.20	22.20	8.40	1.20	0.90
SG35	432417	2065547			Intermedia	168	9.90	9.90	9.90	23.90	10.30	1.70	1.50
SG36	432410	2065458		Miembro superior (ignimbrita San Gregorio)	Intermedia	136	11.10	11.10	11.10	24.10	13.70	1.20	1.50
SG28	431693	2065001	Tetipac		Intermedia	104	10.00	10.00	10.00	25.00	9.90	1.80	1.10
SG27	431787	2064778			Intermedia	72	12.80	12.80	12.80	19.90	9.70	1.00	0.90
SG26	431803	2064771			Intermedia	40	13.50	13.50	13.50	18.00	8.00	2.00	1.50
SG25	431835	2064703			Miembro inferior (ignimbrita San Gregorio)	Intermedia	4	11.20	7.30	81.50	0.00	0.00	7.30
SG24	431799	2064671			Base	1	11.50	8.00	80.50	0.00	0.00	8.00	0.00
Te01***	448962	2057599			Intermedia		29.50	8.40	62.10	15.60	11.70	2.10	0.10
SG32T	450763	2057503			Intermedia		29.80	7.80	62.40	15.20	12.00	2.30	0.30
SG33T	451105	2057663	Teacalco	Miembro superior (ignimbrita San Gregorio)	Cerca de la base		29.80	8.70	61.50	18.50	9.70	1.50	0.10
Te02***	450551	2058254			Intermedia		29.30	7.30	63.40	14.30	10.50	3.00	1.50
Te03***	452011	2058081			Intermedia		30.90	9.50	59.60	19.60	9.90	0.90	0.50
Te04***	452517	2057581			Intermedia		27.70	7.30	65.00	14.80	11.50	1.30	0.10
SG18	438535	2056985			Cima								
SG19	438915	2057817			Intermedia								
SG20	439019	2058367			Intermedia								
SG17	439542	2056353			Intermedia								
SG16	439752	2056584			Intermedia								
SG14	438627	2054417	Extras Taxco-San Gregorio	Miembro superior (ignimbrita San Gregorio)	Intermedia								
SG15	438574	2053037			Intermedia								
SG12	439139	2053284			Intermedia								
SG13	439505	2053469			Intermedia								
SG21	438632	2059674			Intermedia								
SG23	438922	2060238			Intermedia								
SG22	438918	2060331			Miembro inferior (ignimbrita San Gregorio)	Base							
SG65	430743	2052179		C. Cacalotenango	Miembro superior (ignimbrita San Gregorio)	Cima							
SG66	430952	2049155	Cerca San Pedro Chichila	Dique máfico	Dique								

\* Los componentes de olivinos y piroxenos no fueron considerados en el conteo ya que en ocasiones fue complicado discernir entre ellos, Sn = sanidino, Qz = cuarzo, Pl = plagioclasa, Bt = biotita. \*\* Láminas delgadas existentes del área de estudio antes de este proyecto y que fueron ubicadas en la sección principal Taxco - San Gregorio. \*\*\* Secciones delgadas existentes de muestras colectadas por el grupo de trabajo antes del presente proyecto. Nota: Para las secciones Taxco - San Gregorio y Tetipac, en este anexo solo se han asignado las coordenadas de las muestras de la base y de la cima, como se menciona en el texto el espaciamiento entre las muestras fue de aproximadamente entre 16 y 20 m. Los porcentajes de las fases minerales fueron recalculados al 100% a partir del porcentaje total de cristales.

Anexo 4. Valores promedio de la relación largo/ancho (*aspect ratio*) en los fragmentos de pómez.

<b>Muestra</b>	<b>Altura (m) estratigráfica</b>	<b>Aspect ratio AR (largo/ancho)</b>
SG41	400	3.20
SG42	383	3.20
SG43	366	2.80
SG44	349	3.60
SG45	332	3.40
SG46	315	3.20
SG47	298	3.40
SG48	281	3.20
SG49	264	3.90
SG50	247	3.40
SG51	230	3.40
SG61	213	3.80
SG62	196	4.20
SG52	179	3.10
SG54	162	3.00
SG53	145	2.90
SG55	128	2.90
SG56	111	3.30
SG57	94	3.40
SG58	77	3.30
SG59	60	3.50
SG60	43	3.30
SG63	26	8.90
SG64	0	8.90

Anexo 5. Valores de densidad obtenidos en las muestras colectadas de la ignimbrita San Gregorio.

Muestra	Altura (m) estratigráfica	Peso del cubo (gr)	Volumen del cubo (cm <sup>3</sup> )	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )
SG41	400	303.41	125	2.43
SG42	383	307.48	125	2.46
SG43	366	306.08	125	2.45
SG44	349	312.30	125	2.50
SG45	332	315.55	125	2.52
SG46	315	316.62	125	2.53
SG47	298	308.95	125	2.47
SG48	281	309.65	125	2.48
SG49	264	319.75	125	2.56
SG50	247	308.70	125	2.47
SG51	230	310.15	125	2.48
SG61	213	315.40	125	2.52
SG62	196	319.59	125	2.56
SG52	179	318.89	125	2.55
SG54	162	321.63	125	2.57
SG53	145	318.73	125	2.55
SG55	128	314.74	125	2.52
SG56	111	312.00	125	2.50
SG57	94	330.58	125	2.64
SG58	77	316.06	125	2.53
SG59	60	322.05	125	2.58
SG60	43	312.68	125	2.50
SG63	26	330.98	125	2.65
SG64	0	340.24	125	2.72
SG32T		302.47	125	2.42
SG33T		307.72	125	2.46

Anexo 6. Análisis de elementos mayores y traza obtenidos mediante Fluorescencia de Rayos X, de la ignimbrita San Gregorio. Continua...

Unidad	MS-ISG														
Muestra	SG41	SG42	SG43	SG45	SG46	SG47	SG48	SG49	SG50	SG51	SG61	SG62	SG52	SG54	SG53
Long. O	437727	437835	437903	438392	438745	439105	439146	439158	439165	439179	439157	439107	439217	439030	439027
Lat. N	2056979	2057114	2057263	2057261	2057091	2057273	2057516	2057724	2057859	2057986	2058070	2058177	2058190	2058284	2058381
Elementos mayores (% en peso)															
SiO <sub>2</sub>	77.46	74.94	74.56	73.96	73.36	72.95	73.93	73.07	75.68	74.37	74.37	73.72	74.13	73.58	72.76
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.20	0.22	0.21	0.22	0.19	0.22	0.25	0.23	0.20	0.19	0.22	0.24	0.23	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.29	12.63	12.95	13.18	13.48	13.82	13.26	13.49	11.76	12.94	13.03	12.47	12.36	13.38	13.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.18	2.18	2.28	2.32	2.40	2.13	2.29	2.28	2.48	2.18	2.18	2.55	2.62	2.27	2.58
MnO	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02
MgO	0.13	0.12	0.22	0.29	0.32	0.34	0.25	0.27	0.35	0.46	0.39	0.46	0.47	0.49	0.44
CaO	0.80	0.89	1.16	1.13	1.24	1.15	1.34	1.54	1.17	1.06	1.04	0.99	0.96	1.20	1.20
Na <sub>2</sub> O	2.22	3.11	3.15	3.13	3.18	3.23	3.28	2.62	2.47	2.72	2.62	2.42	2.32	2.35	2.56
K <sub>2</sub> O	5.03	5.33	4.47	4.39	4.44	4.65	4.45	4.58	4.09	4.50	4.77	4.67	4.98	4.72	4.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.01	0.01	0.04	0.03	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05
PxC	0.54	0.54	0.91	1.32	1.30	1.47	0.90	1.81	1.47	1.59	1.34	2.41	1.73	1.72	1.80
Total	99.90	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.80	100.10	100.00	100.00	99.90	100.00	100.00
Elementos traza (ppm)															
Rb	165	177	154	158	152	172	156	170	155	189	165	163	178	167	163
Sr	54	70	86	87	125	110	95	100	90	99	76	97	73	94	88
Ba	521	563	584	352	632	478	626	612	532	427	554	557	523	612	713
Y	35	38	45	85	53	69	40	47	46	62	44	54	44	44	43
Zr	129	143	149	180	170	169	152	165	166	163	154	171	156	160	154
Nb	10	11	10	12	11	12	10	11	11	12	11	11	11	11	10
V	16	15	17	15	15	14	15	14	16	13	18	15	19	20	23
Cr	12	2	2	2	2	7	2	20	47	30	2	2	3	2	14
Co	4	4	4	4	5	4	4	3	5	4	5	5	4	3	7
Ni	9	8	9	11	9	9	9	10	9	10	9	9	8	9	7
Cu	5	4	5	4	3	4	4	4	5	3	4	4	3	4	5
Zn	34	37	51	50	55	51	55	61	59	54	62	60	61	54	60
Th	11	13	11	13	12	12	12	12	14	16	13	13	14	10	11
Pb	17	12	15	14	16	17	15	15	16	19	14	16	15	15	16

MS-ISG = miembro superior de la ignimbrita San Gregorio; MI-ISG = miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio; las muestras SG33T y SG32T pertenecen al área de Teacalco.

