



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

LICENCIATURA EN GEOCIENCIAS

Escuela Nacional de Estudios Superiores,
Unidad Morelia

**“Relación morfométrica y estructural del
vulcanismo mono/poligenético en la
porción sureste del Campo Volcánico
Michoacán Guanajuato”**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE

LICENCIADO EN GEOCIENCIAS

P R E S E N T A

Daniel Alberto Gómez Calderón

DIRECTOR DE TESIS: Dr. Pedro Corona Chávez

CO-DIRECTORA: Dra. María del Sol Hernández Bernal

MORELIA, MICHOACÁN
JUNIO, 2018



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.

Agradecimientos Institucionales

A mi alma mater...

...La Universidad Nacional Autónoma de México en su modalidad de Escuela Nacional de Estudios Superiores unidad Morelia por haberme abrigado en sus aulas y proporcionarme las herramientas necesarias para formarme como geocientífico

A Sol, por haber sembrado en mi el “mal de la piedra”, por el apoyo incondicional, por siempre abrirme la puerta del cubo místico que lleva el número 13 en el cual habita la mejor representante de los del ombligo del mundo. Por permitirme viajar miles de millones de años en el tiempo. Por compartirme su pasión. Y por muchas otras cosas...Infinitas gracias

A Pedro, por inculcarme “el método”;; por los cafés oaxaqueños que desencadenaban platicas donde el tiempo se congelaba y solo existía la geología. Por presentarme el Balsas y por compartirme un pedazo de su locura.

A mi mesa sinodal agradezco las sugerencias y comentarios que permitieron mejorar este trabajo.

Al departamento de Servicios Escolares por su apoyo en mi vida estudiantil, desde mi ingreso hasta el proceso de titulación, en especial a Alex Rebollar y Agustín, porque sin su ayuda el ciclo universitario se hubiera postergado.

Dedicatorias

A mi madre por darme la vida y la oportunidad de conocer un mundo tan bello, por el apoyo incondicional y por todo lo que implica una madre.

Al Aguila que me ha enseñado a descender con delicadeza en esta travesía que se llama vida.

A Diana por ser mi compañera, amiga y amante.

A todos los que se cruzan en mi camino día con día.

A mis compañeros por permitirme conocer GEO-UNIVERSOS tan diversos.

A los pāhoehoe por enseñarme el flow de la vida... Mahalo nui loa.

A todos los trabajadores de la nación, porque con sus impuestos pude realizar mis estudios universitarios.

A los profesores que me compartieron de sus conocimientos

A la vida...

Índice

1. INTRODUCCIÓN	1
2. LOCALIZACIÓN, VÍAS DE ACCESO Y CLIMAS	4
3. ANTECEDENTES	7
3.1. Marco Tectónico	7
3.2. Geología Regional: El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM)	8
3.3. Marco geológico regional	10
3.3.1. El basamento: Terreno Guerrero y magmatismo de la Sierra Madre del Sur	10
3.3.2. El Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato (CVMG)	12
3.3.2.1 Morfología volcánica y agrupamientos volcánicos (clustering)	12
3.3.2.2 Estructuras de deformación tectónica	19
3.3.2.3 Geoquímica y Petrología	22
3.4. Marco geológico local: la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo (RVZYJ)	24
3.4.1. Campo Volcánico Tancítaro-Nueva Italia	24
3.4.2. Región Volcánica Tacámbaro-Puruarán	25
3.4.3. Región Volcánica del Jorullo	26
3.5. Delimitación de la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo (RVZYJ)	26
4. MARCO CONCEPTUAL: LAS GEOFORMAS VOLCÁNICAS	28
4.1. Definición de geoforma volcánica	28
4.2. Características que definen el paisaje volcánico	28
4.2.1. Geoformas primarias/endógenas	29
4.2.1.1. Centros eruptivos: cono, cráter, domo	29
4.2.1.2. Productos primarios de erupción: derrames, flujos y depósitos piroclásticos	30
4.2.2. Geoformas secundarias/exógenas	32
4.2.2.1. Geoformas por erosión	32
4.2.2.2. Geoformas por inestabilidad gravitatoria	34
4.2.2.3. Geoformas por deformación tectónica	40
4.3. Clasificación de geoformas volcánicas	40
4.3.1.- Criterios de clasificación	40
4.3.1.1 Taxonomía general para volcanes (Bishop, 2009)	41
4.3.1.2 Taxonomía para la complejidad morfológica	41
4.3.1.3 Extensión taxonómica para el análisis de patrones puntuales	42
4.3.1.4 Clasificación para la RV-ZYJ	42
4.3.2.- Geoformas de vulcanismo monogenético	45
4.3.2.1. Cono cinerítico/cono de escoria	45
4.3.2.2. Cono tipo Spatter	47
4.3.2.3. Vulcanismo hidromagmático: maar, anillo de tobas, cono de tobas	53
4.3.3.- Geoformas de vulcanismo poligenético	55
4.3.3.1. Estratovolcanes: cono simple, cono compuesto, volcán compuesto	55
4.3.3.2. Volcanes en escudo: hawaiano, galápagos, islándico, africano, mexicano	58
4.3.3.4 Calderas	59
4.3.4 Geoformas volcánicas a mediana y gran escala	62

4.3.4.1. Complejo Volcánico	62
4.3.4.2. Campo Volcánico	62
5. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS	64
6. METODOLOGÍA	69
6.1. Recopilación bibliográfica	69
6.2. Insumos cartográficos y Sistemas de Información Geográfica	69
6.3. Análisis espacial (DEM, Ortofotos, Google Earth)	70
6.4. Dominios morfoestructurales	71
6.5. Identificación y clasificación de edificios volcánicos	71
6.6. Parámetros morfométricos de tamaño y forma	72
6.7. Petrología y Geoquímica	73
6.8. Trabajo de campo	73
7. RESULTADOS	75
7.1. Dominios Morfoestructurales de la RV-ZYJ	75
7.1.1. Dominios que limitan la RV-ZYJ	
7.1.1.1. Subdominio Avalancha Caldera de Villa Madero (LAv-a)	75
7.1.1.2. Subdominio Avalancha Tancítaro (LAv-b)	77
7.1.1.3. Fosas y pilares de Matangarán (L1)	77
7.1.1.4. Vulcanismo en escudo Taretán (L2)	78
7.1.1.5. Dominio Cumburinos-El Frijol (L3)	78
7.1.2. Dominios Morfoestructurales de la RV-ZYJ	79
7.1.2.1. Arco Ígneo de Inguarán (1)	79
7.1.2.2. Arco Ígneo Eocénico de Inguarán fragmentado (2)	79
7.1.2.3. Fosas y pilares de Turicato (3)	80
7.1.2.4. Domos pre-postcaldéricos de Villa Madero (4)	81
7.1.2.5. Complejo Volcánico La Nieve (5)	82
7.1.2.6. Semigrabenes de Yoricostio (6)	82
7.1.2.7. Coulée El Encinal (7)	83
7.1.2.8. Grandes Volcanes (Tipitarillo-La Barra-Petembo) (8)	83
7.1.2.9. Semigraben de Tacámbaro (9)	84
7.1.2.10. Graben de Periban (10)	85
7.1.2.11. Las Tablas (11)	85
7.1.2.12. Hidrotermal (12)	85
7.1.2.13. Échelon (13)	86
7.1.2.14. Spatterico (14)	86
7.1.2.15. Tumines (15)	87
7.1.2.16. Graben Cahulote de Santa Ana (16)	87
7.1.2.17. Santa Clara del Cobre (17)	88
7.1.2.18. Zoyate (18)	88
7.1.2.19. La Tinaja (19)	88
7.1.3. Sistemas de lineamientos estructurales y volcánicos	89
7.1.3.1. Sistema del Bajo Balsas (ONO-ESE)	89
7.1.3.2. Sistema de Tzitzio (NNE-SSO a NNO-SSE)	90
7.1.3.3. Sistema Tacámbaro-Yoricostio (E-O)	90
7.1.3.4. Sistema de Mil Cumbres (NE-SO)	90

7.2. Tipología y distribución volcánica de la RVZYJ	91
7.3. Parámetros morfométricos	94
7.4. Parámetros de forma (Elongación)	95
7.5. Petrología y Geoquímica de la RVZYJ	99
7.5.1 Variaciones petrológicas	99
7.5.2 Variaciones geoquímicas	101
7.5.2.1 Elementos mayores	101
7.5.2.2 Elementos traza	103
8. DISCUSIONES	106
8.1. Tipología volcánica de la RV-ZYJ	106
8.2. Parámetros morfométricos de la RV-ZYJ	108
8.3. Relaciones de los dominios morfoestructurales, lineamientos y vulcanismo de la RV-ZYJ	109
8.3.1. La dislocación del Sistema del Bajo Balsas (ONO-ESE)	111
8.3.2. Dominios asociados al Sistema de Mil Cumbres (NE-SO)	114
8.3.3. Geoformas volcánicas asociadas con el Sistema Tzitzio (NNE-SSO a NNO-SSE)	115
8.3.4. Dominios morfoestructurales asociados con un sistema sintético ENE-OSO	116
8.4. Relaciones morfoestructurales del magmatismo con firmas geoquímicas tipo alcalino	117
8.5. Temporalidad magmática y relaciones morfoestructurales de la RV-ZYJ	118
8.5.1 Variaciones espaciales y evolución del magmatismo en la RV-ZYJ	119
8.5.2 Relaciones de bloques, intersección de estructuras y pulsos magmáticos	120
8.6. Consideraciones tectónicas de la porción sureste del CVMG	125
9. CONCLUSIONES	126
10. REFERENCIAS	128
11. ANEXOS	135

Índice de figuras

Figura 1. Localización de la zona de estudio donde se muestran los principales poblados, carreteras federales y caminos.	5
Figura 2. Distribución climática dentro de la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo. Se muestran los tipos de climas: Templado subhúmedo, Semicalido subhúmedo, Cálido subhúmedo y Semiárido cálido. Los polígonos se tomaron del mapa de climas realizado por García y CONABIO (1998).	6
Figura 3. Configuración tectónica de México. Se muestran cuatro placas tectónicas: Pacífico, Norteamérica, Rivera y Cocos. Las abreviaturas son CVTM: Cinturón Volcánico Transmexicano, ZE: Zona de estudio, MAT: Trinchera Mesoamericana (siglas en inglés). Modificada de Pardo y Suárez, 1995 y Blatter et al., 2011.	8
Figura 4. Localización regional de la zona de estudio dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano, la Sierra Madre del Sur y el Terreno Guerrero.	11
Figura 5. Lineamiento de conos cineríticos, conos adventicios, diques, y fallas normales dentro del CVMG. Modificada de Hasenaka y Carmichael, 1985a.	14
Figura 6. Agrupamiento de volcanes (clusters). a: distribución de volcanes dentro del CVMG, el intervalo de las curvas de de 10 volcanes/177 km ² (Connor, 1987); b: densidad de distribución de conos cineríticos en la porción central del CVTM (Connor, 1990); c: análisis de clusters del CVMG mediante funciones kernel (Cañón-Tapia, 2016); d: análisis de cluster del CVMG (Mazzarini et al. 2010)	17
Figura 7. Lineamientos volcánicos dentro del CVMG. a: región volcánica de Parícutin; b: región volcánica de la ladera sur del Tancítaro; c: región volcánica de La Huacana-Tacámbaro; d: volcanes tipo escudo del CVMG con volúmenes mayores a 1 km ³ . a,b,c se tomaron de Connor, 1990 y d de Hasenaka, 1994	18
Figura 8. Triángulo Michoacán (TM) propuesto por Johnson y Harrison (1990), el cual está ubicado entre la placa de Norteamérica y los bloques corticales Michoacán y Guerrero. Los lineamientos A y B son zonas con lineamientos preferenciales en dirección Este – Oeste y Noreste - Suroeste.	21
Figura 9. Localización de los productos calcialcalinos (círculos), alcalinos con altos contenidos de magnesio (*), alcalinos con bajo contenido de magnesio (X) y productos transicionales (triángulos). Tomado de Hasenaka y Carmichael (1987).	23
Figura 10. Localización de la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo donde se muestra su relación con los dominios morfoestructurales que la limitan.	27
Figura 11. El concepto de Sistema Volcánico engloba diferentes procesos que van desde el origen del magma hasta su salida a la superficie terrestre. El volcán es una parte de este sistema, en concreto la que resulta de la emisión del material magmático al exterior de la Tierra a partir de la actividad eruptiva. Un volcán puede estar formado por varios edificios volcánicos. Tomado de Pujadas et al., 1999.	30
Figura 12. Ejemplos de diversas geofomas volcánicas. a. levées del volcán Láscar, Chile; b. campo de lavas del cono de escoria La Poruña, Chile; c. coulée dacítico Chao al norte de Chile; d. tubo de lava Kazamura, Hawai'i; e. Pit crater Hi'iaka en la zona oriental del volcán Kilauea; f. Domo tipo torta Chillauita, al norte de Chile; g. depósitos de lahar en el monte Santa Helena después de la erupción de 1982; h. hornito en la isla de Lanzarote, Islas Canarias; i. malpaís producto de la actividad del volcán Parícutin durante el periodo Taquí-Ahuan (1944-1945).	35

Figura 13. Estilos de deformación volcánica gravitacional y deslizamientos representados en esquemas simples.	38
Figura 14. Diagrama esquemático de las diferentes geoformas volcánicas monogenéticas donde se representan las principales características geomorfológicas y sus principales productos. a: Cono de escoria o cinerítico, b: Cono tipo spatter o de salpicadura, c: Maar, d: Anillo de toba. Modificado de Kerezuri y Németh, 2013.	48
Figura 15. Ejemplos de geoformas monogenéticas: a. Volcán Parícutin (cono cinerítico), México, b. Cono Pu‘u ‘Ō‘ō,(spatter), Hawai‘i, c. La Alberca de Teremendo (maar), México, d. Volcán Bárcena (cono de toba), e. Volcán Xico (anillo de toba), f. Spatter formado el 5 de mayo del 2018 en la zona de Leilani en la Gran Isla de Hawai‘i.	49
Figura 16. Modelos de crecimiento de volcanes tipo cono cinerítico	50
Figura 17. Tipos de clastos provenientes de una fuente de lava:	52
Figura 18. Diagrama de los depósitos formados por fuentes de lava donde se ilustra: a. la relación entre la temperatura de los piroclastos y la tasa de acumulación (Head, 1989) y b. la relación entre la tasa de enfriamiento de los piroclastos y la tasa de acumulación (Sumner, 2005).	53
Figura 19. Diagrama esquemático de una anillo de tobas y cono de tobas donde se representan las principales características morfométricas	55
Figura 20. Ejemplos de geoformas poligenéticas. a. Monte Mayon, Filipinas, cono simple; b. volcán Licancabur, Chile, cono simple; c. Vesubio, Italia, cono compuesto; d. Monte Etna, Italia, cono compuesto; e. Nevado Ojos del Salado, Chile, volcán compuesto; f. vista en Google Earth del anterior; g. Cordón de Puntas Negras, Chile, complejo volcánico; h. mapa hipsométrico del Cordón de Puntas Negras (tomado de https://www.mountain-forecast.com/peaks/Cordon-De-Puntas-Negras).	57
Figura 21. Ejemplos de volcanes en escudo: a. Mauna Loa, Hawai‘i; b. Fernandina, Galápagos; c. Skjaldbreiður, Islandia.; d. Monte Suswa, Kenya.	59
Figura 22. Representación esquemática de los principales tipos de calderas de colapso: somital, clásica y tipo graben. Tomado de Aguirre (2008).	61
Figura 23. Clasificaciones de calderas de colapso de acuerdo a los diferentes tipos y diferentes estilos de colapso. Modificado de Aguirre (2008).	61
Figura 24. Diagrama de flujo donde se esquematiza el procedimiento implementado para obtener los parámetros morfométricos de los edificios volcánicos a partir de MDE. Modificado de Grosse et al. 2012.	70
Figura 25. Diagrama esquemático que ilustra los parámetros morfológicos de un edificio volcánico. A. vista de perfil, B. vista de planta. Dco: diámetro basal del cono, Dcr: diámetro del cráter, Hco: altura del cono, Θ_{max} : pendiente máxima, Θ_{ave} : pendiente promedio. Modificada de Rodríguez et al., 2010.	73
Figura 26. Dominios morfoestructurales para la Región Volcánica- Zirahuen-Yoricostio-Jorrullo.	76
Figura 27. Distribución espacial de la tipología volcánica de la RV-ZYJ. Para detalles de la clasificación ver bases metodológicas en los capítulos 4 y 6, del marco conceptual y de metodología respectivamente	93
Figura 28. Diagramas de roseta donde se muestra la elongación de los diferentes tipos de edificios volcánicos de toda la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorrullo.	95
Figura 29. Diagramas de roseta donde se muestra la elongación de los edificios volcánicos para los diferentes dominios morfoestructurales.	98
Figura 30. Diagrama TAS (<i>Total Alkali Silica</i> , por sus siglas en inglés) donde se muestra la composición de los diferentes centros eruptivos de la Región volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorrullo.	102

Figura 31. Diagramas Harker donde se observa las relaciones entre: a. MgO vs SiO ₂ y b. FeO _{tot} vs SiO ₂ .	103
Figura 32. Diagramas de discriminación. a. Diagrama AFM donde se observan las series magmáticas calcialcalinas y toleíticas; b. Diagrama que muestra las series magmáticas alcalina, alcalino-cálcica, calcialcalina y cálcica .utilizando la relación K ₂ O vs SiO ₂ .	103
Figura 33. En los gráficos a y b se muestra las relaciones Rb vs Cr y SiO ₂ vs Sr, respectivamente. En el c se muestra un diagrama de discriminación tectónica a partir de los elementos traza Zr-Y-Ti propuesto por Pearce y Cann (1973).	105
Figura 34. Localización de los edificios volcánicos identificados anteriormente por Hasenaka y Carmichael (1985), Guilbaud et al., (2011, 2012), Cardona (2015) y Ruíz (2017), donde se incluyen conos cineríticos, domos, maares, flujos fisurales y volcanes tipo escudo. Los triángulos rojos muestran 142 edificios volcánicos que no habían sido reconocidos para la zona de estudio.	107
Figura 35. Esquema que ilustra la evolución de fracturamiento y vulcanismo. Tomado de Mooser (1969).	110
Figura 36. Lineamientos tectónicos y volcánicos de la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo.	112
Figura 37. Distribución espacial de los productos alcalinos dentro de la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo, donde se presentan fonotefritas, traquibalsatos, traquiandesitas basálticas y traquiandesitas.	118
Figura 38. Mapa donde se muestran los seis eventos magmáticos prop uuestos para la RV-ZYJ, generado a partir de las edades reportadas en trabajos previos.	121
Figura 39. Síntesis de las relaciones de la temporalidad magmática (eventos) con los las características de los dominios morfoestructurales de la RV-ZYJ. SBB: Sistema del Bajo Balas, STY: Sistema Tacámbaro Yoricostio, ST: Sistema de Tzitzio, SMC: Sistema de Mil Cumbres. Rango de edades obtenidas en trabajos previos.	122

Índice de tablas

Tabla 1. Clasificación de geoformas volcánicas compilada en este trabajo y basada en los trabajos de: Keresturi y Németh (2013) Francis y Hoppenheimer (2003) y Bishop (2009).	44
Tabla 2. Características promedio de geoformas volcánicas monogenéticas y poligenéticas primarias (i.e., no modificadas por procesos post-eruptivos (Modificada de la Enciclopedia de Volcanes, 2015)	64
Tabla 3. Tabla donde se comparan los edificios volcánicos reconocidos anteriormente para la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo y los obtenidos a través de esta investigación.	106
Tabla 4. Síntesis de parámetros, características físicas y tipología volcánica de los dominios morfoestructurales de la RV-ZYJ. SBB: Sistema del Bajo Balas, STY: Sistema Tacámbaro Yoricostio, ST: Sistema de Tzitzio, SMC: Sistema de Mil Cumbres. Rango de edades obtenidas en trabajos previos.	113
Tabla 5	133
. Características de los edificios volcánicos identificados en la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo. De izquierda a derecha los elementos son: nombre, coordenadas, clave topográfica escala 1:50 000.	
Tabla 6. Elementos mayores compilados de 31 edificios volcánicos ubicados en la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo.	163
Tabla 7. Elementos menores y traza compilados de 23 edificios volcánicos dentro de la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo.	165

Resumen

Desde el punto de vista geológico la Región Volcánica Zirahuén-Yoricostio-Jorullo (RV-ZYJ) se ubica en la parte central y frontal del Cinturón Volcánico Transmexicano y a su vez, en la porción suroriental del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato. Alberga una zona con la mayor concentración de actividad volcánica dentro del campo [16 conos/100 km² (Guilbaud et al., 2012)], así como la coexistencia de rocas con firmas geoquímicas de tipo alcalinas y calcalcalinas.

La RV-ZYJ abarca un área de 4 176 km², ~10 % del CVMG, de acuerdo a Hasenaka y Carmichael (1985). Aquí se han emplazado 461 edificios volcánicos de los cuales: 137 son conos cineríticos, 250 conos tipo spatter, 52 domos, 3 maares, 2 conos compuestos, 6 conos simples y 11 volcanes tipo escudo. Desde el punto de vista estructural, esta región se encuentra en una zona intensamente deformada por una serie de sistemas de fallamiento frágil de tipo extensional y transtensional, los cuales dividen a los bloques tectónicos Michoacán y Guerrero, propuesta por Johnson y Harrison (1990) como el Triángulo Michoacán. Y por Frausto (1995) como la Unión Triple Tepalcatepec-Balsas-Petacalco.

El vulcanismo Cuaternario presente en la RV-ZYJ se relaciona con procesos tectónicos transtensivos y extensivos asociados a la subducción del sector oeste de la placa de Cocos por debajo de la placa de Norteamérica, así como la influencia de la zona de fractura de Orozco en continente.

El objetivo central de esta tesis consiste en realizar una cartografía geológica detallada de las estructuras volcánicas y estructurales por medio de un análisis morfoestructural y su relación con datos petrológicos, geoquímicos y geocronológicos ya publicados. Por medio de la integración de los datos, se aporta a la comprensión de la evolución del vulcanismo de la porción suroriental del CVMG durante los últimos 3 millones de años.

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

De manera general, el concepto de *Campo Volcánico* es un término que puede ser usado para describir un área con numerosos edificios volcánicos, dentro de la cual se pueden encontrar diferentes geoformas volcánicas: flujos de lavas, domos de lava, conos de lava y cineríticos, spatters, anillos de tobas, mares y volcanes poligenéticos. Sin embargo, este término ha sido definido con una relativa ambigüedad por diferentes autores atendiendo a diversas características o aspectos, por ejemplo, Cañón-Tapia (2016) propone que el término *Campo Volcánico* puede ser utilizado para describir un grupo únicamente de aparatos monogenéticos, una mezcla de monogenéticos y poligenéticos o únicamente compuesto por volcanes poligenéticos. Los campos volcánicos monogenéticos principalmente presentan composiciones máficas y se asocian a zonas de extensión continental asociadas o no a zonas de subducción (Connor y Conway, 2000). En relación con los campos volcánicos de tipo monogenético, Settle (1979) propuso que los campos de conos cineríticos se distribuyen principalmente en dos ambientes volcánicos distintos: el primero se trata de un conjunto de conos emplazados en las laderas de un estratovolcán (“*volcano cone fields*”), mientras que, el segundo se caracteriza por un conjunto de conos con grandes flujos de lavas emplazados en planicies volcánicas (“*platform cone fields*”).

El análisis de los campos volcánicos se ha abordado principalmente desde el punto de vista morfológico y de agrupación de edificios volcánicos o *clusters*. En el primero se clasifican los centros eruptivos en función de su tipología volcánica y a partir de esto se analizan los parámetros morfológicos de cada uno de los edificios para después hacer comparaciones con otros campos monogenéticos en el mundo. Particularmente para los conos cineríticos la relación altura del cono/diámetro basal se ha utilizado para definir estados de degradación y comparar con la relación obtenida por Porter (1972) para los conos del Mauna Kea en condiciones primarias ($H_{co}/D_{co}=0.18$). Sin embargo, el clima ha sido señalado como uno de los factores más importantes para poder realizar este tipo de comparaciones, ya que la erosión no actuará de la misma manera en un ambiente tropical que en uno desértico, por lo que esta relación solo puede aplicarse a conos cineríticos que

se hayan emplazado en regiones climáticas similares a las de Hawai'i.

El vulcanismo presente en el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) se asocia a la interacción de las placas de Rivera y Norteamérica. Particularmente, en el estado de Michoacán se encuentra el Campo Volcánico Michoacán Guanajuato. Este se considera el campo volcánico más grande del mundo (Valentine & Connor, 2015), con más de 3 000 edificios volcánicos. La porción meridional del CVMG presenta una característica estructural importante conocida como la *Depresión del Bajo Balsas*, ubicada en la porción centro-meridional de México. En términos morfológicos se trata de una cuenca endorréica con dirección ONO-ESE que se extiende desde la región sureste del estado de Jalisco hasta el límite entre Michoacán y Guerrero al sureste de la Presa de Infiernillo y desemboca en las costas de Lázaro Cárdenas. La importancia de la *Depresión del Bajo Balsas* radica en que esta representa una estructura tectónica continental de primer orden, la cual contiene más de 1 000 aparatos volcánicos pertenecientes al CVMG.

Aunque Hasenaka y Carmichael (1985) ya habían sentado las bases con estudios morfométricos y de petrología para esta zona, reconociendo ya una gran densidad de edificios volcánicos en la parte meridional del CVMG; recientemente, se han realizado trabajos más detallados (Johnson et al., 2008; Ownby y colaboradores 2011; Guillbaud et al., 2011; 2012). Estos trabajos han generado una gran cantidad de datos petrológicos, geoquímicos, así como edades isotópicas y radiométricas. Sin embargo, en todos los estudios previos no se ha realizado un trabajo sistemático que contemple las relaciones estructurales y morfotectónicas, las cuales podrían aportar nuevas hipótesis para establecer la relación entre los sistemas tectónicos y la distribución del volumen de los emplazamientos volcánicos por medio de su expresión superficial o geoforma volcánica.

En este trabajo se presenta un estudio morfoestructural de las geoformas volcánicas de la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo (RV-ZYJ), la cual se ubica en la porción oriental de la *Depresión del Bajo Balsas* y en la porción sureste del CVMG. La cantidad de datos morfométricos, geoquímicos y geocronológicos que han sido publicados en esta zona, ofrece una oportunidad para estudiar las características por las cuales el vulcanismo en la porción central de México no ha podido ser completamente explicado. Asimismo nos permite tratar de resolver una serie de preguntas de investigación clave para el estudio de los procesos de vulcanismo monogenético. Por otro lado, esta región también muestra una

gran variedad de estructuras volcánicas (conos de escoria, spatters, maares, domos, volcanes tipo escudo y estratovolcanes), por lo que se convierte en una zona de particular interés para estudiar la interacción de los pulsos magmáticos y la evolución de las geoformas volcánicas.

El objetivo central de este trabajo consiste en realizar una cartografía geológica detallada de las estructuras volcánicas y estructurales por medio de un análisis morfoestructural y su relación con datos petrológicos, geoquímicos y geocronológicos ya publicados. Por medio de la integración de los datos, se propone realizar aportes a la comprensión de la evolución del vulcanismo de la porción suroriental del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato durante los últimos 3 millones de años.

Capítulo 2.

LOCALIZACIÓN, VÍAS DE ACCESO Y CLIMA

La zona de estudio se ubica en la porción centro meridional de México, en la parte central del estado de Michoacán. Se ubica entre las coordenadas 101°15'-102°05' longitud oeste y 19°32'-18°45' latitud norte. Abarca parte de los municipios de La Huacana, Churumuco, Turicato, Ario de Rosales, Nuevo Urecho, Tacámbaro, Salvador Escalante, Taretán, Ziracuaretiro, Pátzcuaro, Huiramba, Acuitzio y Morelia (Figura 1).

Los principales poblados dentro de la zona son: Santa Clara del Cobre, Yoricostio, Ario de Rosales, Tacámbaro, Pedernales, Turicato, Nuevo Urecho, La Huacana e Inguarán. El área está bien comunicada por medio de autopista y carreteras federales entre los poblados más grandes y existen numerosas brechas transitables todo el año entre los pueblos más pequeños o rancherías.

Se puede llegar a la zona de estudio desde la ciudad de Morelia por la carretera federal número 14, rumbo a Pátzcuaro. En el entronque de Pátzcuaro se puede tomar la desviación hacia Ario de Rosales por la carretera federal 120, o bien, tomar la carretera 14D que va hacia Uruapan y de ahí tomar la desviación hacia el sur por la carretera federal 37 rumbo a Nueva Italia.

Desde el punto de vista fisiográfico se encuentra ubicada dentro de las subprovincias Laderas Transicionales del Cinturón Volcánico Transmexicano y Valle del Balsas Tepalcatepec y en los límites sureste de la Meseta Purépecha, así como dentro de la provincia de la Depresión del Balsas de acuerdo a la clasificación de Lugo-Hubp (1990).

De acuerdo con el mapa climático de García y CONABIO (1998) escala 1: 1 000 000, el cual se basa en la clasificación climática de Köppen modificada por García (1987), en el área de estudio de norte a sur se presentan cinco tipos de clima, estos son: templado subhúmedo [C(w2)], semicálido subhúmedo [(A)C(w1)], cálido subhúmedo (Aw1 y Awo) y semiárido cálido [BS1(h)w].

El clima templado subhúmedo con lluvias en verano [C(w2)] es el más representativo dentro de la cuenca. La precipitación anual va de 200 a 1 800 mm, donde la precipitación en el mes más seco va de 0 a 40 mm. En cuanto al régimen térmico su temperatura media anual varía entre 12 y 18°C, las temperaturas del mes más frío varían entre -3 y 18°C,

seco son menores a 60 mm. Presenta un índice P/T menor a 43.2 y tiene un porcentaje de lluvia invernal del 5 al 10.2 % anual.

El clima semiárido calido [BS1(h´)w] presenta una temperatura media anual mayor a 22 °C, la temperatura del mes más frío es mayor a 18°C. Presenta lluvias de verano y un porcentaje de lluvia invernal del 5 al 10.2% del total anual.

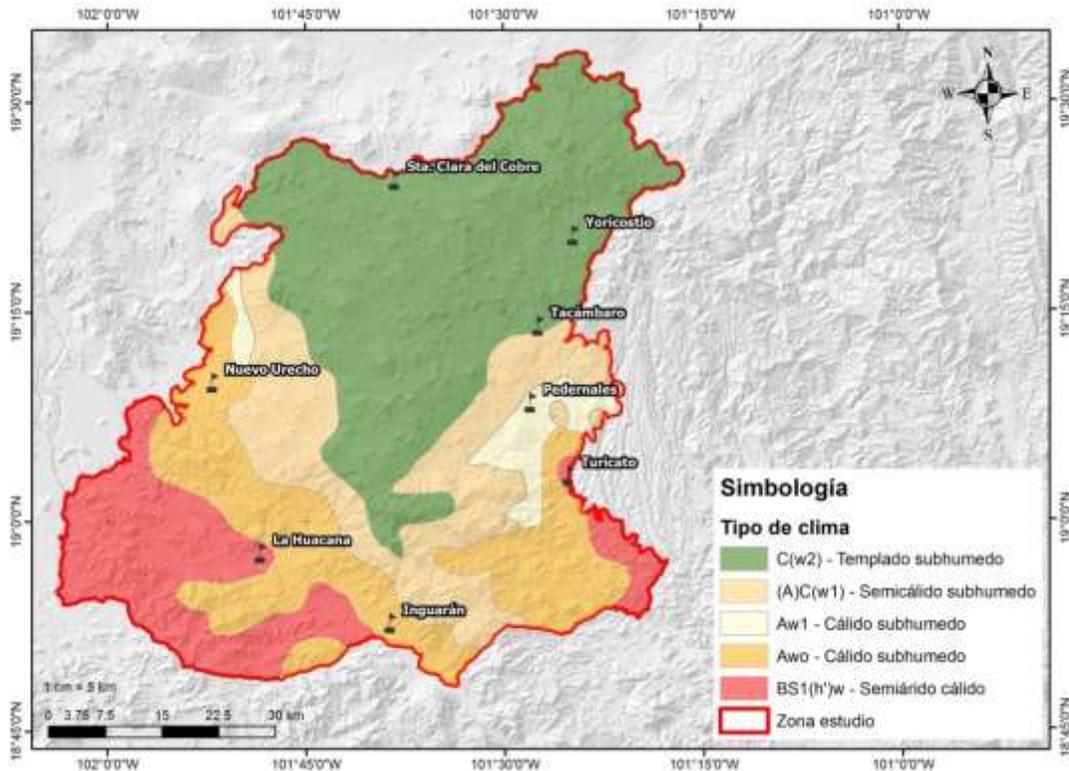


Figura 2. Distribución climática dentro de la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo. Se muestran los 5 tipos de climas: Templado subhúmedo, Semicálido subhúmedo, Cálido subhúmedo y Semiárido cálido. Los polígonos se tomaron del mapa de climas realizado por García y CONABIO (1998).

Capítulo 3

ANTECEDENTES

3.1. Marco Tectónico

Desde el contexto geodinámico, el CVTM se formó sobre la porción meridional de la placa de Norteamérica (PN), la cual es subducida por la placa de Cocos (PC) y por la placa de Rivera (PR) (Figura 3). La placa de Rivera tiene una edad de ~ 11 Ma a lo largo de la trinchera (Manea et al., 2013), una velocidad de convergencia de 2.1 cm/año (DeMets et al., 2010) y un ángulo de subducción entre 30° y 70° (Ferrari et al., 2012).

La configuración de la placa de Cocos es más compleja, ya que presenta variaciones en la temporalidad, velocidad y ángulo de subducción. Estas variaciones están delimitadas por fracturas oceánicas bien definidas que se formaron por la prolongación de las fallas transformantes de la dorsal del Pacífico Este, estas son: la Fractura Orozco, la Fractura O’Gorman y la Fractura de Tehuantepec.

La porción de la placa de Cocos ubicada entre la Fractura de Rivera y la Fractura de Orozco tiene una edad entre 11 y 17.6 Ma, una velocidad entre 3.8 y 5.5 cm/año y un ángulo de subducción entre 35° y 60°, mientras que el fragmento ubicado entre la Fractura de Orozco y la Fractura O’Gorman tiene edades entre 14.5 y 17.5 Ma, la cual subduce con una velocidad entre 5.9 y 6.6 cm/año y con un ángulo entre 0° y 75°. Luego, la porción situada entre la Fractura de O’Gorman y la Fractura de Tehuantepec tiene edades entre 18 y 23 Ma, subduce a una velocidad de 6.6 cm/año y presenta un ángulo entre 15° y 26°. Finalmente, hacia el este de la Fractura de Tehuantepec y hasta el límite con la placa del Caribe, la placa de Cocos presenta variaciones en su velocidad desde 6.2 cm/año hasta 8.3 cm/año (Ferrari et al., 2012; Manea et al., 2013; Speziale y Zúñiga, 2017; Figura 3).

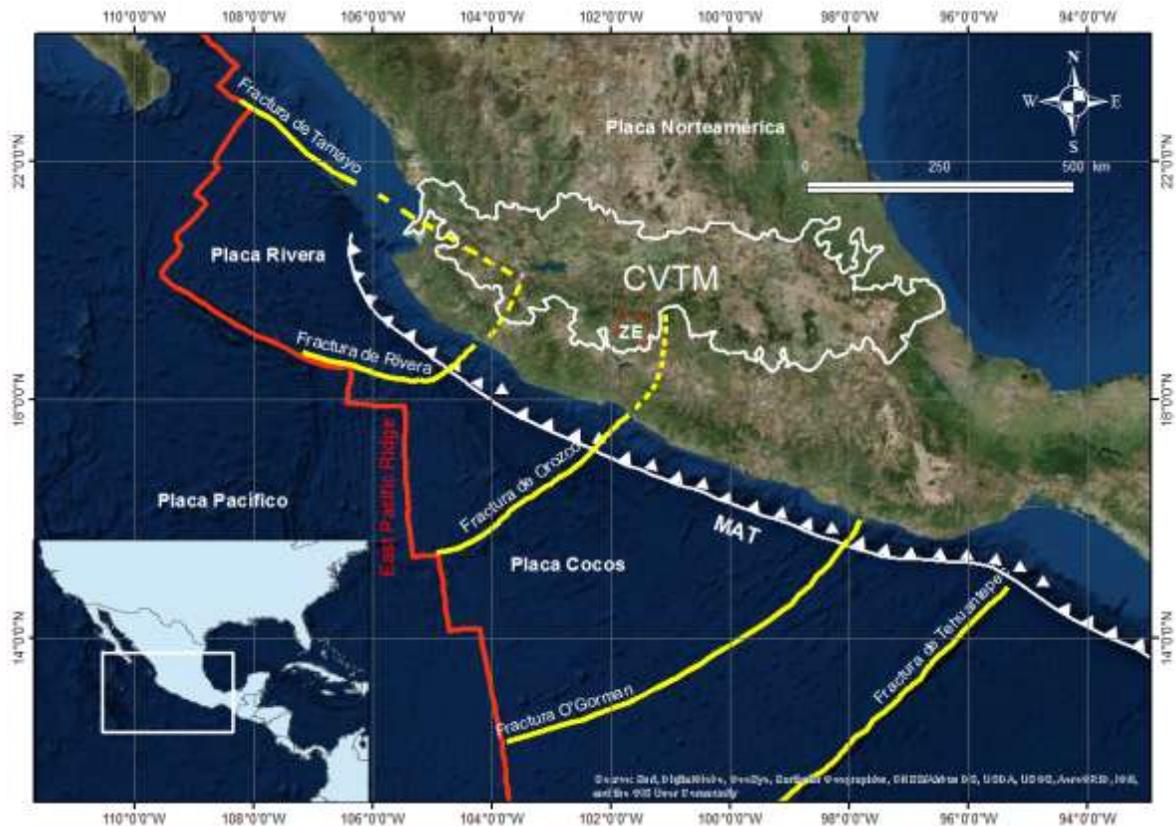


Figura 3. Configuración tectónica de México. Se muestran cuatro placas tectónicas: Pacífico, Norteamérica, Rivera y Cocos. Las abreviaturas son **CVTM:** Cinturón Volcánico Transmexicano, **ZE:** Zona de estudio, **MAT:** Trincheras Mesoamericana (siglas en inglés). Modificada de Pardo y Suárez, 1995 y Blatter et al., 2011.

3.2. Geología Regional: El Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM)

El vulcanismo del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) comenzó a ser un tema de interés a nivel mundial en la década de los 60 y 70's con los trabajos de *Mooser (1969)* y *Demant (1976)*. Esta provincia se compone por diversos arcos volcánicos de tipo continental que se han emplazado desde el Mioceno hasta el presente, siendo los volcanes Parícutin y Jorullo los aparatos más jóvenes de este cinturón.

El CVTM se ubica en la porción central del país entre los paralelos 18°30' y 21°30'N; se extiende desde las costas de Nayarit hasta las de Veracruz, con una longitud de ~1000 km; abarca una superficie de ~160 000 km² y tiene una anchura variable entre 80 y 230 kilómetros. Posee una orientación E-O en su parte central y oriental y, ONO-ESE en su parte occidental (*Gómez-Tuena et al., 2005*) (Figura 3).

El basamento del CVTM es heterogéneo y se puede dividir de manera muy general en dos regiones con edad e historia geológica distinta. En la porción oriental, al este de la longitud

101°O, el CVTM se encuentra sobre terrenos tectonoestratigráficos de edad precámbrica (Terreno Oaxaquia) y paleozoica (Terreno Mixteco), mientras que, en la porción occidental, al oeste del paralelo 101°O es subyacido por el Terreno Guerrero.

Debido a que el CVTM abarca una gran extensión, este se ha subdividido en sectores por los diferentes autores que lo han estudiado. De acuerdo con Demant (1976), el CVTM se puede dividir en 5 regiones definidas por sus características geológicas y tectónicas: 1) la Fosa Tectónica Tepic-Chapala, 2) la Fosa Tectónica de Colima, 3) el vulcanismo presente en Michoacán entre la Unión Triple Zacoalco-Chapala-Colima y la Zona de Falla San Miguel de Allende-Taxco, 4) el vulcanismo ubicado en los valles de Toluca, México, y Puebla, 5) la Cadena Pico de Orizaba- Cofre de Perote.

Por su parte, Ferrari y colaboradores (2012) dividen el CVTM en cuatro sectores caracterizados por tener un basamento y espesor cortical distintos, así como una cinemática y geometría de subducción diversa. Sin embargo, estos sectores se pueden correlacionar con las subdivisiones propuestas por Demant de la siguiente manera: sector Oeste (1,2), sector Central (3), Este (4) y extremo este (5).

Atendiendo a la propuesta de Demant (1976), cada una de estas regiones alberga una gran variedad de vulcanismo. Por ejemplo, en la fosa tectónica de Tepic-Chapala son representativos los campos volcánicos Mascota, San Sebastián, Los Volcanes, Ayutla y Tapalpa y los estratovolcanes de Tequila y Ceboruco. La fosa tectónica de Colima alberga uno de los volcanes más activos del mundo, el Volcán de Colima, así como sus antecesores, el volcán Nevado de Colima y el Paleonevado. Por su parte, la región que Demant (1976) propone como el vulcanismo entre la Unión Triple Zacoalco-Chapala-Colima y la Zona de Falla San Miguel de Allende-Taxco, posteriormente Hasenaka y Carmichael (1985) lo nombran Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), el cual alberga uno de los campos de vulcanismo monogenético más grandes del mundo. La cuarta región es representada por la Sierra de Chichinautzin, el alineamiento de los volcanes Tláloc, Iztaccíhuatl y Popocatepetl. Y por último la Cadena Pico de Orizaba-Cofre de Perote, como su nombre lo indica, incluye al volcán Pico de Orizaba y al campo volcánico Xalapa.

Desde el punto de vista geoquímico, los productos volcánicos del CVTM se han agrupado

en 4 grandes grupos, los cuales se encuentran distribuidos en forma heterogénea en espacio-tiempo: a) rocas alcalino-sódicas, b) rocas alcalino-potásicas, c) rocas calcialcalinas, y d) vulcanismo riolítico (Gómez-Tuena et al., 2005). Los productos de tipo calcialcalinos son los más abundantes y se asocian a la subducción presente en la costa del Pacífico y se encuentran distribuidos a lo largo de todo el cinturón. Las lavas alcalino-sódicas representan un volumen relativamente pequeño del CVTM, sin embargo, su presencia es significativa en los extremos occidental y oriental. En la literatura, estas firmas geoquímicas se asocian a vulcanismo en zonas de intraplaca (*rifts* continentales e islas oceánicas) (Irvine y Baragar, 1971); de manera local se encuentran en los Campos Volcánicos Michoacán-Guanajuato (CVMG), Sierra de Chichinautzin (CVSC) y Valle de Bravo-Zitácuaro (CVVBZ). Las rocas alcalino-potásicas son más abundantes en el Bloque Jalisco que en el resto del CVTM, aunque también se encuentran presentes en el CVMG y CVVBZ y en la zona de Palma Sola, Veracruz, lugar donde se encuentran intercaladas con rocas alcalino-sódicas.

3.3. Marco geológico regional

Las unidades de la región central del Cinturón Volcánico Transmexicano y de la RV-ZYJ se emplazaron sobre un basamento mesozoico asociado al Terreno Guerrero, específicamente el Subterreno Zihuatanejo, el cual a su vez es sobreyacido e intrusionado por rocas ígneas del Eoceno-Oligoceno pertenecientes a la Sierra Madre del Sur.

3.3.1. El basamento: Terreno Guerrero y el magmatismo de la Sierra Madre del Sur

El Terreno Guerrero se ha definido como una serie de secuencias volcánico-sedimentarias asociadas con la evolución de un conjunto de arcos insulares durante el Jurásico-Cretácico, los cuales fueron acrecionados a la porción occidental de México durante el Cretácico tardío-Paleoceno (Campa & Coney, 1983). Estos arcos volcánicos han sido identificados desde la Península de Baja California y probablemente hasta Oaxaca. Debido a la gran extensión que este presenta y a su compleja estratigrafía, se ha propuesto que el TG se divide en 5 subterrenos: **i)** Subterreno Zihuatanejo; **ii)** Subterreno Arcelia; **iii)** Subterreno Teloloapan; **iv)** Subterreno Guanajuato; **v)** Subterreno San José de Gracia (Figura 4) (Centeno-García et al., 2003). La zona de estudio del presente trabajo se ubica dentro de la

región del Subterreno Zihuatanejo (SZ), por lo que a continuación se abordan algunas de sus características.

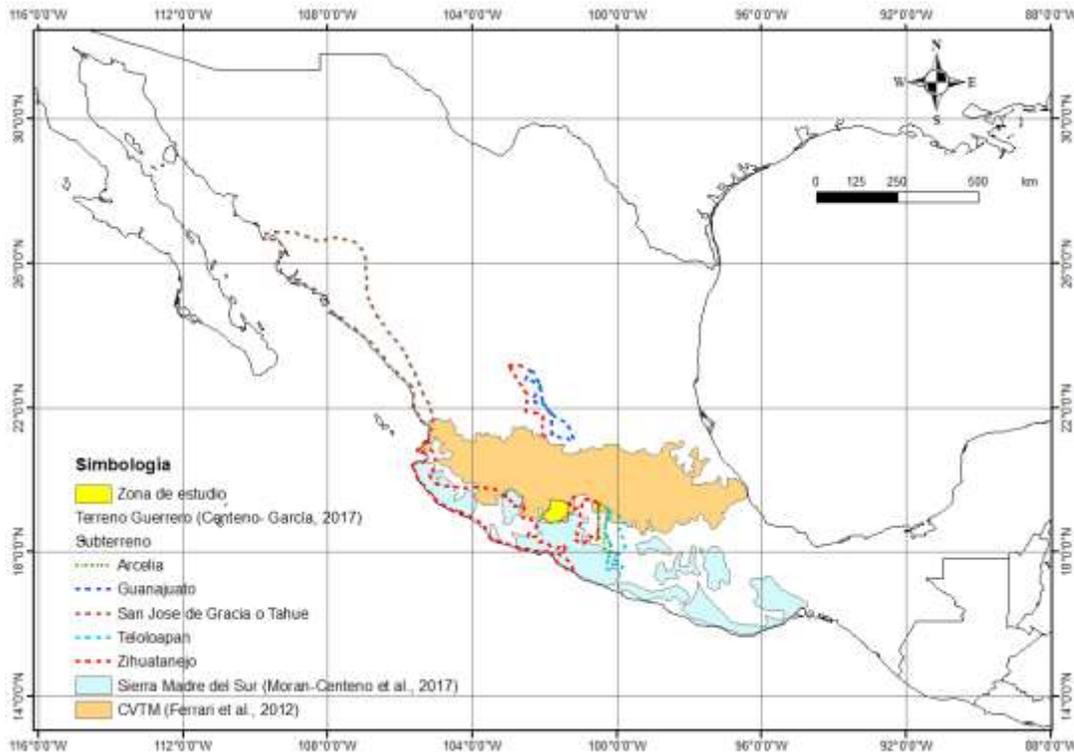


Figura 4. Localización regional de la zona de estudio dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano, la Sierra Madre del Sur y el Terreno Guerrero.

Las rocas más antiguas del SZ datan del Triásico Superior y son representadas por secuencias de piso oceánico compuestas por secuencias de turbiditas con bloques de pedernal y calizas, lavas almohadilladas, doleritas, gabros bandeados y plagiogranitos con firmas geoquímicas de MORB. Estas rocas fueron deformadas y metamorizadas durante el Jurásico medio y posteriormente sobreyacidas por un conjunto de secuencias volcánicas con afinidad de arco insular (Centeno-García et al., 2003).

De acuerdo con Morán-Zenteno y colaboradores (2017), el magmatismo de la SMS ha registrado al menos tres pulsos magmáticos: i) Cretácico superior (~74 Ma); ii) Paleoceno (68-50 Ma); y iii) Eoceno-Oligoceno temprano (41-30 Ma). En la zona de estudio se ha reportado solo el registro del tercer pulso, el cual está representado por el batolito de La Huacana con rocas graníticas y granodioríticas con edades que van de los 42 Ma a los 32.5 Ma, asociadas con rocas dacíticas y riolíticas fechadas en 42 Ma (en el Rancho de San Francisco, a 3 km al este de Zopoco) y 33.44 Ma (en la región de Tzitzio) respectivamente.

Desde el punto de vista tectónico la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo está caracterizada por la presencia de estructuras en dirección NO-SE con movimiento lateral izquierdo, así como fallas oblicuas y fallas normales subordinadas con direcciones N-S y NE-SO. Las zonas donde es más evidente el desplazamiento lateral izquierdo se sitúan en dos estructuras paralelas ubicadas en los transectos La Huacana-Ciudad Altamirano y Nanchititla-Huautla. En el primero se observa una zona de cizalla de 20 a 50 metros de ancho compuesta por milonitas e indicadores cinemáticos. En la segunda se asocian una serie de aparatos volcánicos silíceos, que se presentan paralelos al curso del río Balsas en dirección NO-SE (Morán-Zenteno et al., 2017). Estas evidencias permiten inferir que el vulcanismo y el fallamiento lateral izquierdo fueron contemporáneos durante el Eoceno-Oligoceno Temprano.

3.3.2 El Campo Volcánico Michoacán – Guanajuato (CVMG)

En la parte central del CVTM se localiza el Campo Volcánico Michoacán Guanajuato, propuesto por Toshiaki Hasenaka e Ian Carmichael en 1985. Se considera uno de los campos volcánicos de tipo monogenético más grandes del mundo (Valentine & Connor, 2015). Con más de 3 000 aparatos volcánicos. El CVMG se encuentra distribuido entre la porción norte del estado de Michoacán, y el sur del estado de Guanajuato, ubicado entre las longitudes 100°40' - 102°50' O y latitudes 18°50' – 20°50' N; abarca un área de ~40 000 km² en donde se propuso que había 1040 aparatos volcánicos con edades menores a 2.78 Ma, de los cuales 904 son conos (107 tipo escudo), 43 domos, 13 volcanes tipo escudo con cono en la cima , 22 mares, 61 flujos de lava fisural y 1 estratovolcán (Hasenaka & Carmichael, 1985).

3.3.2.1 Morfología volcánica y agrupamientos volcánicos

El trabajo de Porter (1972) acerca de la distribución, morfología y frecuencia de tamaños de los conos cineríticos emplazados sobre el Mauna Kea fue un detonante para los estudios morfométricos de volcanes monogenéticos. El CVMG se ha tomado como caso de estudio y comparación al momento de realizar estudios morfométricos a nivel mundial debido a su diversa morfología volcánica, su alta densidad de volcanes y porque en este se pudo estudiar las etapas de crecimiento de un volcán de manera puntual con el crecimiento del

volcán Parícutin.

Settle (1979) en su trabajo de campos volcánicos analizó 170 aparatos de la región de Parícutin y obtuvo valores promedio del diámetro basal de los conos (848 metros) y la separación entre estos (1 149 metros). Wood (1980b) analizó los parámetros morfométricos de 83 volcanes “frescos”, es decir, con poca o nula erosión, de diferentes sitios del mundo. Mediante este análisis comprobó que la relación propuesta por Porter de $H_{Co}/D_{Co}= 0.18$ y $D_{Cr}/D_{Co}= 0.40$ ¹ se cumple para conos cineríticos en diferentes ambientes tectónicos y con amplias variaciones geoquímicas, tomando como ejemplo la evolución del Parícutin, el cual mantuvo estas relaciones a lo largo de sus 9 años de actividad.

El trabajo de Hasenaka y Carmichael (1985) es el primero que analiza de manera detallada el vulcanismo del CVMG, clasificando a los edificios volcánicos en función de su morfología en conos cineríticos o de lava, volcanes tipo escudo, domos, maares, anillos de tobas y flujos fisurales. El análisis proporcionó valores promedio de los parámetros morfométricos de los conos: $D_{Co}= 830$ m, $D_{Cr}= 240$ m, $H_{Co}= 100$ m y $V= 0.038$ km³. Donde el volumen (V) se calculó para un cono simétrico truncado. También realizaron el análisis de volumen de los flujos de lava, donde obtuvieron un rango de 0.01 hasta 4.8 km³, los espesores pueden variar de 2 a 120 metros y la longitud del flujo entre 0.7 y 15 kilómetros.

Estos autores propusieron edades relativas obtenidas a partir de la clasificación geomorfológica de los flujos de lava combinado con la densidad de cárcavas presentes en el flujo. Los aparatos estudiados se dividieron en tres grupos: i) volcanes del Holoceno (16 volcanes), ii) volcanes del Pleistoceno superior con edades de 17,000 años (27 volcanes), y iii) volcanes del Pleistoceno superior con edades de ~30 000 años (35 volcanes). Hasenaka y Carmichael (1985) observaron que al menos 78 volcanes se han emplazado durante los últimos 40 000 años en el CVMG. Este vulcanismo joven, donde el 75% de los aparatos volcánicos son conos, se encuentra ubicado en la porción sur del campo a una distancia de 200-300 kilómetros de la trinchera (zona de la Depresión del Balsas), en un área de 15 000 km² (Figura 5).

Una de las características del CVMG es que alberga más de 400 volcanes tipo escudo, similares a los que se encuentran en Islandia, con la diferencia de que los primeros

¹ D_{Co} es diámetro del cono, D_{Cr} es diámetro del cráter y H_{Co} es altura del cono.

presentan un cono de lavas, un cono de escoria o un domo en la cima, mientras que los segundos presentan calderas somitales. Hasenaka (1994) realizó el análisis morfométrico de 378 de estos edificios y obtuvo que la mayoría presentan diámetros basales entre 2 y 17 kilómetros, alturas entre 100 y 1000 metros, volúmenes entre 0.5 y 54 km³ y pendientes desde 3° hasta 25° con una media entre 8 y 11°.

En ese mismo trabajo, el autor calculó el volumen generado por los aparatos del CVMG durante los últimos 3 Ma y obtuvo que entre 3 y 1 Ma se emitieron 390 km³ de 186 volcanes tipo escudo; mientras que, durante el último millón de años se emitieron 470 km³ provenientes de 192 volcanes tipo escudo y 230km³ de 832 conos monogenéticos, dando un total de 700 km³ (lo que equivale a casi 72 veces el volumen del volcán de Colima)².

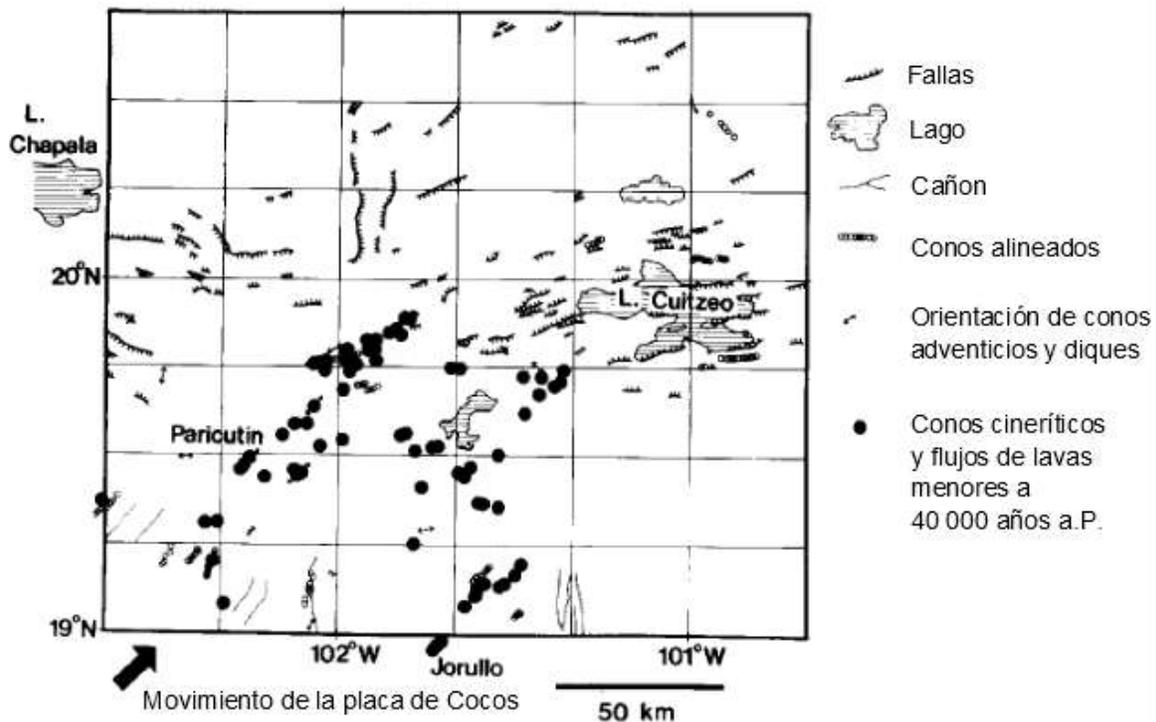


Figura 5. Lineamiento de conos cineríticos, conos adventicios, diques, y fallas normales dentro del CVMG. Modificada de Hasenaka y Carmichael, 1985a.

Agrupamientos y lineamientos volcánicos (clustering) dentro del CVMG

El tema de agrupamiento (clustering) y lineamientos de aparatos dentro del CVMG ha sido

² Volumen tomado de: Macías et al. 2006. Flujos piroclásticos asociados a la actividad explosiva del Volcán de Colima y perspectivas futuras: GEOS, 25 (3), 417-428.

un tema que nunca se ha dejado de lado al momento de analizar la morfología del vulcanismo en esta región. Diversos investigadores han notado que los conos cineríticos más que estar distribuidos de manera aleatoria u homogénea, aparecen en forma de *clusters* dentro de todos los campos volcánicos monogenéticos (Carr, 1976; Hasenaka y Carmichael, 1985a,b; Connor 1987,1990). Sin embargo, aunque su ocurrencia y distribución puede estar ligada a procesos de generación y ascenso de magma, el origen de los clusters aún no se esclarece en su totalidad. Al mismo tiempo, resulta evidente que los alineamientos de volcanes son indicativos de un control estructural definido. Por lo tanto, reflejaría también la orientación del máximo esfuerzo horizontal (σ_3 ; Nakamura, 1977).

Hasenaka y Carmichael (1985a) observaron para el CVMG dos grupos de lineamientos de conos cineríticos y otros volcanes que se han emplazado dentro del CVMG durante los últimos 40 000 años. El primero se trata de un lineamiento que se extiende 100 kilómetros al noreste desde el volcán Parícutin. El segundo se trata de un lineamiento de 40 kilómetros de longitud en dirección NE-SO que se encuentra en la región del Jorullo. Estos dos lineamientos de aparatos no son triviales y han sido identificados en diferentes trabajos como zonas de fracturamiento cortical. De hecho, Mooser (1972) ya los menciona como las fracturas corticales Tancítaro y Morelia, respectivamente; así como en el trabajo de Carr y colaboradores (1974), también se mencionan estas fracturas corticales como segmentos de fragmentación de la Placa de Cocos, los cuales son similares a fracturas corticales que afectan de manera oblicua a los arcos volcánicos de Centroamérica y América del Sur.

Estos dos lineamientos son claves para los dos clusters de mayor dimensión que se han identificado dentro del CVMG. En orden cronológico, Connor (1986) realizó un mapa donde agrupa los volcanes por densidad de distribución dentro de un área de 177 km², en esta agrupación observa que las zonas con mayor densidad de volcanes (20-40 volcanes / 177 km²) se encuentran en las zonas de Jorullo-Tacámbaro y Tancítaro-Parícutin, en la porción sureste y suroeste del CVMG (Figura 6a). Estas mismas regiones son representadas en el análisis de clusters hecho por el mismo Connor (1990) de manera regional a lo largo de todo el CVTM (Figura 6b).

Dentro de los clusters pertenecientes al CVMG, Connor (1990) analiza con más detalle el

lineamiento de las estructuras volcánicas en las regiones de Parícutin, la ladera sur del Tancítaro, y la región de Tacámbaro-La Huacana. Este autor encuentra que el emplazamiento de volcanes en la primera zona está definido en tres direcciones preferenciales: NE-SO, ENE-OSO y E-O. Por su parte, la segunda se caracteriza por solo una dirección de emplazamiento, NE-SO. Por último, en la tercera región los volcanes se emplazan en direcciones: NNE-SSO, ENE-OSO y ONO-ESE (Figura 7.a, b y c respectivamente).

Para 1994, Hasenaka realiza un estudio morfométrico de los aparatos de mayor dimensión y aunque menciona que aparentemente no encuentra grupos de alineaciones de grandes volcanes, el mapa que elaboró refleja en todo caso, al menos tres franjas de vulcanismo con direcciones NE-SO, NO-SE y NNO-SSE (Figura 7.d).

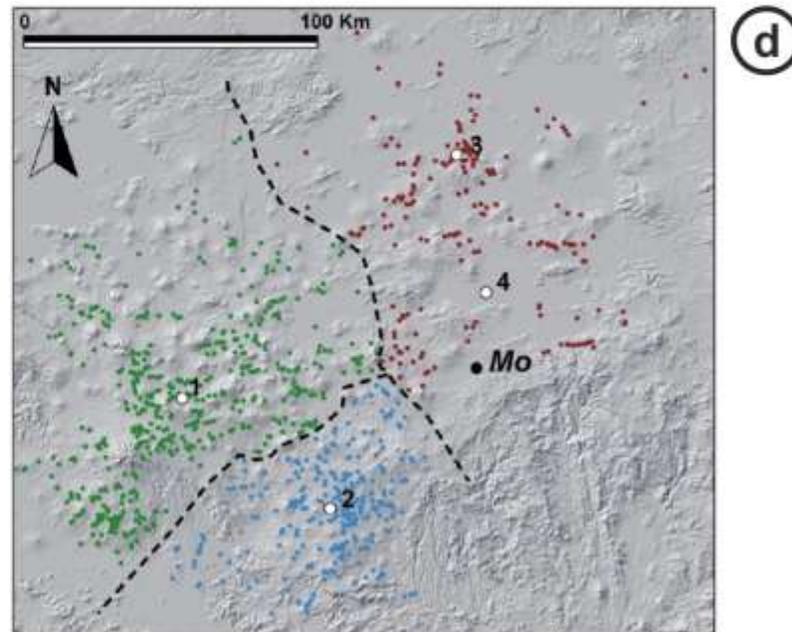
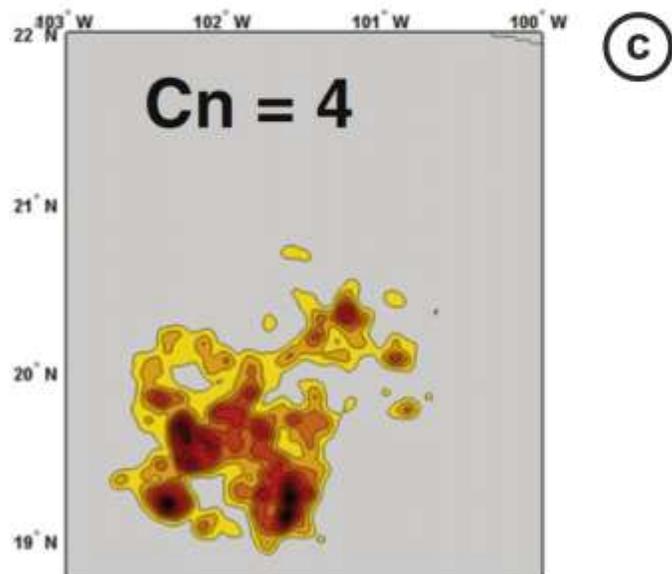
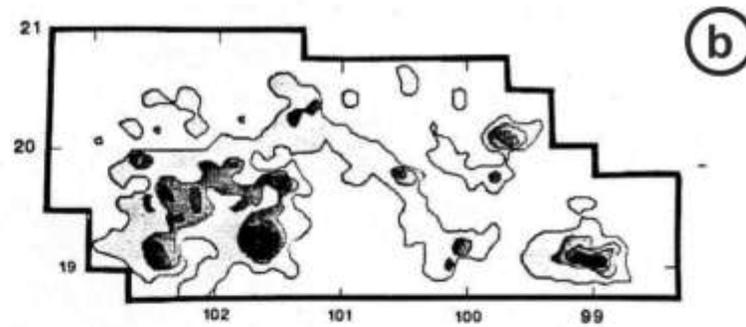
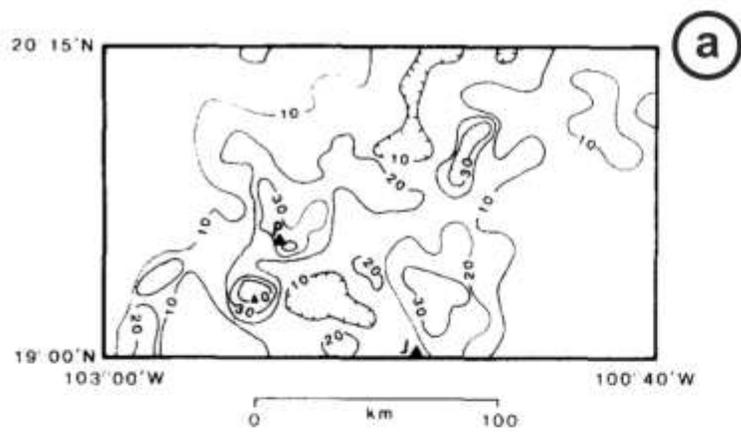


Figura 6. Agrupamiento de volcanes (clusters). **a:** distribución de volcanes dentro del CVMG, el intervalo de las curvas de de 10 volcanes/177 km² (Connor, 1987); **b:** densidad de distribución de conos cineríticos en la porción central del CVTM (Connor, 1990); **c:** análisis de clusters del CVMG mediante funciones kernel (Cañón-Tapia, 2016); **d:** análisis de cluster del CVMG (Mazzarini et al. 2010).

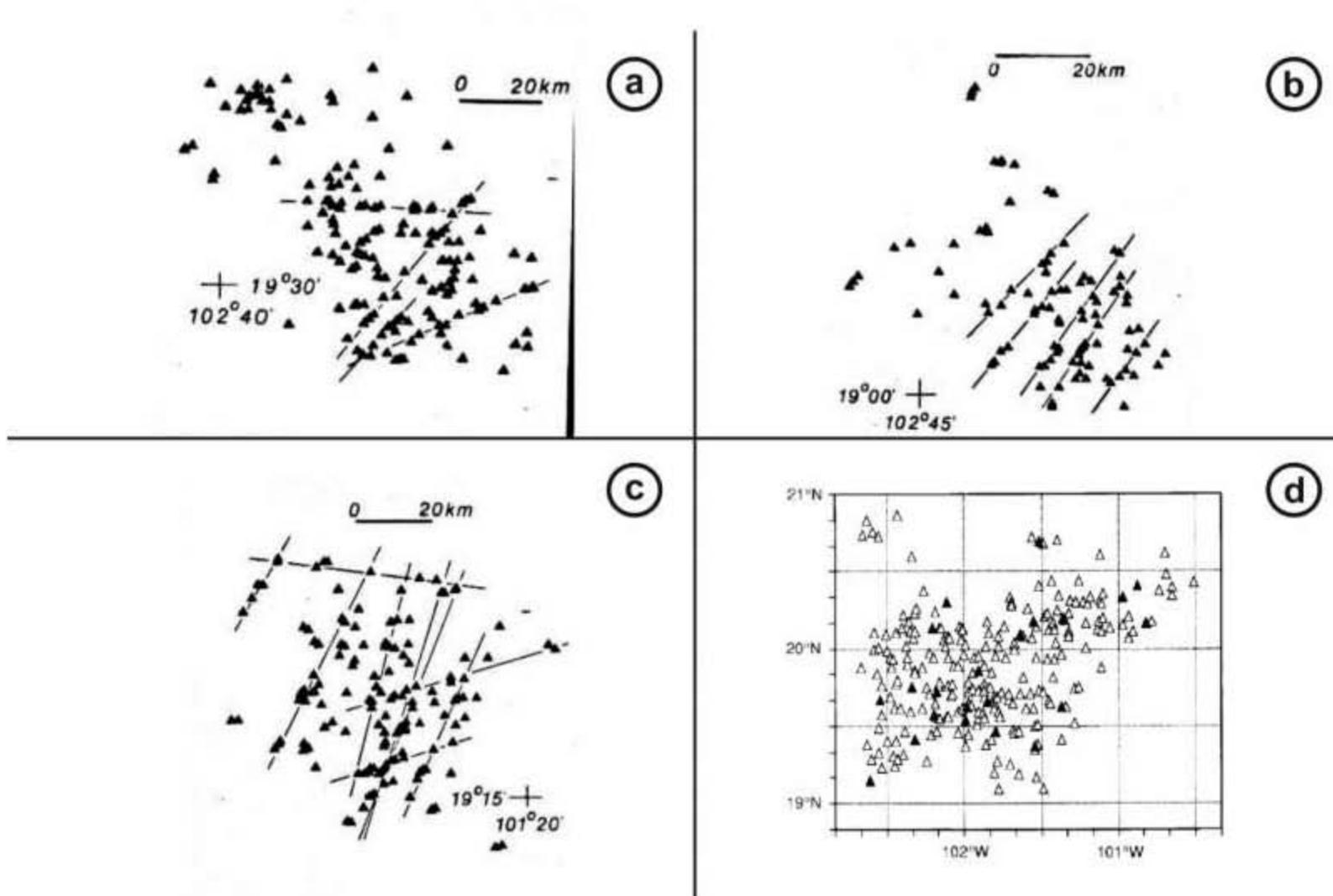


Figura 7. Lineamientos volcánicos dentro del CVMG. a: región volcánica de Parícutin; b: región volcánica de la ladera sur del Tancítaro; c: región volcánica de La Huacana-Tacámbaro; d: volcanes tipo escudo del CVMG con volúmenes mayores a 1 km^3 . a,b,c se tomaron de Connor, 1990 y d de Hasenaka, 1994.

Mazzarini y colaboradores (2010) en su análisis de clusters dentro del CVMG refieren cuatro conjuntos distintos. Los dos primeros son los de Parícutin y Jorullo, el tercer cluster alude a los aparatos volcánicos ubicados en la porción de Guanajuato y el cuarto se refiere al vulcanismo ubicado en la porción occidental del Graben de Morelia-Acambay (Figura 6d).

Cañón-Tapia (2017) en su trabajo de campos volcánicos realiza un análisis de agrupamiento para el CVMG donde se observan de manera clara los clusters descritos anteriormente y donde también se aprecia una tendencia en dirección NE-SO de los mismos (Figura 6c).

3.3.2.2 Estructuras de deformación tectónica

El CVMG se encuentra en una zona de intensa deformación que Johnson y Harrison (1990) describen como el Triángulo Michoacán (TM). El TM se trata de una región de fallamiento normal y vulcanismo anómalo localizado en la porción septentrional de Michoacán. Es definido como un área delimitada por tres estructuras de primer orden: al norte es limitada por la zona de Falla Chapala-Tula (E-O), en la parte oriental se limita por la zona de falla Mil Cumbres propuesta por Mooser como la fractura cortical Morelia (NE-SO) y en la porción occidental por la zona de falla Chapala-Oaxaca (NO-SE), localmente nombrada como zona de falla San Juanico-Buenavista. El TM se localiza en el nodo entre la placa de Norteamérica y los bloques corticales de Michoacán y Guerrero (Figura 8) (Johnson y Harrison, 1989; 1990).

La zona de falla Chapala-Tula (ZFCT) tiene una longitud de ~ 420 kilómetros con una orientación predominante E-O, se extiende desde la Unión Triple Tepic-Colima-Chapala, al sur y sureste del lago de Chapala, hasta la antigua ciudad de Tula. Este fallamiento se caracteriza por presentar fallas normales de alto ángulo, con bloques basculados hacia el norte y desplazamientos verticales de hasta 300 metros. Al sur de la Sierra de Pénjamo este patrón E-O converge con varias estructuras con orientaciones N-S, NO-SE y NE-SO, lo cual implica una zona estructuralmente compleja. Se propone que se desarrolló a principios del Mioceno tardío con la formación de una falla transcurrente lateral izquierda. Entre Chapala y la ciudad de Morelia las estructuras se presentan en échelon con orientaciones preferenciales N15° – N20°. En la región entre Morelia y el Valle de México la ZFCT es

representada por el sistema de fallas Morelia-Acambay, las cuales son sísmicamente activas (Johnson & Harrison, 1989; 1990).

El extremo suroccidental del TM es representado por la zona de Falla Chapala-Oaxaca (ZFCO), descrita como un sistema mayor de fallas y fracturas paralelas a la trinchera, localizadas a 180-200 kilómetros de la misma. Tiene una longitud de más de 550 kilómetros desde Jalisco hasta Oaxaca, con una orientación NO-SE. La ZFCO afecta secuencias mesozoicas y cenozoicas desde Jalisco hasta Oaxaca. La ZFCO ha presentado múltiples fases de movimientos, tanto dextrales como sinistral, a lo largo de su historia (Johnson, 1989, 1990). Este último lineamiento fue descrito por Mooser (1969) como la Depresión del Balsas.

El extremo noroeste de la ZFCO está representado por el graben de Cotija, el cual tiene 50 kilómetros de longitud y de 5 a 15 kilómetros de ancho. La orientación de este graben indica movimientos sinistral contemporáneos a la formación del mismo y afecta a secuencias del Mioceno al Reciente (Johnson & Harrison, 1989; 1990). La ZFCO continúa hacia el sureste, atravesando la porción sur del CVMG. Es importante mencionar que los dos conos más jóvenes del mundo, localizados en el CVMG, Parícutin (1943-1952) y Jorullo (1759-1774), se emplazaron sobre esta zona. Al sureste del Jorullo la traza de la falla se expresa mediante un valle bien definido que intersecta el curso del Río Balsas a ~40 kilómetros al este de la Presa de Infiernillo. En esta zona, la orientación cambia ligeramente hacia el este y corta productos aluviales y coluviales del río Balsas. Al este de la longitud 101° O, la ZFCO parece tener menor actividad reciente y no está bien definida.

La zona de falla de Mil Cumbres (ZFMC) tiene una orientación predominante NE-SO con una longitud de ~190 kilómetros. Se prolonga desde Morelia hasta la Presa de Infiernillo. Hacia el oriente de esta estructura se observa la ausencia de vulcanismo y la presencia del Anticlinal de Tzitzio, mientras que, al poniente se presenta la zona con mayor actividad volcánica del CVMG durante el Cuaternario. A lo largo de la ZFMC se presentan desplazamientos del drenaje que indican movimientos laterales izquierdos de hasta 4 kilómetros. No se ha estimado una edad para este sistema, sin embargo, se infiere que es menor a 16 Ma debido a que afecta a la caldera de Atécuaro con tal edad. Esta estructura se considera activa, ya que sobre ella se han emplazado pulsos magmáticos del Holoceno, como el pulso del Jorullo y el de la Mesa Malpaís de Cutzarondiro-La Tinaja. Esta zona de

falla es referida como la fractura cortical Morelia por Mooser en 1972.



Figura 8. Triángulo Michoacán (TM) propuesto por Johnson y Harrison (1990), el cual está ubicado entre la placa de Norteamérica y los bloques corticales Michoacán y Guerrero. Los lineamientos A y B son zonas con lineamientos preferenciales en dirección Este – Oeste y Noreste - Suroeste.

Una de las características del TM es que en este se encuentran dos lineamientos curvilíneos, uno en su porción occidental con orientación predominante E-O y otro que va de Morelia a Uruapan con una orientación preferencial NE-SO (A y B respectivamente en la Figura 4). Johnson y Harrison (1990) proponen que la ausencia de una orientación preferencial para el fallamiento quizás sea un indicador de una gran ruptura y extensión cortical. Así mismo, proponen la región como un buen ejemplo de cómo el carácter y distribución del vulcanismo en el CVTM es controlado por la tectónica regional.

3.3.2.3 Geoquímica y Petrología

Desde el punto de vista geoquímico Hasenaka y Carmichael (1987) distinguen cuatro asociaciones principales en el CVMG: i) rocas calcialcalinas típicas de arco magmático; ii) rocas alcalinas ricas en K_2O con altas concentraciones de MgO ; iii) rocas alcalinas ricas en TiO_2 con bajas concentraciones de MgO y iv) rocas transicionales (límite entre rocas

alcalinas y no alcalinas). El primer grupo se distribuye a lo largo de todo el campo con la particularidad de que en la porción norte disminuye su abundancia. El segundo grupo es representado por el conjunto volcánico ubicado al noroeste de Nueva Italia, algunos aparatos en la región del Jorullo y un aparato al este de Pátzcuaro. El tercer grupo se caracteriza por el vulcanismo presente en la región de Valle de Santiago. Y el último grupo se encuentra disperso en diferentes porciones del campo (Figura 9).

En ese mismo trabajo, los autores encontraron ocho asociaciones mineralógicas, donde los conos cineríticos y de lavas presentan porcentajes modales de fenocristales menores a 20%. Estas asociaciones son: 1) Ol+Plg, 2) Ol+Plg+Aug, 3) Ol+Plg+Aug+Opx, 4) Ol+Plg+Opx, 5) Plg+Aug+Opx, 6) Plg+Opx. Las otras dos asociaciones consisten en rocas con presencia de hornblenda o cuarzo y biotita. Todas las anteriores se encontraron presentes en las diferentes composiciones geoquímicas de los productos volcánicos. Por ejemplo, las dos primeras se encuentran principalmente en basaltos, andesitas basálticas, andesitas calcialcalinas y en basaltos alcalinos o transicionales. Una observación notable de este trabajo es que los volcanes tipo escudo se caracterizan por la presencia de fenocristales de ortopiroxeno.

En 1994, Hasenaka observa que los conos cineríticos presentan un amplio rango de contenido de sílice (48% a 70%), así como altos contenidos de MgO alcanzando valores de hasta 10%. Los volcanes tipo escudo presentan un rango mayor de sílice (55% a 61%) y valores de MgO menores a 5% lo cual indica un magma más fraccionado. Dentro del CVMG se encontraron elevados contenidos de Sr (>1 000 ppm) en volcanes tipo escudo, flujos fisurales y volcanes compuestos, lo cual podría indicar procesos de cristalización fraccionada o diferentes fuentes de alimentación en comparación con los demás aparatos del CVMG.

Debido a la similitud geoquímica y petrológica que encontró Hasenaka (1994) entre los conos cineríticos y volcanes tipo escudo, llegó a la conclusión de que las lavas andesíticas calcialcalinas provenientes de ambos pueden ser el resultado de la cristalización fraccionada de los magmas basálticos primitivos con firmas alcalinas y calcialcalinas de una misma fuente o reservorio magmático. Sin embargo, de acuerdo con Gómez-Tuena y colaboradores (2005), las diferencias composicionales de las distintas series magmáticas no

pueden ser el resultado de una línea de evolución común a partir de un mismo líquido primitivo, sino que deben representar la conjunción de procesos petrogenéticos distintos y mucho más complejos.

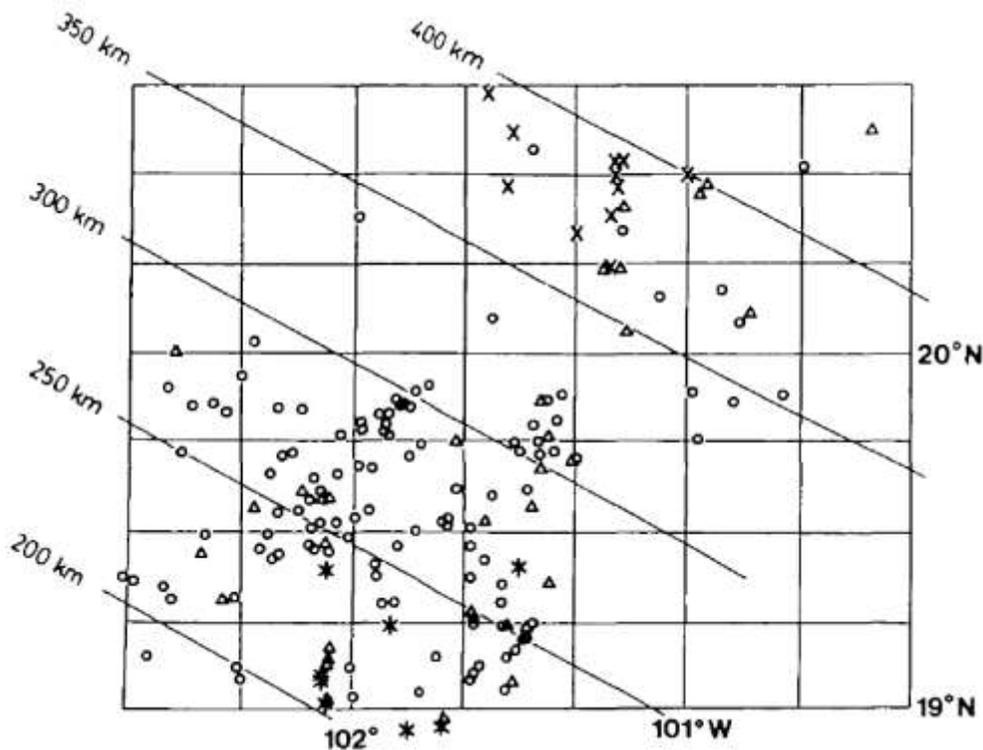


Figura 9. Localización de los productos calcialcalinos (círculos), alcalinos con altos contenidos de magnesio (*), alcalinos con bajo contenido de magnesio (X) y productos transicionales (triángulos). Tomado de Hasenaka y Carmichael (1987).

3.4. Marco geológico local: la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo (RVZYJ)

En síntesis, desde el punto de vista geológico la RV-ZYJ se ubica en la parte central y frontal del CVTM y a su vez, en la porción suroriental del CVMG. Alberga la mayor concentración de actividad volcánica dentro del campo [16 conos/100 km² (Guilbaud et al., 2012)], así como la coexistencia de rocas volcánicas con firmas geoquímicas de tipo alcalinas y calcialcalinas.

La RV-ZYJ abarca un área de 4 176 km², ~10 % del CVMG. Aquí se han emplazado 460 edificios volcánicos de los cuales: 137 son conos cineríticos, 250 conos tipo spatter, 52 domos, 3 maares, 2 conos compuestos, 6 conos simples y 11 volcanes tipo escudo.

Desde el punto de vista estructural, esta región se encuentra en una zona intensamente deformada por una serie de sistemas de fallamiento frágil de tipo extensional y transtensional, los cuales dividen la porción meridional de la placa Norteamericana en los bloques tectónicos Michoacán y Guerrero, esta zona fue propuesta por Johnson y Harrison (1990) como el Triángulo Michoacán.

Para la delimitación precisa del polígono de estudio, se procede aquí con una breve descripción con mayor detalle de los campos volcánicos: Tancítaro-Nueva Italia (Ownby et al., 2007; 2011): la Región Volcánica Tacámbaro-Puruarán (Guillbaud et al., 2012; Maghoub et al., 2016) y la región Volcánica del Jorullo (Guillbaud et al., 2011). Sucesivamente se propone delimitar el vulcanismo de la porción sureste del CVMG, por medio de la identificación de unidades morfoestructurales de primer orden, que nos permitan identificar con mayor claridad los procesos de vulcanismo asociados con un área específica.

3.4.1. Campo Volcánico Tancítaro-Nueva Italia

Debido a la gran densidad de edificios volcánicos en la parte meridional del CVMG se han realizado trabajos más detallados en los últimos años. En 2011, Ownby y colaboradores propusieron la Región de Tancítaro - Nueva Italia, ubicada en la parte suroccidental del CVMG, como un campo volcánico con actividad durante los últimos 1.2 millones de años. Este vulcanismo se ha asociado a la convergencia de las placas de Cocos y Norteamérica en dirección NE-SO, donde se genera una anisotropía cortical en la misma dirección. Esta región volcánica ha sido reconocida desde los primeros trabajos de análisis de clusters dentro del CVMG (Figuras 6 y 7).