Anexo 6. Análisis de elementos mayores y traza obtenidos mediante Fluorescencia de Rayos X, de la ignimbrita San Gregorio. Los elementos traza de las muestras SG53\* Y SG66\* (derecha) fueron obtenidos mediante ICP-MS y sus abundancias están dadas en ppm, excepto el P y Ti los cuales son dados en su forma química de óxidos.

Unidad	MS-ISG	MS-ISG	MS-ISG	MS-ISG	MS-ISG	MS-ISG	MI-ISG	DIQUE	Elemento	SG53*	SG66*
<b>Muestra</b>	SG55	SG57	SG58	SG60	SG33T	SG32T	SG63	SG66	Li	34.0	21.6
<b>Long. O</b>	439124	438996	438895	438855	451105	450763	438946	430952	Be	2.8	1.8
<b>Lat. N</b>	2058391	2059279	2059425	2059806	2057663	2057503	2060026	2049155	B	24.3	24.5
Elementos mayores (% en peso)									P	0.1	0.6
SiO2	71.31	71.58	71.71	74.01	72.49	72.96	70.82	49.08	Sc	9.3	19.9
TiO2	0.24	0.27	0.23	0.21	0.33	0.21	0.26	1.69	Ti	0.3	1.6
Al2O3	13.54	13.22	13.42	12.99	13.55	13.24	13.24	13.91	V	13.9	209.6
Fe2O3	2.46	2.78	2.45	2.33	2.33	2.48	2.93	9.96	Cr	3.1	401.0
MnO	0.04	0.04	0.06	0.05	0.08	0.02	0.05	0.19	Co	1.8	39.0
MgO	0.62	0.87	0.50	0.37	0.53	0.36	0.21	8.14	Ni	0.3	155.3
CaO	1.79	2.33	2.02	1.23	1.29	1.20	1.74	8.91	Cu	3.5	42.7
Na2O	2.34	1.83	2.75	2.95	2.69	3.45	3.63	3.01	Zn	53.0	84.4
K2O	4.80	4.77	4.76	4.60	4.72	4.53	4.07	1.61	Ga	18.8	18.5
P2O5	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.65	Rb	161.6	42.0
PxC	2.82	2.26	2.06	1.20	2.04	1.51	3.01	2.86	Sr	94.9	644.0
Total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.10	100.00	100.00	100.00	Y	41.3	20.7
Elementos traza (ppm)									Zr	159.1	213.9
Rb	166	166	165	173	157	191	158	41	Nb	11.5	27.6
Sr	100	92	97	84	102	119	119	661	Mo	1.6	2.0
Ba	632	610	562	561	582	516	570	811	Sn	2.9	1.0
Y	43	44	45	46	53	61	45	18	Sb	0.2	0.2
Zr	160	172	149	150	170	164	205	206	Cs	5.3	1.2
Nb	10	10	10	10	11	12	11	23	Ba	761.6	650.8
V	14	18	26	15	13	11	16	176	La	32.4	34.7
Cr	2	2	2	2	13	2	2	451	Ce	70.0	71.3
Co	4	3	5	5	5	4	6	43	Pr	8.4	8.9
Ni	9	9	9	9	10	10	8	157	Nd	33.1	35.5
Cu	4	4	5	4	4	3	4	42	Sm	7.9	7.2
Zn	60	59	59	54	55	53	91	90	Eu	0.9	2.0
Th	13	11	11	12	11	14	11	9	Tb	1.2	0.8
Pb	16	16	14	16	16	17	15	7	Gd	7.4	6.0
									Dy	7.2	4.2
									Ho	1.4	0.8
									Er	3.9	2.0
									Yb	3.8	1.7
									Lu	0.6	0.3
									Hf	4.9	4.9
									Ta	1.1	1.7
									W	1.3	0.6
									Tl	0.8	0.1
									Pb	14.8	6.8
									Th	9.4	5.6

MS-ISG = miembro superior de la ignimbrita San Gregorio; MI-ISG = miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio; las muestras SG33T y SG32T pertenecen al área de Teacalco.

Anexo 7. Microanálisis químicos. Feldespato-K (sanidino) en el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio. Continua...

Muestra	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04
	POBLACIÓN 1																				
	GRUPO 1																				
# Cristal	1	1	1	2	2	2	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	6	7	7	7
Punto	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B
Elementos analizados (% en peso)																					
SiO2	65.45	65.63	65.24	64.66	64.81	65.04	65.14	64.78	64.10	64.61	63.78	65.27	64.05	64.60	64.49	64.44	64.43	65.28	63.67	63.99	64.20
TiO2	0.04	0.02	0.02	0.03	0.04	0.01	0.04	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00
Al2O3	18.26	18.23	17.81	18.69	18.65	18.60	18.15	18.17	18.16	18.31	18.14	18.32	17.93	17.87	17.97	18.14	18.41	17.69	17.76	17.81	17.78
FeO	0.07	0.06	0.08	0.07	0.08	0.09	0.06	0.06	0.09	0.07	0.05	0.06	0.05	0.05	0.08	0.07	0.08	0.10	0.08	0.06	0.07
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.24	0.26	0.24	0.29	0.29	0.30	0.18	0.23	0.23	0.27	0.45	0.22	0.23	0.21	0.22	0.23	0.32	0.18	0.19	0.22	0.20
Na2O	4.27	4.49	4.31	4.30	4.34	4.26	3.99	4.24	4.34	4.06	4.12	4.28	4.11	4.37	4.07	4.16	4.18	3.96	4.14	4.16	4.05
K2O	10.77	10.31	10.58	10.58	10.32	10.55	10.97	10.88	10.53	10.91	10.94	10.66	10.93	10.74	10.85	10.65	10.47	11.04	10.53	10.48	10.73
BaO	0.51	0.46	0.38	1.19	0.94	0.65	0.18	0.34	0.59	0.27	0.21	0.21	0.00	0.07	0.07	0.30	0.41	0.31	0.38	0.19	0.17
SrO	0.06	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.03	0.03	0.05
total	99.66	99.52	98.71	99.88	99.51	99.54	98.76	98.75	98.09	98.55	97.75	99.06	97.37	97.97	97.79	98.05	98.36	98.60	96.80	96.93	97.24
Fórmula estructural en base a 8 oxígenos																					
Si	2.995	3.001	3.010	2.969	2.976	2.982	3.001	2.992	2.985	2.988	2.979	2.996	2.995	3.001	3.000	2.993	2.984	3.016	2.998	3.002	3.004
Ti	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.985	0.982	0.968	1.012	1.009	1.005	0.985	0.989	0.996	0.998	0.999	0.991	0.988	0.979	0.985	0.993	1.005	0.963	0.985	0.984	0.980
Fe2+	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.004	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.012	0.013	0.012	0.014	0.014	0.014	0.009	0.011	0.012	0.013	0.023	0.011	0.011	0.010	0.011	0.012	0.016	0.009	0.010	0.011	0.010
Na	0.379	0.398	0.386	0.383	0.387	0.378	0.357	0.379	0.392	0.364	0.373	0.381	0.372	0.394	0.367	0.374	0.375	0.355	0.378	0.378	0.368
K	0.628	0.601	0.623	0.620	0.605	0.617	0.645	0.641	0.625	0.644	0.652	0.624	0.652	0.636	0.644	0.631	0.618	0.650	0.632	0.627	0.640
Ba	0.009	0.008	0.007	0.021	0.017	0.012	0.003	0.006	0.011	0.005	0.004	0.004	0.000	0.001	0.001	0.006	0.007	0.006	0.007	0.004	0.003
Sr	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Or%	61.66	59.40	61.02	60.93	60.14	61.10	63.84	62.13	60.76	63.05	62.22	61.44	62.95	61.15	63.01	62.04	61.26	64.13	61.98	61.70	62.91
An%	1.17	1.25	1.17	1.39	1.41	1.43	0.87	1.08	1.13	1.30	2.17	1.05	1.09	1.00	1.07	1.14	1.55	0.89	0.94	1.08	0.98
Ab%	37.17	39.35	37.80	37.68	38.45	37.46	35.29	36.79	38.11	35.64	35.61	37.52	35.96	37.84	35.92	36.82	37.19	34.98	37.08	37.22	36.10

Anexo 7. Microanálisis químicos. Feldespato-K (sanidino) en el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio. Continua...