3.4.2. Región Volcánica Tacámbaro-Puruarán

Guillbaud y colaboradores en 2012 proponen que la zona de Tacámbaro-Puruarán, ubicada en la porción sureste del CVMG a 250-300 km de la trinchera, aloja la mayor densidad de volcanes dentro del CVTM, 16 conos/100km². Esta cantidad es mayor que las propuestas anteriormente por Hasenaka y Carmichael (1985) (11 conos/100km²) para la zona de Parícutin, y por Layer en 2009 (14 conos/100km²) para el área de Tacámbaro.

En la zona de Tacámbaro-Puruarán se contabilizaron 114 aparatos volcánicos emplazados

durante el Cuaternario: 17 del Pleistoceno temprano, 61 del Pleistoceno medio, 18 del Pleistoceno tardío y 18 del Holoceno. En términos de tipología volcánica se dividieron en: 74 conos de escoria con flujos de lava, 33 flujos de lava viscosos y domos, 3 volcanes tipo escudo con pendientes de $\sim 10^\circ$, una mesa de lava, 2 aparatos fisurales que emitieron principalmente escoria y lavas adyacentes y 1 maar. Los edificios volcánicos del Cuaternario se emplazaron sobre estructuras con orientaciones que van de ENE-OSO a NE-SO.

Desde el punto de vista geoquímico los productos volcánicos de esta zona varían desde basalto andesítico (38 % vol.), andesita (17 % vol.), basalto (9% vol.), dacita (4% vol.), shoshonita (2% vol.) y en menor proporción latitas, mugearitas, traquiandesitas ricas en potasio y basaltos ricos en potasio (el 30% restante no es referido por los autores). La proporción relativa de diferentes tipos de magmas varía con el tiempo, por ejemplo: los basaltos están presentes en el período de 1 a 2 Ma, la presencia de andesitas aumenta conforme decrece el tiempo, los basalto-andesíticos son menos abundantes durante el último millón de años, durante los últimos 100 ka no se emplazan dacitas y los productos alcalinos se emplazan durante todos los períodos.

3.4.3. Región Volcánica del Jorullo

La Región Volcánica del Jorullo representa un ejemplo claro de las relaciones vulcanotectónicas presentes en la Depresión del Balsas. El vulcanismo de esta zona se emplazó sobre una fractura cortical con dirección NE-SO, dentro de un graben con dirección NO-SE perteneciente al sistema de la Depresión del Balsas, el cual ha dislocado el basamento relativo compuesto por intrusivos del Oligoceno al sur y por productos volcánicos del Eoceno al norte pertenecientes a la Sierra Madre del Sur.

El vulcanismo del Plioceno-Holoceno en la región del Jorullo está diferenciado por al menos tres pulsos eruptivos. El primer período de actividad está representado por flujos de lava fisurales, los cuales no presentan un centro eruptivo definido y alcanzan espesores de hasta 200 metros. El segundo pulso eruptivo está representado por aparatos poligenéticos y monogenéticos con edades entre 1 y 0.8 Ma. El tercer pulso eruptivo se refiere a conos con lavas muy fluidas con edades entre 0.3 y 0.1 Ma, emplazados sobre la estructura NE-SO. Y finalmente un cuarto pulso está representado por aparatos menores a 30 000 años asociados

a esta misma estructura.

3.5 Delimitación de la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo (RVZYJ)

Una vez definidas las grandes regiones volcánicas Tancútaró-Nueva Italia, Tacámbaro-Puruarán y Jorullo, se procedió a analizar la RV-ZYJ por medio de una serie de imágenes satelitales, así como de un modelo digital de elevación a escala 1: 250 000 (Figura 10). La RV-ZYJ representa la actividad volcánica del punto triple de La Huacana. Al este es delimitada por el colapso de la caldera de Villa Madero, al oeste por el Graben de Ziracuaretiro y la avalancha del Tancútaró, al norte por el alto estructural de Cumburinos-El Frijol y al sur por los productos de la Sierra Madre del Sur (denominado Arco Ígneo de Inguarán). La RV-ZYJ incluye a las regiones volcánicas del Jorullo y Tacámbaro-Puruarán descritas por Guilbaud y colaboradores (2011, 2012), así como al vulcanismo presente entre Nuevo Urecho y Zirahuen y entre el lineamiento de Tacámbaro y el Complejo Volcánico de La Nieve.

En el apartado de resultados de descripción de los dominios morfoestructurales se describirán con más detalle los dominios morfoestructurales que delimitan la RV-ZYJ, con la finalidad de señalar las diferencias morfoestructurales específicas, así como las relaciones temporales que guardan con la evolución del vulcanismo de la RV-ZYJ.

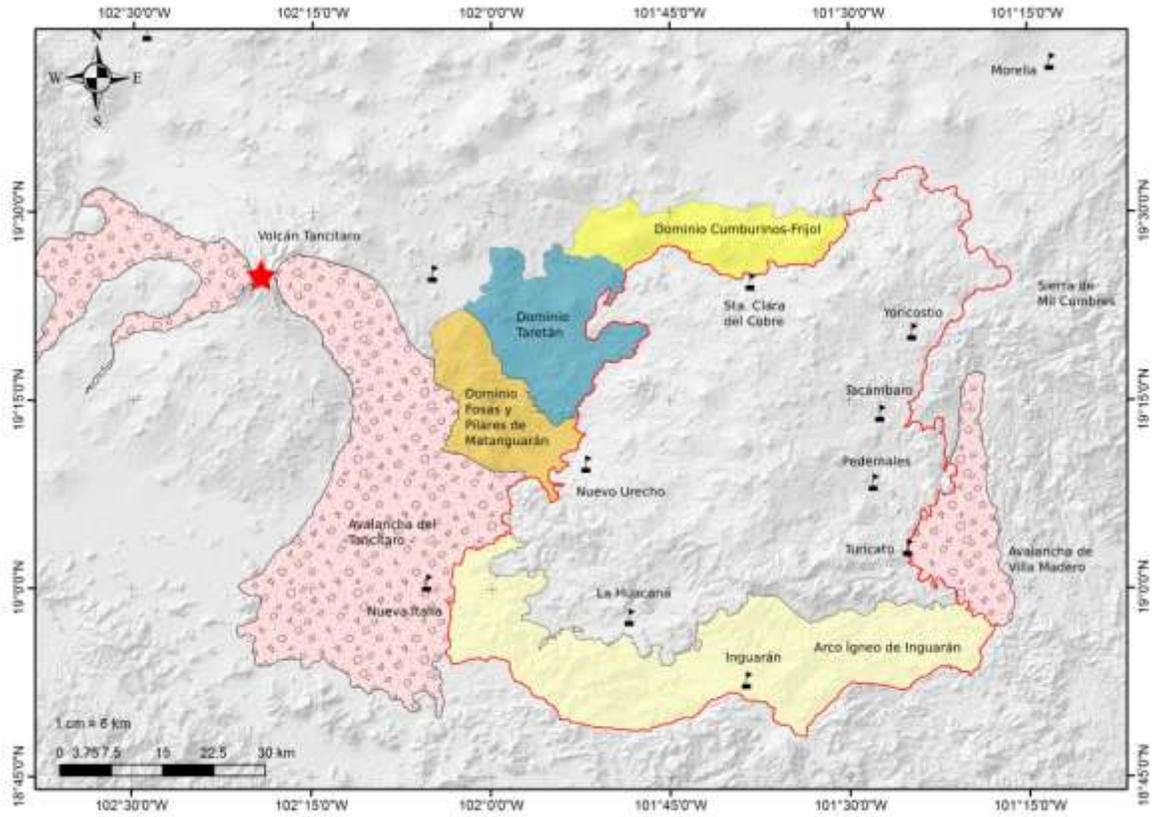


Figura 10. Localización de la Región Volcánica Zirahuén-Yoricostio-Jorullo donde se muestra su relación con los dominios morfoestructurales que la limitan.

Capítulo 4

MARCO CONCEPTUAL: LAS GEOFORMAS VOLCÁNICAS

4.1. Definición de geoforma volcánica

El término de geoforma volcánica se define como la forma de relieve causada por el emplazamiento primario de material magmático durante su ascenso desde el interior de la Tierra. También puede referirse a las relaciones morfo-genéticas de interacción secundarias (erosión, colapso, etc.) con otros componentes en la superficie terrestre.

Por la naturaleza líquido-gaseosa o semi-líquida del magma durante su ascenso y emplazamiento, generalmente forma estructuras semicirculares en la corteza terrestre, asociadas con otras formas irregulares relacionadas con los derrames de lava (e.g. malpaís), así como con superficies semi-planas asociadas con depósitos volcánicos. (e.g. flujos piroclásticos, depósitos de caída y colapsos secundarios).

4.2 Características que definen el paisaje volcánico

A diferencia de otros ambientes donde los procesos exógenos de intemperismo, erosión y evolución del paisaje se desarrollan en largos períodos de tiempo, el paisaje volcánico evoluciona en períodos de tiempo más cortos debido a la constante actividad que renueva o destruye el paisaje. Dicha actividad se refiere entonces a tres tipos de geoformas volcánicas:

- a) **Geoformas primarias** o endógenas, las cuales están relacionadas a una serie de procesos **constructivos** (endógenos, primarios) relacionados con el ascenso del material magmático. En términos generales las *geoformas volcánicas* primarias se refieren a los centros eruptivos y en muchos casos de manera específica a los conos volcánicos, así como a los flujos de lava o depósitos piroclásticos.
- b) **Geoformas secundarias** (exógenas), asociadas con una serie de procesos **destructivos** (exógenos, secundarios), relacionados con los procesos de colapso gravitacional y erosión. Las *geoformas volcánicas secundarias* se refieren por lo tanto a los depósitos de avalancha, lahares o incluso a la transformación de las geoformas primarias por procesos de denudación gradual o erosión.
- c) **Geoformas por deformación tectónica.** Se refiere a todas aquellas geoformas asociadas con estructuras tectónicas, ya sean estas un detonador evidente del

colapso gravitacional, así como la dislocación de una geoforma volcánica primaria o secundaria. Dentro de esta categoría también se incluyen los lineamientos volcánicos como un resultado geomorfológico de la deformación tectónica.

4.2.1 Geoformas primarias (endógenas)

4.2.1.1 Centros eruptivos: cono, cráter, domo

El término **edificio volcánico o geoforma volcánica primaria** siempre constará de un relieve positivo formado por el material expulsado (p.e. cono, domo), donde es común observar una pendiente negativa en la parte superior o cráter, el cual representa el principal centro de emisión.

La acumulación de los materiales emitidos alrededor del centro eruptivo pueden formar solo un edificio volcánico (p.e. domos, conos cineríticos, spatters, conos simples, conos compuestos), o bien, dependiendo del volumen del reservorio o del sistema magmático, así como la generación de estructuras de emplazamiento, se pueden desarrollar diferentes fases y conductos de emisión para dar origen a pequeños edificios adventicios alrededor de un cono principal o formar edificios volcánicos superpuestos (e.g. complejo volcánico, volcanes tipo escudo o volcanes compuestos) (Figura 11).

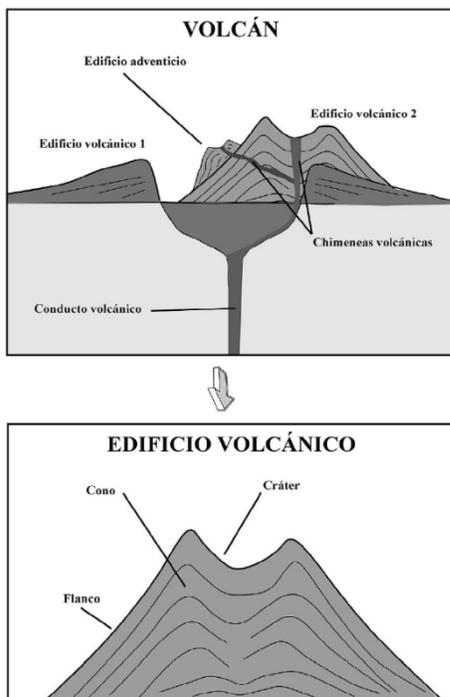


Figura 11. El concepto de Sistema Volcánico engloba diferentes procesos que van desde el origen del magma hasta su salida a la superficie terrestre. El volcán es una parte de este sistema, en concreto la que resulta de la emisión del material magmático al exterior de la Tierra a

4.2.1.2 Productos primarios de erupción: derrames, flujos y depósitos piroclásticos

Por lo general, las estructuras volcánicas están compuestas principalmente por derrames de lava que pueden ser de tipo ‘A‘ā (malpaís) o pāhoehoe y por productos piroclásticos, los cuales están representados por bloques y bombas volcánicas en las porciones más proximales al edificio y por depósitos de ceniza y lapilli que se presentan en capas estratificadas a cientos de metros o pocos kilómetros de distancia a los alrededores del aparato.

Un flujo de lava no es necesariamente una entidad única. Los flujos de lava comúnmente forman una mezcla de canales anastomosados sobrepuestos. Cuando un conjunto de flujos se intersecta y terminan en el mismo lugar para enfriarse juntos se le conoce como flujos compuestos o campo de flujos (Figura 12b) (Francis y Hoppenheimer, 2004).

En un estudio de campos de flujos en el Monte Etna, Kilburn y Lopes, encontraron que las tasas de enfriamiento y descarga a lo largo de un flujo son los principales factores que controlan la generación de nuevos flujos. Cuando la duración del flujo es prolongada y tiene bajas tasas de efusión, se generan campos de flujos de lava, donde se observan relaciones altas entre el ancho y la longitud del flujo; estos campos se caracterizan por tener muchos brazos. En cambio, si el aporte de lava es continuo y se presenta en forma de pulsos, no se forman tubos de lava sino que se favorece la formación de canales de lava y se desarrolla un campo con forma de abanico (Francis y Hoppenheimer, 2004).

La forma final de un flujo de lava depende de la viscosidad y la tasa de efusión. Por ejemplo, los *coulées* son una combinación entre domos y flujos de lavas, estos últimos son emitidos con un espesor considerable en pendientes lo suficientemente inclinadas para que la fuerza de cizalla del flujo exceda el límite de elasticidad, permitiendo un flujo lento pendiente abajo (Figura 12.c).

Otro ejemplo de lavas características, son los domos tipo torta, los cuales son estructuras aplanadas que se forman por la extrusión de lavas de composición dacítica. En los Andes Centrales, donde estos domos son comunes, localmente se conocen como tortas. Las cimas de estos pueden ser tan pedregosas como los bloques de lavas provenientes de una erupción explosiva. Los domos tipo torta se construyen por procesos internos; cada incremento sucesivo de lava proveniente del centro de emisión empuja hacia arriba el material eruptado anteriormente, alargando y adelgazándolo. Si se hiciera una sección de los domos tipo torta, se observaría una estructura concéntrica como la de una cebolla (Figura 12.f) (Francis y Hoppenheimer, 2004).

Los túneles o tubos de lava son característicos de campos de lava basálticos. Los túneles se forman cuando la superficie de un flujo forma una corteza, mientras que la lava sigue fluyendo en el interior. Cuando el abastecimiento de lava se termina o diverge a otros lados, la lava que rellena el tubo fluye pendiente abajo dejando la cavidad vacía. Cuando las coladas que fluyen en un túnel de lava rompen puntualmente la costra superficial, se produce la emisión de lavas impelidas por el gas y construyen pequeños conos no superiores a 10 metros de altura los cuales se denominan “hornitos” (Figura 12.h) (Gutiérrez-Elorsa, 2008).

Asociado a los flujos de lava se pueden observar los levées, los cuales son bordes laterales en forma de cresta que delimitan el cauce de un flujo de lava. Estos bordes se forman a partir de la lava que se solidifica durante el flujo (Figura 12.a) (Francis y Hoppenheimer, 2004).

4.2.2 Geformas secundarias (exógenas):

Si bien ya se han mencionado los rasgos primarios de la morfología volcánica, esto no es suficiente para una explicación total del término. Por lo tanto, es fundamental dejar clara la función que ejercen los factores de intemperismo y erosión para la evolución morfológica a lo largo del tiempo en diferentes zonas climáticas. Debido a que en la zona de estudio predominan los aparatos monogenéticos (conos cineríticos, spatters, domos), el análisis de erosión se aborda principalmente para este tipo de edificios volcánicos, mientras que los aparatos de mayores dimensiones son afectados principalmente por inestabilidad gravitatoria y deformación tectónica.

4.2.2.1 Geformas por erosión

El análisis de las geformas por erosión de edificios volcánicos se ha basado principalmente en la degradación de los edificios monogenéticos, mientras que, en los edificios de mayores dimensiones, los principales procesos que han sido estudiados se refieren a los procesos por inestabilidad gravitatoria y específicamente a los lahares y los depósitos de avalancha.

En relación con los procesos de erosión, Wood (1980a) propone tres mecanismos de degradación para explicar los cambios morfológicos que ocurren a lo largo de la historia de un cono cinerítico:

- 1) El primero consta del *sepultamiento de los flancos del cono por flujos de lavas*. Los flujos de lava asociados con conos cineríticos comúnmente se generan como erupciones en

los flancos basales del cono, o bien, provienen de un lago de lava que supera el nivel del cráter y comienza a fluir desde una porción elevada del cono para rodear y sepultar parcial o totalmente el cono. 2) El segundo mecanismo se trata de la *pérdida de material de los flancos debido a la erosión*. Este proceso se ha observado en diferentes estructuras volcánicas a través de lahares y avalanchas producidas por la lluvia y procesos gravitatorios. Hay que tener en cuenta que estos fenómenos no solo afectan al aparato que es erosionado, sino que también afecta a los aparatos circundantes, cubriéndolos con los depósitos generados. Los parámetros morfométricos primarios se ven modificados en ambos modelos de degradación: en el primero, el diámetro basal y la altura disminuyen debido a los flujos de lava que cubren la estructura original y la pendiente se mantiene constante; mientras que, para el segundo modelo el diámetro basal incrementa debido a la deposición de los productos removidos, la altura del cono disminuye por la pérdida de material y por lo tanto la pendiente también disminuye.

3) Un tercer mecanismo de erosión se observó durante la erupción del volcán Parícutin. Segerstrom (1950) notó que la erosión se aceleró en los conos que fueron cubiertos por la ceniza del Parícutin. Por ejemplo, el cerro Cutzato, un cono antiguo ubicado 6.3 kilómetros al este, fue cubierto por 45 centímetros de ceniza que fue rápidamente carcavada. La erosión acelerada ocurrió debido a dos factores principales: el primero se asocia a que la vegetación que protegía la superficie del cono desapareció debido a la ceniza y el segundo se debe al incremento de la carga de sedimentos y el tamaño de grano, dando como resultado un mayor índice de disección.

El ejemplo anterior ilustra que la tasa de erosión puede ser acelerada en un factor de 10 hasta 100 veces debido a la erupción de conos cercanos. También se ha observado que las tasas de erosión son mayores para conos de grandes dimensiones, mientras que para los conos pequeños la tasa es menor. Por ejemplo, en el Campo Volcánico de San Francisco, Wood (1980a) observó que para dos conos contemporáneos con diferentes dimensiones ($D_{Co} = 0.5 \text{ km}$ y $D_{Co} = 1.5 \text{ km}$) durante el mismo período de tiempo, tuvieron una erosión distinta, mientras que el más pequeño se redujo en altura 70 metros, el de mayor dimensión se redujo 210 metros. Una explicación para este proceso podría relacionarse a cambios en la explosividad del cono en función del tamaño. No hay que olvidar que las erupciones con explosividad alta producen partículas más finas, lo cual genera mayor inestabilidad en los flancos del volcán, mientras que para conos pequeños los productos emitidos están más calientes, por lo tanto, permite que las partículas tengan un mayor soldamiento y genera que

los productos sean menos susceptibles a la erosión.

Si se quiere hacer un análisis detallado acerca de la erosión en un paisaje, el clima es uno de los factores principales a considerar. Los principales agentes climáticos que actúan en la erosión de un cono son: la precipitación media anual, así como, la intensidad y estacionalidad de la misma, las variaciones diarias y anuales de temperatura, las corrientes de aire, el desarrollo de suelo por intemperismo el cual permite colonización de la vegetación que a su vez genera más suelo.

la colonización de vegetación, la cual genera desarrollo de suelo, así como la formación de cárcavas y arroyos.

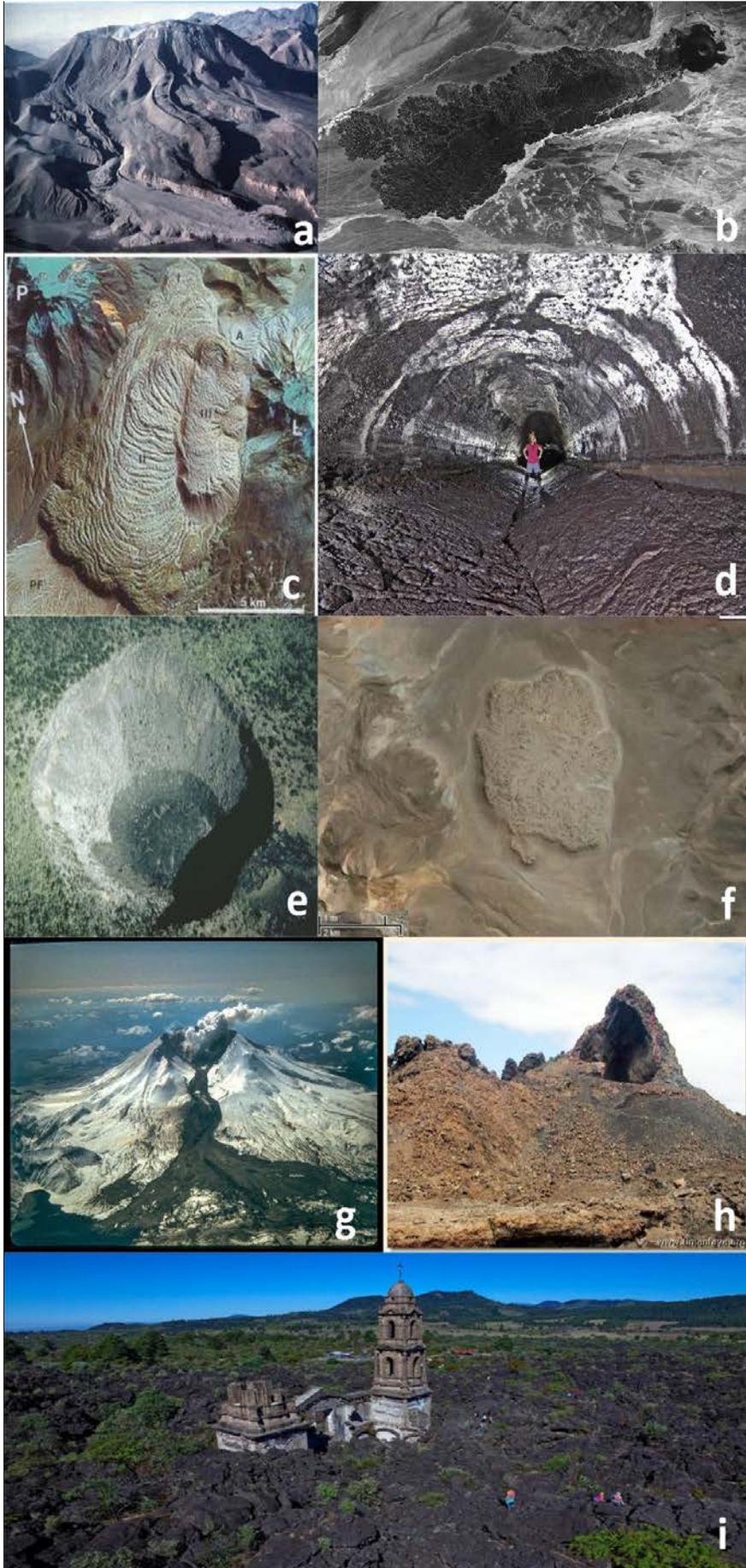


Figura 12. Ejemplos de diversas geoforras volcánicas. a. Lavées del volcán Láscar, Chile; b. campo de lavas del cono de escoria La Poruña, Chile; c. coulée dacíico Chao al norte de Chile; d. tubo de lava Kazamura, Hawái i; e. Pit crater Hi'iaka en la zona oriental del volcán Kilauea; f. Domo tipo torta Chillauti, al norte de Chile; g. depósitos de lahar en el monte Santa Helena después de la erupción de 1982; h. hornito en la isla de Lanzarote; i. malpaís producto de la actividad del volcán Parícutin durante el periodo Taquí-Ahuan (1944-1945).

4.2.2.2 Geoformas por inestabilidad gravitatoria

Como ya se ha dicho, los volcanes se construyen de manera gradual por la erupción e intrusión de magma, a diferencia de otras montañas que están formadas principalmente por movimientos tectónicos y procesos erosivos. Mientras crecen, los volcanes incrementan su masa a través del tiempo y por consiguiente, incrementan la carga litostática sobre las rocas subyacentes.

Los edificios volcánicos tienen muchas debilidades estructurales que pueden generar inestabilidad y provocar un colapso. Este puede ser inducido por diversos factores como son: el incremento de una carga litostática, deformación por intrusión de material magmático, paleosuelos intercalados con material volcánico, actividad vulcano-tectónica o la pérdida de resistencia progresiva ocasionada por la alteración hidrotermal. A pesar de que la intrusión del magma inicialmente es guiada por el esfuerzo gravitacional, después de un corto período de tiempo puede alterar de manera significativa los esfuerzos y deformar intensamente el aparato volcánico. La susceptibilidad al colapso no está necesariamente relacionada con la actividad magmática o eruptiva y pueden ocurrir durante períodos de quiescencia o incluso cuando un volcán está extinto (van Wyk de Vries y Davies, 2015).

De acuerdo con van Wyk de Vries y Davies (2015), el crecimiento de un volcán puede generar dos procesos de deformación gravitacional: esparcimiento lateral (*volcano spreading*) o subsidencia (*volcano sagging*). El primer proceso se desarrolla por la deposición de productos piroclásticos o por el flujo de lavas. Este aporte continuo de material cubre los flancos del volcán e incrementa su tamaño en la horizontal y en la vertical produciendo un desplazamiento de los flancos pre-existentes, lo cual genera extensión somital y restricción basal. Las estructuras características producidas en este proceso se conocen como grábenes somitales, los cuales están relacionados con fallas, cabalgaduras o pliegues basales. El colapso del Mount St. Helens en 1980 es un claro ejemplo de este tipo de deformación gravitacional (Figura 13a y 13c).

El segundo tipo de deformación gravitacional se desarrolla cuando el edificio volcánico se construye sobre un estrato dúctil y la subsidencia predomina, lo que conlleva a que la altura del edificio central se restrinja mientras que los flancos inferiores y la base se extienden. Esto genera cabalgamientos en los flancos superiores y fallamiento normal alrededor de la base (Figura 13b). El clásico ejemplo para este proceso es la Gran Isla de Hawai'i, la cual ha causado aproximadamente 5 kilómetros de flexión de la corteza oceánica. El proceso de

subsistencia restringe la altura del edificio e impide el ascenso de magma, mientras que el proceso de esparcimiento permite procesos extensivos y facilita el ascenso de magma y la erupción.

Otra geoforma generada por inestabilidad gravitatoria son los *pit cráter*, los cuales son hoyos en áreas volcánicas que se forman por el colapso de la superficie sobre un espacio vacío, como un tubo de lava o una cámara magmática. Usualmente no hay una porción elevada alrededor del cráter y presenta laderas internas verticales. También se pueden formar por la explosión de una cámara magmática cercana a la superficie. Dos ejemplos de estas geoformas son: el cráter Hi'iaka, ubicado en el monte Kilauea en Hawai'i y Los Gemelos ubicados en la isla de Santa Cruz en las islas Galápagos (Figura 12.e).¹

La mayoría de los volcanes presentan deslizamientos y colapsos que forman avalanchas de escombros al menos una vez durante su período de actividad; en ocasiones pueden presentar diversos deslizamientos o colapsos y se pueden generar en todos los tipos de volcanes (oceánicos, continentales, monogenéticos o poligenéticos).

Los deslizamientos comienzan cuando la fuerza de gravedad en un macizo rocoso excede la fuerza de resistencia del plano o zona de debilidad. Estas zonas de debilidad pueden ser fracturas originales en los materiales volcánicos, depósitos piroclásticos poco consolidados, lavas que fueron fracturadas durante el enfriamiento, horizontes alterados, suelos o brechas. Estos planos de debilidad también pueden estar asociados al fracturamiento de las rocas por deformación, intrusión de magma, movimientos tectónicos o gravitacionales previos.

Las avalanchas de escombros se forman cuando un deslizamiento volcánico es acelerado debido a la pérdida de fricción en la base. El resultado es un movimiento rápido de masa deformante que viaja ladera abajo y puede trasladarse decenas de kilómetros a partir de la corona del deslizamiento. Las avalanchas pueden viajar una gran distancia respecto a la altura perdida del edificio. Se ha observado que la relación: altura perdida (H)/ distancia recorrida (L) para deslizamientos pequeños comúnmente da un valor de 0.6, mientras que para eventos de mayor magnitud con volúmenes mayores a 0.1 kilómetros cúbicos, esta relación puede ser de 0.1.

Al igual que en la erosión, el clima es un factor importante a considerar para la susceptibilidad de ocurrencia de los deslizamientos al momento de hablar de deformación gravitacional. Mientras que en un ambiente tropical y húmedo la susceptibilidad aumenta,

¹ Consultado en línea: <http://worldlandforms.com/landforms/pit-crater/>

debido a la gran cantidad de precipitación que recibe, en un ambiente árido disminuye.

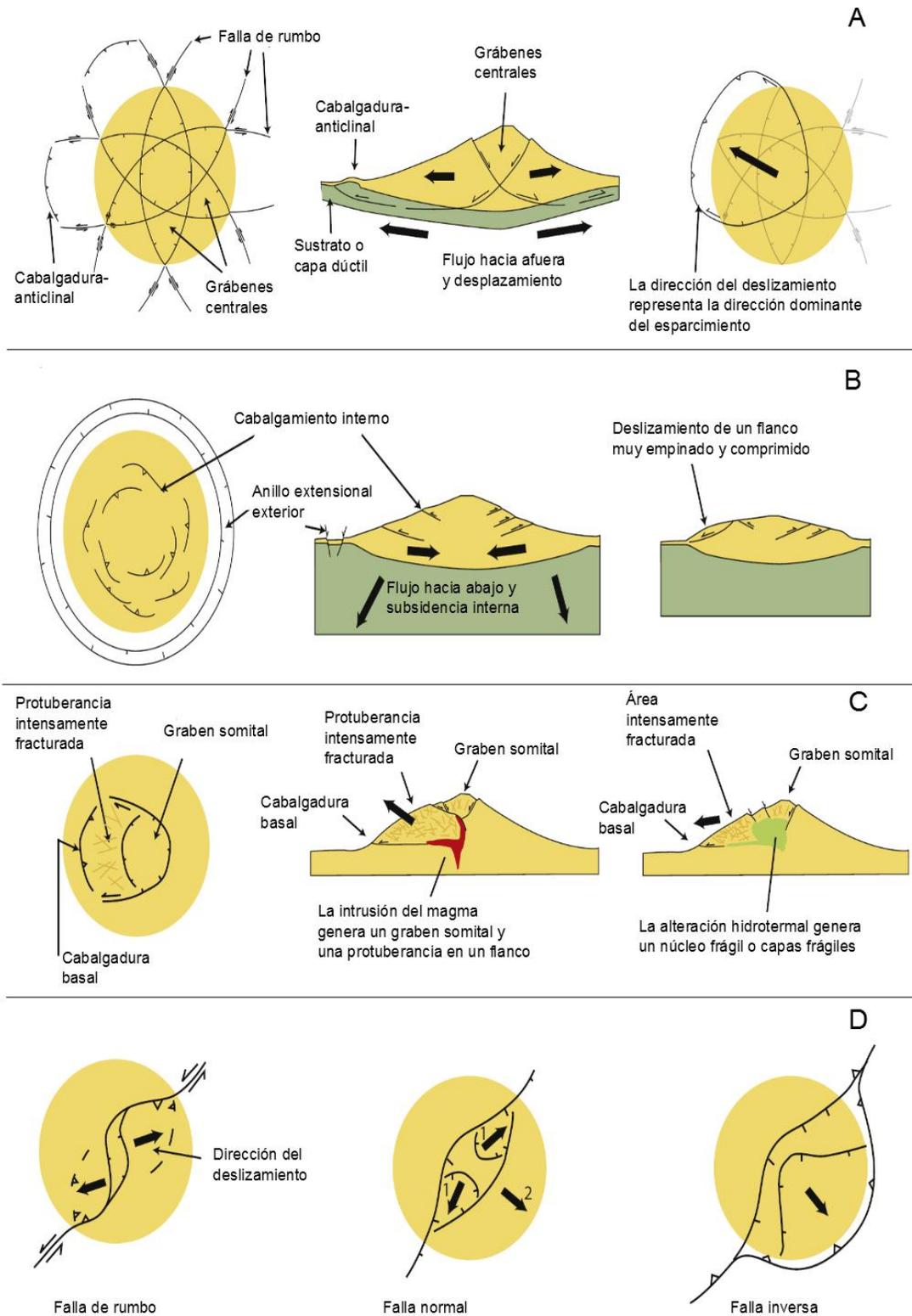


Figura 13. Estilos de deformación volcánica gravitacional y deslizamientos representados en esquemas simples. **A.** Proceso de esparcimiento (spreading) visto en perfil y en planta representando la geometría ideal de una falla alrededor de un estratocono con grábenes centrales y fallas de rumbo o fallas inversas. El esparcimiento en una dirección predominante y la geometría de la falla pueden favorecer los deslizamientos, mientras que el esparcimiento radial no genera inestabilidad. **B.** Subsistencia (sagging), visto en perfil y en planta muestra la compresión creada por el flujo hacia abajo en el sustrato, así como, las cabalgaduras en el edificio. La restricción de los flancos superiores puede contribuir a la formación de deslizamientos debido al incremento del esfuerzo en los flancos. **C.** Extensión del flanco (flank spreading) creado por intrusión de magma o alteración hidrotermal. **D.** Deformación en volcanes formada por fallas tectónicas regionales, mostrando las direcciones de los deslizamientos. Para fallas normales, deslizamientos de pequeña escala paralelos a la falla se forman. Para fallas inversas el colapso es ligeramente oblicuo a la falla. Para fallas inversas el colapso es perpendicular a la falla. Modificado de van Wyk de Vries y Davies(2015) en Encyclopaedia of Volcanoes.

4.2.2.3 Geoformas por deformación tectónica

Aunque los deslizamientos de masa generalmente corresponden con inestabilidades gravitatorias de la misma estructura volcánica, estos pueden ser detonados o acelerados por los diferentes movimientos producidos en una falla y tienden a desarrollar distintos tipos de colapso (Figura 13.D). De hecho, muchas veces es muy difícil separar la relación de grandes estructuras tectónicas con las geoformas de deslizamiento de masa. En particular, el volumen de los deslizamientos depende del tamaño del edificio volcánico y del ambiente tectónico local. Por ejemplo, a pequeña escala, los deslizamientos son eventos de inestabilidad de baja pendiente de algunos cientos de metros cúbicos; mientras que, a grandes escalas, los deslizamientos de varios millones de metros cúbicos implican edificios de gran magnitud, con potentes cañadas por donde fluya el material inestable, se asocian a sistemas de fallas, el cual genera un sistema de fracturamiento, desniveles y depresiones profundas en el edificio volcánico (p.e. avalanchas del volcán Tancítaro).

Por otro lado, también es importante también distinguir las geoformas de deslizamiento de masa provocadas o detonadas por las estructuras tectónicas, con aquellas estructuras tectónicas que dislocan claramente una geoforma volcánica primaria o endógena. En muchas ocasiones, las fallas cortan un cráter o un conjunto de superficies primarias, dando lugar a geoformas de bloques con altos y bajos estructurales que se integrarían a un paisaje volcánico original o primario.

Los lineamientos de edificios volcánicos también pueden considerarse como una geoforma resultante de un periodo de deformación tectónica importante. La dirección de estos nos indica la dirección del máximo esfuerzo regional al momento de emplazarse

Por último, es conveniente mencionar que las fracturas presentes en el edificio volcánico pueden ser afectadas por fluidos hidrotermales, los cuales incrementan la presión de poro, especialmente cuando las arcillas de alteración forman barreras impermeables (Figura 13.C). La cantidad de agua que se acumula en los poros es un factor importante de los deslizamientos en materiales granulares, debido a que se adiciona masa y el incremento en la presión de poro puede reducir la fuerza de resistencia; por lo tanto, la distribución del agua en un volcán es un factor importante para la inestabilidad. Los volcanes que almacenan grandes volúmenes de agua, especialmente aquellos en ambientes húmedos o con glaciares, pueden tener un incremento en la susceptibilidad a deslizamientos. Por ejemplo, el Mount St. Helens al inicio de su actividad tenía una saturación de agua de 14%, la cual se incrementó hasta ~92% (van Wyk de Vries y Davies, 2015).

4.3. Clasificación de geoformas volcánicas

4.3.1 Criterios de clasificación

En este apartado se integran dos clasificaciones de edificios volcánicos. La primera es genética y es la que principalmente se ha usado en la literatura, esta se utiliza usualmente para diferenciar los volcanes en monogenéticos y poligenéticos. La segunda es una clasificación taxonómica propuesta por Bishop en 2009, donde clasifica los edificios volcánicos en simples, compuestos y complejos.

Las clasificaciones propuestas hasta el momento en la literatura comparten características de edificios volcánicos, pero en todos los casos muestran diferencias substanciales, las cuales incluso han ido cambiando mucho con los avances de la vulcanología en el mundo. Debido a estas diferencias, el primer problema de un estudio de geoformas volcánicas requiere desarrollar un estado del arte y precisar, por un lado, el tipo de definiciones y por el otro la clasificación que se asume para clasificar las geoformas.

Como ya se ha dicho, el paisaje volcánico está compuesto por una recopilación diversa de variantes morfológicas asociadas a la interacción espacial. Por ejemplo, los procesos magmáticos pueden variar y con ello la morfología del edificio volcánico. Estos procesos modifican las geoformas de entidades singulares a formas multivariantes. A pesar de que se han realizado diversos trabajos acerca de morfología volcánica (Colton, 1967; Porter, 1972; Bloomfield, 1975; Settle, 1979; Wood, 1980; Wohletz y Sheridan, 1983; Hasenaka y Carmichael, 1985; Connor, 1987; Hasenaka, 1994; Head y Wilson, 1998; Thouret, 1999), actualmente el estudio de edificios volcánicos sigue siendo ambiguo y se sigue utilizando la clasificación genética.

Debido a este problema, a continuación, se describen las clasificaciones de geoformas volcánicas propuestas por Bishop (2009), las cuales permiten analizar el paisaje volcánico desde un punto de vista distinto, entendiendo la estructura volcánica a diferentes escalas. Esta clasificación se puede aplicar a cualquier ambiente volcánico sin importar la escala, la configuración tectónica y petrológica, el régimen climático, el estado de degradación o la definición local.

4.3.1.1 Taxonomía general para volcanes Bishop (2009)

Para simplificar la amplia variedad de términos usados en la clasificación de la morfología volcánica, Bishop (2009) propone un esquema general de clasificación donde las geoformas se consideran como simples, compuestas o complejas. Los volcanes de forma simple a pesar de su escala, edad, morfología, procesos formativos o materiales de construcción son

entidades simples y no muestran interacción significativa con otros aparatos. Las formas compuestas son aquellas donde se sobrepone dos o más entidades del mismo tipo. Y las formas complejas son la combinación o superposición de dos o más diferentes tipos de volcán.

4.3.1.2 Taxonomía para la complejidad morfológica.

Para la mayoría de los centros volcánicos las geoformas tipo escudo caracterizan la etapa inicial de vulcanismo, cuando el magma y la tasa de erupción están en su máximo. Mientras que los conos cineríticos representan un abastecimiento de magma y una tasa de extrusión bajos. De la misma manera, la actividad hidromagmática nos permite conocer la relación magma-agua y la tasa de erupción. A pesar de que hay otras variables a considerar junto con la tasa de erupción y el volumen de magma, estas últimas dos son suficientes para delimitar el número y la longitud de las etapas eruptivas, así como la morfología del edificio volcánico.

Es posible definir una matriz de complejidad morfológica donde las secuencias eruptivas generan geoformas limitadas por el volumen del reservorio magmático. Por ejemplo, la matriz de una geoforma compleja que comprende dos edificios volcánicos se puede representar mediante S.

Donde 0 representa ningún edificio volcánico previo, 1 un edificio tipo escudo, 2 es vulcanismo hidromagmático y 3 son conos de escoria. Hay que notar que los elementos que se introducen en la matriz pueden ser cualquiera de los descritos en la clasificación anterior. Este método resulta muy útil para representar el concepto de sistema espacial taxonómico de 3 niveles (simple, compuesto y complejo). La matriz S demuestra que doce combinaciones cronológicas de geoformas son posibles. Las formas simples se pueden representar con los elementos S_{01} , S_{02} , S_{03} los cuales representan edificios que se emplazan donde no ha existido otro aparato volcánico. La diagonal con los elementos S_{11} , S_{22} , S_{33} representa las morfologías compuestas y los otros seis elementos restantes representan formas complejas, donde la secuencia de elementos representa la cronología de los eventos. Para volcanes que estén compuestos por tres morfologías distintas, pueden representarse mediante una matriz de 3×9 con un total de 27 combinaciones de geoformas que pueden ser generadas.

4.3.1.3 Extensión taxonómica para el análisis de patrones puntuales

Los análisis de patrones puntuales tienen la cualidad de determinar estadísticamente las características geográficas del desarrollo de las geoformas. Los paisajes volcánicos muestran una relación directa entre la geoforma y la localización geográfica, así como una auto-organización en jerarquías temporales, las cuales representan sistemas estructurales. Esta clasificación no solo analiza los parámetros morfométricos como en la sección anterior, sino que permite una comparación de la diversidad espacial entre formas simples, compuestas y complejas dentro de un conjunto volcánico.

Este análisis puede proporcionar una comprensión significativamente más amplia de las estructuras volcánicas dentro de un contexto estructural específico y demostrar asociaciones entre la tectónica subyacente y los procesos magmáticos y geográficos a partir de los cuales estos patrones se han desarrollado.

4.3.1.4 Clasificación para la RV-ZYJ

Para el estudio de la morfología presente en la RV-ZYJ se presenta en la tabla 1, una compilación donde cuales se integran las bases conceptuales de las geoformas volcánicas relacionadas a los procesos constructivos y destructivos, discutidos en el apartado anterior. Esta propuesta se basó principalmente para los aparatos monogenéticos en la clasificación de Keresturi y Németh (2013) y la de Francis y Hoppenheimer (2004). para los edificios poligenéticos. También se agregó la clasificación de Bishop (2009), la cual podría aplicarse tanto a vulcanismo monogenético como poligenético. En esta clasificación propuesta, las geoformas se dividieron en cuatro grandes grupos los cuales reflejan la naturaleza de la geoforma: i) geoformas volcánicas primarias (relacionadas a procesos endógenos), ii) geoformas volcánicas secundarias (relacionadas a procesos exógenos), iii) paisaje volcánico a grande, mediana y pequeña escala y iv) paisaje volcánico adyacente (Tabla 1).

Tabla 1. Clasificación de geoformas volcánicas compilada en este trabajo y basada en los trabajos de: Keresturi y Németh (2013) Francis y Hoppenheimer (2003) y Bishop (2009).

PROCESOS CONSTRUCTIVOS (MORFOLOGÍA PRIMARIA)			
Clase morfológica	Clase genética	Tipo	Ejemplo
Simple	Monogenético	Cono cinerítico o de escoria	Tipo Norat
		Spatter	Tumuli
Compuesto (> 2 del mismo tipo)	Poligenético	Maar	Subaereo/submarino
		Anillo de toba	Surtseyano, Taaliano
		Cono de toba	Tipo torta, Peléano, Couleé,
Compuesto (> 2 de diferente tipo)	Poligenético	Domos	Tuyas y mobergs
		Volcanes intra/subglaciales	Campos y flujos de lava, basaltos de inundación, provincias planas basálticas, mesas de lava
		Flujos fisurales	Conos simples
Compuesto (> 2 de diferente tipo)	Poligenético	Estratovolcán	Conos compuestos
		Caldera	Volcanes compuestos
		Volcán tipo Escudo	Complejos Volcánicos
Compuesto (> 2 de diferente tipo)	Poligenético	Caldera	Tipo Somma (de explosión)
		Volcán tipo Escudo	Tipo Krakatoa (colapso-explosión)
		Volcán tipo Escudo	Tipo Hawaiiiana
Compuesto (> 2 de diferente tipo)	Poligenético	Volcán tipo Escudo	Tipo Valles (Colapso basal y resurgencia)
		Volcán tipo Escudo	Tipo Toba (Grandes y complejas calderas resurgentes)
		Volcán tipo Escudo	Tipo Hawaiiiano
Compuesto (> 2 de diferente tipo)	Poligenético	Volcán tipo Escudo	Tipo Galapagos
		Volcán tipo Escudo	Tipo Islándico
		Volcán tipo Escudo	Tipo Africano
Compuesto (> 2 de diferente tipo)	Poligenético	Volcán tipo Escudo	Tipo Mexicano

PROCESOS DESTRUCTIVOS/EROSIVOS (MORFOLOGÍA SECUNDARIA)		
Clase genética	Tipo	Ejemplo
Eruptivo	Deslizamiento	Cicatriz de deslizamiento
	Avalancha	Avalancha de escombros
Erosivo	Calderas erosionales (p.e. Haleakala, Maui; Cirque de Mafate, Isla Réunion)	Avalancha de caldera generada por una ruptura en un flanco, debido a procesos magmáticos, gravitacionales o ambos
	Lahar	Lahar Monte Sta. Helena
	Erosión fluvial	Carcavas
	Erosión eólica	Dunas en media luna o en estrella
	Denudación /Inversión del relieve	Cono erosionado
Denudación /Inversión del relieve	Depósitos piroclásticos erosionados	Cuellos/Culottés volcánicos
	Lavas erosionadas	Diques
	Raíces	Caldera
	Tectónica invertida	Complejos hipovolcánicos
	Formas de pequeña escala invertidas	
GEOFORMAS A GRANDE ESCALA (TECTÓNICA)		
Pequeña escala	Agrupamiento volcánico	Lineamiento volcánico local
Mediana escala	Campo volcánico	Lineamiento vulcano-tectónico
Gran escala	Cinturón Volcánico	Campos volcánicos monogenéticos/ poligenéticos
Gran escala	Provincia volcánica	
PAISAJE VOLCÁNICO ADYACENTE		
Geoformas generadas de manera indirecta	Lagos	Lago volcánico, lago vulcano-tectónico
	Drenajes	Alteración en las corrientes de drenaje (desviación, decapitación)
Geoformas generadas de manera indirecta	Deslizamientos	Represamiento por deslizamientos, colina volcánica, hummocks

4.3.2- Geformas de vulcanismo monogenético.

Los volcanes monogenéticos también presentan una geometría cónica, pero de menor dimensión, con alturas entre 50 y 500 metros, diámetros basales entre 250 y 2 500 metros, y pendientes de 2 a 38°. Se asocian a un solo período de erupción que puede durar algunas semanas o años. Se forman por la emisión de productos efusivos o explosivos a partir de erupciones de tipo estromboliana, vulcaniana o surtseyana. Por lo general, son de composición máfica-intermedia y su morfología dependerá de la cantidad de agua que se encuentre en el subsuelo, así como la profundidad de la misma. La interacción entre el agua y el magma puede producir conos de escoria, spatters, maares, anillos y conos de toba.

4.3.2.1. Cono cinerítico/cono escoria.

Los conos de escoria se han tomado como el mejor ejemplo de la actividad monogenética y han sido los más estudiados dentro de la morfología volcánica. Presentan una morfología típica de cono truncado con cráter bien definido. Generalmente tienen una geometría asimétrica; se encuentran elongados a lo largo de una fisura que representa la dirección del mínimo esfuerzo (Nakamura, 1977) y presentan mayor altura en el flanco hacia donde iba la dirección del viento al momento de la erupción. Frecuentemente, se encuentran agrupados en campos volcánicos o se emplazan en las laderas de estratovolcanes, estos últimos se conocen como conos adventicios o conos parásitos (Figura 14a, 15a).

Una característica distintiva es su geometría simple definida por el ángulo de reposo de la escoria. Para los conos jóvenes poco erosionados se tienen pendientes cercanas a 33°, aunque pueden variar entre 18° y 33° dependiendo del grado de erosión natural o antrópica que haya experimentado el aparato. El diámetro basal de los conos cineríticos varía entre 0.25 y 2.5 kilómetros con una media de 0.8 kilómetros y con alturas menores a 300 metros (de Silva y Lyndsay, 2015).

La morfología final de un cono cinerítico depende de diversos factores como: el volumen total de material emitido, la dirección y velocidad del viento, la velocidad y ángulo de los materiales eyectados, la composición y tamaño de las partículas, la generación de flujos de lava, la geometría y espaciamiento de los aparatos cercanos, así como, la erosión que hayan sufrido y la región climática en la que se encuentren (Wood, 1980b).

Se ha observado que los conos de escoria se forman durante los primeros días de emplazamiento (p.e. el volcán Parícutin en 24 horas alcanzó 30 metros de altura; en 6 días 120 metros; en un mes 148 metros y en 4 meses 200 metros, casi el 50 % de su altura total, Foshag y Reyna, 1956). Durante el crecimiento de los conos de escoria, cuatro estilos

eruptivos pueden ser reconocidos: hawaiano, estromboliano, vulcaniano y actividad hidromagmática; característica que pocas veces se toma en cuenta al momento de hacer interpretaciones geomorfológicas. El mecanismo de crecimiento de un cono se considera como una interacción compleja entre procesos de sedimentación de materiales piroclásticos primarios y la redistribución del material por procesos de avalancha. Es importante mencionar que el crecimiento de los conos implica procesos constructivos y destructivos, los cuales alteran la morfología en un período de tiempo corto, por lo que el contexto temporal y espacial de estos procesos son factores importantes desde el punto de vista morfométrico (Kereszturi y Németh, 2013).

Kereszturi y Németh (2013) proponen dos modelos de mecanismos de crecimiento para los conos:

1. Modelo simple: formado por un estilo eruptivo claro y estable, y
2. Modelo complejo: formado por varios estilos eruptivos con transición entre ellos durante la historia eruptiva.

En el modelo de crecimiento simple un edificio se forma por la repetición de un estilo eruptivo sin fluctuación en la eficiencia de emisión, la excavación del cráter y su diámetro, así como en el modo de transporte de los piroclastos. Debido a esto, los conos pueden variar en un rango muy estrecho y se puede inferir un mecanismo de fragmentación constante (Figura 16b).

El modelo de crecimiento complejo asume que el cono es el resultado de varios estilos de actividad volcánica, los cuales generan cambios en los procesos eruptivos y sedimentarios. Estas variaciones generan cambios en la evolución morfológica del cono. Las variaciones en los estilos eruptivos pueden estar asociadas a cambios en el grado de vesiculación y la eficiencia de segregación de magma en el conducto; estos cambios determinan el tamaño de partícula, el proceso de transporte de los piroclastos y los procesos de crecimiento del aparato (Figura 16c). En ambos modelos el magma puede expresarse mediante flujos de lavas que pueden llegar a generar lagos de lava dentro del cráter, o bien, emplazarse como diques en las laderas.

4.3.2.2 Cono tipo Spatter (o de salpicadura)

Un spatter se define como la acumulación de lavas muy fluidas o de piroclastos calientes que se aglutinan en la superficie. Este tipo de morfología es más común en erupciones máficas, aunque también pueden ser de composición félsica. Los spatters son generados por erupciones tipo hawaiana y muestran una amplia variedad de lavas clastogénicas

provenientes de una fuente de lava (Sumner, 2005). Generalmente tienen diámetros menores a 200 metros, alturas menores a 100 metros y pendientes incluso mayores a 33° (Figura 14.b y 15.b) (Kereszturi y Németh, 2013; de Silva y Lyndsay, 2015).

La actividad de una fuente de lava puede durar días, semanas o hasta décadas. Como resultado de la limitada energía involucrada en este tipo de erupción, los piroclastos de mayor tamaño son transportados balísticamente, mientras que los más finos son transportados en una columna eruptiva de poca altura. Los fragmentos de lava tienden a acumularse cerca del centro eruptivo formando un montículo de lava en forma de cono o un cono tipo spatter. La naturaleza y distribución de los depósitos asociados a las fuentes de lava dependen del flujo de magma y del contenido de volátiles del mismo (Kereszturi y Németh, 2013; de Silva y Lyndsay, 2015).

Las fuentes de lava reflejan un flujo de magma muy alto y producen una variedad de depósitos, como son: conos cineríticos, conos tipo spatter, flujos fisurales (rootless flows), lava *ponds* y flujos de lava alimentados por una fuente de lava. El tipo de aparato generado está directamente relacionado con el tipo de clastos acumulados (Head, 1998; Sumner, 2005).

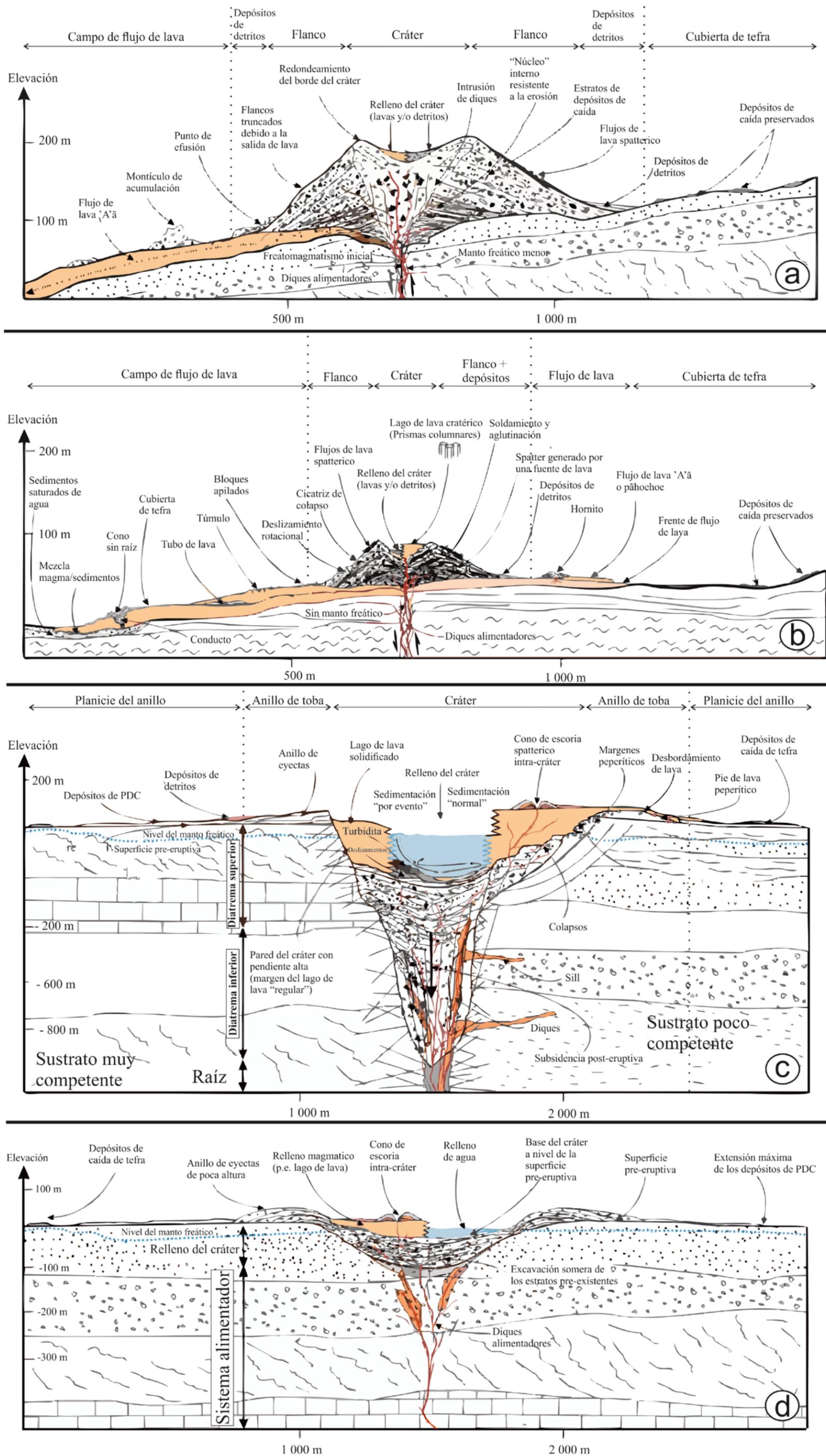


Figura 14. Diagrama esquemático de las diferentes geomorfomas volcánicas monogenéticas donde se representan las principales características geomorfológicas y sus principales productos: a: Cono de escoria o cinerítico, b: Cono tipo spatter o de salpicadura, c: Maar, d: Anillo de toba. Modificado de Kerezuri y Németh, 2013.



Figura 15. Ejemplos de geformas monogenéticas: **a.** Volcán Parícutin (cono cinerítico), México, **b.** Cono Pu'ū Ō'ō, (spatter), Hawai'i, **c.** La Alberca de Teremendo (maar), México, **d.** Volcán Bárcena (cono de toba), **e.** Volcán Xico (anillo de toba), **f.** Spatter formado el 5 de mayo del 2018 en la zona de Leilani en la Gran Isla de Hawai'i.

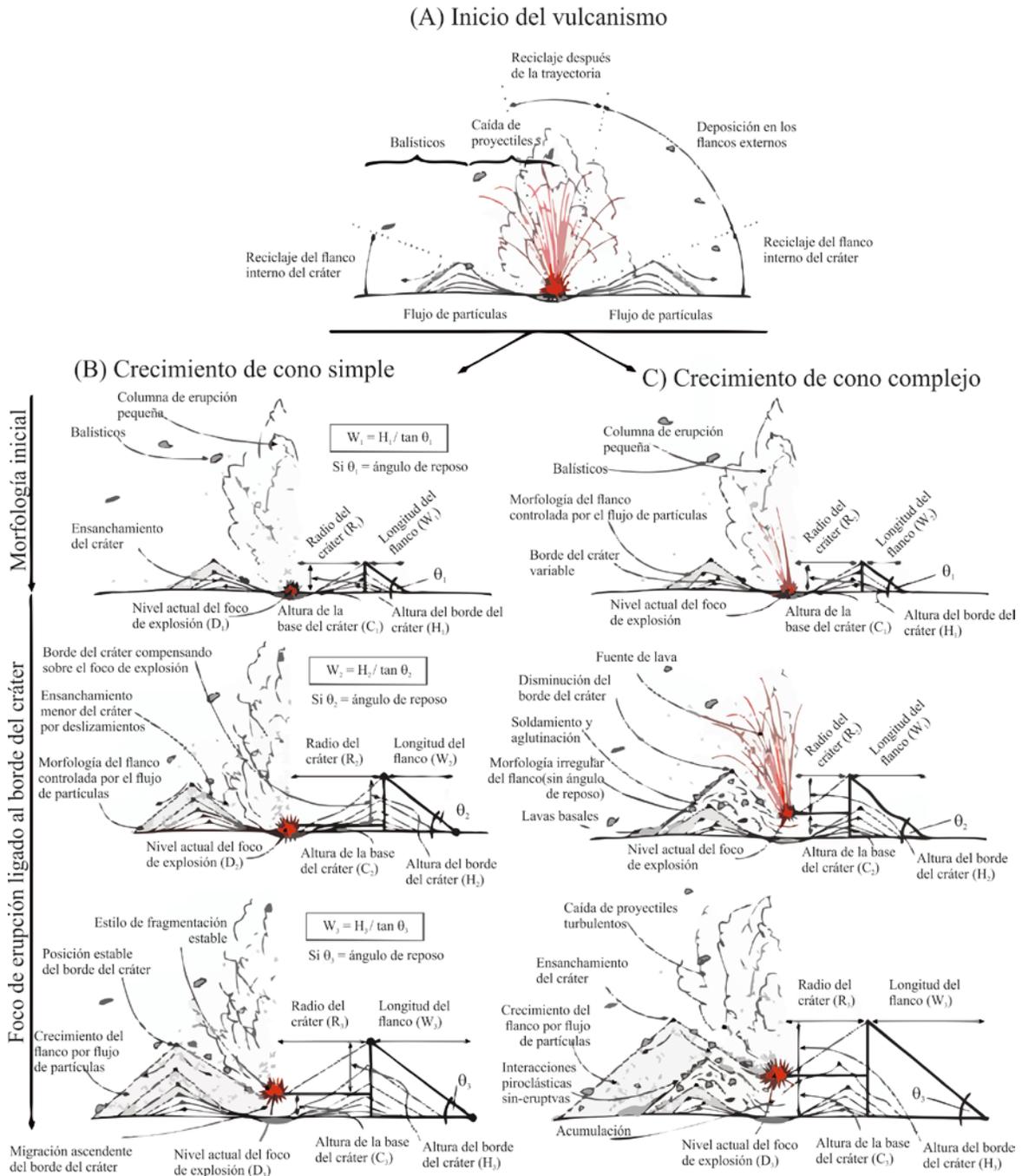


Figura 16. Modelos de crecimiento de volcanes tipo cono. A. Inicio del vulcanismo, B. supone un mecanismo de fragmentación estable, asociado a un estilo eruptivo y procesos sedimentarios, el ángulo de reposo es constante, $\theta_1 = \theta_2 = \theta_3$ a lo largo de su historia eruptiva. La variación de la altura relativa (H) sobre la localización del centro eruptivo y el radio del cráter (R) varía en un rango estrecho ($H_1 \leq H_2 = H_3$ y $R_1 \leq R_2 = R_3$) después de su primera etapa de crecimiento rápido. Este modelo implica que la morfología constructiva es el resultado de un mecanismo de transporte piroclástico. Por otro lado, C. el modelo de crecimiento complejo involucra cambios abruptos o graduales en un estilo eruptivo, desencadenando múltiples modos de transporte piroclástico, y posibles cambios en la altura relativa y diámetro del cráter ($H_1 \neq H_2 \neq H_3$). Debido a la interacción entre diversos tipos de piroclastos en este modelo los procesos de avalancha serán más comunes en las laderas externas del aparato. El ángulo de reposo no es constante debido a la diversidad de piroclastos emplazados ($\theta_1 \neq \theta_2 \neq \theta_3$), especialmente cuando la tasa de acumulación y la temperatura son altas, provocando horizontes de spatter aglutinado y soldado. Modificado de Kereszturi y Németh, 2013.

Sumner (2005) ha definido 5 tipos de clastos, variando desde escoria frágil hasta clastos fluidos que se fusionan o re-homogenizan para formar lava. Estos son:

- 1) Clastos frágiles fríos: escoria y bombas alargadas (Figura 17a).
- 2) Clastos con bordes viscosos/frágiles e interior fluido: bombas tipo cowpat (Figura 17b y 17c).
- 3) Clastos completamente fluidos que se aglutinan (Figura 17d).
- 4) Clastos fluidos que salpican en la superficie o se fusionan para formar lava (Figura 17e).
- 5) Clastos con núcleo frágil y bordes fluidos (Figura 17e).

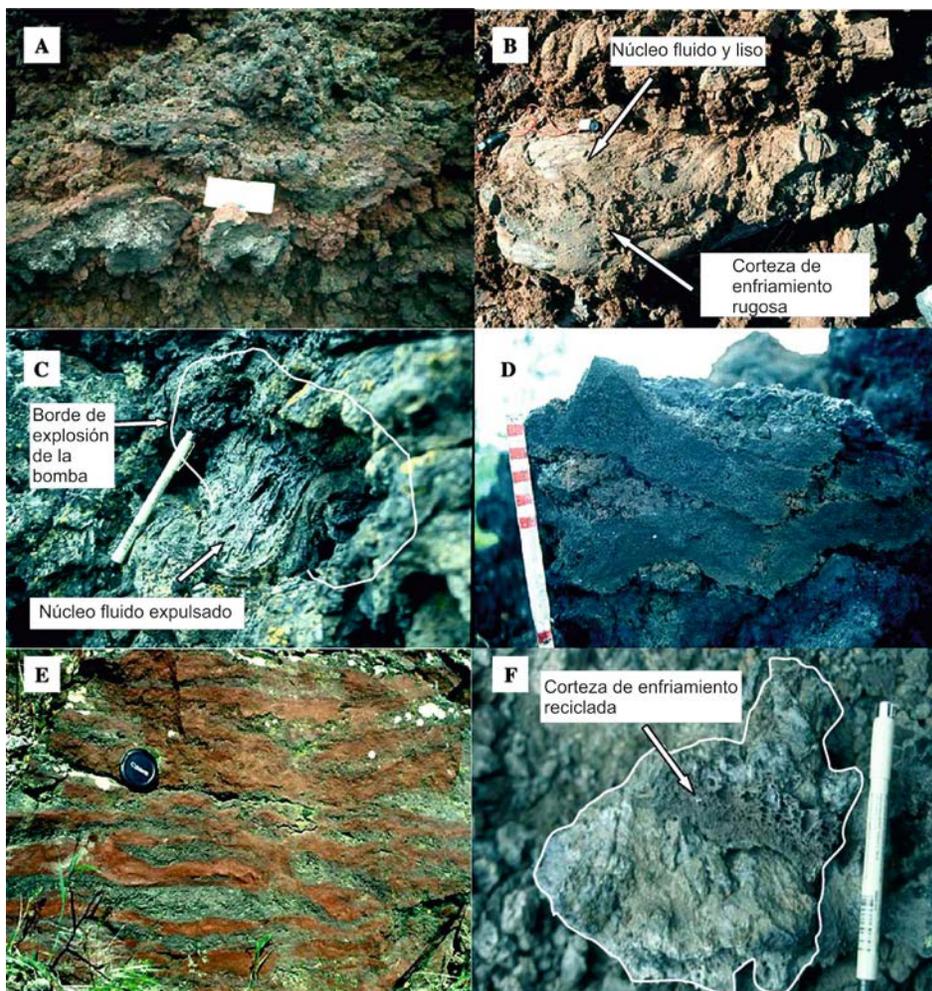


Figura 17. Tipos de clastos provenientes de una fuente de lava: **A.** Clastos de escoria sinterizada (Izu-Oshima, Japón), **B y C.** Núcleo fluido de una bomba con bordes frágiles (Lava Butte, Oregón), **D.** Clastos ligeramente aglutinados con bordes fríos y núcleos vesiculados (Lava Butte, Oregon), **E.** Spatter intensamente deformado y aplanado en un centro eruptivo del área de Rosa Flow Member del Columbia River Basalt en Oregon, **F.** Corteza fría reciclada dentro de un clasto de spatter (Devils Garden, Oregon). Modificada de Sumner, 2005.

Es importante tener en cuenta que el carácter del depósito está influenciado por su tasa de acumulación, tasa de enfriamiento y temperatura de los clastos depositados (Figura 18b);

estos factores dependen del contenido de gas y el flujo de volumen. Por ejemplo, para clastos fríos y frágiles la tasa de acumulación es irrelevante y se forman conos cineríticos. Para clastos calientes, como bombas con núcleos fluidos y bordes viscosos/frágiles, con bajas tasas de acumulación, se forman terrazas de spatter (*spatter ramparts*) y estratos de bombas (*bomb beds*); mientras que a altas tasas de acumulación se forman depósitos de spatter bien soldados. Para clastos calientes con bajas tasas de acumulación se forman bombas tipo *cowpat*, bombas tipo *splashing*, *spatter rags* y “*fluid plops*” individuales; mientras que, a altas tasas de acumulación se producen depósitos de spatter deformados y parcialmente fundidos, flujos de lava y/o lava ponds (Head, 1998; Sumner, 2005) (Figura 18.b).

Esta variedad morfológica de productos puede ayudar a inferir la variación en el contenido de gas y el volumen de flujo a lo largo del tiempo. Head (1998) propone que la evolución de un aparato a lo largo de su historia eruptiva va del extremo inferior izquierdo al extremo superior derecho de la figura 18.a.

El grado de unión y aglutinación de lava tipo spatter depende de: **a)** la tasa de acumulación y espesor del depósito; **b)** la duración de la erupción; **c)** la altura de la fuente de lava; **d)** la temperatura inicial, determinada por la composición del magma; **e)** la tasa de enfriamiento y **f)** el tamaño de grano (Kereszturi y Németh, 2013).

Los depósitos piroclásticos provenientes de una fuente de lava pueden presentar diferentes procesos que están directamente relacionados con el decremento de viscosidad de las partículas, la alta temperatura de emplazamiento de los piroclastos y/o debido a la rápida sobreposición de fragmentos de lava calientes, los cuales pueden retener el calor efectivamente durante mucho tiempo. Estos procesos son: soldamiento (compactación mecánica de piroclastos fluidos debido a una sobre-presión), aglutinación (aplanamiento y deformación de piroclastos fluidos) o coalescencia (fundido homogéneamente mezclado y formado por fragmentos individuales fluidos) (Head, 1998).

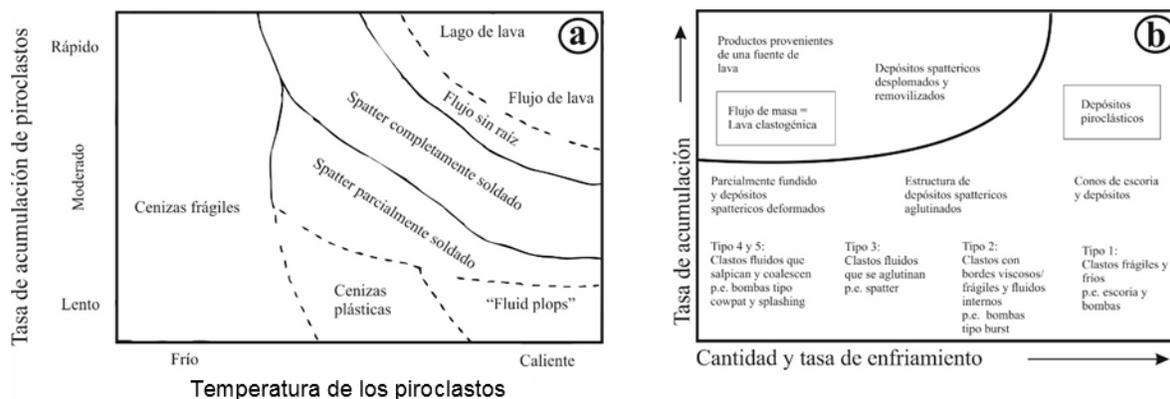


Figura 18. Diagrama de los depósitos formados por fuentes de lava donde se ilustra: **a.** la relación entre la temperatura de los piroclastos y la tasa de acumulación (Head, 1989) y **b.** la relación entre la tasa de enfriamiento de los piroclastos y la tasa de acumulación (Sumner, 2005).

4.3.2.3 Vulcanismo hidromagmático

Durante esta actividad el tipo de aparato volcánico que se expresa en la superficie es el resultado de la interacción magma/agua. En un ambiente donde esta interacción es baja o nula se generan conos cineríticos, mientras que si hay abundante agua subterránea se genera un anillo de tobas o un maar. Cuando existe la interacción entre un cuerpo de agua somero o superficial se forma un cono de tobas.

a) Maares

Son aparatos monogenéticos generados por la interacción de magma y agua (subterránea o superficial). Esta interacción produce una actividad explosiva en superficie y forma depresiones circulares que tienen la base de su cráter por debajo de la superficie pre-eruptiva. Estas depresiones están rodeadas por bordes de poca altura, compuestos por los escombros emitidos durante la erupción, estos bordes pueden ser asimétricos si la erupción ocurrió durante fuertes vientos. Generalmente presentan un lago dentro del cráter (Figura 14c. y 15c).

Los maares presentan diámetros basales promedio de 1.4 kilómetros y diámetros de cráter entre 0.2 y 1.5 kilómetros. Tienen pendientes suaves menores a 25° en la parte externa, mientras que las laderas internas pueden estar muy inclinadas con pendientes de hasta 70°. El cráter puede tener profundidades ≤ 300 metros y la altura de los bordes generalmente es menor a 30 metros, aunque excepcionalmente pueden tener más de 100 metros de altura (e.g. Maar Joya Honda, San Luis Potosí, México).

La mayoría de los maares son la representación superficial de diatremas. Las diatremas son conductos verticales que explotan sobre el basamento al momento de interactuar con los cuerpos de agua, sus productos son fragmentos angulares de rocas del basamento (Kereszturi y Németh, 2013).

b) Anillo de tobas

Es un volcán monogenético compuesto por depósitos de tefra ligeramente estratificados y poco consolidados, abundante escoria basáltica fragmentada y piroclastos relativamente frescos. Su principal mecanismo de emplazamiento es a través de oleadas piroclásticas. Los anillos de tobas se forman cuando el magma proviene cerca de la superficie. Presenta

pendientes $< 12^\circ$ en las laderas y puede alcanzar hasta 25° en la cima del cráter, tienen un diámetro basal promedio de 1.6 kilómetros y un diámetro de cráter entre 0.2 y 3 kilómetros con un promedio de 0.75 kilómetros, su altura por lo general es menor a 50 metros, aunque puede haber anillos de tobas de hasta 200 metros de altura (e.g. Anillo de tobas Capelinhos, Portugal). La mayoría presentan un cráter excavado debajo de la superficie pre-eruptiva (Figura 14d. y 15d) (Wohletz y Sheridan 1983; Kereszturi y Németh, 2013).

c) **Cono de tobas**

Es un volcán monogenético compuesto de tefras muy consolidadas que se depositan en capas masivas estratificadas y presenta piroclastos hidratados. Además, se emplazan capas de ceniza intercaladas con capas de oleadas piroclásticas basales, como resultado de una actividad estromboliana y surtseyana.

Morfológicamente son muy similares a los conos de escoria. Los conos de tobas se pueden formar por una actividad poco explosiva y erupciones más prolongadas. La base del cráter generalmente se encuentra encima de la superficie preexistente. Los conos de tobas presentan alturas entre 50 y 300 metros y diámetros de cráter entre 0.1 y 1.5 kilómetros. Debido a su alta viscosidad se forman conos con pendientes muy empinadas incluso mayores a 33° (Figura 15e).

Los parámetros morfométricos utilizados para los conos y anillos de tobas son: grosor máximo de los depósitos (T_m), ancho del cráter (W_r), máxima pendiente (θ_m), ancho de excavación para anillos y maeres (W_e), profundidad de excavación (D_e) y longitud de ladera (L_r) (Figura 19).

Wohletz y Sheridan (1983) sugieren que la estratificación masiva encontrada en los conos de tobas se debe al emplazamiento en condiciones frías y húmedas menores a los 100°C . En cambio, la escasa estratificación de los anillos de tobas se debe a que estos aparatos se emplazan en un ambiente caliente ($>100^\circ\text{C}$) y relativamente seco. Heiken (1971) propuso que la profundidad a la que ocurre la explosión debajo de un cuerpo de agua somero, determina la formación de diferentes geoformas volcánicas, por ejemplo, los conos de toba se generan por explosiones profundas y los anillos de toba por explosiones someras.

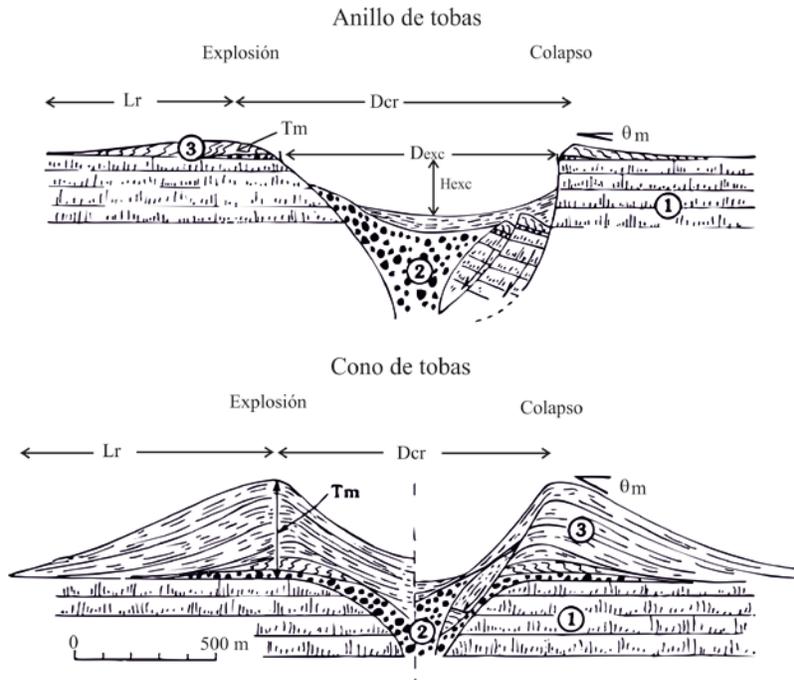


Figura 19. Diagrama esquemático de un anillo de tobas y cono de tobas donde se representan las principales características morfológicas: grosor máximo de los depósitos (T_m), ancho del cráter (D_{cr}), máxima pendiente (θ_m), ancho de excavación para anillos y maeres (D_{exc}), profundidad de excavación (H_{exc}) y longitud de ladera (L_r). También se representan las rocas pre-existentes (1), la brecha de explosión (2) y los depósitos piroclásticos (3). Modificado de Wohletz y Sheridan, 1983.

4.3.3. Geformas de vulcanismo poligenético

Los volcanes poligenéticos presentan una geometría cónica y se forman por la repetición de erupciones de lava o de productos piroclásticos a partir de un aparato central o de edificios adventicios de menores dimensiones, relacionados a un sistema magmático común. Por lo general tienen alturas entre 1 y 3 kilómetros, diámetros basales de 5 a 20 kilómetros y volúmenes entre 10 y 100 km³. A lo largo del tiempo, se han reconocido tres principales morfologías para los volcanes poligenéticos: grandes conos simétricos con pendientes altas como el Monte Fuji en Japón; conos asimétricos generalmente elongados en una dirección como los volcanes Lascar en Chile y Ruapehu en Nueva Zelanda; y edificios compuestos o macizos volcánicos contruidos a partir de la superposición de edificios como el volcán Nevado Ojos del Salado en Chile o el volcán Tungariro en Nueva Zelanda. Por lo general son de composición intermedia-félsica y producen erupciones explosivas de tipo estromboliano, vulcaniano, subpliniano o pliniano, las cuales generan conos piroclásticos adventicios, oleadas y caídas piroclásticas, así como productos efusivos que pueden generar flujos de lava, coulées y domos (Enciclopedia de volcanes, 2015).

4.3.3.1 Estratovolcanes

a) Conos simples:

Los conos simples son similares a los conos de escoria, pero de mayores dimensiones, son aparatos que tienen un período eruptivo más largo o un reservorio magmático más grande. Estos tienen un centro eruptivo sencillo en la cima y una simetría radial. Se caracterizan por tener pequeños cráteres en la cima, no mucho más grandes que los conos de escoria; estos cráteres con frecuencia están cubiertos por lavas dando una apariencia de domo. Presentan pendientes mayores a 40°. Algunos ejemplos de este vulcanismo son los volcanes Monte Mayon (Filipinas), Licancabur (Chile) y El Mistí (Perú) (Figura 20a y 20b) (Francis y Oppenheimer, 2004).

b. Conos compuestos:

Son aquellos conos que han tenido más de una etapa evolutiva en su historia pero que aún mantienen una simetría radial. A lo largo de su compleja historia eruptiva, la ubicación de su actividad se ha confinado a un solo centro eruptivo. Un cono compuesto promedio tiene un edificio de ~2 kilómetros de altura. Buen ejemplo de estos aparatos son los volcanes Vesubio y Etna, ubicados en Italia (Figura 20c y 20d) (Francis y Oppenheimer, 2004).

c. Volcán compuesto

Se conforma por la intercalación de conos, domos y cráteres que cubren una gran superficie y son referidos como macizos volcánicos. Aún no se comprende la anatomía detallada de estos aparatos, así mismo se desconoce cuáles son los componentes que construyen estos macizos o cómo es que los sistemas de ascenso se interconectan. Se caracterizan por tener cimas muy altas, aunque los aparatos individuales no tengan grandes dimensiones, el ejemplo más conocido en la literatura es el Nevado Ojos del Salado ubicado en límite entre Chile y Argentina, el cual cubre un área de ~70 km² y tiene una altura de ~2 kilómetros. Es común que se presenten como macizos elongados, con muchos centros eruptivos alineados formando una cresta, la cual podría ser una expresión superficial de una fractura cortical (Figura 20e y 20f) (Francis y Oppenheimer, 2004).

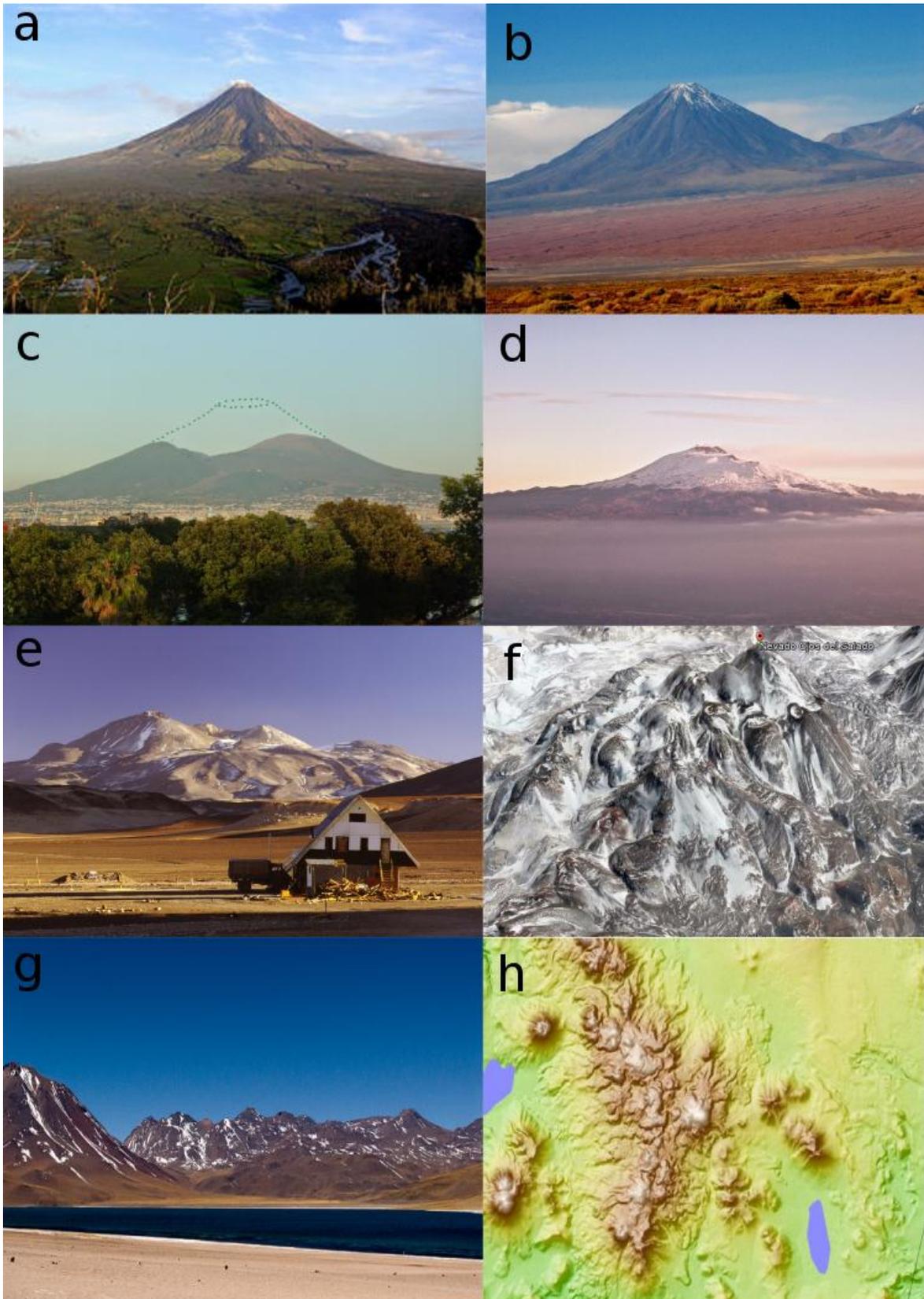


Figura 20. Ejemplos de geformas poligenéticas. **a.** Monte Mayon, Filipinas, cono simple; **b.** volcán Licancabur, Chile, cono simple; **c.** Vesuvio, Italia, cono compuesto; **d.** Monte Etna, Italia, cono compuesto; **e.** Nevado Ojos del Salado, Chile, volcán compuesto; **f.** vista en Google Earth del anterior; **g.** Cordón de Puntas Negras, Chile, complejo volcánico; **h.** mapa hipsométrico del Cordón de Puntas Negras (tomado de <https://www.mountain-forecast.com/peaks/Cordon-De-Puntas-Negras>).