Muestra	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04					
	POBLACIÓN 1										POBLACIÓN 2																
	GRUPO 1					GRUPO 2					GRUPO 1					GRUPO 2											
# Cristal	8	8	8	9	9	9	10	10	10	11	11	11	12	12	12	13	13	13	14	14	14	15	15	15	16	16	16
Punto	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B
Elementos analizados (% en peso)																											
SiO2	65.46	65.07	65.34	65.37	66.02	65.65	66.62	67.41	67.57	61.57	62.60	62.91	60.25	59.60	59.51	62.95	65.90	65.26	63.73	65.45	65.61						
TiO2	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00						
Al2O3	17.70	17.54	17.85	18.78	18.96	19.23	19.24	18.77	18.87	19.95	20.22	20.56	19.80	19.34	19.28	20.59	18.43	18.27	20.70	18.66	18.69						
FeO	0.05	0.04	0.07	0.05	0.04	0.04	0.07	0.10	0.08	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07	0.07	0.05	0.05	0.08	0.08	0.09	0.06						
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
CaO	0.21	0.20	0.21	0.21	0.20	0.35	0.32	0.17	0.18	0.13	0.18	0.16	0.18	0.17	0.16	0.18	0.18	0.16	0.14	0.26	0.24						
Na2O	4.29	4.28	4.31	3.72	3.70	3.87	3.64	3.56	3.44	1.85	2.17	2.75	2.49	2.16	2.00	2.40	4.11	3.99	2.90	4.23	4.39						
K2O	10.46	10.41	10.40	11.37	11.26	10.75	10.47	11.23	11.24	12.68	12.33	11.81	11.54	12.04	12.46	12.23	10.83	11.13	11.78	10.73	10.69						
BaO	0.69	0.61	0.65	0.32	0.54	0.84	0.80	0.32	0.33	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04	0.00	0.03	0.10	0.47	0.15	0.76	0.83						
SrO	0.04	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.05						
total	98.91	98.20	98.89	99.87	100.80	100.79	101.23	101.61	101.76	96.32	97.64	98.31	94.36	93.46	93.53	98.47	99.65	99.41	99.51	100.24	100.56						
Fórmula estructural en base a 8 oxígenos																											
Si	3.016	3.019	3.011	2.984	2.987	2.972	2.990	3.012	3.013	2.923	2.925	2.916	2.912	2.917	2.916	2.916	3.003	2.996	2.919	2.983	2.982						
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000						
Al	0.961	0.959	0.969	1.011	1.011	1.026	1.018	0.988	0.991	1.116	1.113	1.123	1.128	1.116	1.113	1.124	0.990	0.989	1.117	1.002	1.001						
Fe2+	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.003	0.004	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.002						
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000						
Ca	0.011	0.010	0.010	0.010	0.010	0.017	0.015	0.008	0.008	0.006	0.009	0.008	0.009	0.009	0.008	0.009	0.009	0.008	0.007	0.013	0.012						
Na	0.383	0.385	0.385	0.329	0.325	0.339	0.316	0.309	0.298	0.170	0.197	0.247	0.233	0.205	0.190	0.215	0.363	0.355	0.258	0.374	0.387						
K	0.615	0.616	0.611	0.662	0.649	0.621	0.600	0.640	0.639	0.768	0.735	0.698	0.711	0.752	0.779	0.722	0.630	0.652	0.688	0.624	0.620						
Ba	0.012	0.011	0.012	0.006	0.010	0.015	0.014	0.006	0.006	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.008	0.003	0.014	0.015						
Sr	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001						
Or%	60.98	60.94	60.75	66.09	66.00	63.51	64.39	66.89	67.64	81.30	78.10	73.26	74.60	77.88	79.69	76.33	62.86	64.24	72.22	61.75	60.87						
An%	1.05	0.98	1.02	1.04	0.99	1.75	1.63	0.84	0.89	0.68	0.97	0.81	0.95	0.92	0.84	0.93	0.86	0.77	0.74	1.24	1.17						
Ab%	37.98	38.08	38.24	32.87	33.01	34.74	33.98	32.27	31.47	18.02	20.93	25.92	24.45	21.20	19.47	22.74	36.27	34.99	27.04	37.00	37.97						

Anexo 7. Microanálisis químicos. Feldespato-K (sanidino) en el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio.

Muestra	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04
	POBLACIÓN 2																	
	GRUPO 1									GRUPO 2								
# Cristal	15	15	15	16	16	16	17	17	17	18	18	18	19	19	19	20	20	20
Punto	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B
Elementos analizados (% en peso)																		
SiO <sub>2</sub>	64.40	65.02	65.47	61.85	62.50	64.28	62.03	65.04	65.16	66.11	66.94	67.63	65.57	65.81	61.42	64.83	63.61	63.24
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.91	17.96	18.43	20.00	20.07	18.11	16.78	18.07	18.29	18.38	18.82	18.93	18.20	18.26	21.65	18.29	17.90	17.51
FeO	0.09	0.10	0.07	0.05	0.07	0.05	0.08	0.09	0.09	0.06	0.08	0.07	0.08	0.11	0.10	0.06	0.06	0.08
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.16	0.16	0.21	0.15	0.14	0.24	0.15	0.17	0.20	0.11	0.24	0.21	0.17	0.19	0.22	0.27	0.20	0.20
Na <sub>2</sub> O	2.46	4.06	4.38	2.08	2.07	4.29	2.15	3.99	4.10	1.75	3.43	3.32	4.13	4.34	2.17	4.37	3.25	3.13
K <sub>2</sub> O	12.38	10.79	10.81	12.07	12.34	10.43	12.97	11.08	10.71	13.74	11.03	11.37	11.14	10.86	12.13	10.71	11.81	11.81
BaO	0.08	0.17	0.31	0.08	0.03	0.56	0.12	0.05	0.39	0.13	0.38	0.31	0.10	0.00	0.05	0.33	0.19	0.06
SrO	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05
total	100.53	98.33	99.75	96.31	97.27	98.05	94.34	98.55	99.01	100.32	100.96	101.90	99.44	99.61	97.77	98.94	97.06	96.08
Fórmula estructural en base a 8 oxígenos																		
Si	2.921	3.007	2.991	2.927	2.931	2.990	3.018	3.003	2.997	3.015	3.008	3.012	3.002	3.002	2.868	2.987	2.995	3.005
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	1.118	0.979	0.992	1.116	1.109	0.993	0.962	0.983	0.991	0.988	0.997	0.994	0.982	0.982	1.191	0.993	0.993	0.981
Fe <sup>2+</sup>	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.004	0.002	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004	0.002	0.002	0.003
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.008	0.008	0.010	0.007	0.007	0.012	0.008	0.008	0.010	0.005	0.011	0.010	0.008	0.009	0.011	0.013	0.010	0.010
Na	0.217	0.364	0.388	0.191	0.188	0.387	0.203	0.357	0.366	0.155	0.299	0.287	0.367	0.384	0.196	0.391	0.296	0.288
K	0.716	0.637	0.630	0.729	0.738	0.619	0.805	0.653	0.628	0.799	0.632	0.646	0.651	0.632	0.723	0.629	0.710	0.716
Ba	0.001	0.003	0.005	0.001	0.001	0.010	0.002	0.001	0.007	0.002	0.007	0.005	0.002	0.000	0.001	0.006	0.003	0.001
Sr	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Or%	76.16	63.14	61.26	78.60	79.07	60.80	79.26	64.09	62.61	83.34	67.05	68.52	63.43	61.64	77.74	60.90	69.84	70.58
An%	0.80	0.78	1.00	0.79	0.76	1.19	0.79	0.82	0.96	0.55	1.21	1.04	0.80	0.93	1.17	1.30	1.00	1.02
Ab%	23.04	36.08	37.75	20.60	20.18	38.01	19.95	35.09	36.43	16.12	31.74	30.44	35.77	37.44	21.09	37.80	29.16	28.40

Anexo 7. Microanálisis químicos. Plagioclasas en el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio. Continúa...