4.3.3.2. Volcanes en escudo: tipo hawaiano, galápagos, islándico, africano, mexicano.

Los volcanes en escudo se producen por la acumulación de lavas basálticas fluidas y adoptan la forma de una estructura convexa en forma de domo con pendientes suaves, que es similar a la forma del escudo de un guerrero. La mayoría de los volcanes en escudo se han construido sobre el piso oceánico formando islas o montes submarinos, por ejemplo, las islas de Hawai'i, Islandia y Galápagos. Sin embargo, algunos volcanes en escudo tienen lugar en ambientes continentales como el Suswa en Kenya o los volcanes del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (Figura 21).

Los volcanes en escudo se caracterizan por tener pendientes con ángulos menores a 15° . La altura de estos aparatos dependerá mucho de la zona en donde se hayan formado. Por ejemplo, los volcanes de las islas de Hawai'i alcanzan alturas de hasta 9 kilómetros desde la base por debajo del mar hasta la cima, mientras que los volcanes de las Galápagos alcanzan alturas de 1600 m.s.n.m y los volcanes presentes en Islandia apenas alcanzan 600 metros de altura y un diámetro basal de 10 kilómetros (Francis y Oppenheimer, 2004). Los volcanes tipo escudo mexicano presenta alturas entre 100 y 1000 metros con una media de 340 metros, pendientes menores a 10° y diámetros basales entre 2 y 17 kilómetros.

En la literatura los volcanes en escudo se han diferenciado en dos etapas: jóvenes y maduros. Los escudos jóvenes emiten lava muy fluida desde una chimenea en el centro de la cima y tienen laderas con pendientes suaves que oscilan entre 1 y 5° (volcanes de Islandia). Mientras que los volcanes maduros como el Mauna Loa, tienen pendientes más altas en las secciones centrales (10°) y ángulos menores en sus cimas y flancos. Durante el estadio de madurez, las lavas son emitidas desde las chimeneas de la cima, así como de las zonas hendidas que se desarrollan a lo largo de las pendientes. La mayor parte de las lavas son cordadas, pero conforme estas coladas se enfrían en el descenso, muchas se convierten en coladas tipo 'A'ā.

Una vez que la erupción se ha establecido de forma constante, una gran fracción de la lava (quizá el 80%) fluye a través de un sistema bien desarrollado de túneles, lo que aumenta en gran medida la distancia que puede recorrer la lava antes de solidificarse. Por lo tanto, la lava emitida cerca de la cima suele alcanzar el mar (en el caso de los escudos oceánicos) y de este modo, la anchura del cono se incrementa, pero no así su altura (Tarbuck et al. 2005).

Los grandes volcanes en escudo comúnmente presentan calderas somitales, así como fisuras radiales en las laderas, las cuales permiten el emplazamiento de conos cineríticos,

conos tipo spatter, domos y coulées. Los volcanes en escudo típicamente presentan zonas de rift y pueden experimentar deslizamientos gigantes (Loockwood y Hazlett, 2010).

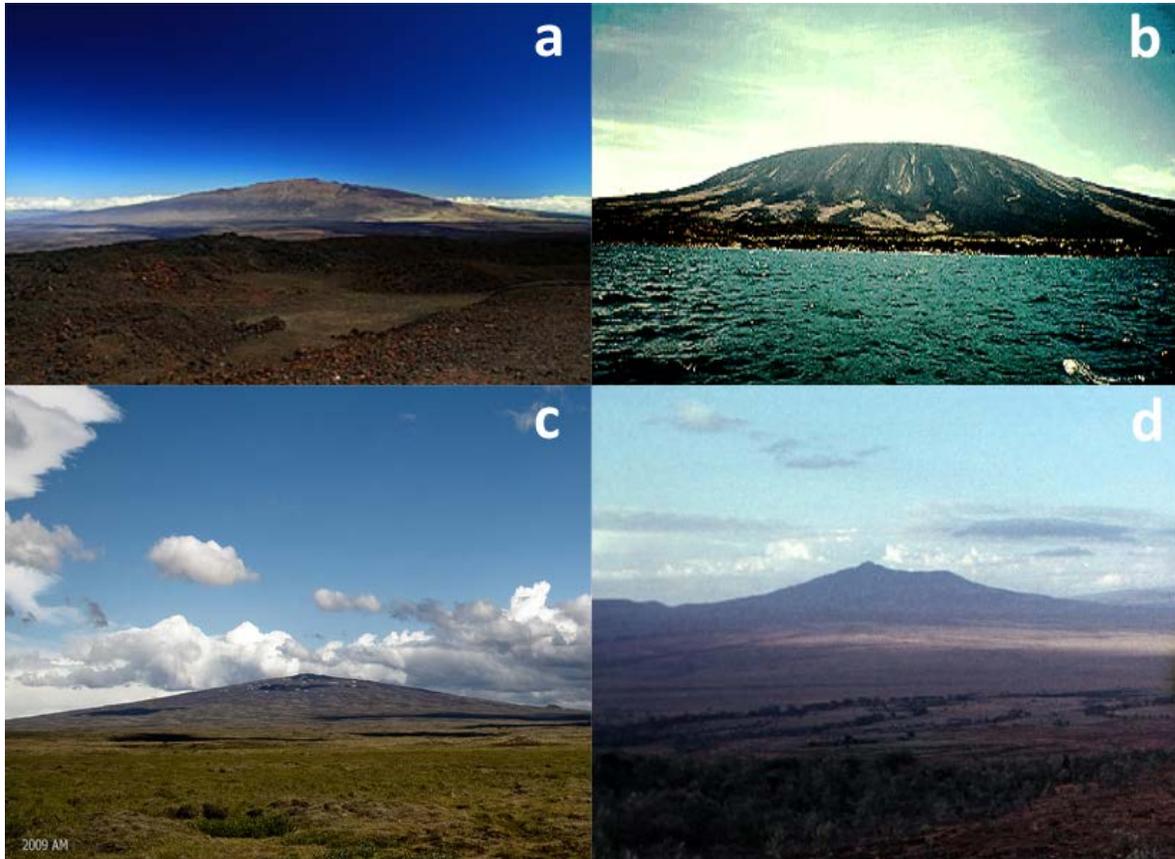


Figura 21. Ejemplos de volcanes en escudo: a. Mauna Loa, Hawai'i; b. Fernandina, Galápagos; c. Skjaldbreiður, Islandia.; d. Monte Suswa, Kenya.

4.3.3.3 Calderas

Las calderas son volcanes de dimensiones muy grandes los cuales generan erupciones catastróficas con columnas eruptivas mayores a 20 kilómetros de altura. La caldera de Krakatoa permitió tener un registro de este tipo de actividad cuando hizo erupción en 1883 generando columnas eruptivas de hasta 24 kilómetros. Esta erupción dejó más de 36 000 muertos y seguramente generó cambios en la temperatura de la Tierra. Hoy en día la caldera más conocida es la de Yellowstone la cual se considera activa. Se pueden identificar tres tipos de calderas de colapso: caldera somital, caldera clásica y caldera tipo graben (Figura 22).

a) Calderas de colapso

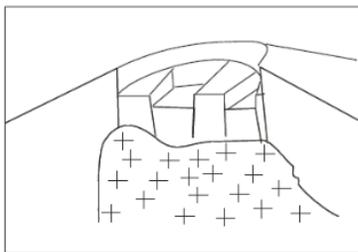
Una caldera de colapso es una estructura volcánica que se forma durante el colapso de bloques corticales en la cima de una cámara magmática somera. Durante este colapso, un gran volumen de magma es evacuado de manera explosiva en forma de flujos piroclásticos

y caídas piroclásticas. En general domos y conos se emplazan después del colapso a lo largo del margen estructural de la caldera y/o dentro de la misma. El resultado de esta explosión volcánica catastrófica es una depresión que puede dar lugar a diferentes geoformas caldéricas (circular, ovalada, rectangular o irregular), dependiendo de los diferentes factores involucrados en la formación de la caldera. Estos factores pueden ser internos, como son: cambios de presión en la cámara magmática, composición del magma, alimentación de la cámara magmática proveniente de un reservorio a mayor profundidad, reología del magma, etc.; o bien por factores externos, como el régimen de esfuerzos tectónicos que afectan la región volcánica donde se encuentra la caldera.

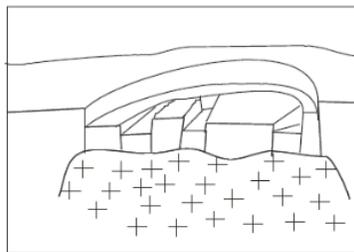
Las calderas somitales son aquellas formadas en la cima de grandes volcanes y son relacionadas con poco volumen de productos piroclásticos que incluyen columnas eruptivas de estilo pliniano. Algunos ejemplos son: Crater Lake en EUA, Ceboruco en México, Las Cañadas en Tenerife y Somma-Vesubio en Italia. Las calderas clásicas presentan estructuras semicirculares o irregulares, con diámetros muy grandes que se relacionan con grandes volúmenes de productos que comienzan generalmente con caídas de pómez y continúan con erupciones de flujos piroclásticos. Ejemplos de estas estructuras son: Long-Valley, Valles y Yellowstone en EUA; Campi Flegrei en Italia, y Los Humeros en México.

Las calderas tipo graben son estructuras vulcano-tectónicas de colapso a partir de las cuales se emiten grandes volúmenes de productos piroclásticos. La formación de la caldera ocurre a través de varias fisuras presentes a lo largo de las fallas principales del graben y de las fallas presentes en los bloques internos del graben. El volumen de ignimbritas de la Sierra Madre Occidental, ante la aparente ausencia de grandes estructuras curvilíneas en la región, ha sido utilizado como ejemplo para este tipo de caldera. La caldera de La Escalera en la Sierra de Mil Cumbres (México) es un buen ejemplo de este tipo de caldera.

Caldera somital



Caldera clásica



Caldera tipo graben

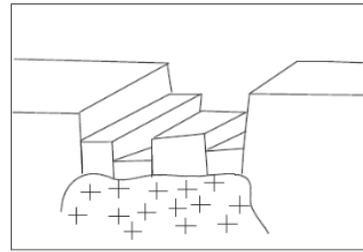


Figura 22. Representación esquemática de los principales tipos de calderas de colapso: somital, clásica y tipo graben. Tomado de Aguirre (2008).

De acuerdo a Lipman (1997), cualquiera de los tres tipos de calderas ya mencionados pueden colapsar al menos de tres maneras distintas (Figura 23):

Pistón: Cuando el colapso ocurre como un solo bloque cortical.

Por partes (*piece-meal*): Cuando el colapso ocurre en diferentes bloques en la cima de la cámara magmática.

Trampilla (*trap-door*): Cuando el colapso ocurre de manera desigual, mientras que de un lado se colapsa, el lado opuesto permanece sin colapso.

Dependiendo del tipo de caldera y el estilo de colapso, diferentes combinaciones pueden ser aplicadas para clasificar una caldera; por ejemplo, una caldera somital con colapso de pistón, una caldera clásica con colapso de trampilla o una caldera tipo graben con un colapso por partes (Aguirre-Díaz, 2008).

Figura 23. Clasificaciones de calderas de colapso de acuerdo a los diferentes tipos y diferentes estilos de colapso. Modificado de Aguirre (2008)

4.3.4 Geformas volcánicas a mediana y a gran escala: campo volcánico

El paisaje volcánico se caracteriza por presentar una variedad de geformas volcánicas agrupadas en un área determinada, a estas zonas se les denomina campos volcánicos o clusters volcánicos (dependiendo la escala a la que se analice). Por lo general, los edificios volcánicos se encuentran alineados a lo largo de zonas de fracturamiento cortical, lo cual representa la dirección del mínimo esfuerzo en determinada región volcánica. Otro indicador del máximo esfuerzo es representado por la elongación de los aparatos volcánicos en una dirección determinada (Nakamura, 1977). Sin embargo, en muchas ocasiones el

agrupamiento de los volcanes puede ser aleatorio o pueden combinarse el tipo de agrupamiento o clustering, de manera que pueden ser interpretados de manera diferente dependiendo la escala de estudio.

La nomenclatura o clasificación de las agrupaciones de volcanes cambia dependiendo del autor. Sin embargo, en este caso se plantea que a escala media pueda determinarse como *complejo volcánico* y a gran escala como *campo volcánico*.

4.3.4.1 Complejos volcánicos:

Los complejos volcánicos están compuestos por diversos edificios volcánicos superpuestos y lo mejor que uno puede hacer es marcar el polígono general de estos. De manera formal se definen como una agrupación extensa de centros eruptivos (grandes y pequeños) relacionados espacial, temporal y genéticamente. Es difícil delimitar de manera individual los aparatos y flujos asociados que construyen un complejo volcánico. Un claro ejemplo es el llamado Cordón Punta Negra en Chile (Figura 20g), el cual tiene al menos 25 conos pequeños con cráteres bien desarrollados en su cima y cubre una superficie de 500 km². Ninguno de sus conos tiene más de algunos cientos de metros de altura y algunos de los conos más antiguos están casi cubiertos en su totalidad por flujos de lavas más jóvenes.

Los complejos volcánicos representan una forma de vulcanismo distribuido. Es decir, en lugar de que la salida del magma sea por un único centro eruptivo, aquí se distribuye en diversos aparatos con morfologías independientes en superficie. Lo que falta por determinar es la duración que tarda en formarse un complejo volcánico, el rango de composiciones presente, y cómo estos varían a lo largo del tiempo (Francis y Oppenheimer, 2004).

4.3.4.2 Campo volcánico

De manera general, el concepto de *Campo Volcánico* es un término que puede ser usado para describir cualquier área dentro de la cual se pueden encontrar diferentes estructuras de origen volcánico (flujos de lavas, domos de lava, conos cineríticos, spatters, conos de toba, anillos de tobas, maares y una variedad de volcanes poligenéticos).

Este término ha sido descrito por diferentes autores atendiendo a diversas características o aspectos, por ejemplo, Cañón-Tapia (2016) propone que el término *Campo Volcánico* puede ser utilizado para describir un grupo únicamente de aparatos monogenéticos, una mezcla de monogenéticos y poligenéticos o únicamente compuesto por volcanes poligenéticos. En cambio, Settle (1979) propuso que los campos de conos cineríticos se distribuyen principalmente en dos ambientes volcánicos distintos: el primero se trata de un

conjunto de conos emplazados en las laderas de un estratovolcán (*volcano cone fields*), mientras que, el segundo se caracteriza por un conjunto de conos con grandes flujos de lavas emplazados en planicies volcánicas (*platform cone fields*).

Debido a la complejidad y ambigüedad del término, hay que tener en cuenta algunos factores como la independencia espacial de un volcán, la relevancia de los sistemas magmáticos y de ascenso para definir la independencia de dos volcanes, así como las escalas de independencia volcánica (Cañón-Tapia, 2016).

Los campos volcánicos intracontinentales se caracterizan por tener tasas de efusión bajas durante un largo período de tiempo, emitidas principalmente por volcanes que se consideran monogenéticos debido a que, aparentemente, nunca construirán un aparato poligenético. Sin embargo, estos volcanes que generalmente son pequeños en tamaño y volumen, al momento de ser sometidos a un análisis más detallado, muestran características de múltiples historias eruptivas y por lo tanto, su morfología puede ser más compleja de lo que se piensa para un volcán monogenético.

Tabla 2. Características promedio de geformas volcánicas monogénicas y poligénicas primarias (i.e., no modificadas por procesos post-eruptivos (Modificada de la Enciclopedia de Volcanes, 2015)

VOLCANES MONOGENÉTICOS									
Geforma	Altura del cono (HCo)	Diámetro basal promedio (Dco)	Diámetro del cráter (Dcr)	Pendiente primaria	Relaciones	Productos predominantes	Volumen de material eruptado (km ³)	Estilo eruptivo	Tiempo de formación típico (años)
Cono cinerítico	≤ 300 m ¹	³ 900 m ³ Rango: 0.25 – 2.5 km, Promedio = 0.8 km	² 50 – 600 m	25 -38° ⁴ ~30° ⁵ Angulo de reposo = 33°	³ H _{Co} /D _{Co} = 0.18 ⁶ H _{Co} /D _{Co} = 0.26 ³ D _{Cr} /D _{Co} = 0.4	Lapilli de escoria, bombas y bloques depositados a través de caídas o avalanchas	² Promedio = 4 x10 ⁷ m ³ ⁴ 10 ⁵ -10 ⁹ m ³ (conos + flujos)	Hawaiano Estromboliano Vulcaniano Freatomagmático	Usualmente < 1 año ³ Semanas a meses, con tasas de erupción altas en los primeros días ² 50 % toma < 30 días 95 % toma <1 año ⁵
Cono tipo spatter	< 100 m ¹²	0.08 km ⁷ 0.2 km ⁵		Algunas veces son mayores a 33° ⁵	⁷ D _{Cr} /D _{Co} = 0.36 ⁷ H _{Co} /D _{Co} = 0.22	Depósitos de caída soldados y aglutinados		Hawaiano Estromboliano	Días, semanas o décadas ¹²
Cono de toba	> 100 m y < 300 m ⁸ 50 – 330 m ⁵		< 0.1 – 1.5 km ⁸	¹ 20 – 30° ² > 25° ⁴ 10-30°	⁸ H _{Co} /D _{Cr} = 0.5 – 0.2	Depósitos de ceniza y lapilli provenientes de caídas y oleadas basales	⁴ 10 ⁵ -10 ⁹ m ³	Freatomagmático	
Anillo de toba	< 50 m ⁸ Aunque el anillo de toba Capelinhos tiene ~ 200 m ⁹	1.6 km ⁸	0.2 – 3 km ⁸ Promedio: 0.7 – 0.8 km ⁵	¹ 2-10° ⁴ Subhorizontal hasta 20° cerca del borde ⁵ < 25°	⁸ H _{Co} /D _{Cr} = 0.13 – 0.05	Depósitos de ceniza y lapilli provenientes de caídas y oleadas basales	⁴ 10 ⁵ -10 ⁹ m ³	Freatomagmático	Días a algunas semanas ¹²
Maar	Altura del borde: < 30 m ⁸ ; aunque el mar Joya Honda tiene > 100 m ⁵ Profundidad: ≤ 300 m ¹³ 10 a > 500 m ⁵	³ 1 km ⁸ 1.4 km	0.2 – 3 km ⁸ Promedio: 0.7 – 0.8 km ⁵ 0.2 -1.5 km ¹³	⁴ Subhorizontal hasta 20° cerca del borde ⁵ < 25°	⁸ H _{Co} /D _{Cr} = 0.5– 0.2 ¹³ Maares poco erosionados tienen una relación D _{Cr} /Profundidad = 3:1 – 7:1	Depósitos de ceniza y lapilli provenientes de caídas y oleadas basales	Es difícil estimar el volumen	Freatomagmático	

VOLCANES POLIGENÉTICOS									
Geoforma	Altura del cono (H _{Co})	Diámetro basal promedio (D _{Co})	Diámetro del cráter (D _{Cr})	Pendiente primaria	Relaciones	Composición predominante	Volumen de material eruptado (km ³)	Estilo eruptivo	Tiempo de formación típico (años)
Volcán compuesto	2-3 km	Conos simples, 10-20 km	< 1 km	30°	HCo/DCo = 0.15-0.33	Oceánica: basalto a andesita basáltica Continental: andesita-dacita Lava y productos piroclásticos	Intraplaca: ≤ 5000 Arcos volcánicos: 10 a 300	Estromboliano Vulcaniano Pliniano Freatopliniano	Conos simples y adventicios: 10 ⁴ – 10 ⁶ Complejos y macizos: 10 ⁷
Volcán tipo escudo oceánico	Pequeños: 100-500 m, Galápagos: ~1 300 m, Hawaianos: > 10 000 m	Pequeños: > 10 km, Galápagos: 25 - 48 km, Hawaianos: > 50 km	Pequeños: < 100 m, Galápagos: 3.5-9 km, Hawaiano: 3- 4 km	Pequeños: <<10°, Galápagos: 4° a > 25°, Hawaianos: << 10°	Hawaianos HCo/DCo= 0.15-0.33	Lava basáltica Productos piroclásticos < 1 %	Pequeños: 1 - 15, Galapagos: 1 000, Hawaianos: 10 000	Hawaiano Estrobomboliano Freatomagmático	~10 ⁶
Calderas	1 - 2 km	100 -300 km	30 - 80 km	1-5° 10-15°		Dacita a Riolita	100 - 1 000 (máximo 6 000 km ³)	Pliniano, Ultrapliniano	10 ⁴ – 10 ⁶

¹Francis y Oppenheimer, 2004; ²Schminke, 2004; ³Wood, 1980; ⁴White y Ross, 2011; ⁵Vesperman y Schminke, 2000; ⁶Inbar y Risso, 2001; ⁷Wood, 1980; ⁸Head et al., 1981; ⁹Waters y Fisher, 1971; ¹⁰Lorenz, 1986; ¹¹Houghton y Schmincke, 1989; ¹²Kereszturi y Németh, 2013; ¹³Ross et al., 2011

Capítulo 5.

JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

La porción meridional del Campo Volcánico Michoacán Guanajuato (CVMG) presenta una región estructural importante conocida como la *Depresión del Bajo Balsas (DBB)*, ubicada en la porción centro-meridional de Michoacán. En términos geomorfológicos, se trata de una cuenca exorreica con dirección ONO-ESE que se extiende desde la región sureste del estado de Jalisco hasta el límite entre Michoacán y Guerrero, al sureste de la Presa de Infiernillo y desemboca en las costas de Lázaro Cárdenas. Presenta una geometría asimétrica, con una longitud de aproximadamente 260 km, y un ancho variable entre 75 kilómetros en su porción noroeste y 45 kilómetros en su porción sureste. La importancia de la *Depresión del Bajo Balsas* radica en que esta representa una estructura tectónica continental de primer orden con un desnivel de 3.6 kilómetros, la cual contiene más de 1000 aparatos volcánicos pertenecientes al CVMG.

La zona de estudio ha sido reconocida y mencionada en los diferentes trabajos de agrupación de volcanes, sin embargo, al igual que en el resto del CVMG, se han soslayado los sistemas estructurales, los cuales facilitan el ascenso de magma y son un factor clave para entender la relación entre la tectónica y el vulcanismo. Esta Fosa Tectónica no es irrelevante para la distribución de vulcanismo, y como bien lo dijeron Hasenaka y Carmichael (1985) la mayor densidad de volcanes se encuentra entre 200 y 250 kilómetros de la trinchera, zona donde comienza el desnivel del Bajo Balsas.

Otro aspecto que se encontró al momento de realizar análisis de estudios previos es que los análisis de *clusters* y lineamientos volcánicos solo se basan en radios arbitrarios de búsqueda o en similitudes morfométricas y no se abordan desde otros puntos de vista tales como las relaciones morfológicas, petrológicas, geoquímicas y estructurales, las cuales pueden ser herramientas claves para definir la evolución genética de los agrupamientos volcánicos.

Al conocer el estado del arte del vulcanismo del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) en esta región nos enfrentamos a algunas interrogantes: ¿Por qué coexisten productos alcalinos y calcialcalinos en tiempo y espacio? ¿Por qué el CVMG alberga tantos centros eruptivos y es uno de los más grandes del mundo? ¿Qué relevancia tiene la Depresión del Bajo Balsas para el vulcanismo presente en Michoacán?—¿Cuál es la relación entre agrupamientos volcánicos (*clusters*) y los sistemas estructurales de fallamiento y de las fracturas corticales? ¿Por qué el vulcanismo alcalino

se presenta principalmente en la porción oriente del CVMG? ¿Qué relaciones hay entre bloques o microbloques corticales y el vulcanismo presente en la región de Zirahuen-Yoricostio-Jorullo? Y por último se deja la pregunta: ¿Existe alguna correlación entre las fracturas oceánicas y la placa de Norteamérica, como lo propusieron los primeros trabajos sobre el CVTM? Estas preguntas fueron factores para delimitar tanto el objetivo de este trabajo como la zona de estudio.

La zona de estudio se ubica en la porción suroriental de la DBB, entre Zirahuen, Yoricostio y La Huacana y en este trabajo se denomina como la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo (RV-ZYJ). Esta presenta la mayor concentración de aparatos volcánicos dentro del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y del mundo [16 conos/100km² (Guilbaud et al., 2012)]. Por otro lado, esta zona también presenta una gran variedad de geoformas (conos de escoria, conos tipo spatter, domos, maares, volcanes tipo escudo y estratovolcanes).

En este trabajo se parte de la hipótesis de que el vulcanismo cuaternario presente en la RV-ZYJ se relaciona con procesos tectónicos transtensivos y extensivos asociados con el proceso de subducción de la placa de Cocos, con un papel relevante de la prolongación de la Fractura de Orozco hacia el continente y de la relación geométrica que existe entre los bloques corticales de Michoacán, Guerrero y Norteamérica. La interacción de estos bloques representa la Unión Triple Tepalcatepec-Balsas-Petacalco (propuesta por Frausto en 1995), la cual condiciona la forma de la cuenca del Balsas en los estados de Michoacán y Guerrero, en la región de Infiernillo.

Objetivos

Objetivo general

Proponer una reconstrucción vulcano-tectónica de la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo durante los últimos 3 millones de años.

Objetivos particulares

- 1.- Identificar unidades morfotectónicas caracterizadas por su régimen estructural y distribución de geoformas volcánicas
- 2.- Por medio de una cartografía detallada realizar una clasificación de las geoformas de edificios volcánicos y un análisis morfométrico de los mismos.
- 3.- Identificar las estructuras de primer, segundo y tercer orden, así como lineamientos vulcano-tectónicos.
- 4.- Compilar los datos petrológicos y geoquímicos de la zona de estudio y reclasificarlos con la

finalidad de observar sus relaciones con las unidades morfoestructurales.

5.- Integrar información morfotectónica, petrológica, geoquímica y cronológica para establecer su relación con las unidades morfoestructurales, lineamientos volcánicos y las zonas de debilidad cortical.

Capítulo 6.

Metodología

Las geoformas volcánicas se han estudiado principalmente desde tres ejes de investigación: la morfometría, la tipología volcánica y el agrupamiento de los aparatos (clusters). Para realizar este tipo de análisis se utilizaron insumos cartográficos como mapas topográficos, modelos digitales de elevación con una resolución de 15 metros, modelos de sombras y de pendientes, mapas temáticos (climas, vegetación, geomorfológicos), etc.

6.1. Recopilación bibliográfica

Lo primero que se realizó para comenzar con el desarrollo de esta investigación fue la recopilación de textos que se relacionaran con el Cinturón Volcánico Transmexicano, el Campo Volcánico Michoacán Guanajuato, el basamento de los anteriores, la clasificación de la morfología volcánica, contexto geodinámico del sur de México, así como la relación tectónica vulcanismo. Particularmente para la zona de estudio se compilaron datos geoquímicos, morfométricos y edades absolutas y relativas mediante los métodos de Ar^{40}/Ar^{39} , ^{14}C . y paleomagnetismo.

6.2. Insumos cartográficos y Sistemas de Información Geográfica

Se obtuvieron de la plataforma digital de INEGI¹ y del SGM² los mapas topográficos, geológicos y datos vectoriales escala 1:50 000 con las siguientes claves: E14A22 (Pátzcuaro), E14A32 (Villa Escalante), E14A31 (Taretán), E14A42 (Tacámbaro), E14A41 (Ario de Rosales), E14A52 (Zárate), E14A51 (La Huacana). Así mismo, se obtuvo un Modelo Digital de Elevación del apartado de Datos del relieve del portal de INEGI con una resolución de 15 metros. A partir de este insumo se generó los modelos de pendientes y de sombras. Los SIG's utilizados para realizar los análisis fueron: ArcGis, QGis, Global Mapper y Surfer.

¹ <http://www.inegi.org.mx/>

² <https://www.gob.mx/sgm/>

6.3. Análisis espacial (Ortofotos, MDE, Google Earth)

Los modelos digitales de elevación (MDE) se pueden obtener de diversas fuentes y generar de diferentes maneras, por ejemplo: a partir de la digitalización de mapas topográficos, estereofotogrametría, o bien, imágenes obtenidas a partir de diferentes sensores colocados en aeronaves o naves espaciales (e.g. multiespectrales, radar y LiDAR). Esta información está disponible en bases de datos mundiales de diversas instituciones (e.g. INEGI, Earth Explorer, USGS, etc.).

Para el análisis espacial de la zona de estudio se siguió la metodología propuesta por Grosse y colaboradores (2012), donde primero se debe obtener el MDE de las fuentes ya mencionadas, después se debe hacer una corrección de dicho modelo. Ya corregido, se genera una modelación topográfica de la cual se puede obtener modelos de pendientes, curvas de nivel con intervalos definidos por el usuario, o modelos de sombras. Seguido a esto se identifican y delimitan los edificios volcánicos en función de los cambios de pendiente y la morfología adyacente. Por último, se obtienen los parámetros morfométricos de los edificios volcánicos (Figura 26).

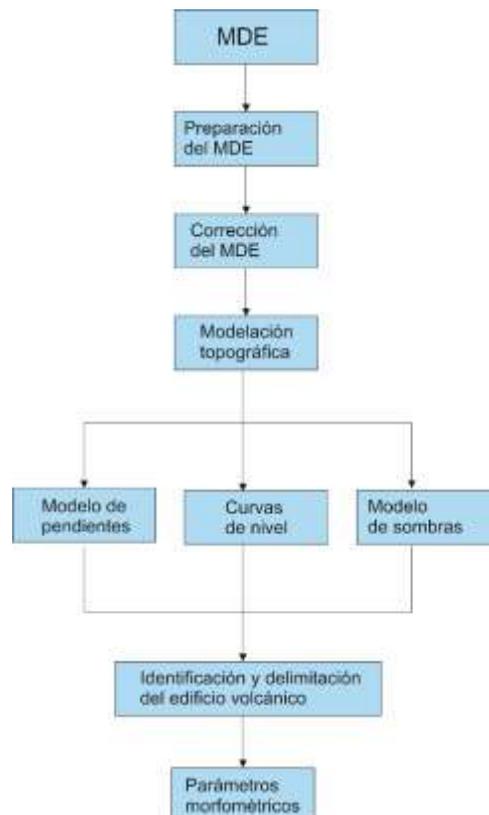


Figura 26. Diagrama de flujo donde se esquematiza el procedimiento implementado para obtener los parámetros morfométricos de los edificios volcánicos a partir de MDE. Modificado de Grosse et al. 2012.

6.4. Dominios morfoestructurales

Un análisis morfoestructural consiste en la identificación de geoformas por medio de sus rasgos físicos primarios: topográficos, pendientes y sistema de drenaje, los cuales nos permitan separar unidades que representen uno o más procesos morfogenéticos específicos, de manera que pueda ser diferenciado de otras unidades espaciales adyacentes. Generalmente los lineamientos, ya sean estos de tipo tectónico (p.e. fallas), o bien en este caso, agrupaciones de edificios volcánicos nos permitirá identificar una temporalidad relativa entre los eventos estructurales, el emplazamiento de los sistemas volcánicos y los procesos de erosión secundarios. La metodología consiste por lo tanto en separar unidades de paisaje que presenten características que los distinguan de otras geoformas adyacentes, para concluir con un análisis de la relación entre los diferentes dominios.

Cada dominio morfoestructural se caracteriza por presentar una identidad morfogenética específica, la cual se describe por medio de sus rasgos físicos primarios y los patrones de drenaje distintos a los demás dominios.

Considerando que los diversos dominios morfoestructurales albergan a su vez diversas geoformas volcánicas similares, se plantea que dichas relaciones pueden atender a procesos generadores de emplazamiento de magma específicos (procesos constructivos de geoformas volcánicas), asociado con tendencias de lineamientos volcánicos en direcciones preferenciales los cuales responden a una estructura regional de primer o segundo orden, así como procesos exógenos secundarios que culminan con una expresión propia de un dominio morfoestructural volcánico

6.5. Identificación y clasificación de edificios volcánicos

Con la ayuda de los insumos cartográficos y digitales y del software Google Earth se identificaron los centros eruptivos presentes en la zona de estudio. A estos se les colocó un punto de identificación en la cima del edificio con una simbología distinta para cada tipología volcánica y se realizó un conteo de cada tipo de geoforma. La etiqueta del aparato se obtuvo de la toponimia de INEGI, para los edificios que no tenían nombre se les asignó el de la comunidad más cercana.

6.6. Parámetros morfométricos de tamaño y forma

Para realizar análisis morfométricos de edificios volcánicos es necesario definir la extensión de estos como entidades individuales a pesar de que estos sean geoformas simples, compuestas o complejas. Este criterio es clave para la magnitud de los parámetros morfométricos a considerar ¿Dónde

comienza o termina un volcán? es una pregunta difícil y subjetiva, ya que la respuesta depende de la definición que se utilice: monogenético-poligenético (Francis y Hoppenheimer, 2004), simple-compuesto-complejo (Bishop, 2009), cono-subcono-macizo-escudo (Grosse et al. 2012), etc.

Los estudios morfológicos de edificios volcánicos se han enfocado principalmente en caracterizar las geoformas mediante el análisis de los parámetros morfométricos, incluyendo altura del aparato (H_{Co}), diámetro basal (D_{Co}), diámetro del cráter (D_{Cr}) y sus relaciones (H_{Co} / D_{Co} o D_{Cr} / D_{Co}), así como la elongación del aparato y sus pendientes internas y externas (Wood, 1980b) (Figura 27).

Debido a que los volcanes se elongan en una dirección preferencial y se alinean con otros centros eruptivos también se analizaron estas relaciones (Nakamura, 1977; Hasenaka, 1985; Connor 1987,1990, Rodríguez et al. 2010).

Para este estudio los parámetros morfométricos que se analizaron fueron el diámetro basal, diámetro del cráter en caso de que lo tuvieran, altura, elongación y la relación H_{Co} / D_{Co} .

En la Tabla 2 del capítulo anterior, se presenta de manera resumida algunos parámetros morfométricos de los principales aparatos poligenéticos y monogenéticos, los cuales se pueden comparar con los datos obtenidos en este trabajo.

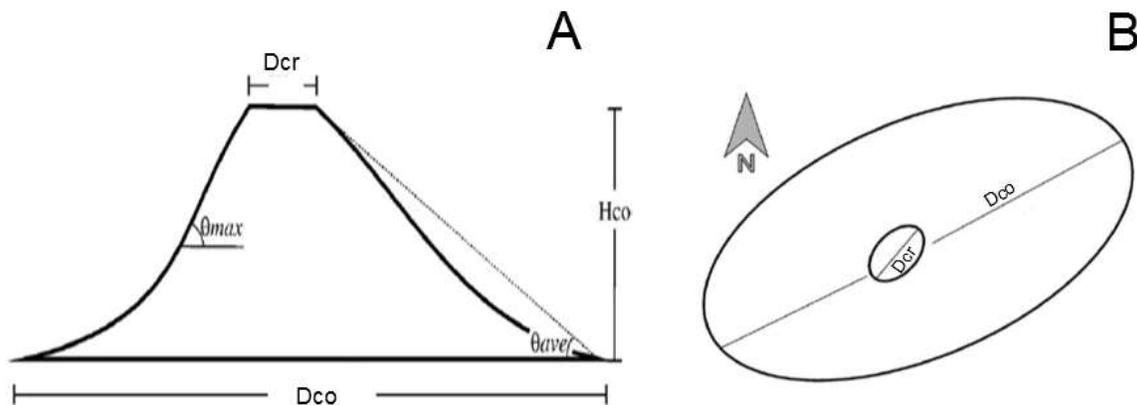


Figura 27. Diagrama que ilustra los parámetros morfométricos de un edificio volcánico. **A.** vista de perfil, **B.** vista de planta. **D_{Co} :** diámetro basal del cono, **D_{Cr} :** diámetro del cráter, **H_{Co} :** altura del cono, **θ_{max} :** pendiente máxima, **θ_{ave} :** pendiente promedio. Modificada de Rodríguez et al., 2010.

6.7. Petrología y Geoquímica

Se compilaron datos petrológicos de los trabajos de Luhr y Carmichael (1985), Hasenaka y Carmichael (1987), Cardona (2015) y Ruiz (2017), así como datos geoquímicos de los siguientes trabajos Demant (1981), Luhr y Carmichael (1985), Hasenaka y Carmichael (1985,1987), Chesley et

al. (2002), Richter (2002) Verma y Hasenaka (2004), Carmichael (2006), Blatter y Hammersley (2010), Cardona (2015). Los datos geoquímicos se muestran en la tabla 6 y 7 en la sección de anexos.

Una vez obtenidos los datos, se procedió a graficarlos considerando para los elementos mayores los diagramas de TAS (LeBas et al., 1986), Harker (SiO_2 vs MgO , SiO_2 vs FeO_{tot}), AFM (*Alkalis*, *FeO*, *MgO*) (Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1981). A partir de los elementos traza se obtuvieron los diagramas de discriminación tectónica de Pearce, J.A. y Cann, J.R. (1973), y las relaciones SiO_2 vs Sr y Rb vs Cr. Esto se realizó con la finalidad de observar las tendencias subalcalinas y alcalinas, así como los ambientes tectónicos asociados desde el punto de vista geoquímico.

6.8. Trabajo de campo

El trabajo de campo tuvo como objetivo el reconocimiento, verificación e interpretación de los dominios morfoestructurales y la tipología volcánica clasificada de manera remota. Para realizar la verificación se ascendió a geoformas con elevaciones considerables para tener una vista panorámica, estos sitios fueron: C. La Nieve, C. El Oyamel, C. Tipitarillo, C. La Barra, Pilares de Turicato. Así mismo se verificó una serie de centros eruptivos y productos asociados con el objetivo de comprobar en campo la composición mineralógica de las unidades previamente identificadas.

Capítulo 7.

RESULTADOS

7.1. Dominios Morfoestructurales

7.1.1. Dominios que delimitan la RV-ZYJ

Los dominios morfoestructurales que delimitan la RV-ZYJ (Figura 28), se refieren a grandes unidades que delimitan la concentración de una serie de aparatos volcánicos. Al este y al oeste de la RV-ZYJ se observan dos grandes sistemas de avalancha: Villa Madero y Tancítaro respectivamente, mientras que al sur, la zona está delimitada por un sistema de vulcanismo antiguo del Eoceno-Oligoceno y al norte por una serie de sistemas de vulcanismo mucho más joven y relacionado con la Meseta Purépecha.

7.1.1.1 Subdominio Avalancha Caldera de Villa Madero (LAv-a)

Este subdominio es el límite este de la RV-ZYJ. Se trata de una avalancha de escombros generada por el colapso de la caldera de Villa Madero. Abarca un área de 259 km², tiene una longitud de 39 kilómetros en dirección N-S y una anchura variable entre 15 kilómetros en las partes distales y 3 kilómetros en las porciones proximales. Los depósitos de la avalancha se emplazan directamente hacia el sur y son limitados por un alto estructural con dirección E-O representado por los dominios Graben de Turicato y Basamento. Rodea al dominio de Domos Precaldéricos hacia el oeste y hacia el este y noreste es delimitado por la Sierra de Mil Cumbres. Presenta variaciones altitudinales entre 2000 y 600 m.s.n.m. en la porción norte y sur respectivamente. Tiene un drenaje paralelo subdendrítico que desemboca hacia el sur. La zona de colapso de la avalancha se encuentra en la intersección de dos estructuras de primer orden con orientación NE-SO y NO-SE. Presenta pendientes menores a 5° en las porciones distales y entre 10 y 40° en las porciones más cercanas a la corona de deslizamiento.

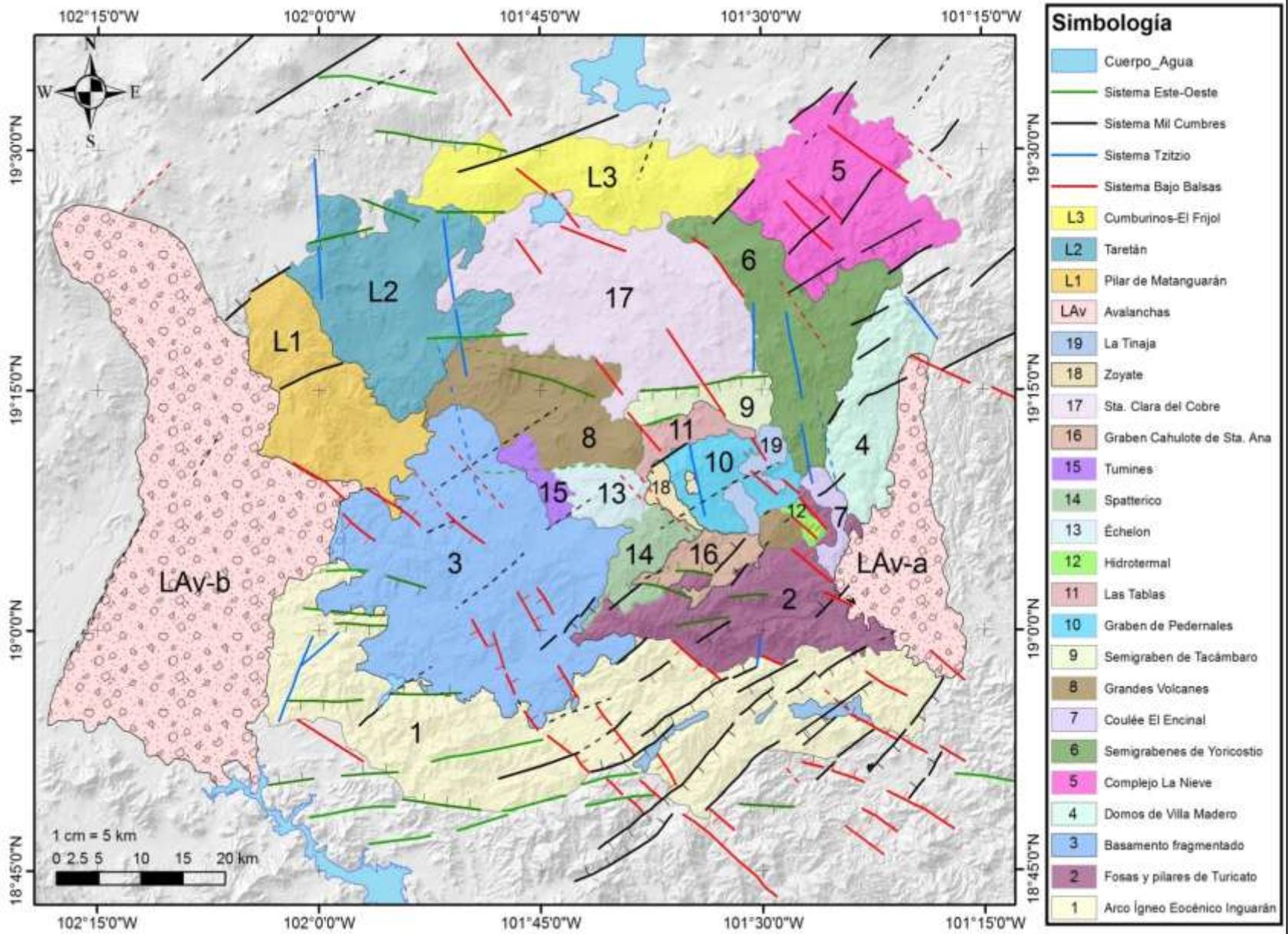


Figura 28. Dominios morfoestructurales para la Región Volcánica - Zirahuen-Yoricoztio-Jorullo. 1. Arco Igneo de Inguarán, 2. Fosas y pilares de Turicato, 3. Arco Igneo de Inguarán Fragmentado, 4. Domo pre-post caldericos de Villa Madero, 5. Complejo Volcánico La Nieve, 6. Semigrabenes de Yoricoztio, 7. Coulée El Encinal, 8. Grandes Volcanes, 9. Semigraben de Tacámbaro, 10. Graben de Pedernales, 11. Las Tablas, 12. Hidrotermal, 13. Échelon, 14. Spatterico, 15. Tumines, 16. Graben Cahulote de Santa Ana, 17. Santa Clara del Cobre, 18. Zoyate, 19. La Tinaja, LAV-a. Avalancha de Villa Madero, LAV-b. Avalancha de Tancitaro. La descripción de cada uno de ellos se encuentra en el texto.

7.1.1.2 Subdominio Avalancha Tancítaro (LAv-b)

La zona de estudio está delimitada al oeste por la avalancha del flanco este del volcán Tancítaro, la cual tiene una longitud de 69 kilómetros en dirección N-S y un ancho que varía entre 11 kilómetros en la porción proximal y 23 kilómetros en la parte distal. Presenta variaciones altitudinales entre 3600 y 200 m.s.n.m. El colapso se asocia a una estructura con orientación NE-SO. Este generó depósitos de escombros en su porción alta y en sus facies distales depósitos laháricos de tipo hiperconcentrado. Se propone que el colapso ocurrió entre 261 y 238 Ka y que depositó un volumen de $\sim 4.7 \text{ km}^3$ (Ownby et al. 2007) en un área de $\sim 1171 \text{ km}^2$. La avalancha es delimitada al sur por un alto estructural en dirección NO-SE representado por productos volcánicos de la Sierra Madre del Sur. Al este se encuentra en contacto con los dominios de Matangarán y Basamento. Los depósitos sobreyacen edificios volcánicos con edades entre 3.3 y 0.237 Ma. Al noroeste de Nueva Italia se emplazó un pulso magmático de $\sim 0.026 \text{ Ma}$ el cual sobreyace los depósitos de avalancha y presenta firmas alcalinas. En la porción proximal presenta un drenaje dendrítico bien desarrollado, mientras que aproximadamente después de 23 kilómetros de la cicatriz de colapso en dirección sureste, el drenaje cambia a paralelo subdendrítico, este cambio tan abrupto se asocia a una estructura con dirección NE-SO que quedó sepultada por el depósito de la avalancha. Presenta pendientes menores a 5° en las porciones distales y entre 10 y 60° en las porciones más cercanas a la corona de deslizamiento.

7.1.1.3 Fosas y pilares de Matangarán (L1)

Esta unidad representa el límite oeste de la RV-ZYJ. Abarca un área de 288 km^2 y presenta una orientación NNO-SSE. Está compuesto por el Batolito de Matangarán el cual ha sido fechado entre 37 y 34 Ma (Corona-Chavez et al., *in prep*; IMP, 1983) y por vulcanismo del Plioceno. Al oeste es cubierto por la avalancha del Tancítaro, al noroeste es cubierto por depósitos volcánicos del Pleistoceno Superior, al noreste por los productos del dominio de Taretán y al sureste por el dominio de Nuevo Urecho. Presenta un desnivel de 1 400 metros con las alturas mayores en el extremo noroeste representado por la cima del cerro La Ventana con 1840 m.s.n.m., las altitudes mínimas se ubican en el extremo sureste en la Depresión de Santa Casilda con 450 m.s.n.m. En el batolito se observan pendientes entre 10 y 20° en los piedemonte y entre 20 y 60° en las laderas. En las áreas volcánicas se observan

pendientes menores a 10° sobre los flujos de lava, entre 10 y 20° en los piedemonte y entre 20 y 40° en las laderas de los edificios. Presenta un drenaje radial centrífugo bien desarrollado en los edificios volcánicos y un drenaje dendrítico en la litología granítica.

7.1.1.4 Volcanes en escudo Taretán (L2)

Representa el límite noroeste de la RV-ZYJ. Abarca un área de 379 km² y presenta una longitud de 26 kilómetros en dirección N-S y E-O. Alberga al menos 28 edificios volcánicos de los cuales 7 son tipo escudo, 10 spatters, 2 conos y los demás están muy erosionados para ser clasificados mediante análisis remoto. Presenta un drenaje radial centrífugo en la mayoría de los edificios volcánicos y algunas tendencias subdendríticas que siguen estructuras sepultadas por los productos volcánicos. Presenta pendientes menores a 10 ° en la planicie, la cual es cubierta casi por completo por flujos de lava. Los volcanes tipo escudo presentan pendientes entre 10 y 20 ° en sus laderas y cerca de la cima entre 20 y 30 °. Tiene un desnivel de 1 600 metros, el punto más alto lo representa la cima del cerro Las Cortinas en el extremo noreste con 2200 m.s.n.m. y la altitud mínima se encuentra en la porción sur con 600 m.s.n.m. donde inicia la Depresión de Santa Casilda.

Esta unidad está dominada por un sistema tectónico, donde éste dominio representa un bajo estructural con orientación NNO-SSE. Al norte lo limita una estructura en dirección E-O perteneciente al semigraben de Tingambato. Al sur es limitado por el batolito de Matangarán. Al sureste el cerro Tipitarillo representa el bloque elevado y al este el dominio Santa Clara del Cobre. Al oeste lo limita un alto estructural volcánico con orientación N-S el cual es afectado por tres estructuras.

7.1.1.5 Dominio Cumburinos-El Frijol (L3)

Representa el límite norte de la RV-TTJ. Se trata de un alto estructural en dirección E-O con una longitud de 38 kilómetros y un ancho de 11 kilómetros. Abarca un área de 299 km² y está compuesto por una amplia concentración de volcanes tipo escudo, conos cineríticos, conos tipo spatter y domos. Tiene un desnivel de 1 400 metros, su porción más elevada es la cima del cerro El Frijol con 3 000 m.s.n.m., mientras que su porción más baja se encuentra en la porción suroeste en el poblado de San Angel Zurumucapio con 1 600

m.s.n.m. Los estratovolcanes presentan pendientes entre 10 y 20 ° a lo largo de todo el aparato y únicamente presenta pendientes mayores en las cañadas, el resto del dominio presenta pendientes menores a 10 ° y entre 20 y 40 ° en las laderas de algunos edificios volcánicos. Predomina el drenaje radial centrífugo y solo en los productos del cerro Colorado se observa un drenaje menos desarrollado.

7.1.2. Dominios Morfoestructurales de la RV-ZYJ

7.1.2.1. Dominio Arco Ígneo de Inguarán (1)

Es el límite sur de la RV-ZYJ y abarca un área de 1000 km². Este dominio es un macizo compuesto por rocas ígneas del Eoceno-Oligoceno, tiene una orientación E-O con 80 kilómetros de longitud y ~15 kilómetros de ancho. En su porción oriental se exponen conglomerados polimícticos y areniscas del Cretácico inferior pertenecientes a la Formación Acuyo la cual se asocia al Terreno Guerrero (Subterreno Zihuatanejo). Al noreste es limitado por el dominio de Turicato y en sus extremos este y oeste está en contacto con los depósitos de las avalanchas de Villa Madero y Tancítaro respectivamente. Presenta alturas máximas de 2 000 m.s.n.m. al este de La Huacana y elevaciones mínimas de 200 m.s.n.m. hacia el oeste-suroeste. Los piedemonte tienen pendientes entre 10 y 20 °, mientras que en las laderas presenta inclinaciones entre 20 y 60 °. Presenta un drenaje dendrítico bien desarrollado.

7.1.2.2. Arco Ígneo de Inguarán fragmentado (2)

Representa la porción suroeste de la RV-ZYJ. Este dominio se caracteriza por presentar bloques ígneos del Eoceno-Oligoceno dislocados y cubiertos por productos volcánicos. Debido a sus características morfoestructurales se ha subdividió en dos subdominios: Nuevo Urecho y Jorullo. Abarca un área de 832 km² y tiene dimensiones de 32 por 32 kilómetros en dirección NE-SO y NO-SE.

El **Subdominio Jorullo**, se caracteriza por bloques dislocados del gran macizo ígneo del Eoceno Oligoceno los cuales son cubiertos por productos volcánicos Plio-Cuaternarios. Los remanentes más grandes presentan una orientación NO-SE y los más pequeños una NE-SO. Los edificios volcánicos se representan por tres tipologías, los más antiguos son flujos fisurales que se emplazaron en una franja NO-SE, le siguen volcanes tipo escudo, los cuales

se alinean en dirección NE-SO. Los más jóvenes son principalmente conos tipo spatter y en menor medida conos cineríticos, estos se encuentran preferencialmente en la porción este y sureste del dominio. Alberga 61 edificios volcánicos de los cuales 32 son tipo spatter, 17 conos cineríticos, 4 flujos fisurales, 3 conos simples, 3 tipo escudo y 2 domos. Abarca un área de 641 km², presenta alturas máximas en el extremo este en la cima del C.Patol con 2 240 m.s.n.m, mientras que la zona más baja se ubica en el extremo oeste con 400 m.s.n.m., sitito donde está en contacto con la avalancha del Tancítaro. Principalmente se presentan pendientes menores a 10 ° ya que la mayoría del dominio está cubierto por lavas y únicamente en los volcanes tipo escudo se presentan pendientes entre 10 y 20 ° en las laderas, y en algunos entre 30 y 40 ° en la cima. El relieve más antiguo presenta pendientes de 10 a 20° en los piedemonte y entre 20 y 60° en las laderas. Presenta un drenaje dendrítico bien desarrollado y en los volcanes tipo escudo se observa drenaje radial centrífugo.

El **Subdominio Nuevo Urecho** se ubica en la porción occidental de la RV-ZYJ y abarca un área de 191 km². Se trata de un bloque con orientación NO-SE de 17 kilómetros de longitud por 14 kilómetros de ancho. Este dominio se propone como un complejo volcánico, compuesto por 22 edificios volcánicos, de los cuales 17 son conos tipo spatter, 4 conos cineríticos y un volcán tipo escudo. Al sur es limitado por un bloque dislocado del batolito granítico, al este por el conjunto volcánico de Las Palmas, al norte por el estratovolcán Tipitarillo y al oeste por la depresión de Santa Casilda. Presenta alturas máximas de 1 600 m.s.n.m. en la porción noroeste y los valores mínimos se ubican al oeste en la depresión de Santa Casilda con 400 m.s.n.m. Las pendientes son muy homogéneas a lo largo de todo el dominio entre 10 y 30 ° y únicamente se presentan pendientes entre 0 y 5 ° en las planicies de lava.

7.1.2.3 Fosas y pilares de Turicato (3)

Se localiza en la porción sureste de la RV-ZYJ. Se compone de productos volcánicos del Eoceno – Oligoceno con edades de 42.2 ± 1.3 Ma (Guilbaud et al. 2012) y de edificios volcánicos del Cuaternario. Se caracteriza por estar elongado en dirección E-O con una longitud de ~38 kilómetros y un área de 283 km². Esta orientación está condicionada por los semigrabenés de Turicato. El vulcanismo se expresa principalmente en la porción centro-oriental del dominio sobre estructuras NE-SO y E-O. Alberga al menos 20 edificios

volcánicos de los cuales 15 son conos tipo spatter y 5 conos cineríticos. En la porción oriental es cubierto por los depósitos de avalancha del colapso de la caldera de Villa Madero. Al sur se encuentra el Dominio de Inguarán, al noroeste es cubierto por productos del Dominio Graben Cahulote de Santa Ana y Dominio Spatterico. Al norte lo cubren los productos de los volcanes La Nieve y Petembo que pertenecen al Dominio de Grandes Volcanes. En su porción noreste se observa un remanente del vulcanismo antiguo con orientación NNE-SSO, el cual es cubierto por la Mesa El Encinal y afectado por el graben del Dominio Hidrotermal con la misma orientación.

La mayor altitud se presenta en el extremo oeste con 2 000 m.s.n.m y la porción más baja se encuentra en el extremo sureste con 600 m.s.n.m. De manera general presenta un drenaje subdendrítico, con la particularidad de que en los agrupamientos volcánicos de Caramicuas y El Metate se observa un patrón radial centrifugo, mientras que en Las Aguilillas se observa un patrón desordenado. Presenta un amplio rango de pendientes, los valores entre 0 y 10 ° se observan principalmente en las planicies generadas por los flujos de lava, los valores entre 10 y 30 ° se observan en los piedemonte y en las laderas de la mayoría de los edificios volcánicos, mientras que los valores entre 40 y 60 ° principalmente se observan sobre los productos volcánicos del Eoceno-Oligoceno los cuales están afectados por fallas.

7.1.2.4 Dominio Domos pre-postcaldéricos de Villa Madero (4)

Este dominio se ubica en la porción oriental de la RV-ZYJ. Se caracteriza por presentar domos dacíticos pre y post caldéricos de la caldera de Villa Madero, con edades de 4.18 ± 0.08 Ma y 1.79 ± 0.03 Ma, respectivamente. Se observa una diferencia notable entre los domos del norte y los del sur. Los primeros presentan una morfología escarpada afectada por fallas con drenaje dendrítico, mientras que los domos del sur son tipo tortas, presentan morfologías suaves con drenaje radial centrífugo. Estos últimos son parte de la RV-ZYJ, mientras que los domos colapsados representan el límite este de la misma. Se observan 9 tortas que son rodeados por el depósito de avalancha del cerro La Cruz ubicado al norte, el cual presenta claramente la cicatriz en forma de herradura con abertura hacia el sureste. El dominio presenta una forma semirectangular de 27 x 7 kilómetros con una orientación NNE-SSO y abarca un área de 176 km². Tiene un desnivel de 1 800 metros, teniendo 1000 m.s.n.m en la parte más distal de la avalancha y la parte elevada lo representa el cerro Jabalí con una altitud de 2800 m.s.n.m. En la morfología del norte se presentan pendientes de 10 a

20 ° en la zona de piedemonte, mientras que en las laderas y zonas de montaña la pendiente predominante es mayor a 30 °. Los depósitos de avalancha presentan pendientes menores a 10°. En los domos tipo torta las pendientes predominantes son entre 10 y 40 ° y en algunas superficies son menores a 10 °. Este dominio es delimitado en la porción noreste de los demás productos caldéricos por una estructura NNO-SSE, al oeste lo rodean productos del dominio Yoricostio, al sur se limita con el coulée El Encinal y al este con la avalancha de Villa Madero.

7.1.2.5 Complejo Volcánico La Nieve (5)

Este dominio se caracteriza por tener una alta densidad de aparatos volcánicos superpuestos. Se encuentra en el extremo noreste de la RV-ZYJ. Abarca un área de 341 km² y alberga 29 edificios volcánicos de los cuales 19 son conos tipo spatter, 9 domos y 1 cono cinerítico. Presenta un desnivel de 1 300 metros, la porción más elevada es la cima del cerro La Nieve con 3400 m.s.n.m. y la parte más baja se ubica hacia el norte en la planicie de Tupataro donde tiene una elevación de 2 200 m.s.n.m. Al oeste lo limita el dominio Cumburino-El Frijol, al sur el dominio de Yoricostio, al este por la caldera de Atécuaro y al norte por el complejo de El Águila. Presenta pendientes menores a 10 ° sobre los flujos de lava, entre 10 y 20 ° en los piedemonte y entre 20 y 40 ° en las laderas de los edificios. Presenta drenaje radial centrifugo en algunos edificios volcánicos como en el cerro El Burro, La Nieve y Santa Genoveva, mientras que en el resto del dominio se observa un drenaje subdendrítico y particularmente al sureste del cerro La Nieve se observa un drenaje subdendrítico paralelo con orientación NO-SE el cual refleja mayor fracturamiento en esta zona.

7.1.2.6 Semigrabenes de Yoricostio (6)

Se encuentra en el límite noreste de la RV-ZYJ. Abarca un área de 291 km², tiene una longitud de 31 kilómetros en dirección NNO-SSE y un ancho promedio de 11 kilómetros. Este dominio se caracteriza por presentar una orientación de NNO-SSO a NNE-SSO donde la mayoría de los productos volcánicos se distribuyen hacia el sur y únicamente el conjunto de El Aguacate ubicado en el extremo norte distribuye sus productos hacia el norte. Alberga 56 edificios volcánicos de los cuales 20 son conos cineríticos, 4 domos, 30 conos tipo spatter, 1 volcán tipo escudo y 1 maar. Los cerros Tapada y Janamo funcionan como un parteaguas para este cambio de dirección, estos parecen ser de los más antiguos y se

encuentran alineados en dirección NE-SO. Presenta un desnivel de 1800 metros con elevaciones máximas en la cima del cerro La Tapada con 3000 m.s.n.m. mientras que las porciones más bajas se ubican en el extremo sur entre Tacámbaro y Pedernales con 1200 m.s.n.m. Presenta pendientes menores a 10° en las porciones bajas y sobre los flujos de lava, se observan valores entre 10° y 30° para la mayoría de los edificios volcánicos y pocos presentan pendientes entre 30° y 40° en las laderas cercanas a la cima. Presenta un drenaje subdendrítico con dirección de drenado hacia el sur y en algunos edificios se observa drenaje radial centrifugo poco desarrollado.

7.1.2.7 Dominio Coulée El Encinal (7)

Se localiza en la porción sureste de la RV-ZYJ. Este dominio se caracteriza por ser un coulée dacítico de 240 metros de espesor con una edad de 1.74 ± 0.11 Ma (Guilbaud et al. 2012). Este edificio es el único en su tipo en la zona de estudio. Tiene altitudes entre 1240 y 1000 m.s.n.m y pendientes de 0° a 10° sobre la superficie del flujo y de hasta 40° en los escarpes. Abarca un área de 32 km^2 y presenta un drenaje subdendrítico. La dirección NNO-SSE que presenta el coulée nos indica que la dirección del flujo se emplazó hacia el SSE. Sobreyace directamente a los productos volcánicos del Eoceno-Oligoceno y a los domos pre-caldéricos de Villa Madero al suroeste y noreste respectivamente. Se emplazó sobre la intersección de tres estructuras con direcciones NO-SE, NE-SO y NNO-SSE.

7.1.2.8 Grandes Volcanes (Tipitarillo-La Barra-Petembo) (8)

Este dominio se caracteriza por presentar estratovolcanes alineados en dirección NO-SE con volcanes monogenéticos en las laderas. Abarca un área de 258 km^2 y alberga 29 edificios volcánicos, de los cuales 19 son conos, 5 volcanes tipo escudo, 3 spatters, 1 domo y 1 cono compuesto. Al norte es limitado por el dominio de Santa Clara del Cobre, al este por los dominios Las Tablas y Tacámbaro. Al sur es limitado por el Dominio de Nuevo Urecho y el Dominio Los Tumines. Presenta un desnivel de 2100 metros. El punto más bajo se encuentra al oeste en la depresión de Santa Casilda con 500 m.s.n.m, mientras que el punto más alto lo representa la cima del volcán La Barra con 2600 m.s.n.m. En general presenta pendientes de 0° a 5° en los piedemonte, entre 5° y 20° en las laderas de los volcanes tipo escudo y únicamente hay pendientes entre 30° y 40° en las laderas disectadas del Tipitarillo. Presenta un drenaje radial centrifugo en los aparatos de mayores dimensiones y entre el cerro La Viga y La Lagunilla se observa un drenaje dendrítico

paralelo en dirección NE-SO, lo cual sugiere una estructura fue sepultada por los productos volcánicos. Este dominio se dividió en tres subdominios: Tipitarillo, La Barra–La Viga y Petembo-La Ventana. Estos se describen a detalle en la sección de discusiones. Es importante mencionar que este dominio es el único que presenta firmas alcalinas en volcanes tipo escudo (C. La Ventana).

7.1.2.9 Semigraben de Tacámbaro (9)

Se ubica en la porción centro-oriental de la RV-ZYJ. Se trata de un bloque con orientación ENE-OSO con una longitud de 17 kilómetros y un ancho máximo de 6 kilómetros. Abarca un área de 69 km² donde se encuentran 19 edificios volcánicos alineados preferencialmente en la misma dirección del bloque, únicamente hay un domo y un spatter representados por el cerro Timboro y El Cajete respectivamente y los demás son conos cineríticos. Al norte es cubierto por vulcanismo del dominio de Santa Clara del Cobre, al sur por el dominio de Las Tablas, al suroeste está en contacto con el dominio de Grandes Volcanes. Hacia el este es sobreyacido por lavas provenientes del conjunto El Cajete. Presenta un desnivel de 920 metros, la porción más baja se ubica al sureste en el contacto con las lavas de la Mesa El Malpaís de Cutzarondiro con 1 500 m.s.n.m. y el punto más elevado lo representa la cima del cerro El Gato con 2420 m.s.n.m. Presenta un drenaje dendrítico y en algunos edificios se observa un patrón radial centrífugo en las laderas sur. Las pendientes son menores a 10 ° sobre los flujos de lava, entre 10 y 20 ° en los piedemonte de los aparatos y entre 20 y 40 ° en las laderas de los mismos.

7.1.2.10 Dominio Graben de Periban (10)

Se ubica en la porción centro-oriental de la RV-ZYJ, tiene una orientación general NE-SO con una longitud y anchura de ~11 kilómetros. Abarca un área de 108 km² y alberga 18 edificios volcánicos de los cuales 10 son conos cineríticos, 6 conos tipo spatter, 1 domo y 1 volcán tipo escudo. Los productos de estos se emplazan hacia el sureste y en menor medida al noroeste. Presenta alturas máximas de 2400 m.s.n.m en la cima del C. Zihuatzió y la zona más baja se ubica al sureste en el poblado de Pedernales con 1000 m.s.n.m. Las pendientes varían dependiendo los productos volcánicos, sobre los flujos de lava más jóvenes y los depósitos más antiguos y erosionados las pendientes varían entre 0 y 10 °, mientras que en las laderas del cerro Tsiririjuata las pendientes tienen valores entre 5 y 20°. Las laderas de los aparatos presentan pendientes de 10 a 40 °. El dominio tiene drenaje

radial centrífugo sobre los aparatos más antiguos y drenaje subdendrítico en el vulcanismo del Zoyate.

7.1.2.11 Dominio Las Tablas (11)

Se encuentra en la porción central de la RV-ZYJ. Representa una planicie de 10 kilómetros de largo por 4 kilómetros de ancho con una orientación ENE-OSO y un área 49 km². Esta es cubierta por edificios volcánicos monogenéticos. Al oeste es delimitada por el cerro La Barra, por el bloque Tacámbaro al norte y por el dominio de Tsiririjuata al sur. Presenta alturas máximas de 2440 m.s.n.m. en la cima del cono Las Tablas y la menor elevación se encuentra a 1600 m.s.n.m. en la porción oriental hacia donde desemboca el flujo del cerro Sopomio. La pendiente sobre los flujos de lava es menor a 10 °, en los edificios volcánicos se observa una pendiente entre 10 y 20° en los pie de monte y entre 20 y 40 ° en las laderas. Solo el cono Las Tablas y el domo San José presentan drenaje radial centrífugo y el resto del dominio presenta un patrón subdendrítico.

Alberga 12 edificios volcánicos donde 6 son conos tipo spatter, 4 son conos cineríticos, 1 domo y uno está muy erosionado para darle una clasificación.

7.1.2.12 Dominio Hidrotermal (12)

Se trata de una depresión con dirección NO-SE que abarca 12 km², tiene 5 kilómetros de largo y 1.5 kilómetros de ancho. Al noreste es limitado por el remanente del dominio de Turicato, mientras que al suroeste lo delimitan los volcanes La Ventana y Petembo. Se observan 7 edificios volcánicos alineados en dirección NO-SE, de los cuales 4 presentan un alto grado de hidrotermalismo y uno presenta firmas alcalinas (C. Flogopitario). El punto más alto lo representa el cerro El Cantaro con 1260 m.s.n.m, mientras que el depocentro tiene 860 m.s.n.m. Las pendientes de la depresión van de 0 a 10 °, y los edificios volcánicos presentan pendientes de 10 a 40 ° en sus laderas. Principalmente presenta drenaje recto y en los edificios de mayor altura se observa un drenaje radial centrífugo muy poco desarrollado.

7.1.2.13 Dominio *Échelon* (13)

Se encuentra en la parte central de la RV-ZYJ, presenta una orientación general E-O y tiene un área de 60 km². Se compone de conos cineríticos y tipo spatter alineados en dirección NE-SO. Alberga 8 edificios volcánicos, de los cuales 5 son conos tipo spatter con lavas muy fluidas que se emplazan preferencialmente hacia el oeste y suroeste; 2 son conos

cineríticos y el cerro El Capulín que es un cono de lava con los flujos más potentes y extensos del dominio. Presenta un desnivel de 900 metros, la mayor altitud está representada por el volcán El Capulín con 2400 m.s.n.m, mientras que la zona más baja se encuentra al suroeste con 1500 m.s.n.m. Presenta pendientes menores a 10 ° en la superficie de los flujos de lava, valores entre 10 y 30 ° en las laderas de los edificios y únicamente en los cerros El Capulín y Cipres alcanza pendientes entre 40 y 60 °. Tiene drenaje radial centrífugo que desemboca al río Guarimeo ubicado al noroeste. Los productos volcánicos de este dominio sobreyacen al dominio de Grandes Volcanes al norte y al subdominio el Jorullo al sur. Al este es sobreyacido por el subdominio el Zoyate y al oeste por el dominio Tumines.

7.1.2.14 Dominio Spatterico (14)

Este dominio se caracteriza por la alta concentración de conos tipo spatter alineados en dirección NE-SO. Se encuentra en la porción central de la RV-ZYJ, abarca un área de 71 km², tiene una longitud de 17 kilómetros y un ancho promedio de 6 kilómetros. Es rodeado por los dominios Graben Cahulote de Santa Ana al este, Échelon al noroeste y Turicato al sur. Y por los subdominios Jorullo al oeste y Zoyate al noreste. Alberga 27 edificios volcánicos, de los cuales 9 son conos cineríticos y 18 conos tipo spatter. Presenta un desnivel de 1200 metros, la parte más baja lo representa el frente de flujo de lava del volcán San Isidro (1000 m.s.n.m) y la porción más elevada lo representa el cerro Don Nato (2200 m.s.n.m). Presenta pendientes menores a 10 ° sobre la superficie de los flujos de lava, mientras que los edificios volcánicos alcanzan pendientes de hasta 40 °. Presenta un drenaje subdendrítico.

7.1.2.15 Dominio Tumines (15)

Se encuentra en la porción centro-oeste de la RV-ZYJ. Abarca un área de 33 km² y alberga 7 edificios volcánicos que se encuentran alineados en dirección NO-SE, 2 son conos de lava, 3 conos cineríticos, 1 spatter y 1 domo. Tiene una longitud de 10 kilómetros en dirección NO-SE y 4 kilómetros de ancho y se ubicada entre los dominios de Nuevo Urecho y Grandes Volcanes. Presenta un desnivel de 200 metros entre 1600 y 1400 m.s.n.m, las pendientes son menores a 10 ° en los flujos y los aparatos presentan pendientes entre 20 y 60 °. Se observa un drenaje radial centrífugo medianamente desarrollado.

7.1.2.16 Graben Cahulote de Santa Ana (16)

Se encuentra en el sector sureste de la RV-ZYJ. Este dominio representa una depresión de 17 kilómetros de longitud en dirección NE-SO y abarca un área de 60 km². Se compone de conos cineríticos y tipo spatter con edades entre 2 y 0.05 Ma, los edificios volcánicos se emplazan preferencialmente en los extremos sureste y noroeste. Este dominio se caracteriza por presentar productos con firmas alcalinas. Alberga 12 edificios volcánicos de los cuales 9 son conos cineríticos y 3 conos tipo spatter. Se encuentra entre los dominios de Turicato, Spatterico, Tsiririjuata y Grandes Volcanes, al sur, oeste, norte y noreste respectivamente. Presenta un desnivel de 940 metros, la porción más elevada está representada por el volcán El Sosal con 1940 m.s.n.m y la parte más baja se encuentra en el contacto con el cerro Petembo con 1000 m.s.n.m, esto sugiere que el bloque está basculado hacia el noreste. La depresión presenta pendientes menores a 10 ° mientras que los edificios volcánicos alcanzan hasta 40 ° en sus laderas. Presenta un drenaje subdendrítico y únicamente en los volcanes Nombre de Dios y El Sosal se observa un patrón radial centrífugo poco desarrollado.

7.1.2.17. Santa Clara del Cobre (17)

Se ubica en el sector norte de la RV-ZYJ, presenta una orientación general ESE-ONO con una longitud de 34 kilómetros y un ancho 15 kilómetros. Abarca un área de 533 km² y se caracteriza por tener más de 100 aparatos volcánicos donde la mayoría son conos cineríticos y tipo spatter. En el extremo este se caracteriza por el conjunto volcánico El Oyamel y en el extremo oeste por el cono La Magueyera, estos se consideraron como subdominios de vulcanismo del Holoceno. Estos subdominios representan el vulcanismo más joven del dominio y se observa una renovación del paisaje generada por sus productos. Alberga 105 edificios volcánicos de los cuales 89 son conos cineríticos, 5 domos y 11 spatters. Presenta dos lineamientos regionales volcánicos en dirección NNE-SSO y ENE-OSO. La mayoría de los volcanes en este dominio están altamente erosionados debido a labores antrópicas y debido a esto la clasificación podría variar. De manera general es un altiplano que presenta una elevación promedio entre 2200 y 2400 m.s.n.m., y que tiene alturas máximas de 3000 m.s.n.m. en la cima del C. El Oyamel y elevaciones mínimas de 1200 m.s.n.m en la parte más distal del flujo de La Magueyera hacia el oeste del dominio. Presenta un drenaje dendrítico y en algunos edificios volcánicos un patrón radial

centrífugo. Al norte es limitado por el alto estructural Cumburinos-El Frijol, al este por el dominio de Yoricostio, al sur por los dominios Grandes Volcanes y Tacámbaro y al oeste por el dominio de Turicato.

7.1.2.18 Dominio Zoyate (18)

Se ubica en la porción central de la RV-TTJ. Se trata de un pulso eruptivo que ocurrió entre 8000 y 2000 años a.P. representado por un lineamiento NE-SO de 8 edificios volcánicos superpuestos, de los cuales 6 son conos tipo spatter y 2 conos cineríticos. Abarca un área de 23 km² y tiene alturas máximas de 2400 m.s.n.m. en la cima del Zoyate y valores mínimos en la parte distal del flujo de lava del mismo. Presenta pendientes menores a 10 ° sobre la superficie de las lavas, entre 10 y 20 ° en la base de los edificios y de 20 a 40 ° sobre las laderas. Presenta un drenaje radial centrífugo poco desarrollado.

7.1.2.19 Dominio la Tinaja (19)

Se ubica en la porción este de la RV-ZYJ. Se trata de edificios volcánicos de conos y spatter que se relacionan con un pulso eruptivo que ocurrió entre 5000 y 2000 años a.P. Se compone de 5 conos tipo spatter (La Palma, Los Ates, Este Tinaja, Parocho, Malpaís de Cutzarondi) y un cono cinerítico (volcán La Tinaja). Al noroeste sobreyace al dominio de Tacámbaro, al oeste al dominio del Coco, al este rodea al cerro Potrerillos y al noreste cubre al conjunto de La Alberca de Tacámbaro. Abarca un área de 36 km² y presenta un drenaje radial centrífugo poco desarrollado. Tiene pendientes menores a 10° sobre los flujos de lava, entre 10 y 20 ° en los piedemonte y entre 20 y 40 ° en las laderas de los aparatos. La mayor elevación lo representa el volcán La Tinaja con 1820 m.s.n.m. y la porción más baja se encuentra en la parte distal de los flujos de lava hacia el sureste con 1100 m.s.n.m.

7.1.3. Sistemas de lineamientos estructurales y volcánicos

Con base en el análisis morfoestructural de la RV-ZYJ se identificaron al menos cuatro sistemas estructurales de primer orden que han condicionado la distribución de las geoformas. Estos sistemas se sobrepone entre sí. Sin embargo, se pueden observar relaciones de corte a través de estructuras o mediante la expresión volcánica. A continuación, se presenta una breve descripción de los sistemas en orden cronológico.

7.1.3.1 Sistema del Bajo Balsas (ONO-ESE)

Este sistema se conforma por una serie de altos y bajos estructurales de decenas de kilómetros de extensión. Se relaciona a la principal depresión del Bajo Balsas y presenta una longitud de ~260 kilómetros desde Jalisco hasta Guerrero con una orientación ONO-ESE, un ancho variable entre 75 kilómetros en la porción occidental y 45 kilómetros en la porción oriental. En la zona de estudio este sistema disloca al complejo batolítico de La Huacana y tiene una longitud de 55 kilómetros. En la porción suroeste de la zona de estudio, este sistema generó un graben de 13 kilómetros de ancho, mientras que al sureste del volcán Jorullo el graben tiene un ancho de ~ 6 kilómetros y conforme se avanza al sureste el graben se va cerrando, esto sugiere que aparentemente esta depresión tuvo un proceso de apertura en forma de tijera. Hacia la porción oriental el sistema se encuentra limitado por el sistema de Tzitzio (N-S). En la porción occidental de la zona de estudio, el sistema del Bajo Balsas es dislocado por estructuras E-O.

7.1.3.2. Sistema de Tzitzio (NNE-SSO a NNO-SSE)

Este sistema se encuentra bien representado al oriente de la zona de estudio y se relaciona con la mega-estructura del antiformal de Tzitzio. El sistema muestra una orientación preferencial NNO-SSE, una longitud de ~136 kilómetros y un ancho promedio de 40 kilómetros. Este sistema disloca al sistema del Bajo Balsas por medio de grandes fracturas y fallas con un limitado movimiento horizontal, así mismo afecta notablemente a la Sierra de Mil Cumbres, para dar origen al colapso de grandes dimensiones de la Avalancha de Villa Madero. En la RV-ZYJ se observan estructuras de hasta 25 kilómetros de longitud, las cuales han sido parcialmente cubiertas por sedimentos y productos volcánicos recientes. Sin embargo, su geometría condiciona en gran parte, la disposición del dominio de Yoricostio y del dominio de Taretán. En el dominio Graben de Pedernales una estructura de 8 kilómetros de longitud contrasta la morfología y condicionó el emplazamiento de los domos Los Hacheros.

7.1.3.3. Sistema Yoricostio-Tacámbaro (E-O)

El sistema E-O se encuentra bien representado en la porción sur de la RV-ZYJ, en donde se observan estructuras que tienen una longitud de ~95 kilómetros y un ancho promedio de 30 kilómetros. Este sistema disloca a los dos sistemas anteriores. En la porción suroeste de la zona de estudio se observan bien las relaciones de corte. En esa zona se generó un graben

de 25 x 9 kilómetros. En la porción oriental este sistema generó el graben de Turicato y se asocia un alto estructural que quedó sepultado por los depósitos de la avalancha de Villa Madero. Sin embargo, el dominio del Graben de Tacámbaro muestra también esta orientación y ya sea el dominio, como la distribución del vulcanismo parece ser también producto de este sistema.

7.1.3.4. Sistema de Mil Cumbres (NNE-SSO)

Por las relaciones de corte entre estructuras y del emplazamiento y desplazamiento de algunos edificios volcánicos, este sistema parece ser el sistema más joven. Presenta una longitud de ~187 kilómetros desde la Presa de Infiernillo hasta el complejo volcánico de los Azufres. El Sistema de Mil Cumbres ha favorecido el emplazamiento de los edificios volcánicos presentes en la RV-ZYJ, esta relación se puede observar con los lineamientos volcánicos de los dominios Arco Ígneo de Inguarán fragmentado, Spatterico, Graben Cahulote de Santa Ana, Turicato, Zihuatzio, Las Tablas y Échelon. Esta relación vulcano-estructural es evidente también en el lineamiento del Jorullo y en los spatters de Buenavista y La Esmeralda ubicados al este de Inguarán. Al parecer, estos se emplazaron sobre una fractura NNE-SSO que disloca al batolito de Inguarán. La Mesa Chiquita al noreste de Inguarán es otro ejemplo donde se observa la relación volcán-fractura cortical. Esta estructura pone en contacto a los productos volcánicos del Eoceno-Oligoceno y a los conglomerados del Cretácico Inferior.

Este sistema dislocó intensamente el macizo granítico que limita hacia el sur la zona de estudio, así como a la Sierra de Mil Cumbres. Se infiere que este sistema representa una zona de cizalla con movimiento lateral izquierdo con desplazamientos de hasta cuatro kilómetros dislocando los bloques graníticos y volcánicos del Eoceno.

7.2. Tipología y distribución volcánica

Por medio de la metodología descrita en el capítulo 6, en la Región Volcánica Zirahuén-Yoricostio-Jorullo se contabilizaron 461 edificios volcánicos (Figura 29, Tabla 6) de los cuales:

- 137 son conos cineríticos
- 250 conos tipo spatter
- 52 domos
- 3 maares
- 2 conos compuestos
- 6 conos simples
- 11 volcanes tipo escudo.

Es oportuno mencionar que 127 edificios presentan cráter bien definido. Los conos cineríticos se encuentran a lo largo de toda la región con la excepción de que en los dominios Domos pre-post caldéricos de Villa Madero, Complejo Volcánico La Nieve y Coulée el Encinal no se observa ningún ejemplar. Los conos se presentan alineados preferencialmente en dirección E-O y N-S y en menor medida en dirección NE-SO.

Por otro lado, los conos tipo spatter también se encuentran en toda la región, pero estos se caracterizan por presentarse alineados en dirección NE-SO. El ejemplo más claro es el lineamiento que va desde la región del Jorullo hasta el dominio de Graben de Pedernales, donde se encuentran alineados más de 20 spatters. Este lineamiento está directamente relacionado con una fractura cortical de primer orden perteneciente al sistema de Mil Cumbres. Otro lineamiento en esta misma dirección lo representa los edificios del Graben del Cahulote de Santa y en el pilar norte de Turicato. Los conos tipo spatter también presentan lineamientos en dirección E-O como en el subdominio de Nuevo Urecho y NNO-SSE al norte de la Huacana.

En la RV-ZYJ solo se identificaron 3 maares, uno al sur de Tacámbaro denominado como La Alberca, el segundo en la ladera noreste del estratovolcán La Viga y el tercero al norte de Turirán.

Los domos se emplazaron en toda la región a excepción de la zona centro occidental en el subdominio Nuevo Urecho donde solo hay un domo. En la porción sur se observa una

tendencia NO-SE que refleja la depresión en la misma dirección. Al este de Pedernales se observa un lineamiento NE-SO y NO-SE de los domos. Al sur de Tacámbaro se emplazaron 5 domos alineados en dirección NNE-SSO. En el dominio Complejo La Nieve se observa que los domos están condicionados por una estructura NO-SE, el mejor ejemplo es el Domo La Taza. Se observan principalmente tres tipos de domos: tortas, coulées y peleanos.

Los volcanes tipo escudo se observan principalmente en la porción sur en los dominios Arco Ígneo de Inguarán y Grandes volcanes. Se observan dos lineamientos en dirección ONO-ESE, el primero representa por el cerro La Barra, Tsiririjuata y La Ventana-Petembo. El segundo un poco más al sur representado por los volcanes de los subdominios de Nuevo Urecho y Jorullo. En la porción noreste se observan dos edificios erosionados y superpuestos por vulcanismo más joven.

Los conos simples se encuentran en la porción central y están representados por el cerro Cuirio alineados en dirección E-O con el volcán tipo escudo La Barra. El C.Capulín, C. Viejo y C.Pedrisco están alineados en dirección NE-SO. Y por dos conos superpuestos al sur del Jorullo (C. El Estribo y C. Pelón). Los conos compuestos están representados por el cerro Tipitarillo y La Viga los cuales se alinean en dirección NO-SE.