Muestra	SG04																				
# Cristal	1	1	1	2	2	2	3	3	3	4	4	4	6	6	6	7	7	7	8	8	8
Punto	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B
Elementos analizados (% en peso)																					
SiO <sub>2</sub>	63.85	63.67	63.43	63.18	62.50	62.85	64.13	62.41	63.85	65.05	64.98	64.54	64.37	63.93	64.19	64.11	64.36	65.09	64.36	63.67	63.60
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.90	23.37	23.47	23.41	23.94	23.50	22.40	23.99	23.24	22.18	22.44	22.70	22.81	22.93	22.96	22.85	22.86	22.33	22.86	22.94	23.36
FeO	0.11	0.13	0.15	0.14	0.12	0.14	0.15	0.16	0.12	0.12	0.12	0.17	0.13	0.16	0.13	0.11	0.11	0.12	0.12	0.14	0.12
MgO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
CaO	4.80	5.31	5.41	5.33	6.04	5.20	4.46	6.23	5.21	4.05	4.12	4.47	4.70	4.89	4.82	4.86	4.68	4.13	4.73	4.97	5.25
Na <sub>2</sub> O	7.85	7.84	7.78	7.82	7.47	8.10	8.47	7.38	7.94	8.26	8.25	8.14	7.84	7.73	7.93	7.84	7.81	7.98	7.67	7.54	7.61
K <sub>2</sub> O	1.02	1.00	0.87	0.92	0.75	0.86	1.30	0.83	0.89	1.23	1.19	0.89	1.08	0.99	0.81	1.14	1.17	1.33	1.16	1.08	0.90
BaO	0.05	0.01	0.03	0.06	0.05	0.06	0.06	0.09	0.05	0.02	0.02	0.01	0.05	0.04	0.04	0.03	0.00	0.02	0.05	0.04	0.03
SrO	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06
total	100.64	101.40	101.20	100.91	100.91	100.74	101.00	101.15	101.34	100.97	101.18	100.98	101.03	100.74	100.95	101.00	101.03	101.06	101.00	100.43	100.92
Fórmula estructural en base a 8 oxígenos																					
Si	2.811	2.788	2.782	2.780	2.753	2.772	2.821	2.747	2.795	2.850	2.842	2.827	2.821	2.811	2.813	2.814	2.820	2.848	2.821	2.808	2.792
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.188	1.206	1.213	1.214	1.242	1.221	1.161	1.244	1.199	1.145	1.156	1.172	1.178	1.188	1.186	1.182	1.180	1.152	1.181	1.193	1.208
Fe <sup>2+</sup>	0.004	0.005	0.006	0.005	0.004	0.005	0.005	0.006	0.004	0.005	0.004	0.006	0.005	0.006	0.005	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.004
Mg	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.226	0.249	0.254	0.251	0.285	0.246	0.210	0.294	0.244	0.190	0.193	0.210	0.221	0.230	0.226	0.228	0.220	0.194	0.222	0.235	0.247
Na	0.670	0.665	0.661	0.668	0.637	0.693	0.722	0.629	0.674	0.702	0.699	0.691	0.666	0.659	0.674	0.667	0.664	0.677	0.651	0.645	0.647
K	0.057	0.056	0.049	0.051	0.042	0.048	0.073	0.046	0.050	0.069	0.066	0.050	0.060	0.056	0.045	0.064	0.065	0.074	0.065	0.061	0.050
Ba	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Sr	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Or%	6.02	5.73	5.07	5.29	4.38	4.90	7.26	4.78	5.13	7.16	6.91	5.24	6.35	5.88	4.77	6.63	6.89	7.87	6.93	6.46	5.33
An%	23.73	25.70	26.34	25.92	29.55	24.89	20.89	30.31	25.25	19.77	20.14	22.08	23.32	24.37	23.93	23.82	23.15	20.49	23.66	24.97	26.12
Ab%	70.24	68.57	68.59	68.79	66.07	70.21	71.86	64.91	69.62	73.07	72.94	72.68	70.33	69.75	71.30	69.56	69.96	71.64	69.41	68.57	68.55

Anexo 7. Microanálisis químicos. Plagioclasas en el miembro superior de la ignimbrita San Gregorio.

<b>Muestra</b>	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04	SG04								
<b># Cristal</b>	9	9	9	10	10	10	11	11	11	12	12	12	13	13	13
<b>Punto</b>	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B
Elementos analizados (% en peso)															
SiO <sub>2</sub>	63.06	63.67	63.75	64.65	63.54	64.52	63.00	62.77	63.33	62.70	63.13	63.29	62.48	62.90	62.40
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23.35	23.47	23.30	22.13	22.42	22.08	22.91	23.08	23.12	22.62	23.20	23.00	23.79	23.29	23.53
FeO	0.14	0.13	0.14	0.15	0.15	0.14	0.13	0.13	0.12	0.15	0.15	0.15	0.13	0.15	0.15
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
CaO	5.51	5.45	5.24	4.14	4.06	4.07	4.73	4.93	4.80	5.17	5.21	5.03	6.00	5.01	5.20
Na <sub>2</sub> O	7.78	7.81	7.90	8.28	8.70	8.76	8.45	8.37	8.41	7.96	7.80	7.90	7.37	8.35	8.26
K <sub>2</sub> O	0.81	0.84	0.66	1.20	1.34	1.30	1.15	1.07	1.05	0.93	0.88	1.01	0.82	0.95	0.93
BaO	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.07	0.07	0.04	0.03	0.06	0.06	0.04	0.07
SrO	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05
total	100.70	101.46	101.07	100.64	100.31	100.95	100.46	100.48	100.97	99.63	100.44	100.49	100.70	100.73	100.60
Fórmula estructural en base a 8 oxígenos															
Si	2.779	2.785	2.794	2.844	2.816	2.838	2.790	2.781	2.789	2.795	2.788	2.796	2.757	2.777	2.762
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.213	1.209	1.203	1.148	1.171	1.144	1.196	1.205	1.200	1.189	1.208	1.197	1.237	1.212	1.227
Fe <sup>2+</sup>	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.006	0.005	0.005	0.005
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.260	0.255	0.246	0.195	0.193	0.192	0.225	0.234	0.227	0.247	0.246	0.238	0.284	0.237	0.246
Na	0.664	0.662	0.671	0.707	0.748	0.747	0.725	0.719	0.718	0.688	0.668	0.676	0.630	0.715	0.709
K	0.045	0.047	0.037	0.067	0.076	0.073	0.065	0.060	0.059	0.053	0.050	0.057	0.046	0.053	0.052
Ba	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001
Sr	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001
Or%	4.68	4.87	3.84	6.92	7.44	7.19	6.42	5.94	5.89	5.37	5.14	5.85	4.81	5.30	5.20
An%	26.81	26.47	25.80	20.15	18.96	18.94	22.12	23.11	22.57	24.99	25.56	24.50	29.55	23.57	24.45
Ab%	68.51	68.66	70.36	72.93	73.60	73.87	71.46	70.95	71.54	69.64	69.30	69.65	65.64	71.12	70.35

Anexo 7. Microanálisis químicos. Plagioclasas en el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio. Continua...