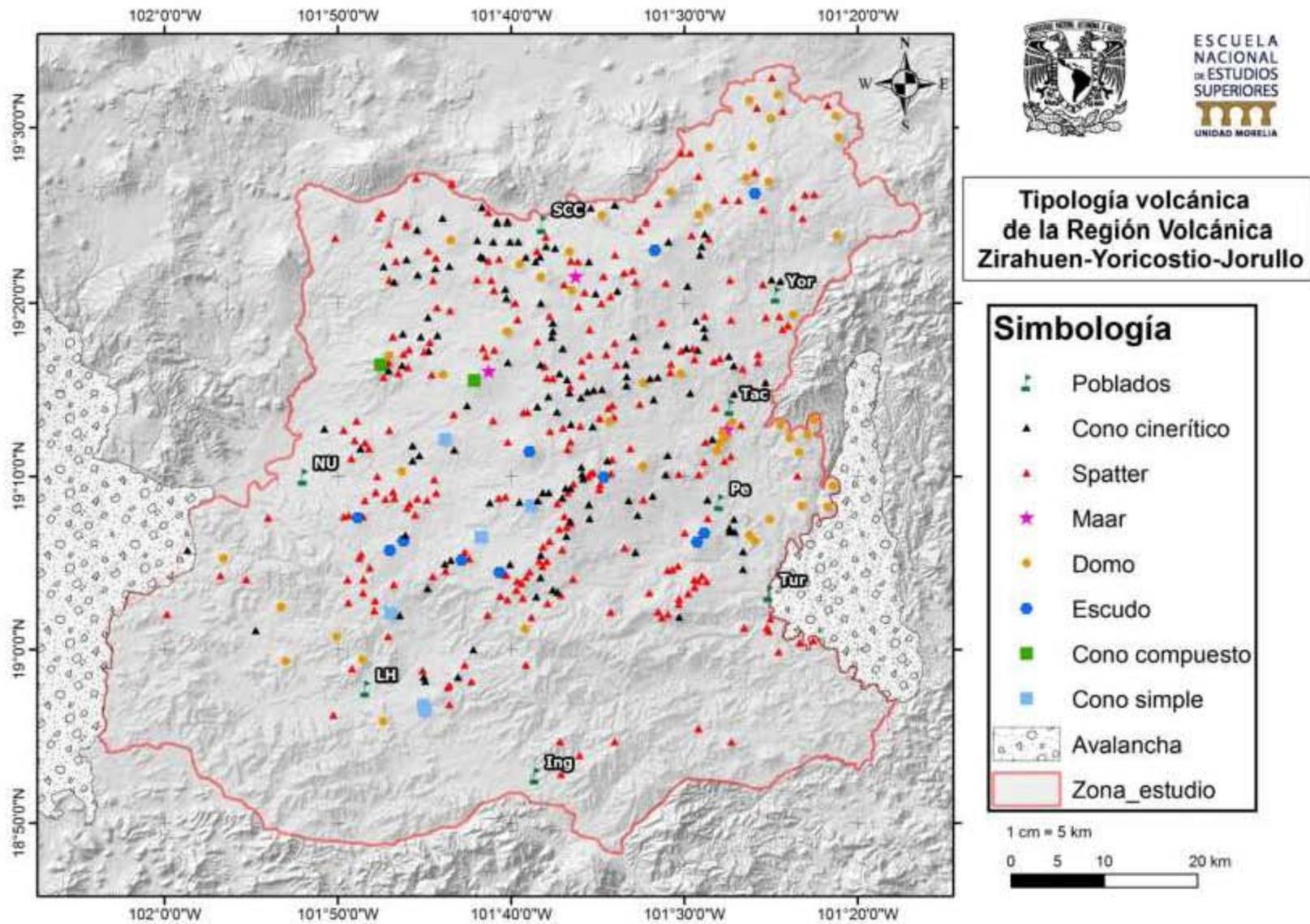


Figura 29. Distribución espacial de la tipología volcánica de la RV-ZYJ. Para detalles de la clasificación ver bases metodológicas en los capítulos 4 y 6, del marco conceptual y de metodología respectivamente

7.3. Parámetros morfométricos

Los parámetros morfométricos que se midieron de los edificios volcánicos son: diámetro basal del edificio (D_{Co}), diámetro del cráter (D_{Cr}), altura del edificio (H_{co}), elongación del edificio, así como la relación H_{co} / D_{Co} . Esta última se propuso originalmente (Porter, 1972) solo para uso en geformas de conos truncados, sin embargo, en el presente trabajo se aplicó para todas las geformas de edificios volcánicos. Los resultados se presentan en la tabla 6 en la sección de Anexos.

Para los conos cineríticos se tienen valores del D_{Co} entre 214 y 2445 metros con una media de 981 metros. Valores del D_{Cr} entre 154 y 712 metros con una media de 341 metros. Alturas mínimas de 26 metros para edificios degradados casi por completo y alturas máximas de 482 metros para conos jóvenes. Las relaciones de H_{co} / D_{Co} presentan un amplio rango entre 0.06 y 0.50, donde se observó que para los conos intensamente erosionados por actividad antrópica los valores son menores a 0.1; mientras que los valores mayores a 0.2 se asocian a edificios volcánicos jóvenes.

Los conos tipo spatter presentan valores de D_{Co} entre 256 y 2400 metros, siendo el C. La Espiga el más grande de este tipo de aparatos. Los valores del D_{Cr} varían entre 110 y 655 metros. Presentan alturas mínimas de 19 metros y valores máximos de 453 metros. Las relaciones de H_{co} / D_{Co} presentan un amplio rango entre 0.0156 y 0.4757, estas variaciones se deben a que los spatter pueden tener una gran variedad de formas y tamaños.

Los domos presentan valores de diámetro basal entre 675 y 2000 metros. Algunos domos tipo coulée no presentan un edificio principal y tienen longitudes de hasta 4800 metros. Por otro lado, algunos domos presentan cráteres ocasionados por colapsos del edificio. Tienen alturas mínimas de 82 metros y valores máximos de 682 metros, siendo el cerro Burro el más alto.

En relación con la temporalidad del emplazamiento de los edificios volcánicos, es oportuno señalar que los volcanes tipo escudo, así como los conos simples y compuestos, generalmente están cubiertos por edificios y productos volcánicos más recientes, por lo que sus parámetros morfométricos tenderán a dar valores subestimados. Sin embargo, los volcanes tipo escudo La Barra, Petembo y La Ventana son los que menos están cubiertos y presentan diámetros basales de 5959, 4318 y 4453 metros respectivamente y alturas de 544 metros para La Barra y 857 metros para los otros dos. Los conos simples presentan

diámetros basales entre 2910 y 958 metros, alturas entre 470 y 195 metros y valores de H_{co}/D_{Co} entre 0.11 y 0.22.

En el caso de los conos compuestos, por el grado de exposición, solo en el Cerro La Vega pudo ser determinado el diámetro basal subvalorado con un máximo de 5151 metros y un mínimo de 3688 metros y una altura de 527 metros. El cerro Tipitarillo presenta un desnivel de 1123 metros de base a cima a pesar de estar intensamente dislocado. Los maares presentan diámetros basales mínimos de 310 metros, mientras que el máximo es de 1050 metros en La Alberca de Tacámbaro. Tienen un diámetro de cráter promedio entre 333 y 473 metros. Y únicamente La Alberca pudo ser medida en altura con 169 metros, ya que los otros dos han sido intervenidos antrópicamente.

7.4. Parámetros de forma (Elongación)

A partir del análisis de las geofomas de edificios volcánicos se observó que ningún aparato es completamente circular, sino que se encuentran elongados en una dirección preferencial. De acuerdo a un esquema tectónico relacionado con el emplazamiento de los edificios volcánicos, la dirección de elongación de los flancos del cráter representan la dirección del máximo esfuerzo de compresión horizontal del campo de esfuerzo tectónico (Nakamura, 1987). Una vez trazados los diámetros de los edificios volcánicos, la principal dirección de elongación fue medida y orientada directamente sobre el mapa.

De acuerdo a las medidas se encontró que a escala regional las orientaciones preferentes son: NNE-SSO, NE-SO, NO-SE y E-O, las cuales se distribuyen en forma relativamente homogenea entre los diferentes tipos. Por ejemplo, en los conos y spatters las tendencias principales son las tres primeras, mientras que en los maares y estratovolcanes predomina la orientación NE-SO. Los domos se elongan principalmente en dirección NE- SO (Figura 30)

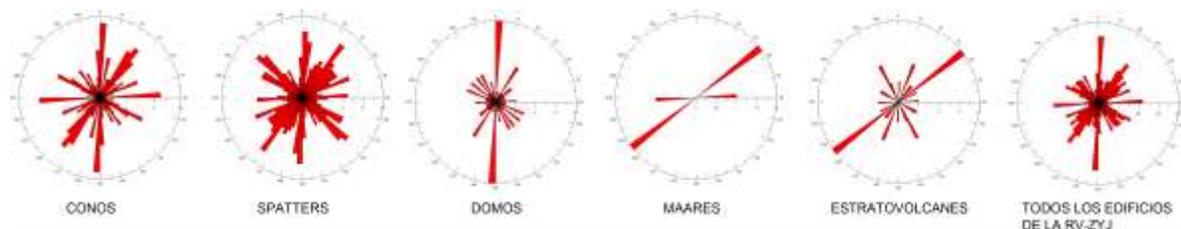


Figura 30. Diagramas de roseta donde se muestra la elongación de los diferentes tipos de edificios volcánicos de toda la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo.

En la Figura 31 se muestran las elongaciones de los diferentes edificios volcánicos

presentes en la zona de estudio para cada uno de los dominios morfoestructurales.

En relación con las orientaciones específicas de las tipologías, podemos observar que los conos cineríticos que se elongan en dirección N-S se encuentran en los dominios 6, 12, 14, 16 y 17. En dirección NNE-SSO en los dominios 10 y 11. En dirección NE-SO en los dominios 2, 8, 13, 15, 16, 17, 18. En dirección ENE-OSO únicamente en 14. En dirección E-O en los dominios 10, 12 y 17. En dirección ONO-ESE en los dominios 9, 10 y 11. En dirección NO-SE en los dominios 14, 15, 17 y 19. Y en dirección NNO-SSE en los dominios 2, 3, 6, 13 y 18.

Los conos tipo spatter que se elongan en dirección N-S se encuentran en los dominios 3, 5, 8, 16 y 17. En dirección NNE-SSO en los dominios 2, 6, 13, 14, 17 y 18. En dirección NE-SO en los dominios 2, 6, 8, 9, 10, 16 y 19. En dirección ENE-OSO en los dominios 8, 10, 11, 14, 17 y 18. En dirección E-O en los dominios 2, 6, 15, 16 y 17. En dirección ONO-ESE en los dominios 3, 4, 6, 13, 18 y 19. En dirección NO-SE en los dominios 2, 3, 9, 11, 12, 14, 16 y 17. Y en dirección NNO-SSE en los dominios 2, 3, 9, 12, 14, 16 y 17.

Los domos que se elongan en dirección N-S se encuentran en los dominios 2, 5 y 17. En dirección NNE-SSO en los dominios 5, 6, 7 y 14. En dirección NE-SO en los dominios 4, 6, 8, 10 y 17. En dirección ENE-OSO en los dominios 2. En dirección E-O en los dominios 4 y 14. En dirección ONO-ESE en los dominios 6, 9 y 15. En dirección NO-SE en los dominios 4, 6, 11, 12 y 17. Y en dirección NNO-SSE en los dominios 2, 4 y 5.

Los maeres se elongan en dirección NE-SO en los dominios Semigrabenes de Yoricostio y Grandes Volcanes y en dirección E-O en el dominio Santa Clara del Cobre.

Los volcanes tipo escudo se elongan en dirección NNE-SSO en el dominio 2. En dirección NE-SO en los dominios 5 y 10. En dirección E-O en el dominio 13. En dirección ONO-ESE en el dominio 2. En dirección NO-SE en el dominio 8. Y en dirección NNO-SSE en los dominios 2 y 8.

En el dominio 2 los conos simples se elongan en dirección N-S, NNW-SSE y ENE-OSO. Y en el dominio 8 se elonga en dirección NE-SO. El único cono compuesto se elonga en dirección NE-SO.

A pesar de que los edificios volcánicos se elongan en diferentes direcciones a lo largo de todos los dominios, se pueden observar cuatro tendencias principales: la N-S predomina en los dominios Arco Ígneo de Inguarán fragmentado, Fosas y pilares de Turicato, Complejo

Volcánico La Nieve, Semigrabenes de Yoricostio, Hidrotermal, Graben Cahulote de Santa Ana y Santa Clara del Cobre.

La tendencia NE-SO predomina en los dominios Grandes Volcanes, Graben de Pedernales, Échelon, Spatterico, Graben Cahulote de Santa Ana y La Tinaja. En el dominio Arco Ígneo de Inguarán los spatters presentan una alta distribución en tal dirección. La tendencia NO-SE se observa en los dominios Arco Ígneo de Inguarán, Fosas y Pilares de Turicato, Grandes Volcanes, Semigraben de Tacámbaro, Las Tablas, Hidrotermal, Spatterico, Tumines y Zoyate. Los domos del dominio Santa Clara del Cobre se emplazan principalmente en esta dirección.

En dirección E-O únicamente se observa una tendencia predominante en el dominio Santa Clara del Cobre, sin embargo los domos en diferentes dominios presentan tal orientación.

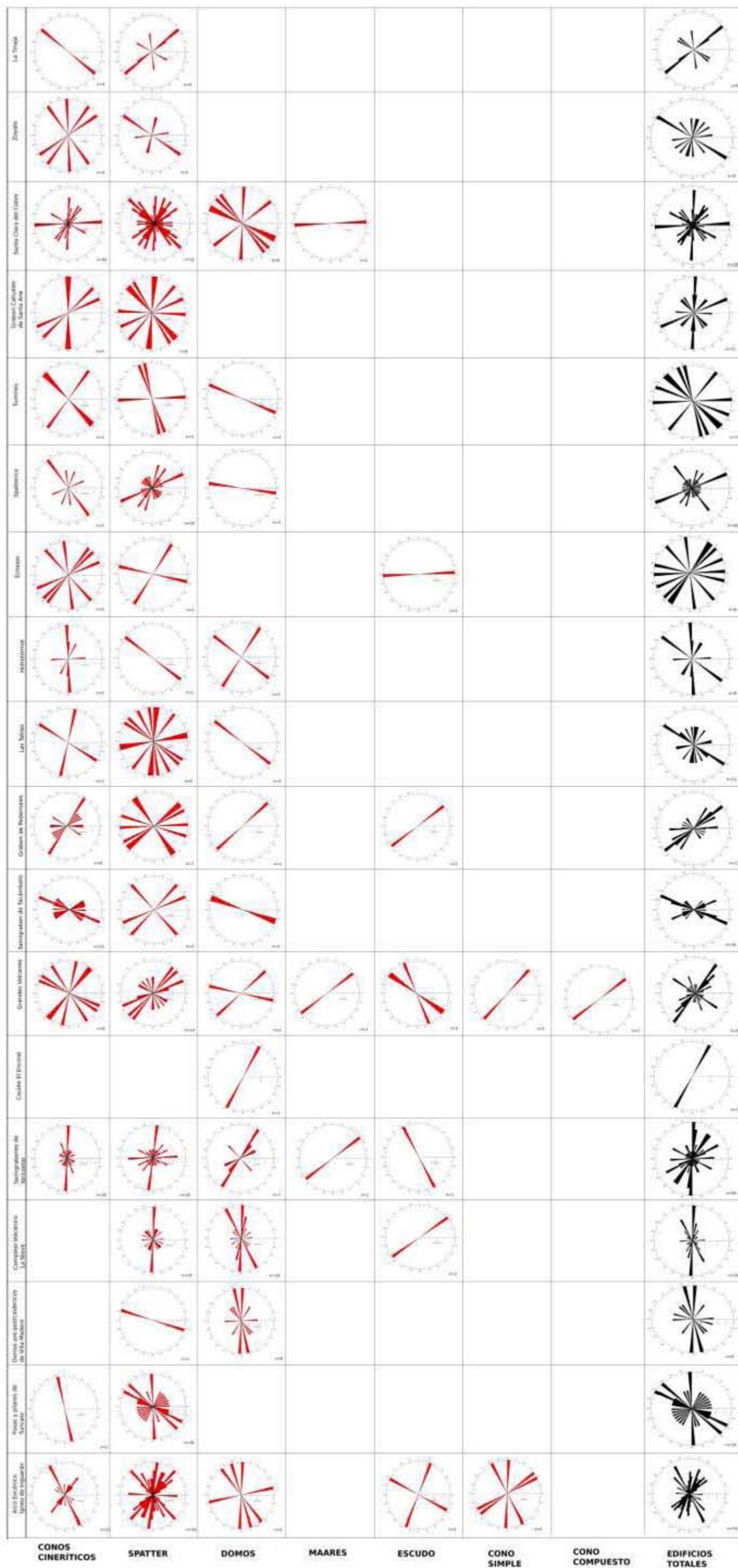


Figura 31. Diagramas de roseta donde se muestra la elongación de los edificios volcánicos para los diferentes dominios morfoestructurales.

7.5. Petrología y Geoquímica

7.5.1. Variaciones petrológicas

A partir de la recopilación bibliográfica se realizó una síntesis de los datos petrológicos que se muestran en los trabajos de Luhr y Carmichael (1985), Hasenaka y Carmichael (1987), Cardona (2015) y Ruiz (2017). El primero hace un análisis de la evolución petrogenética del volcán Jorullo y describe en menor medida el spatter de La Pilita. El segundo expone un análisis geoquímico y petrológico del CVMG para los diferentes edificios volcánicos. Los últimos dos se concentran en la región norte y sur del Complejo Volcánico La Nieve. A continuación, se describe de lo general a lo particular los análisis petrológicos.

Hasenaka y Carmichael (1985) observaron que la matriz de la mayoría de las lavas y escoria es intergranular a intersertal y se compone de plagioclasa, microlitos de augita, ortopiroxeno, óxidos de Fe-Ti y obsidiana café. Ocasionalmente se observan texturas glomeroporfíricas de plagioclasa + olivino (\pm augita).

Los olivinos usualmente se presentan con formas tipo euhedral en basaltos y andesitas con bajo contenido de sílice, comúnmente presentan inclusiones de espinela rica en cromo. En las andesitas ricas en sílice, en algunos casos los olivinos presentan bordes de reacción de ortopiroxenos. Los olivinos de lavas ricas en magnesio, tanto de productos alcalinos como calcialcalinos, presentan valores cercanos a Fo₉₀. Para la mayoría de los productos calcialcalinos, los fenocristales de olivino tienen una composición entre Fo₅₈ y Fo₇₇. Las inclusiones de espinela forman una tendencia continua de magnesiocromita a titanomagnetita en rocas alcalinas y alcalinas ricas en magnesio.

Los fenocristales y microfenocristales de plagioclasa son abundantes en todas las rocas del CVMG. Generalmente son euhedrales, sin embargo, en las andesitas ricas en sílice presentan estructuras de panal o tienen núcleos difusos. El rango composicional de las plagioclasas para las rocas tipo calcialcalinas varía entre An₅₀ y An₉₀. Las andesitas de hornblenda pueden contener fenocristales cálcicos. Las lavas ricas en magnesio generalmente contienen valores bajos de anortita.

Las lavas del CVMG presentan orto y clinopiroxenos. Los microfenocristales y fenocristales de augita de todas las lavas presentan cambios composicionales pequeños. El Al₂O₃ puede variar de 2 a 7% y este nos puede reflejar variaciones en la tasa de enfriamiento. Los ortopiroxenos muestran composiciones entre En₉₀ y En₇₀ y todos son

bronzita. Su contenido de Ca incrementa conforme decrece el valor del Mg (Hasenaka y Carmichael, 1987).

Todos los fenocristales de hornblenda que analizaron Hasenaka y Carmichael (1987) los describen como pargasitas. Las hornblendas alcalinas presentan mayor contenido de TiO_2 y K_2O en comparación con las lavas calcialcalinas.

Para el Complejo Volcánico La Nieve se observa que los domos presentan principalmente plagioclasa, olivino, clinopiroxeno, biotita y cuarzo. Mientras que la asociación mineral de los spatters se compone de plagioclasa, olivino, clino y ortopiroxeno, anfíbol, biotita y solo el C. La Alberca presenta cuarzo. Únicamente en los spatters se observa la presencia de glomerocristales de olivino y piroxeno.

Particularmente para el volcán Jorullo y La Pilita todas las muestras presentan fenocristales de olivino mayores a 4 mm, la mayoría contienen inclusiones de espinela que se presentan en aglomerados de hasta 60 cristales. En las primeras etapas del Jorullo, los núcleos de los fenocristales presentan rangos de Fo_{86} a Fo_{90} y valores de Fo_{73} y Fo_{87} en la última etapa. Los olivinos presentes en La Pilita presentan valores entre Fo_{82} a Fo_{88} . Las inclusiones de espinela de las primeras etapas están enriquecidas en cromo, aluminio y magnesio, conforme la erupción evolucionaba se empobrecían en estos elementos y se enriquecían en hierro y titanio. La matriz de las rocas del Jorullo compuesta de plagioclasa presenta valores entre An_{75} y An_{50} . Las plagioclasas de la Pilita presentan valores menores y más restringidos, entre An_{42} y An_{40} , y están enriquecidas en SrO , BaO y K_2O .

La augita se encuentra en todas las muestras del Jorullo y La Pilita. En las últimas etapas del Jorullo se presentan aglomerados de clinopiroxenos. Para La Pilita se observan núcleos enriquecidos en Cr y Mg y bordes ricos en SrO y Na_2O .

Las lavas del Jorullo muestran comúnmente pseudomorfo de hornblenda mayores a 1 mm. Las últimas etapas del Jorullo presentan enriquecimiento en Cr_2O_3 . En La Pilita las hornblendas están más enriquecidas en TiO_2 , SrO , K_2O y F que las rocas del Jorullo. Así mismo, en La Pilita se observan microfenocristales de apatito rico en F-Sr.

La coexistencia geoquímica que permite la formación de olivino, augita, plagioclasa, espinela, biotita y cuarzo, es difícil explicar desde un modelo de cristalización fraccionada, por lo que se propone que los magmas con tendencias primitivas podrían asociarse a procesos de fusión parcial del manto (Luhr y Carmichael, 1985).

7.5.2. Variaciones geoquímicas

A partir de la recopilación de datos realizada, se obtuvieron 89 análisis geoquímicos de elementos mayores y elementos traza de 44 centros eruptivos (Tablas 6 y 7, Anexos). Con los elementos mayores se construyeron los diagramas de TAS (LeBas et al., 1986), Harker (SiO_2 vs MgO , SiO_2 vs FeO_{tot}), AFM (*Alkalis, FeO, MgO*) (Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1981). A partir de los elementos traza se obtuvieron los diagramas de discriminación tectónica de Pearce, J.A. y Cann, J.R. (1973), y las relaciones SiO_2 vs Sr y Rb vs Cr.

En términos generales, la RV-ZYJ alberga edificios volcánicos de composiciones principalmente tipo calcialcalinas, rocas tipo alcalinas ricas en potasio con alto contenido de magnesio y rocas transicionales. Las rocas tipo calcialcalinas se distribuyen en todo el CVMG, sin embargo, las que contienen altos valores de magnesio se distribuyen principalmente en la RV-ZYJ.

7.5.2.1 Elementos mayores

En la figura 32 se muestra un diagrama TAS (*Total Alkali Silica, por sus siglas en inglés*) donde se observa que los conos cineríticos presentan composiciones principalmente de andesita basáltica y en menor medida andesitas y dacitas. Los conos tipo spatter se distribuyen en el campo de los basaltos, traquibasaltos, traquiandesitas basálticas, andesitas basálticas, andesitas y dos edificios se encuentran en la transición entre tefrita basanita, fonotefrita y traquibasalto (La Pilita y la Mesa Malpaís de Cutzarondiro).

Los domos son principalmente de composición andesítica, aunque hay algunos de andesita basáltica y dacita. El cerro San Miguel (cono simple) se encuentra en el límite entre las andesitas basálticas - andesitas y entre los basaltos - andesitas basálticas. El único cono compuesto (C. Tipitarillo) está en la transición entre andesita y dacita.

A partir de los datos obtenidos se observa que el rango de sílice varía desde 49 hasta 66 %. La mayoría de los aparatos se encuentran en el rango de 53-63%. Sin embargo, se observa una agrupación de spatters con valores entre 49 y 52% (La Pilita, El Cuije, Mesa Malpaís de Cutzarondiro, El Tecolote). El porcentaje de álcalis varía entre 3.8 y 7.5 %.

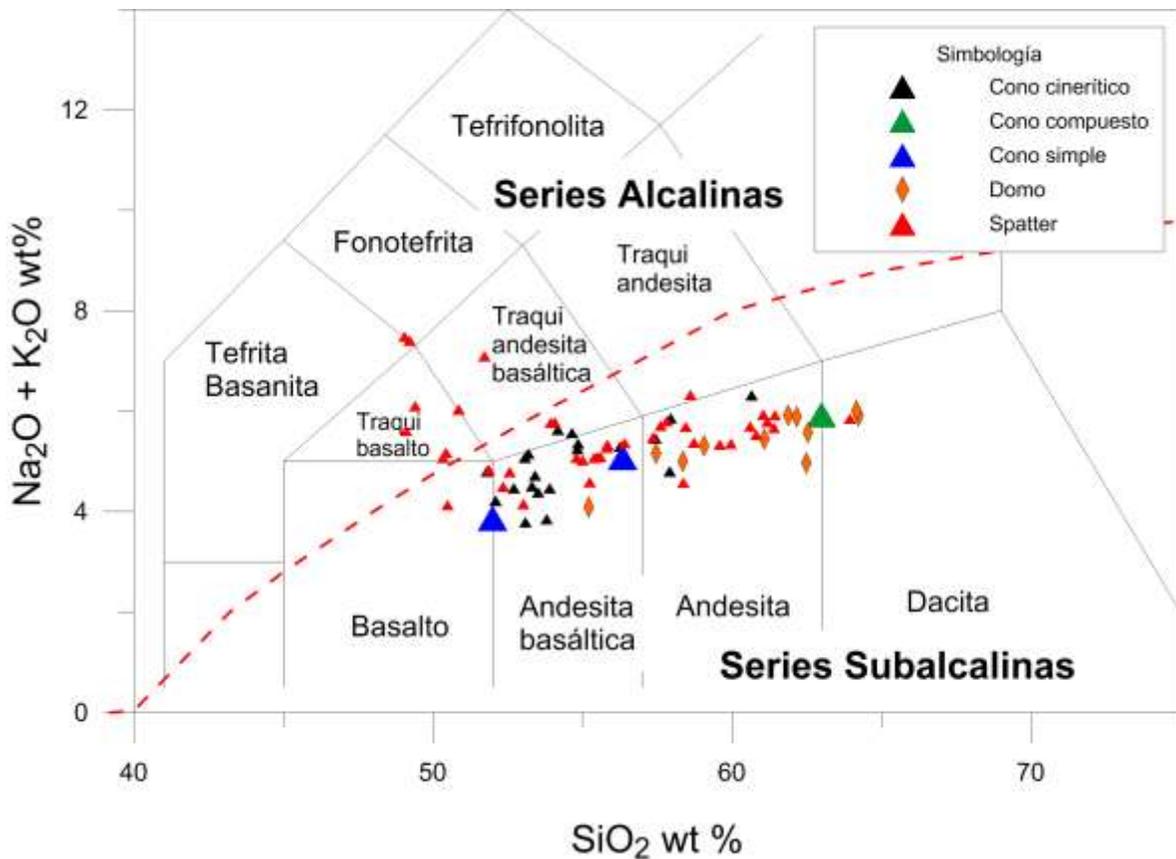


Figura 32. Diagrama TAS (*Total Alkali Silica*, por sus siglas en inglés) donde se muestra la composición de los diferentes centros eruptivos de la Región volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo.

En la figura 33a se muestra la relación SiO_2 – MgO , donde el rango de magnesio para los conos cineríticos varía de 3.23 (C. Casas Blancas) a 9.29% (Jorullo). Para los conos tipo spatter se tiene un rango de 0.1 (Mesa Malpaís de Cutzarondiro) a 9.42% (Mesa Agua Caliente). Los domos presentan menor cantidad de magnesio con rangos entre 0.61 y 3.46%. El cono simple C. San Miguel presenta valores altos de magnesio con 7.16% y 9.4%. Y el cerro Tipitarillo presenta un valor de 3.55%.

Los valores de FeO_{tot} para los conos cineríticos se concentran principalmente entre 6 y 8 %, aunque existen algunos entre 4 y 6 %. Los conos tipo spatter tienen valores entre 9.96 % (Mesa Agua Caliente) y 4 %. Para los domos se tiene un menor rango de variación con valores entre 4.31 y 6.62 %. Para el cono simple y compuesto se tienen valores de 7.49 y 3.59 % respectivamente (Figura 33b).

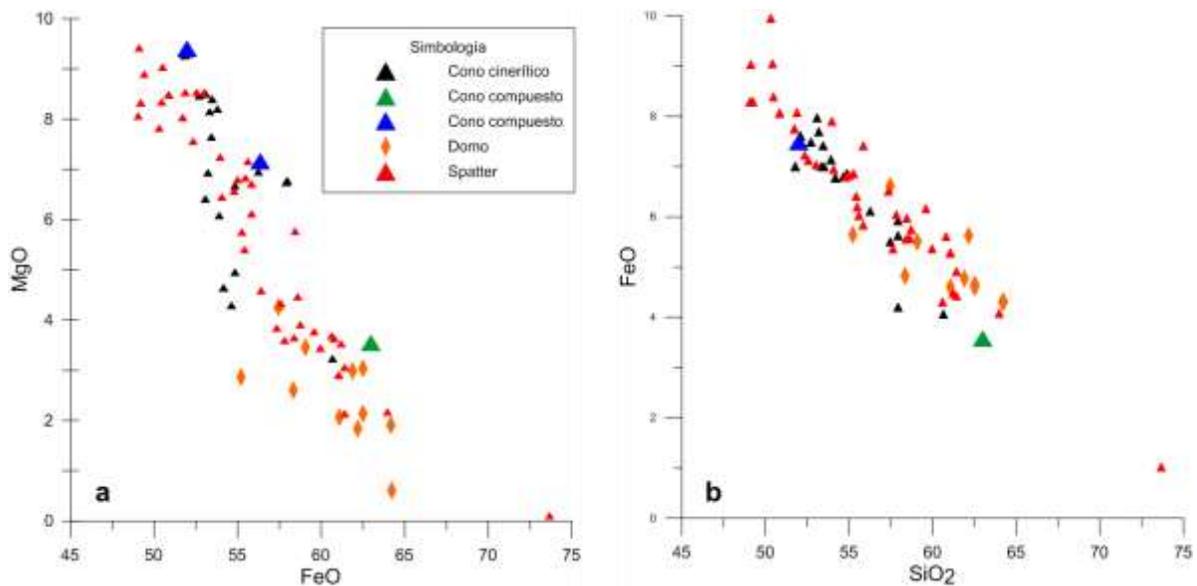


Figura 33. Diagramas Harker donde se observa las relaciones entre: **a.** MgO vs SiO₂ y **b.** FeO_{tot} vs SiO₂.

El diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971), muestra que todos los edificios tienen una afinidad calcialcalina, en este se puede observar que los conos cineríticos presentan mayor contenido de MgO mientras que algunos spatters y domos tienden más hacia los álcalis. El cono simple San Miguel se encuentra en el extremo derecho lo cual indica un magma más diferenciado (Figura 34a).

En el diagrama de las series magmáticas (Figura 34b) se observa que la mayoría de los edificios volcánicos se encuentran en el campo de la serie calcialcalina, sin embargo algunos aparatos pertenecen a la serie rica en potasio; estos son los spatters El Tecolote y la Mesa Agua Caliente, así como los conos cineríticos Casas Blancas y Las Eras. En el campo alcalino solo se encuentra el spatter de La Pilita. Y en el límite entre el campo cálcico y calcialcalino se encuentra el spatter La Cruz.

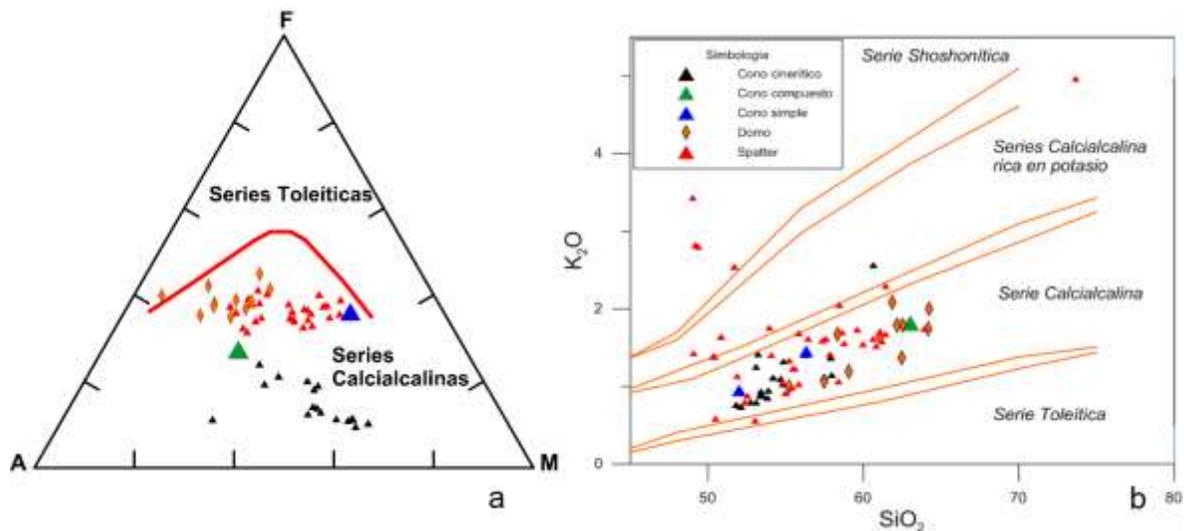


Figura 34. Diagramas de discriminación. **a.** Diagrama AFM donde se observan las series magmáticas calcialcalinas y toleíticas; **b.** Diagrama que muestra las series magmáticas alcalina, alcalino-cálcica, calcialcalina y cálcica .utilizando la relación K_2O vs SiO_2 .

7.5.2.2 Elementos traza

Al momento de comparar Rb vs Cr se observa que los conos cineríticos presentan valores de Cr entre 51 y 660 ppm y valores de Rb entre 8 y 42 ppm. Los conos tipo spatter alcanzan valores de Cr máximos de 486 ppm y mínimos de 20 ppm, y una concentración de 5 a 43 ppm de Rb. Los domos presentan la particularidad de tener valores de Cr menores a 130 ppm, mientras que el rango de Rb es más amplio, entre 6 y 44 ppm (Figura 35a). Si se compara esta relación con la de SiO_2 vs MgO se puede observar que en general presentan la misma tendencia, esto podría indicar el fraccionamiento del olivino y ortopiroxeno en las lavas más máficas, apoyado por el contenido de Cr, el cual es moderadamente compatible con el olivino y altamente compatible con el ortopiroxeno.

En la relación SiO_2 vs Sr se observan dos tendencias principales: la primera la representa conos cineríticos, spatters y domos con valores inferiores a 1000 ppm de Sr, cuya tendencia sugiere procesos de cristalización fraccionada. La segunda tendencia presenta valores mayores a 750 ppm de Sr con valores entre 49 y 54% de sílice, esta está representada por los spatters de Mesa Agua Caliente, La Pilita, El Tecolote y Casas Blancas. Esta tendencia puede indicar magmas más primitivos. Sin embargo, también podría reflejar un intenso fraccionamiento de plagioclasa (Figura 35b).

En la figura 35c se muestra un diagrama de discriminación tectónica propuesto por Pearce, J.A. y Cann, J.R. (1973) para rocas volcánicas básicas. En este se observan dos tendencias

principales: la de mayor concentración se encuentra en el campo calcialcalino y alberga la mayoría de los edificios volcánicos. La segunda se encuentra en el campo de intraplaca, lo cual indica que los magmas se pueden asociar a ambientes de rift continental o de islas oceánicas. Estas firmas las presentan los spatters Mesa Agua Caliente y cerro Caricho, y los conos cineríticos C. María y C. Colorado. Algunos conos cineríticos como el Jorullo, C. Partido y El Tecolote, se encuentran en el límite entre estos dos campos.

Al parecer, estos diagramas muestran que los spatters con alrededor de 50% de SiO₂ tienen un alto fraccionamiento de plagioclasa, olivino y ortopiroxeno o provienen de una fuente más primitiva.

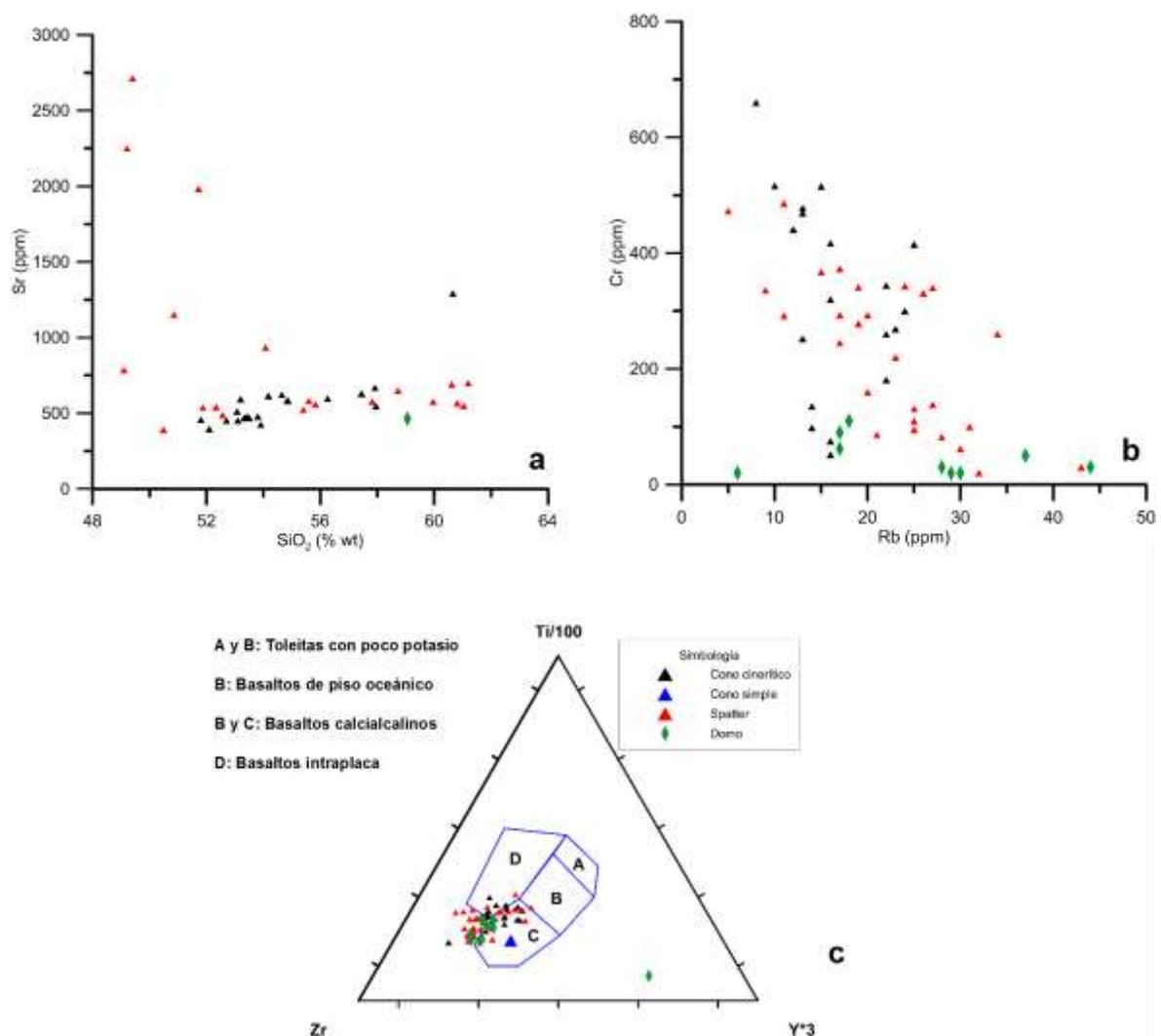


Figura 35. En los gráficos **a** y **b** se muestra las relaciones Rb vs Cr y SiO₂ vs Sr, respectivamente. En el **c** se muestra un diagrama de discriminación tectónica a partir de los elementos traza Zr-Y-Ti propuesto por Pearce y Cann (1973).

Capítulo 8 DISCUSIÓN

8.1. Tipología volcánica de la RV-ZYJ

En la tabla 3 y figura 36, se presenta la comparación del número de edificios volcánicos que fueron identificados para la RV-ZYJ por estudios previos (Hasenaka y Carmichael, 1985; Guilbaud et al., (2011, 2012); Cardona, 2015 y Ruíz, 2017), con la clasificación y conteo hecho en este estudio. Los trabajos previos habían identificado 318 edificios volcánicos de los cuales 237 son conos cineríticos y de lavas, 28 domos, 1 maar, 31 flujos fisurales y 6 volcanes tipo escudo. En el presente trabajo se identificaron 460 edificios de los cuales 137 son conos cineríticos, 249 spatters, 51 domos, 3 mares, 11 volcanes tipo escudo, 6 conos simples y dos volcanes compuestos de acuerdo con la clasificación de Francis y Hoppenheimer (2003) y (Kereszturi y Németh (2013). De los 460 edificios, 142 fueron identificados por primera vez.

Tabla 3. Tabla donde se comparan los edificios volcánicos reconocidos anteriormente para la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo y los obtenidos a través de esta investigación.

Trabajos Previos	# Edificios volcánicos	Tipología volcánica								
		Autor	Total	Cono cinerítico	Spatter	Domo	Maar	Flujo fisural	Escudo	Cono simple
Hasenaka y Carmichael (1985)	238		210	*	6	*	20	2	*	*
Guilbaud et al., (2011, 2012)	59*		24	*	4	1	11	4	*	*
Cardona (2015)	20		3	*	17	*	*	*	*	*
Ruiz (2017)	1		*	*	1	*	*	*	*	*
Total	318		237	*	28	1	31	6	*	*
Este trabajo	461		137	250	52	3	*	11	6	2
Diferencia	143		100	250	24	2	31	5	6	2

*Los otros 15 edificios volcánicos no los clasificaron estos autores.