Muestra	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3
	FAMILIA 1 (TEXTURA DE TAMIZ)																				
	GRUPO 1																				
# Cristal	1	1	1	2	2	2	3	3	3	4	4	4	5	5	5	6	6	6	7	7	7
Punto	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B
Elementos analizados (% en peso)																					
SiO2	58.44	57.73	60.67	60.41	59.42	58.92	58.93	59.09	60.07	61.16	60.35	60.33	57.88	59.90	58.05	60.45	60.62	61.29	60.67	60.64	61.11
TiO2	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	25.11	25.08	23.56	24.14	24.57	25.14	24.82	24.73	24.22	23.75	24.44	23.99	25.84	24.70	26.12	25.00	24.50	24.97	24.47	24.84	24.54
FeO	0.20	0.17	0.15	0.19	0.18	0.22	0.23	0.21	0.23	0.16	0.19	0.21	0.19	0.20	0.25	0.21	0.18	0.24	0.17	0.17	0.18
MgO	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02
CaO	7.94	8.29	6.33	6.99	7.62	8.07	7.87	7.75	7.05	6.44	7.20	6.74	8.88	7.52	9.20	7.61	7.25	7.31	7.18	7.32	6.51
Na2O	6.44	6.08	7.29	6.80	6.60	6.51	6.50	6.51	6.73	7.27	6.80	6.16	5.99	6.62	5.88	6.77	6.97	6.87	6.89	6.83	7.25
K2O	0.45	0.43	0.65	0.55	0.50	0.46	0.47	0.49	0.59	0.65	0.57	1.95	0.39	0.51	0.37	0.52	0.57	0.56	0.50	0.52	0.62
BaO	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.01	0.06	0.07	0.07	0.05	0.06	0.08	0.01	0.02	0.00	0.08	0.05	0.02	0.04	0.04	0.03
SrO	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05	0.05	0.07	0.07	0.07	0.07
total	98.71	97.89	98.74	99.20	99.02	99.41	98.97	98.93	99.01	99.56	99.66	99.56	99.27	99.55	99.97	100.70	100.19	101.32	99.99	100.44	100.32
Fórmula estructural en base a 8 oxígenos																					
Si	2.648	2.638	2.735	2.713	2.680	2.652	2.663	2.669	2.705	2.735	2.701	2.714	2.612	2.685	2.604	2.681	2.700	2.697	2.704	2.692	2.713
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.341	1.351	1.252	1.278	1.306	1.333	1.322	1.317	1.285	1.252	1.289	1.272	1.374	1.304	1.381	1.307	1.286	1.295	1.285	1.300	1.284
Fe2+	0.008	0.006	0.006	0.007	0.007	0.008	0.009	0.008	0.009	0.006	0.007	0.008	0.007	0.008	0.010	0.008	0.007	0.009	0.006	0.006	0.007
Mg	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Ca	0.386	0.406	0.306	0.336	0.368	0.389	0.381	0.375	0.340	0.308	0.345	0.325	0.429	0.361	0.442	0.362	0.346	0.344	0.343	0.348	0.309
Na	0.565	0.538	0.637	0.592	0.577	0.568	0.570	0.570	0.588	0.631	0.590	0.537	0.524	0.575	0.511	0.582	0.602	0.586	0.595	0.588	0.624
K	0.026	0.025	0.037	0.032	0.028	0.026	0.027	0.028	0.034	0.037	0.032	0.112	0.023	0.029	0.021	0.029	0.032	0.031	0.028	0.029	0.035
Ba	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
Sr	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002
Or%	2.65	2.58	3.79	3.29	2.93	2.69	2.76	2.89	3.49	3.79	3.34	11.51	2.31	3.01	2.19	3.00	3.30	3.26	2.94	3.05	3.62
An%	39.47	41.89	31.21	35.02	37.83	39.55	38.97	38.54	35.39	31.60	35.68	33.36	44.00	37.38	45.37	37.19	35.27	35.81	35.46	36.05	31.95
Ab%	57.88	55.53	65.01	61.69	59.25	57.77	58.27	58.57	61.12	64.61	60.99	55.13	53.69	59.60	52.44	59.81	61.42	60.93	61.61	60.90	64.43

Anexo 7. Microanálisis químicos. Plagioclasas en el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio. Continua ...

Muestra	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3
FAMILIA 1 (TEXTURA DE TAMIZ)																					
GRUPO 1																					
# Cristal	8	8	8	9	9	9	10	10	10	11	11	11	12	12	12	13	13	13	14	14	14
Punto	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B
Elementos analizados (% en peso)																					
SiO2	61.42	61.49	57.69	58.63	57.65	59.94	59.60	58.53	57.08	62.16	62.84	61.58	59.21	59.13	58.61	61.75	61.34	60.75	60.37	60.76	60.80
TiO2	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	23.82	23.92	26.86	24.87	25.67	24.79	25.45	26.28	27.47	24.07	23.59	24.14	25.72	26.07	26.19	24.50	24.54	24.74	24.79	24.81	24.81
FeO	0.16	0.18	0.22	0.21	0.20	0.21	0.20	0.19	0.18	0.17	0.15	0.18	0.23	0.25	0.25	0.15	0.16	0.16	0.20	0.22	0.18
MgO	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
CaO	6.34	6.46	9.55	7.82	8.63	7.45	8.12	8.98	10.31	6.59	5.93	6.67	8.60	8.83	9.12	6.88	6.71	7.31	6.79	7.50	7.36
Na2O	7.25	7.20	5.74	6.30	6.18	6.68	6.48	5.84	5.35	7.11	7.42	7.01	6.20	6.02	5.95	7.02	7.35	6.96	5.73	6.81	6.79
K2O	0.70	0.71	0.39	0.58	0.40	0.52	0.48	0.38	0.27	0.65	0.76	0.65	0.30	0.38	0.36	0.58	0.64	0.54	2.02	0.52	0.53
BaO	0.08	0.10	0.08	0.01	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	0.05	0.02	0.06	0.06	0.03	0.04	0.02	0.05	0.06	0.05	0.07	0.09
SrO	0.06	0.06	0.07	0.08	0.08	0.06	0.05	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05	0.06	0.06
total	99.87	100.12	100.64	98.55	98.85	99.70	100.42	100.28	100.73	100.87	100.79	100.34	100.40	100.79	100.61	100.98	100.87	100.58	100.00	100.77	100.64
Fórmula estructural en base a 8 oxígenos																					
Si	2.738	2.735	2.575	2.659	2.614	2.683	2.653	2.612	2.546	2.741	2.768	2.731	2.638	2.626	2.611	2.721	2.711	2.695	2.700	2.691	2.695
Ti	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.251	1.254	1.413	1.329	1.372	1.308	1.335	1.382	1.444	1.251	1.225	1.262	1.350	1.364	1.375	1.272	1.278	1.293	1.307	1.295	1.296
Fe2+	0.006	0.007	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.007	0.007	0.006	0.006	0.007	0.008	0.009	0.009	0.006	0.006	0.006	0.007	0.008	0.006
Mg	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Ca	0.303	0.308	0.456	0.380	0.419	0.357	0.387	0.429	0.493	0.311	0.280	0.317	0.411	0.420	0.435	0.325	0.318	0.347	0.325	0.356	0.349
Na	0.627	0.621	0.497	0.554	0.544	0.579	0.559	0.506	0.462	0.608	0.634	0.603	0.536	0.518	0.514	0.600	0.629	0.598	0.496	0.585	0.584
K	0.040	0.041	0.022	0.034	0.023	0.029	0.027	0.022	0.015	0.036	0.043	0.037	0.017	0.021	0.020	0.033	0.036	0.031	0.115	0.030	0.030
Ba	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002
Sr	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002
Or%	4.10	4.18	2.30	3.48	2.32	3.04	2.77	2.26	1.58	3.82	4.47	3.83	1.75	2.23	2.09	3.41	3.66	3.14	12.30	3.04	3.13
An%	31.23	31.75	46.77	39.26	42.54	36.98	39.78	44.87	50.78	32.58	29.27	33.12	42.63	43.76	44.87	33.92	32.33	35.57	34.70	36.69	36.27
Ab%	64.67	64.07	50.93	57.26	55.14	59.98	57.45	52.87	47.64	63.60	66.26	63.04	55.62	54.01	53.04	62.67	64.01	61.29	53.00	60.27	60.60

Anexo 7. Microanálisis químicos. Plagioclasas en el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio. Continua...

Muestra	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3
FAMILIA 1 (TEXTURA DE TAMIZ)																					
GRUPO 1																					
# Cristal	15	15	15	16	16	16	17	17	17	18	18	18	19	19	19	20	20	20	21	21	21
Punto	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B
Elementos analizados (% en peso)																					
SiO <sub>2</sub>	59.65	59.73	60.46	59.32	59.98	57.82	61.75	62.69	58.66	59.79	58.56	60.64	61.34	60.76	58.49	58.80	56.69	58.10	58.08	58.12	57.64
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.56	25.63	24.98	25.52	24.50	25.65	24.21	23.56	25.57	25.05	26.40	24.93	24.33	24.11	25.81	26.13	27.10	26.58	26.58	26.59	26.31
FeO	0.29	0.25	0.26	0.27	0.42	0.23	0.18	0.17	0.22	0.26	0.22	0.17	0.17	0.17	0.21	0.23	0.22	0.21	0.20	0.24	0.22
MgO	0.03	0.02	0.01	0.02	0.05	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00
CaO	8.18	8.14	7.62	8.17	7.34	8.50	6.62	5.91	8.07	7.92	9.15	7.42	6.98	6.73	8.60	9.01	10.53	9.42	9.30	9.33	9.31
Na <sub>2</sub> O	6.42	6.45	6.70	6.24	6.69	6.00	7.30	7.58	6.41	6.40	5.85	6.78	6.99	7.12	6.01	5.49	5.36	5.88	5.95	5.96	5.79
K <sub>2</sub> O	0.44	0.43	0.53	0.42	0.64	0.41	0.63	0.77	1.17	0.47	0.39	0.55	0.68	0.61	0.46	0.97	0.36	0.37	0.34	0.37	0.34
BaO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.07	0.02	0.08	0.07	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.04	0.07	0.05	0.00	0.04	0.02	0.06	0.02
SrO	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.05	0.06	0.05	0.08	0.05	0.06	0.06	0.07	0.06	0.06	0.07
total	100.66	100.74	100.64	100.04	99.75	98.71	100.85	100.80	100.16	99.98	100.67	100.58	100.56	99.62	99.71	100.76	100.35	100.67	100.54	100.77	99.72
Fórmula estructural en base a 8 oxígenos																					
Si	2.650	2.650	2.682	2.649	2.688	2.622	2.728	2.765	2.631	2.670	2.606	2.689	2.718	2.718	2.626	2.618	2.544	2.590	2.591	2.589	2.593
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Al	1.338	1.340	1.306	1.343	1.294	1.371	1.260	1.225	1.352	1.319	1.385	1.303	1.270	1.271	1.365	1.371	1.433	1.396	1.398	1.396	1.395
Fe <sup>2+</sup>	0.011	0.009	0.010	0.010	0.016	0.009	0.007	0.006	0.008	0.010	0.008	0.006	0.006	0.006	0.008	0.008	0.008	0.008	0.007	0.009	0.008
Mg	0.002	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Ca	0.390	0.387	0.362	0.391	0.352	0.413	0.313	0.279	0.388	0.379	0.436	0.352	0.331	0.323	0.413	0.430	0.506	0.450	0.444	0.445	0.448
Na	0.553	0.555	0.576	0.540	0.581	0.527	0.625	0.648	0.558	0.554	0.504	0.582	0.600	0.617	0.523	0.474	0.466	0.508	0.514	0.515	0.505
K	0.025	0.024	0.030	0.024	0.036	0.024	0.035	0.043	0.067	0.027	0.022	0.031	0.038	0.035	0.026	0.055	0.021	0.021	0.020	0.021	0.020
Ba	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Sr	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002
Or%	2.57	2.51	3.08	2.50	3.75	2.48	3.64	4.46	6.60	2.78	2.32	3.20	3.94	3.55	2.72	5.77	2.08	2.13	2.00	2.15	2.02
An%	40.28	40.04	37.42	40.94	36.32	42.83	32.16	28.79	38.30	39.49	45.30	36.49	34.16	33.11	42.94	44.82	50.96	45.95	45.41	45.37	46.08
Ab%	57.15	57.44	59.50	56.56	59.94	54.69	64.20	66.75	55.10	57.72	52.39	60.31	61.90	63.35	54.34	49.41	46.96	51.92	52.59	52.47	51.90

Anexo 7. Microanálisis químicos. Plagioclasas en el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio. Continúa...

Muestra	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	
	FAMILIA 1 (TEXTURA DE TAMIZ)												FAMILIA 2 (CON ZONACIÓN)									
	GRUPO 1			GRUPO 2																		
# Cristal	22	22	22	23	23	23	24	24	24	25	25	25	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26
Punto	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	B	N	I	I	I	I	I	I	I	I	I
Elementos analizados (% en peso)																						
SiO2	61.26	61.00	60.01	61.34	60.83	61.72	62.82	62.90	61.18	61.75	60.56	58.26	59.41	59.32	59.47	56.45	57.42	58.22	58.93	61.27	60.00	
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	24.46	24.18	24.76	23.55	23.24	23.53	22.88	23.40	24.71	24.05	25.17	25.97	25.75	26.13	26.70	26.83	27.23	26.40	26.08	24.56	25.27	
FeO	0.18	0.18	0.22	0.18	0.18	0.20	0.15	0.19	0.22	0.16	0.13	0.81	0.18	0.23	0.79	0.97	0.19	0.20	0.21	0.21	0.22	
MgO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.09	0.00	0.01	0.09	0.08	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	
CaO	6.87	6.75	7.46	6.11	6.14	6.26	5.39	5.74	7.20	5.89	7.63	8.39	8.72	9.04	10.09	9.71	10.22	8.76	9.02	7.04	7.36	
Na2O	7.17	7.06	7.01	7.62	7.23	7.41	7.72	7.62	6.86	7.68	6.52	6.37	6.23	6.09	5.39	5.75	5.68	6.46	6.04	6.97	7.28	
K2O	0.56	0.63	0.52	0.69	0.67	0.41	0.82	0.74	0.60	0.84	0.64	0.59	0.51	0.44	0.79	0.40	0.37	0.46	0.49	0.71	0.58	
BaO	0.03	0.01	0.05	0.16	0.11	0.08	0.06	0.09	0.04	0.14	0.11	0.06	0.03	0.02	0.02	0.00	0.06	0.00	0.05	0.06	0.02	
SrO	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.07	0.05	0.05	0.06	0.06	0.07	0.07	0.06	
total	100.60	99.86	100.10	99.70	98.47	99.66	99.88	100.75	100.90	100.58	100.82	100.60	100.89	101.32	103.41	100.25	101.24	100.57	100.89	100.87	100.79	
Fórmula estructural en base a 8 oxígenos																						
Si	2.713	2.720	2.679	2.743	2.749	2.752	2.791	2.774	2.703	2.736	2.681	2.606	2.637	2.623	2.592	2.544	2.553	2.598	2.619	2.709	2.664	
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Al	1.276	1.271	1.303	1.241	1.238	1.237	1.198	1.216	1.287	1.256	1.313	1.369	1.347	1.362	1.371	1.425	1.427	1.388	1.366	1.280	1.322	
Fe2+	0.006	0.007	0.008	0.007	0.007	0.007	0.006	0.007	0.008	0.006	0.005	0.030	0.007	0.008	0.029	0.037	0.007	0.007	0.008	0.008	0.008	
Mg	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.006	0.000	0.000	0.006	0.005	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	
Ca	0.326	0.322	0.357	0.293	0.297	0.299	0.257	0.271	0.341	0.280	0.362	0.402	0.414	0.428	0.471	0.469	0.487	0.419	0.430	0.333	0.350	
Na	0.616	0.610	0.607	0.660	0.634	0.640	0.665	0.652	0.588	0.659	0.560	0.552	0.536	0.522	0.455	0.502	0.489	0.559	0.520	0.597	0.627	
K	0.032	0.036	0.030	0.039	0.039	0.023	0.046	0.042	0.034	0.048	0.036	0.034	0.029	0.025	0.044	0.023	0.021	0.026	0.028	0.040	0.033	
Ba	0.000	0.000	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	
Sr	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	
Or%	3.27	3.68	2.99	3.97	3.99	2.42	4.79	4.31	3.51	4.83	3.75	3.42	2.92	2.52	4.52	2.33	2.12	2.58	2.84	4.10	3.26	
An%	33.50	33.30	35.92	29.49	30.66	31.07	26.51	28.12	35.42	28.33	37.79	40.69	42.32	43.93	48.56	47.15	48.82	41.73	43.94	34.37	34.68	
Ab%	63.23	63.02	61.09	66.55	65.35	66.51	68.70	67.57	61.07	66.84	58.46	55.89	54.76	53.55	46.92	50.52	49.06	55.69	53.21	61.54	62.06	

Anexo 7. Microanálisis químicos. Plagioclasas en el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio.

Muestra	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3
	FAMILIA 2 (CON ZONACIÓN)										
# Cristal	26	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27
Punto	B	N	I	I	I	I	I	I	I	I	B
Elementos analizados (% en peso)											
SiO <sub>2</sub>	59.33	59.72	60.28	60.20	60.11	61.14	61.86	60.51	60.53	60.09	60.60
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25.03	25.63	24.76	25.40	25.06	24.39	23.78	24.88	24.81	24.99	25.11
FeO	1.28	0.31	0.15	0.16	0.16	0.14	0.17	0.20	0.14	0.33	0.20
MgO	0.08	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.01
CaO	8.16	7.77	7.04	7.88	7.32	6.52	5.85	7.03	7.40	7.17	7.60
Na <sub>2</sub> O	6.21	6.98	7.23	6.81	7.28	7.57	7.85	7.28	6.78	7.37	6.76
K <sub>2</sub> O	0.64	0.59	0.62	0.47	0.58	0.72	0.75	0.67	0.52	0.38	0.53
BaO	0.03	0.01	0.04	0.01	0.08	0.07	0.08	0.05	0.03	0.08	0.07
SrO	0.07	0.05	0.06	0.05	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.07	0.07
total	100.82	101.08	100.19	100.99	100.64	100.62	100.40	100.68	100.28	100.51	100.95
Fórmula estructural en base a 8 oxígenos											
Si	2.647	2.646	2.687	2.663	2.672	2.712	2.744	2.686	2.691	2.673	2.680
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	1.316	1.338	1.301	1.324	1.312	1.275	1.243	1.302	1.300	1.310	1.309
Fe <sup>2+</sup>	0.048	0.012	0.006	0.006	0.006	0.005	0.006	0.007	0.005	0.012	0.007
Mg	0.005	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000
Ca	0.390	0.369	0.336	0.373	0.348	0.310	0.278	0.334	0.353	0.342	0.360
Na	0.537	0.600	0.625	0.584	0.627	0.651	0.675	0.626	0.584	0.635	0.580
K	0.037	0.033	0.035	0.027	0.033	0.041	0.042	0.038	0.030	0.021	0.030
Ba	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Sr	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Or%	3.79	3.32	3.53	2.70	3.28	4.09	4.25	3.78	3.06	2.14	3.07
An%	40.47	36.80	33.75	37.94	34.54	30.91	27.95	33.50	36.47	34.23	37.15
Ab%	55.74	59.88	62.72	59.36	62.18	65.00	67.81	62.71	60.47	63.64	59.78

Anexo 7. Microanálisis químicos. Olivinos en el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio. Continúa...

Muestra	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3							
# Cristal	1	1	2	2	3	3	4	4	5	5	6	6	7	7	8	8	9	9	10	10	11
Punto	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N
Elementos analizados (% en peso)																					
SiO2	31.70	31.51	29.15	29.57	32.06	31.21	31.08	31.58	30.54	31.24	31.93	31.78	31.82	31.42	30.49	30.73	31.03	31.69	31.74	31.72	32.08
TiO2	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.12	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01
Al2O3	0.03	0.03	0.57	1.43	0.01	0.02	0.01	0.03	0.32	0.09	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.01	0.05	0.00	0.02	0.12	0.02
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	60.30	60.14	58.61	59.21	60.17	60.16	60.49	60.84	60.60	59.83	60.94	60.50	59.79	60.71	60.43	60.22	60.86	60.70	60.50	60.66	60.44
MnO	1.43	1.41	0.74	1.48	1.48	1.44	1.46	1.49	1.47	1.50	1.42	1.46	1.49	1.53	1.43	1.42	1.43	1.42	1.43	1.44	1.48
MgO	5.96	6.10	3.43	5.31	6.00	5.84	6.01	6.10	5.75	5.98	6.16	6.05	5.93	6.01	6.02	6.25	5.93	6.06	6.11	6.03	6.02
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
CaO	0.20	0.20	0.40	0.25	0.21	0.17	0.23	0.18	0.26	0.20	0.25	0.21	0.19	0.20	0.21	0.20	0.18	0.26	0.18	0.23	0.19
total	99.62	99.43	92.90	97.28	99.96	98.85	99.29	100.22	98.94	98.84	100.71	100.09	99.23	99.91	98.75	98.83	99.51	100.13	100.00	100.21	100.23
Fórmula estructural en base a 8 oxígenos																					
Si	1.021	1.017	1.018	0.980	1.027	1.016	1.009	1.013	0.998	1.015	1.018	1.019	1.027	1.012	0.998	1.003	1.006	1.017	1.019	1.016	1.025
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	0.001	0.001	0.023	0.056	0.001	0.001	0.000	0.001	0.012	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.005	0.001
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	1.624	1.623	1.712	1.641	1.611	1.637	1.642	1.633	1.656	1.626	1.624	1.622	1.613	1.636	1.654	1.643	1.651	1.629	1.624	1.625	1.615
Mn	0.039	0.039	0.022	0.041	0.040	0.040	0.040	0.041	0.041	0.041	0.038	0.040	0.041	0.042	0.040	0.039	0.039	0.039	0.039	0.039	0.040
Mg	0.286	0.294	0.179	0.263	0.287	0.283	0.291	0.292	0.280	0.290	0.293	0.289	0.285	0.289	0.294	0.304	0.287	0.290	0.292	0.288	0.287
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.007	0.007	0.015	0.009	0.007	0.006	0.008	0.006	0.009	0.007	0.009	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.006	0.009	0.006	0.008	0.006
Fo%	14.98	15.32	9.46	13.79	15.10	14.76	15.06	15.17	14.47	15.11	15.26	15.13	15.02	14.99	15.09	15.61	14.80	15.10	15.26	15.05	15.07
Fa%	85.02	84.68	90.54	86.21	84.90	85.24	84.94	84.83	85.53	84.89	84.74	84.87	84.98	85.01	84.91	84.39	85.20	84.90	84.74	84.95	84.93

Anexo 7. Microanálisis químicos. Olivinos en el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio.

<b>Muestra</b>	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3
<b># Cristal</b>	11	12	12	13	13	14	14	15	15	16	16
<b>Punto</b>	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B
Elementos analizados (% en peso)											
SiO2	31.80	32.40	32.23	31.32	31.13	31.36	31.12	31.54	31.24	31.89	31.71
TiO2	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.02
Al2O3	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	60.31	60.80	60.48	60.96	60.89	61.25	60.66	61.20	60.83	60.74	60.52
MnO	1.41	1.46	1.50	1.47	1.46	1.48	1.45	1.48	1.49	1.49	1.53
MgO	6.14	6.08	6.12	6.04	5.99	5.96	6.09	6.11	6.02	6.27	6.13
NiO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
CaO	0.19	0.22	0.21	0.19	0.19	0.19	0.28	0.18	0.19	0.20	0.12
total	99.86	101.00	100.58	100.02	99.68	100.28	99.62	100.54	99.80	100.62	100.06
Fórmula estructural en base a 8 oxígenos											
Si	1.021	1.027	1.025	1.009	1.008	1.009	1.007	1.010	1.009	1.017	1.017
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Al	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe2+	1.619	1.611	1.609	1.643	1.648	1.648	1.642	1.639	1.643	1.620	1.624
Mn	0.038	0.039	0.040	0.040	0.040	0.040	0.040	0.040	0.041	0.040	0.042
Mg	0.294	0.287	0.290	0.290	0.289	0.286	0.294	0.292	0.290	0.298	0.293
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.007	0.010	0.006	0.007	0.007	0.004
Fo%	15.35	15.12	15.28	15.01	14.92	14.79	15.17	15.12	15.00	15.54	15.29
Fa%	84.65	84.88	84.72	84.99	85.08	85.21	84.83	84.88	85.00	84.46	84.71

Anexo 7. Microanálisis químicos. Piroxenos en el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio. Continua ...

<b>Muestra</b>	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3
<b># Cristal</b>	1	1	2	2	3	3	4	4	5	5	6	7	7	8	8	9	9	10	10	11	11
<b>Punto</b>	N	B	N	B	N	B	N	B	N	B	N	N	B	N	B	N	B	N	B	N	I
Elementos analizados (% en peso)																					
SiO <sub>2</sub>	49.49	49.59	50.53	50.22	49.07	49.41	50.35	50.32	49.97	49.68	50.17	50.37	49.93	49.69	50.02	50.62	50.68	49.92	49.82	50.42	49.18
TiO <sub>2</sub>	0.20	0.18	0.21	0.20	0.54	0.22	0.18	0.20	0.19	0.22	0.19	0.22	0.20	0.17	0.19	0.17	0.18	0.28	0.23	0.16	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.69	0.71	0.68	0.72	2.16	0.67	0.57	0.67	0.74	0.81	0.68	0.68	0.62	0.64	0.65	0.58	0.71	0.69	0.72	0.51	0.32
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	23.35	23.45	21.57	20.78	20.33	33.83	22.03	21.34	22.20	23.69	22.03	21.37	22.82	22.64	22.37	21.71	21.40	22.32	22.15	24.70	39.64
MnO	0.70	0.67	0.61	0.65	0.59	1.10	0.70	0.66	0.77	0.69	0.66	0.70	0.67	0.66	0.68	0.73	0.65	0.67	0.67	0.76	1.18
MgO	7.01	6.98	6.98	7.08	7.92	9.00	7.16	7.03	7.47	7.04	7.10	7.12	7.31	6.99	7.12	7.06	7.03	6.91	6.85	6.03	8.20
NiO	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00
CaO	18.79	18.62	18.71	18.98	18.51	5.57	18.24	18.47	17.24	18.50	18.79	18.88	18.19	18.45	18.47	18.50	19.05	18.88	18.89	18.42	1.92
Na <sub>2</sub> O	0.27	0.32	0.37	0.27	0.30	0.12	0.29	0.30	0.36	0.30	0.26	0.24	0.24	0.26	0.24	0.28	0.33	0.28	0.30	0.24	0.03
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.01
total	100.52	100.54	99.65	98.92	99.43	99.92	99.52	99.01	99.03	100.95	99.87	99.60	99.98	99.53	99.76	99.65	100.05	99.96	99.70	101.24	100.61
Fórmula estructural en base a 8 oxígenos																					
Si	1.960	1.963	1.996	1.994	1.935	1.989	1.994	1.998	1.988	1.959	1.984	1.991	1.977	1.978	1.982	1.999	1.993	1.977	1.978	1.987	2.000
Ti	0.006	0.005	0.006	0.006	0.016	0.007	0.005	0.006	0.006	0.007	0.006	0.006	0.006	0.005	0.006	0.005	0.005	0.008	0.007	0.005	0.004
Al	0.032	0.033	0.032	0.034	0.100	0.032	0.027	0.031	0.034	0.038	0.032	0.031	0.029	0.030	0.030	0.027	0.033	0.032	0.033	0.024	0.015
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.774	0.776	0.712	0.690	0.670	1.139	0.730	0.709	0.739	0.781	0.728	0.706	0.756	0.754	0.741	0.717	0.704	0.739	0.735	0.814	1.348
Mn	0.024	0.022	0.020	0.022	0.020	0.038	0.023	0.022	0.026	0.023	0.022	0.023	0.023	0.022	0.023	0.024	0.021	0.022	0.023	0.025	0.041
Mg	0.414	0.412	0.411	0.419	0.465	0.540	0.423	0.416	0.443	0.414	0.418	0.419	0.431	0.415	0.421	0.416	0.412	0.408	0.405	0.354	0.497
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.797	0.790	0.791	0.807	0.782	0.240	0.774	0.786	0.735	0.782	0.796	0.799	0.772	0.787	0.784	0.783	0.803	0.801	0.803	0.778	0.083
Na	0.021	0.025	0.028	0.021	0.023	0.009	0.022	0.023	0.028	0.023	0.020	0.019	0.018	0.020	0.018	0.022	0.025	0.022	0.023	0.018	0.002
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001
Wo%	40.18	39.93	41.34	42.13	40.78	12.51	40.16	41.13	38.35	39.55	40.97	41.53	39.40	40.25	40.30	40.88	41.83	41.11	41.32	39.96	4.33
En%	20.85	20.82	21.46	21.86	24.27	28.13	21.96	21.77	23.11	20.93	21.53	21.79	22.02	21.21	21.61	21.69	21.49	20.96	20.85	18.21	25.79
Fs%	38.97	39.25	37.20	36.01	34.95	59.35	37.88	37.10	38.54	39.52	37.50	36.68	38.58	38.55	38.09	37.43	36.68	37.93	37.83	41.83	69.89

Anexo 7. Microanálisis químicos. Piroxenos en el miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio.

<b>Muestra</b>	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3
<b># Cristal</b>	11	12	12	13	13
<b>Punto</b>	B	N	B	N	B
Elementos analizados (% en peso)					
SiO <sub>2</sub>	50.25	48.54	50.04	48.65	49.92
TiO <sub>2</sub>	0.18	0.08	0.20	0.11	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.64	0.32	0.74	0.33	0.77
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	22.87	39.97	23.33	39.10	22.24
MnO	0.71	1.14	0.71	1.18	0.64
MgO	6.96	8.16	7.14	8.49	6.99
NiO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
CaO	18.56	1.30	17.51	1.73	18.50
Na <sub>2</sub> O	0.27	0.03	0.23	0.07	0.39
K <sub>2</sub> O	0.03	0.01	0.01	0.00	0.02
total	100.47	99.54	99.94	99.67	99.64
Fórmula estructural en base a 8 oxígenos					
Si	1.981	1.999	1.982	1.995	1.980
Ti	0.005	0.002	0.006	0.003	0.006
Al	0.030	0.015	0.034	0.016	0.036
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>3+</sup>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe <sup>2+</sup>	0.754	1.376	0.773	1.341	0.738
Mn	0.024	0.040	0.024	0.041	0.022
Mg	0.409	0.501	0.422	0.519	0.414
Ni	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.784	0.057	0.743	0.076	0.786
Na	0.021	0.003	0.018	0.006	0.030
K	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001
Wo%	40.27	2.96	38.36	3.94	40.57
En%	21.01	25.89	21.75	26.80	21.35
Fs%	38.72	71.15	39.89	69.26	38.07

Anexo 7. Microanálisis químicos. Matriz vítrea del miembro inferior de la ignimbrita San Gregorio.

Muestra	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3	TAX3
# Cristal	1	1	1	2	2	2	3	3	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Punto *	CERCA	INTER	ALEJADO	CERCA	INTER	ALEJADO	CERCA	INTER	ALEJADO	CERCA	ALEJADO						
Elementos analizados (% en peso)																	
SiO <sub>2</sub>	72.66	75.91	77.54	61.68	68.07	66.62	67.32	74.37	75.17	76.43	76.32	74.66	75.31	75.68	75.55	69.51	76.86
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.13	0.18	0.20	0.14	0.17	0.03	0.18	0.24	0.22	0.17	0.21	0.13	0.14	0.18	1.43	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.00	15.78	13.06	16.22	19.64	20.85	19.20	15.46	15.89	15.70	15.75	15.65	15.74	15.48	15.72	19.24	15.95
FeO	0.92	0.91	2.35	10.43	3.02	2.93	0.34	0.44	1.52	0.40	0.51	0.79	0.99	1.31	1.82	1.08	0.50
MnO	0.04	0.00	0.00	0.08	0.07	0.06	0.02	0.00	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.00
MgO	0.61	0.02	0.08	0.25	0.13	0.27	0.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
CaO	1.21	1.28	1.06	1.12	1.43	1.32	1.33	0.78	0.86	0.77	0.85	0.98	1.10	1.03	1.00	0.63	0.84
K <sub>2</sub> O	1.06	1.12	1.28	2.01	1.88	2.01	0.19	1.36	1.21	1.26	1.29	1.30	1.34	1.30	1.18	3.96	1.11
Na <sub>2</sub> O	1.73	1.95	2.83	4.22	3.63	4.06	9.30	2.28	2.09	1.96	2.01	2.01	2.37	2.13	2.10	0.21	1.93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	93.37	97.09	98.39	96.20	98.02	98.28	97.85	94.87	97.01	96.76	96.92	95.62	97.00	97.10	97.56	96.09	97.28

Muestra	TAX3										
# Cristal	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Punto *	ALEJADO										
Elementos analizados (% en peso)											
SiO <sub>2</sub>	76.23	76.40	76.84	76.54	77.96	73.88	76.74	76.14	74.80	75.45	76.59
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.15	0.13	0.12	0.18	0.14	0.23	0.12	0.16	0.22	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.11	15.95	15.99	15.93	16.04	13.00	15.80	15.76	13.15	15.81	15.70
FeO	0.46	1.13	0.72	2.10	0.40	6.25	0.88	1.86	4.49	3.22	0.88
MnO	0.00	0.04	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01
MgO	0.00	0.12	0.00	0.00	0.12	0.08	0.09	0.00	0.00	0.05	0.00
CaO	0.89	0.84	0.92	1.25	0.85	1.07	0.86	1.12	1.02	0.93	1.21
K <sub>2</sub> O	1.17	1.16	1.21	1.18	1.19	1.18	1.22	1.16	1.18	1.19	1.26
Na <sub>2</sub> O	1.98	1.99	2.01	2.13	2.03	2.24	1.98	2.16	2.01	1.93	1.92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	97.04	97.78	97.81	99.26	98.77	97.85	97.82	98.35	96.81	98.81	97.73

\* La referencia para el análisis son los olivinos y piroxenos presentes en la matriz del miembro inferior