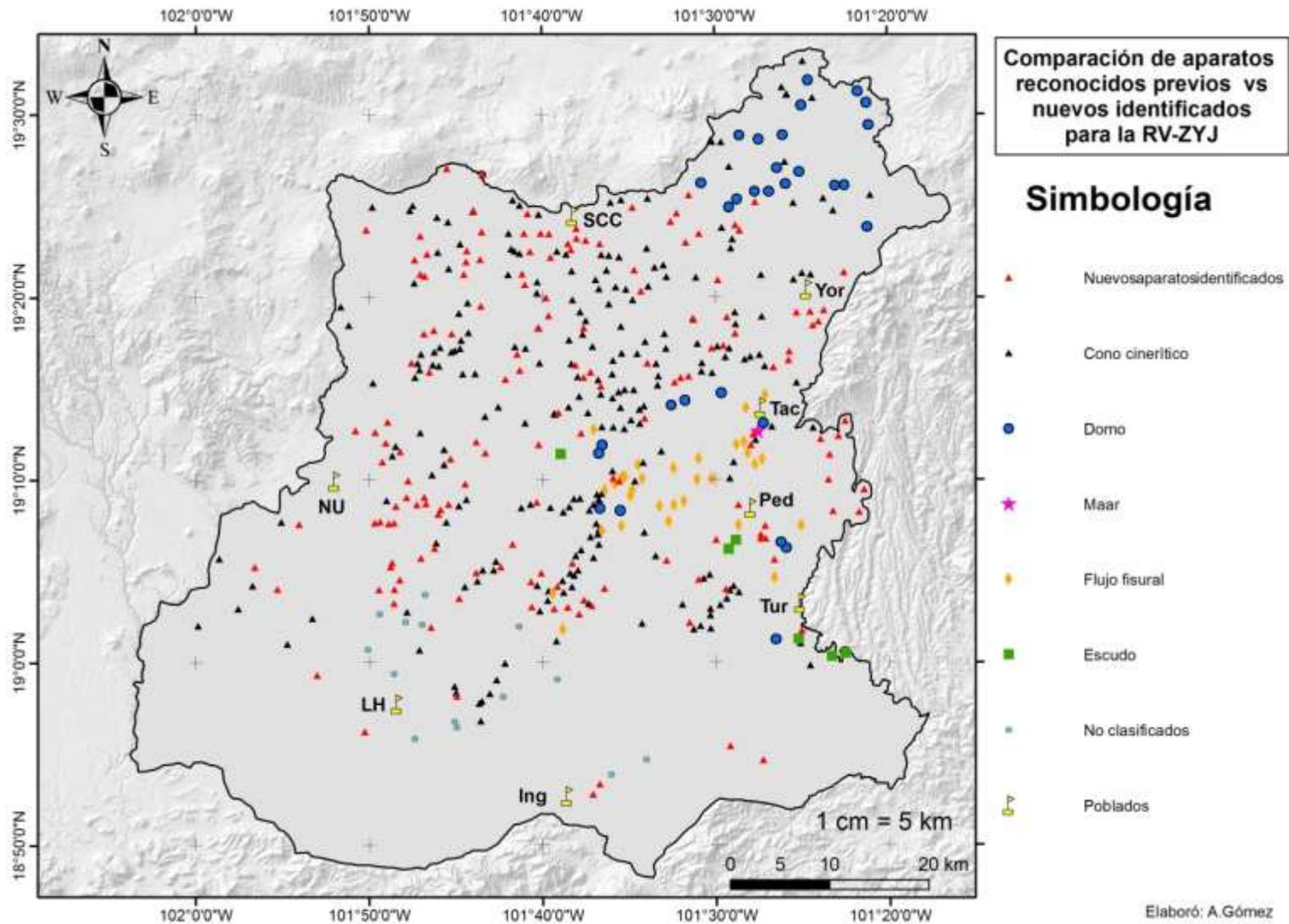


Figura 36. Localización de los edificios volcánicos identificados anteriormente por Hasenaka y Carmichael (1985), Guilbaud et al., (2011, 2012), Cardona (2015) y Ruíz (2017), donde se incluyen conos cineríticos, domos, maares, flujos fisurales y volcanes tipo escudo. Los triángulos rojos muestran 142 edificios volcánicos que no habían sido reconocidos para la zona de estudio. Las abreviaciones son: **SCC:** Santa Clara del Cobre, **Yor:** Yoricostio, **Tac:** Tacámbaro, **Ped:** Pedernales, **Tur:** Turicato, **LH:** La Huacana, **NU:** Nuevo Urecho, **Ing:** Inguarán.

La diferencia del número se debe en gran parte al detalle que permiten los materiales cartográficos utilizados. Sin embargo, aunque la mayor parte de la clasificación tipológica coincide, se encontraron algunas diferencias en la clasificación utilizadas, las cuales son:

1.- Muchos edificios que se habían propuesto como conos cineríticos y conos de lava, en este trabajo se clasificaron como spatters. Es importante mencionar que nunca se había propuesto esta tipología para ningún aparato dentro del CVMG, a pesar de que el volcán Parícutin generó al menos tres centros eruptivos de este tipo.

2.- Para la RV-ZYJ solo se había identificado un volcán tipo maar en la región de Tacámbaro (C. La Alberca). Con esta investigación se identificaron otros dos: uno en la ladera noreste del estratovolcán La Vega y el otro en el poblado de Turiran. De acuerdo a la elongación del edificio y las estructuras locales y regionales el primero se asocia a una estructura NE-SO y la presencia de un acuífero en las laderas del cerro La Vega, mientras que el segundo se encuentra en un semigraben con dirección NO-SE el cual pudo tener un cuerpo de agua somero.

3.- Todos los flujos fisurales que se habían propuesto por Hasenaka y Carmichael (1985a) y Guilbaud y colaboradores (2011;2012), se reclasificaron como spatters y domos.

4.- Para los estratovolcanes se identificaron 11 edificios tipo escudo, casi el doble de los que se habían reconocido. Además, se proponen dos tipologías que no se habían mencionado en otros trabajos: 6 conos simples y 2 conos compuestos. Es importante mencionar que los estratovolcanes se alinean en dirección NO-SE con una distancia de 43 kilómetros entre los extremos. Este alineamiento se asocia al sistema del Bajo Balsas y se observa que las estructuras que afectan a estos edificios siempre se encuentran en la porción noreste. Lo cual sugiere de manera regional que este lineamiento representa una fractura cortical que está dislocando dos bloques donde el bloque que cae es el del suroeste.

8.2. Parámetros morfométricos de la RV-ZYJ

Uno de los principales problemas al momento de realizar un análisis morfométrico es el estado de degradación de los edificios volcánicos, ya sea por factores antrópicos, tectónicos, climáticos, volcánicos o cualquier otro factor. Hay que recordar que cuando Porter (1972) propuso el método, dejó explícito que las relaciones propuestas solo aplicaban para conos cineríticos “frescos” (i.e. en las condiciones primarias de

emplazamiento) presentes en la región del Mauna Kea.

Hasenaka y Carmichael (1985) propusieron que para los conos cineríticos del CVMG los valores promedio son de 830 metros para el diámetro basal, 100 metros de altura y 240 metros para el diámetro del cráter. En este trabajo los valores promedio para la región sureste del CVMG son de 981 metros de diámetro basal, 341 metros de diámetro del cráter y 177 metros de altura. Al momento de comparar los valores obtenidos en este trabajo con el de los autores ya mencionados se observan diferencias notables en las dimensiones de los edificios, por lo que se plantea la pregunta ¿Dónde comienza y termina un edificio volcánico para cada autor?

Es importante tener en cuenta que en la clasificación de Hasenaka y Carmichael (1985) los conos tipo spatter se incluyeron dentro de lo que denominaron conos cineríticos y de lavas, por lo que muchos valores menores a 0.1 de aquel trabajo podrían asociarse a lo que hoy se conoce como spatters.

Por otro lado, la relación $H_{Co} / D_{Co} = 0.18$ calculada para los edificios volcánicos de la R-ZYJ no atiende a los principios básicos señalados por Porter (1972). Por ejemplo, el volcán Jorullo que es un cono en condiciones prácticamente primarias y únicamente con 259 años desde su formación presenta un valor de 0.35. Otro ejemplo se puede mostrar por el cono La Tinaja el cual tiene una edad entre 6330-5115 años a.P., este tiene un valor de H_{Co} / D_{Co} igual a 0.25. El cerro Prieto del conjunto El Oyamel se estima menor a 10 000 años y presenta un valor de 0.28. Como estos hay varios ejemplos que demuestran que las relaciones morfométricas para los edificios monogénicos y en particular para los conos cineríticos no se pueden estandarizar y los valores se modificarán dependiendo principalmente de los procesos de erosión y el clima.

8.3. Relaciones de los dominios morfoestructurales, lineamientos y vulcanismo de la RV-ZYJ

Desde el punto de vista regional, los dominios morfoestructurales de la RV-ZYJ se caracterizan por presentar grandes bloques fragmentados, con un sistema sintético E-O que se bascula hacia el sur, generando un desnivel de más de 2,500 metros. Los dominios de la RV-ZYJ se delimitan hacia el norte de los volcanes tipo escudo de la Meseta Purépecha por un sistema de bloques con una orientación ENE-OSO; mientras que los límites oriental y

occidental se representan por avalanchas generadas por la actividad de los sistemas estructurales del Bajo Balsas (SBB), Tzitzio (ST) y Mil Cumbres (SMC).

A partir de las relaciones morfoestructurales se observa que para poder interpretar la distribución volcánica en la RV-ZYJ, se requiere analizar los sistemas de deformación a escala regional y en particular la distribución e intersección de las grandes estructuras de extensión-transtensión que facilitan el emplazamiento de los magmas (Figura 37). Es importante hacer notar que la intersección de las estructuras de primer orden en el CVMG, ya han sido reconocidas anteriormente en la zona de estudio. Johnson y Harrison (1989,1990) lo proponen como el triángulo Michoacán y Frausto (1995) lo propone como la Unión Triple Tepalcatepec-Balsas-Petacalco. Por otro lado, el alineamiento de volcanes de tipo monogenético sugiere un evidente control estructural en la RV-ZYJ, el cual no es fácil de identificar porque las estructuras generalmente quedan cubiertas por los depósitos y derrames del vulcanismo.

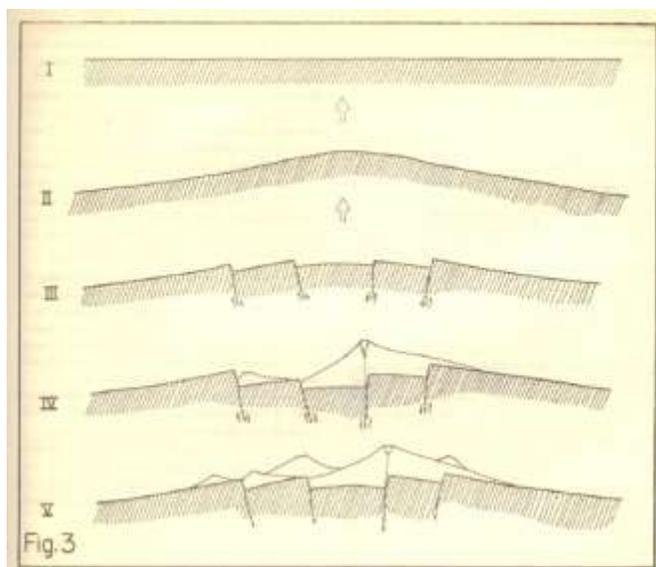


Figura 37. Esquema que ilustra la evolución de fracturamiento y vulcanismo. Tomado de Mooser (1969).

Con base en el estudio morfoestructural, en la RV-ZYJ se observan ambas relaciones estructurales: intersección de estructuras y una estrecha relación con la distribución de los edificios volcánicos. Para realizar el análisis se presenta en la figura 38 la integración de los lineamientos morfoestructurales, tectónicos y volcánicos de la RV-ZYJ. Por otro lado, en la tabla 4 se presenta una síntesis de parámetros, características físicas y tipología volcánica de los dominios.

8.3.1. La dislocación del Sistema del Bajo Balsas (ONO-ESE)

La mayoría de las estructuras del sistema del Bajo Balsas ONO-ESE han sido dislocadas por otros sistemas, incluso con estructuras de reactivación. Por ejemplo, se observa una franja de deformación con dirección NO-SE compuesta de fosas y pilares que va desde Inguarán hasta Nuevo Urecho, la cual es dislocada por estructuras de primer orden, así como microbloques que presentan movimientos laterales izquierdos asociadas al sistema de Mil Cumbres. Esta intersección ha generado las condiciones para el emplazamiento de edificios volcánicos. Por ejemplo, el dominio Complejo Volcánico La Nieve y el subdominio Nuevo Urecho se comportan como altos estructurales, con la superposición de edificios volcánicos. En el dominio Grandes Volcanes se observa el lineamiento ONO-ESE de los estratovolcanes. Este alineamiento se observa también dislocado por los sistemas más jóvenes, mostrando geofomas de grandes edificios volcánicos deformados (C. Tipitarillo y C. La Viga), así como en algunos casos, en la intersección se emplazaron una serie de conos, domos y spatters. Las edades del vulcanismo reflejan que la estructura regional favoreció el ascenso entre 1.7 y 0.53 Ma.

Otros dos lineamientos con esta dirección, pero de menor dimensión se encuentran en el subdominio de Nuevo Urecho. El primero se compone de 9 aparatos que presentan una tendencia NO-SE de manera regional y de manera local NE-SO. Los productos de estos fluyen hacia el sur y principalmente al noroeste. El otro lineamiento se compone de 3 conos tipo spatter que pudiera ser la continuación del anterior. En el dominio de Santa Clara se observan algunos lineamientos en esta dirección que pudieran representar la reactivación de alguno de los sistemas estructurales. O bien, pertenecer al sistema del Bajo Balsas.

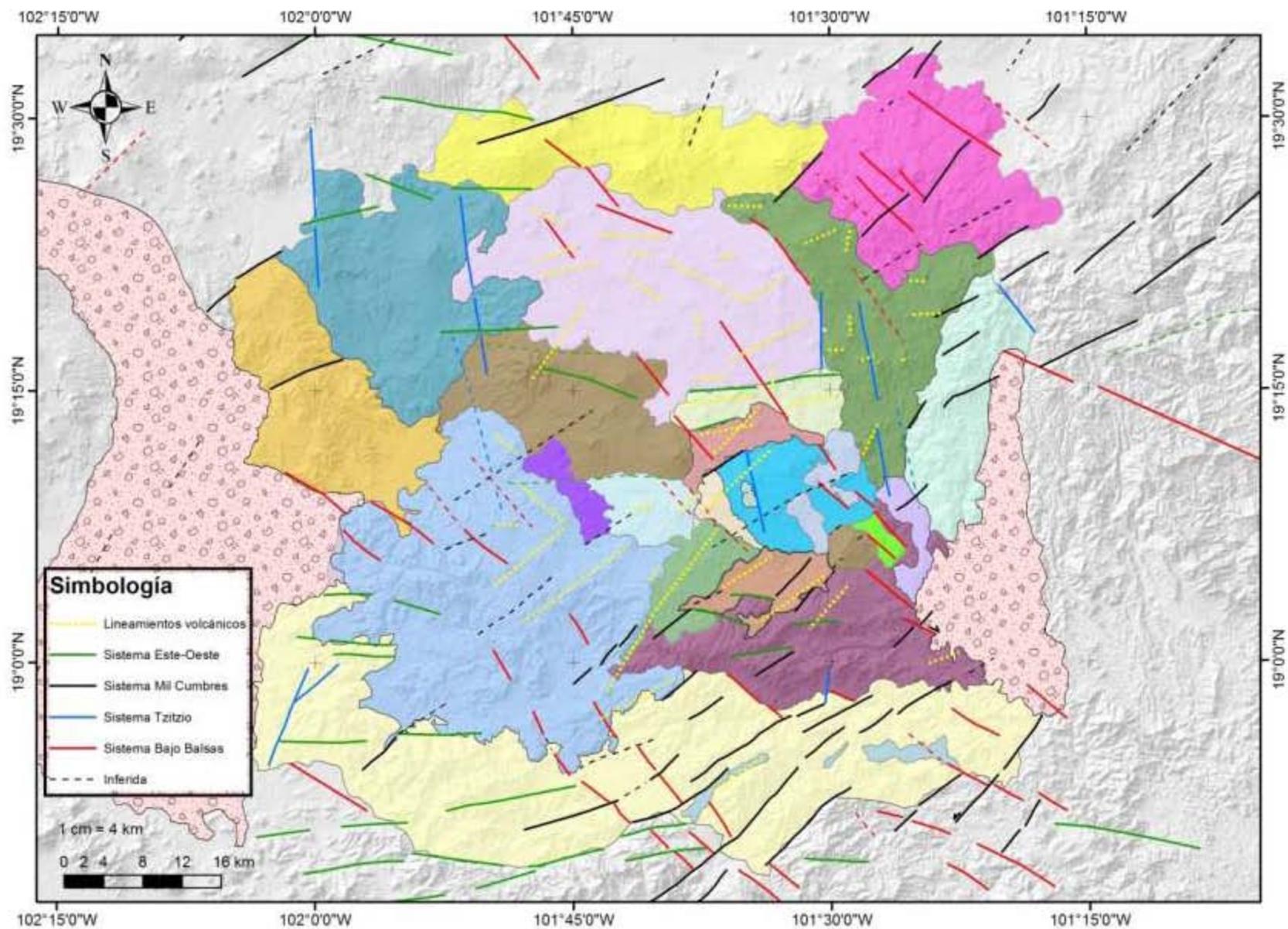


Figura 38. Lineamientos tectónicos y volcánicos de la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo.

Tabla 4. Síntesis de parámetros, características físicas y tipología volcánica de los dominios morfoestructurales de la RV-ZYJ. **SBB:** Sistema del Bajo Balas, **STY:** Sistema Tacámbaro Yoricostio, **ST:** Sistema de Tzitzio, **SMC:** Sistema de Mil Cumbres. Rango de edades obtenidas en trabajos previos.

Temporalidad (Ma)	Dominio	Área (km ²)	Altitud (m.s.n.m)	Pendientes	Sistema Drenaje predominante	# de edificios volcánicos	Tipología volcánica predominante	Estructura tectónica predominante
6 330- 2 271 a.P.	19-La Tinaja	36	1820-1100	<5-40°	Radial centrífugo	5	Spatters, conos	SMC y ST
8 715 – 2195 a.P	18-Zoyate	23	2400-	20-40°	Radial centrífugo	8	Spatters, conos	SMC
(?) - <0.01	17-Santa Clara del Cobre	533	3000-1200	<5-40°	Dendrítico, radial ccentrífugo	108	Conos, spatters	STY, SBB, SMC
< 0.1	15-Tumines	33	1600-1400	<5-60°	Radial centrífugo	7	Spatters, conos	SBB
0.38 - <0.002	14-Spatterico	66	2200-1000	<5-40°	Subdendrítico	27	Spatter	SMC
< 0.53	13-Echelón	60	2400-1500	<5-60	Radial centrífugo	8	Spatters, conos	SMC
0.51 - <0.03	3-Fosas y pilares de Turicato	283	2000-600	<5-60°	Subdendrítico	20	Spatter	STY y SMC
0.6-0.32	12-Hidrotermal	12	1260-860	<5-40°	Recto	7	Domo, spatter	SBB
0.73-0.05	11-Las Tablas	49	2440-1600	<5-40°	Subdendrítico	12	Spatter, conos	STY y SMC
0.98-0.11	10-Graben de Pedernales	108	2400-1000	<5-40°	Radial centrífugo	18	Spatter	SMC
<1.5-0.06	16-Graben Cahulote de Santa Ana	60	1940-1000	<5-40°	Subdendrítico	12	Spatter	SMC
1.51-0.011	9-Semigraben de Tacámbaro	69	2420-1500	<5-40°	Dendrítico	19	Conos, spatters	STY
1.7-0.53	8-Grandes Volcanes	275	2600-500	<5-40°	Radial centrífugo	29	Escudo, cono simple, cono compuesto	SBB
1.8-1.74	4-Domos pre-postcaldéricos de Villa Madero y 7-Coulée El Encinal	32 y 137	2800-1000 y 1240-1000	<5-60°y <5-40°	Dendrítico, radial centrífugo	9 y 1	Domos	SBB, ST
2.68-0.06	6-Semigrabenes de Yoricostio	291	3000-1200	10-40°	Subdendrítico, radial centrífugo	56	Conos, spatters	ST
3.18-Reciente	2- Arco Ígneo de Inguarán fragmentado	832	2240-400	<5-60°	Dendrítico, radial centrífugo	83	Spatters, domos	SBB-SMC
3.8-0.021 Ma	5-Complejo Volcánico La Nieve	341	3400-2200	<5-40°	Radial centrífugo, subdendrítico	29	Spatters, domos	SBB-SMC
42-32	1-Arco Ígneo de Inguarán	1 000	2000-200	10-60°	Dendrítico	*	Spatters	SBB

8.3.2. Dominios asociados al Sistema de Mil Cumbres (NE-SO)

El Sistema de Mil Cumbres nos muestra altos y bajos estructurales que se asocian con una alta densidad de edificios volcánicos. Es común observar los lineamientos NE-SO en coincidencia con la intersección de un sistema ONO-ESE y posiblemente en algunos casos, representen la reactivación del Sistema Bajo Balsas. Los dominios Spatterico, Zoyate, Graben de Pedernales, Graben Cahulote de Santa Ana, Échelon, Las Tablas y La Tinaja, son ejemplos de la intersección de estructuras y se presentan lineamientos de spatters asociados con algunos conos intercalados.

El lineamiento NE-SO más continuo y con mayor cantidad de edificios volcánicos de toda la zona de estudio se encuentra entre el volcán Jorullo y el C. El Tigre ubicado al sur del poblado de Tecario. Este lineamiento se extiende 32 kilómetros y comprende edificios volcánicos de cuatro dominios. De suroeste a noreste el lineamiento se compone de la siguiente manera. El extremo suroeste lo representa el vulcanismo de la región de Jorullo con edades de 0.8 Ma (C.El Volcancito), 0.1 Ma (C. La Pilita) y la actividad histórica del Jorullo. El siguiente lineamiento lo representan se relaciona con el dominio Spatterico, este alberga 27 edificios volcánicos, de los cuales 9 son conos cineríticos y 18 conos tipo spatter. Se observa que los conos cineríticos representaron los primeros estadios de actividad, mientras que los conos tipo spatter fueron posteriores y sobreyacen a los conos.

El lineamiento continúa en forma de échelon con el dominio del Zoyate, el cual alberga un pulso entre 8 715 y 2 195 años a.P. La tendencia de volcanes continúa y termina con los edificios del dominio Graben de Pedernales el cual tuvo actividad entre 0.98 y 0.11 Ma. Esta estructura refleja con claridad la actividad vulcanotectónica durante los últimos 0.98 Ma, alberga tres de los siete pulsos de vulcanismo y sobre esta se presentan composiciones de fonotefrita en el extremo suroeste y mugarita en el extremo noreste.

Al este y oeste de este gran lineamiento se observan otros lineamientos de menores dimensiones. En el dominio Arco Ígneo de Inguarán se presentan cinco lineamientos volcánicos en dirección NE-SO, de oeste a este son: Las Palmas, La Función, Patol, La Espiga y Buena Vista. El primero refleja un semigraben con vergencia al sureste y suroeste el cual se rellenó por edificios volcánicos. El segundo representa un alto estructural con la depresión hacia el oeste. En este se observa la relación tectónica entre el sistema del Bajo Balsas y Mil Cumbres mediante los productos del spatter Mesa Rancho Nuevo, los cuales

rellenan un graben en dirección NO-SE de 8 kilómetros de largo y 2.5 kilómetros de ancho. El tercer lineamiento representa un alto estructural con el bloque de techo hacia el este. El cuarto lineamiento es la contraparte del bloque anterior y por lo tanto la depresión se encuentra al oeste. El quinto lineamiento refleja un bajo estructural que se representa por los spatters confinados entre el batolito de Inguarán con una edad de 27 00 años a.P. Esta serie de lineamientos albergan edades entre 2.8 Ma y 0.027 Ma.

En el Graben Cahulote de Santa se encuentran 9 edificios volcánicos los cuales se emplazaron en dos lineamientos: uno en el escarpe del sureste y otro en el escarpe del noroeste. En el límite noroeste se observa el lineamiento volcánico de Nombre de Dios. Este se compone de 7 aparatos alineados en la dirección del graben. El volcán Nombre de Dios se localiza en el extremo NE del lineamiento, tiene una edad de 0.38 y una composición de traquiandesita basáltica rica en potasio (shoshonita). Este edificio es contemporáneo con el cerro Don Nato ubicado a 6 kilómetros al oeste.

El lineamiento del sureste se compone de 5 edificios volcánicos de los cuales 2 tienen edad reportada, el cerro El Sosal se encuentra en el extremo suroeste del lineamiento, tiene una edad de 60 000 años y tiene una composición de traquiandesita rica en potasio (latita). La edad del cerro El Caracol se estima menor a 50 000 años (Guilbaud et al. 2012) aunque su morfología parece del Holoceno. El extremo noreste del lineamiento lo componen tres aparatos superpuestos (C.Pino, C.Pinito y C.Chato) menores a 1.7 Ma, el cerro El Pino tiene una composición de traquiandesita basáltica (mugearita).

Otro lineamiento que indudablemente representa una fractura cortical es el que se ubica en la porción norte del dominio de Turicato, este alberga 10 spatters alineados en dirección NE-SO. Este podría representar una fractura de tensión si se asociara al sistema E-O, o bien, ser una zona de debilidad reactivada por el sistema de Mil Cumbres. Otros lineamientos se pueden observar en el dominio de las Tablas y Échelon.

8.3.3. Geoformas volcánicas asociadas con el Sistema Tzitzio (NNE-SSO a NNO-SSE)

Los dominios Coulée El Encinal y Semigrabenes de Yoricostio están estrechamente asociados con el Sistema de Tzitzio. Por un lado, las estructuras que los delimitan muestran una estructura en forma de tijera, donde la mayor apertura se encuentra en la porción norte y el vértice se localizaría en Turicato. Esta estructura se caracteriza por presentarse

escalonada hacia el sur, donde los bloques se delimitan por estructuras E-O.

8.3.4. Dominios morfoestructurales asociados con un sistema sintético ENE-OSO

Las morfoestructuras volcánicas y tectónicas más recientes nos muestran una orientación ENE-OSO. Por un lado, han controlado una tendencia sintética de bloques basculados hacia el sur y, por otro lado, han generado numerosas intersecciones y lineamientos de edificios volcánicos que muestran geoformas con bajo índice de disección. Los dominios que están condicionados por el sistema E-O de sur a norte son: el Arco Ígneo de Inguarán, las Fosas y Pilares de Turicato, el Semigraben de Tacámbaro, Santa Clara del Cobre y el dominio Cumburinos-El Frijol, el cual limita al norte la zona de estudio. Los tres primeros son dislocados por estructuras del SMC sobre las cuales se emplazaron lineamientos de spatters con lavas muy fluidas.

El dominio de Tacámbaro es el mejor ejemplo para observar esta relación vulcanotectónica. En este se aprecia que el emplazamiento de los volcanes evolucionó de este a oeste en un periodo entre 1.51 y 0.73 Ma. En el dominio de Yoricostio se presentan algunos lineamientos en esta dirección los cuales podrían reflejar momentos de ruptura que generaron los semigrabenes. En el dominio de Santa Clara del Cobre se observan varios lineamientos en esta dirección, sin embargo no se tienen edades de estos edificios.

8.4. Relaciones morfoestructurales del magmatismo con firmas geoquímicas tipo alcalino

La presencia de un vulcanismo con firmas alcalinas resulta relevante, en cuanto puede definir relaciones de extensión y adelgazamiento de la corteza, lo cual implicaría tener una actividad volcánica no solo asociada a un proceso de subducción. En la figura 39 se presenta la distribución de los aparatos que presentan una asociación mineralógica o incluso una composición geoquímica con firmas alcalinas en la RV-ZYJ y su relación con los sistemas estructurales. También se muestra la distribución de los productos basálticos los cuales se infieren que pueden presentar firmas de magmas primitivos como se observa en las primeras etapas del volcán Jorullo.

En principio, se observa que los edificios volcánicos con derrames con firmas alcalinas se encuentran en todos los pulsos eruptivos excepto en el más antiguo. Se puede observar que estos centros eruptivos se ubican en regiones donde se intersectan dos o más estructuras de

primer orden y particularmente se encuentran en uno o ambos extremos de la estructura sobre la que se emplazaron. Los traquibasaltos se representan por la Mesa Agua Caliente de 1.06 Ma y el cerro Tecolote del cual no se conoce la edad, asociados a estructuras E-O y N-S respectivamente. Las traquiandesitas basálticas mugearíticas están presentes en los spatters Las Carretas, El Pino y San Isidro; estos presentan edades menores a 21 000 años a.P y se asocian al sistema de Mil Cumbres. Las traquiandesitas basálticas shoshoníticas se representan por el C. Potrerillos y C. Nombre de Dios con edades de 0.98 y 0.38 Ma, estos se encuentran alineados en dirección NE-SO y se emplazaron sobre el eje de un bajo estructural que fue rellenado por productos volcánicos. Las traquiandesitas ricas en potasio se representan por los spatters El Naranja, Flogopitario y El Sosal con edades de 0.51, 0.38 y 0.06 Ma respectivamente. Estos aparatos se encuentran en una zona de intensa deformación y se caracterizan por representar nodos entre el sistema del Bajo Balsas, el sistema E-O y el sistema de Mil Cumbres.

El spatter La Pilita representa la única fonotefrita reportada de la región, este se encuentra en la intersección del sistema del Bajo Balsas y Mil Cumbres. Esta región refleja una zona de intensa deformación y adelgazamiento cortical. Estas firmas geoquímicas alcalinas nos indican que la petrogénesis de estos magmas debe asociarse a procesos de fusión parcial del manto más que a procesos de cristalización fraccionada (Luhr y Carmichael, 1985). A partir de elementos traza y características isotópicas, Verma y Hasenaka (2004) proponen que el origen de los magmas del CVMG puede relacionarse a procesos de extensión más que a procesos de subducción de la placa de Cocos.

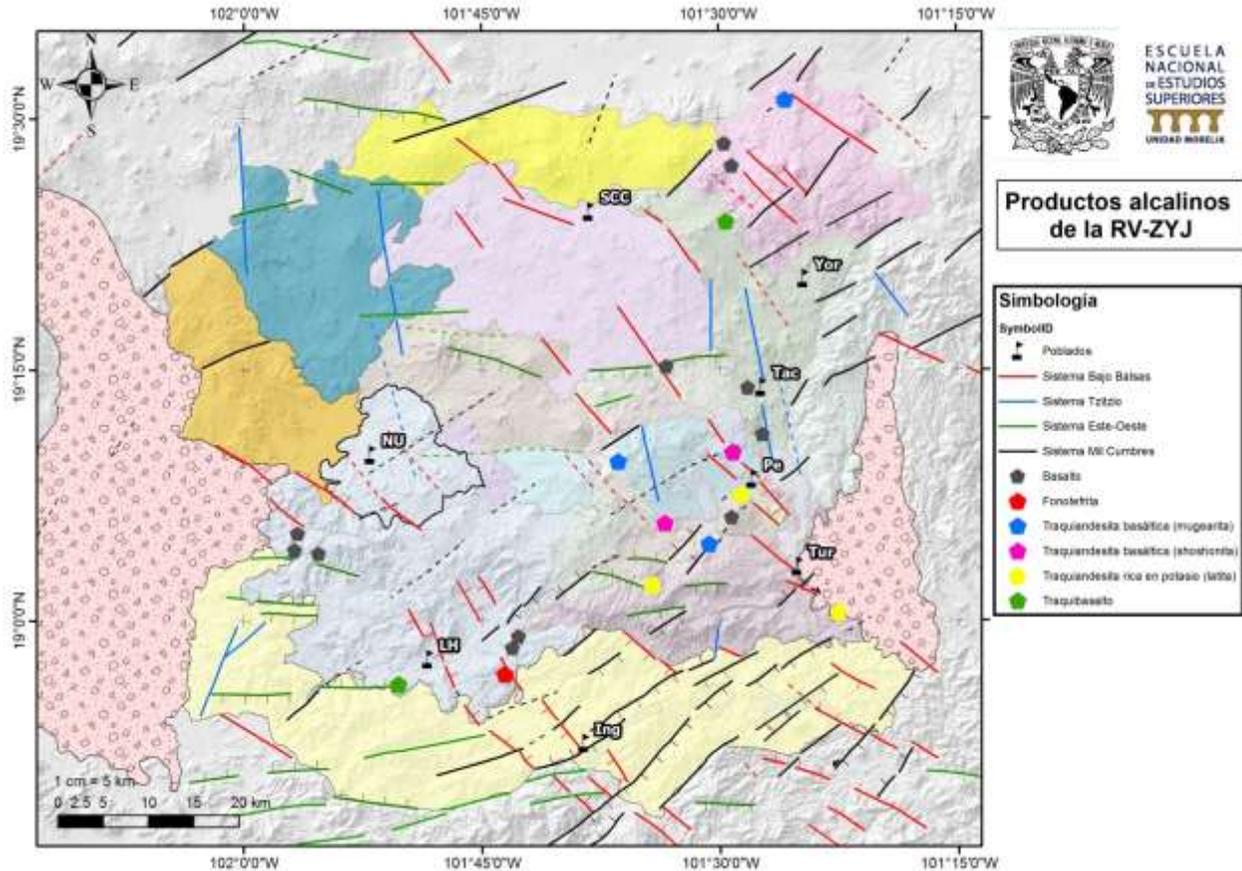


Figura 39. Distribución espacial de los productos alcalinos dentro de la Región Volcánica Zirahuén-Yoricostio-Jorullo, donde se presentan fonoteftas, traquibalsatos, traquiandesitas basálticas y traquiandesitas. Las abreviaciones son: **SCC:** Santa Clara del Cobre, **Yor:** Yoricostio, **Tac:** Tacámbaro, **Ped:** Pedernales, **Tur:** Turicato, **LH:** La Huacana, **NU:** Nuevo Urecho, **Ing:** Inguarán.

8.5. Temporalidad magmática y relaciones morfoestructurales de la RV-ZYJ

Con base en estudios previos, se propone que el vulcanismo en la región ocurrió a manera de pulsos o eventos magmáticos, concentrando agrupamientos de aparatos en tiempo y espacio (Guilbaud et al., 2012). El recurrente ascenso del magma parece provenir de pequeños reservorios heterogéneos. De hecho, Guilbaud y colaboradores *op cit*, plantean la hipótesis de que las tendencias temporales de composiciones magmáticas y el vulcanismo presente se deben a un incremento en la tasa de extensión cortical durante los últimos 5 Ma.

A través del análisis de los edificios volcánicos mediante la metodología de dominios morfoestructurales, se observó que los límites de los dominios se representan por fallas o bien por lineamientos volcánicos. La mayoría de las veces estos lineamientos representan pulsos o eventos magmáticos asociados a un tiempo específico. En la Figura 40 y tabla 5 se presenta una síntesis de los eventos magmáticos para los últimos 4 millones de años, en

relación con cada uno de los dominios morfoestructurales de la RV-ZYJ, indicando el número de edificios volcánicos, su tipología y los sistemas estructurales asociados. Notar que los eventos magmáticos han sido subdivididos en 6 etapas y los dominios morfoestructurales se han ordenado en forma cronológica para facilitar el análisis de sus relaciones.

8.5.1 Variaciones espaciales y evolución del magmatismo en la RV-ZYJ

El pulso magmático más antiguo se distribuye principalmente en la porción norte y sur de la RV-ZYJ en los dominios Arco Ígneo de Inguarán, Complejo Volcánico La Nieve y Semigrabenes de Yoricostio, este pulso se representa principalmente por el emplazamiento de spatters y domos y se asocia al sistema del Bajo Balsas.

El vulcanismo entre 2-1 Ma principalmente se distribuye en la porción central y septentrional de la RV-ZYJ, en los dominios Complejo Volcánico La Nieve, Grandes Volcanes, Domos pre-postcaldéricos de Villa Madero y Semigraben de Tacámbaro. Este pulso se asocia al sistema del Bajo Balsas y se representa principalmente por estratovolcanes, domos y spatters.

Los pulsos entre 1 - 0.5 Ma y 0.38 - 0.11 se presentan en casi todos los dominios. Se asocian principalmente al sistema de Mil Cumbres y en menor medida a una posible reactivación del Bajo Balsas. En la mayoría de los dominios se tienen firmas tipo alcalinas en los edificios emplazados sobre estructuras NE-SO. Las tipologías predominantes son agrupaciones de spatters con lavas muy fluidas, domos y en menor medida conos.

El pulso entre 0.088 - 0.011 se caracteriza por el emplazamiento de spatters con lavas muy fluidas y firmas tipo alcalinas. Estos se emplazaron principalmente en la porción oriental de la RV-ZYJ sobre estructuras con orientación NE- SO. Los dominios que albergan este pulso son Arco Ígneo de Inguarán Fragmentado, Fosas y Pilares de Turicato, Complejo Volcánico La Nieve, Semigrabenes de Yoricostio, Las Tablas y Graben Cahulote de Santa Ana.

El último periodo se representa por vulcanismo del Holoceno, el cual se asocia a fracturas corticales del sistema de Mil Cumbres. Este pulso se caracteriza por presentar principalmente spatters con lavas muy fluidas y firmas alcalinas. Se representa por los dominios Arco Ígneo de Inguarán fragmentado, Semigraben de Tacámbaro, Spatterico, Santa Clara del Cobre, Zoyate y La Tinaja.

8.5.2 Relaciones de bloques, intersección de estructuras y pulsos magmáticos

A través del análisis de los dominios morfoestructurales, así como las relaciones vulcano-estructurales se observó que la distribución de agrupamientos volcánicos se expresa principalmente en la intersección de dos o más estructuras de primer orden. El subdominio Nuevo Urecho y el Complejo Volcánico La Nieve reflejan de manera congruente esta interacción entre fracturas corticales, las cuales representan de manera fractal Uniones Triples asociadas a la interacción de los bloques corticales Michoacán, Guerrero y Norteamérica.

Mediante la metodología de los dominios, se observa que estos se comportan como microbloques corticales los cuales se encuentran en mayor o menor medida dislocados, lo que favorece el ascenso de magma. Los dominios presentes en la porción central de la RV-ZYJ albergan la mayor densidad de vulcanismo, así como los bloques con mayor deformación los cuales han generado altos y bajos estructurales con una importante tasa de extensión lateral. Esta zona central también alberga todos los pulsos magmáticos, así como la mayoría de las firmas alcalinas, lo cual sugiere que el vulcanismo aquí está intensamente favorecido por procesos de extensión.

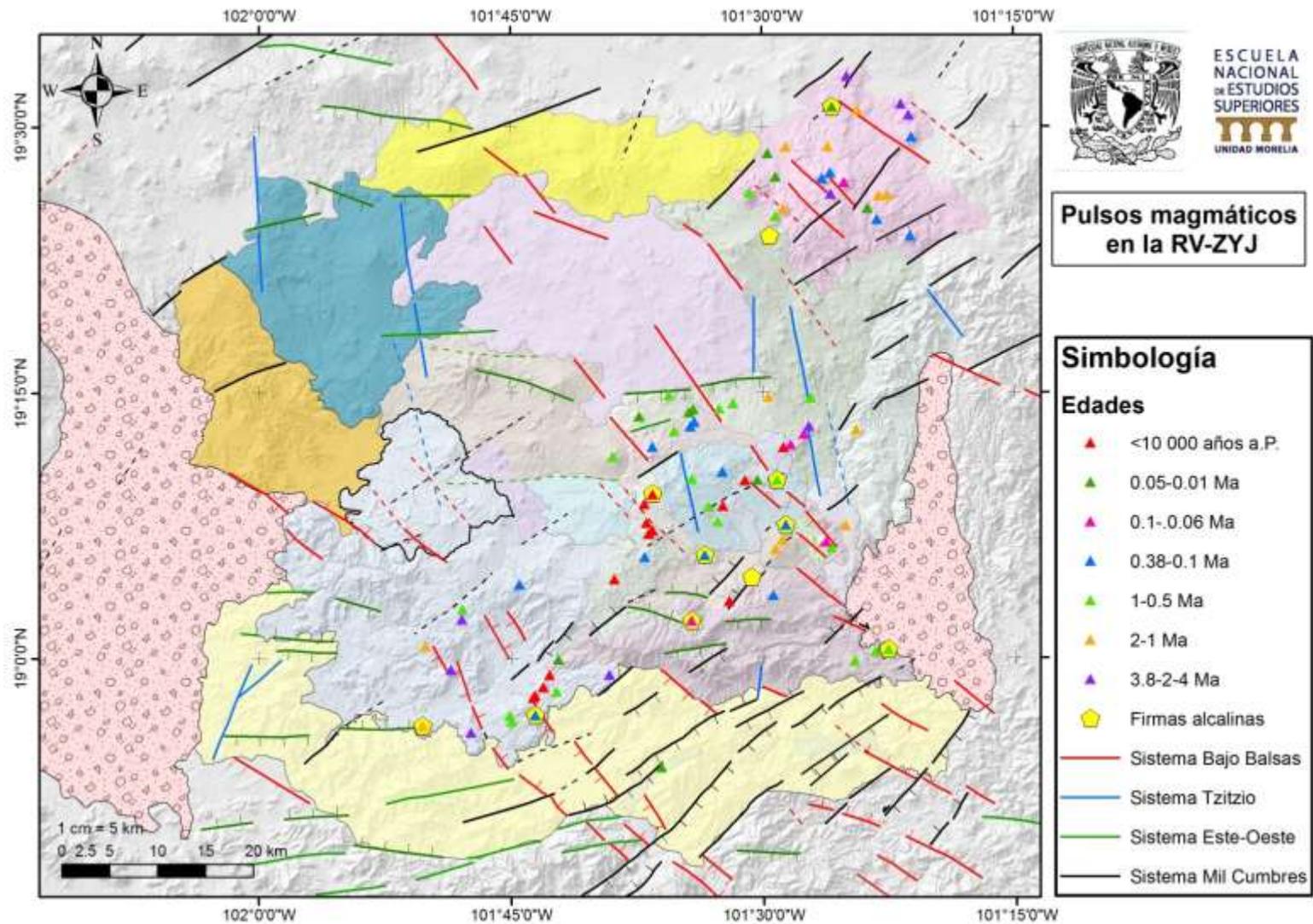


Figura 40. Mapa donde se muestran los seis eventos magmáticos propuestos para la RV-ZYJ, generado a partir de las edades reportadas en trabajos previos.

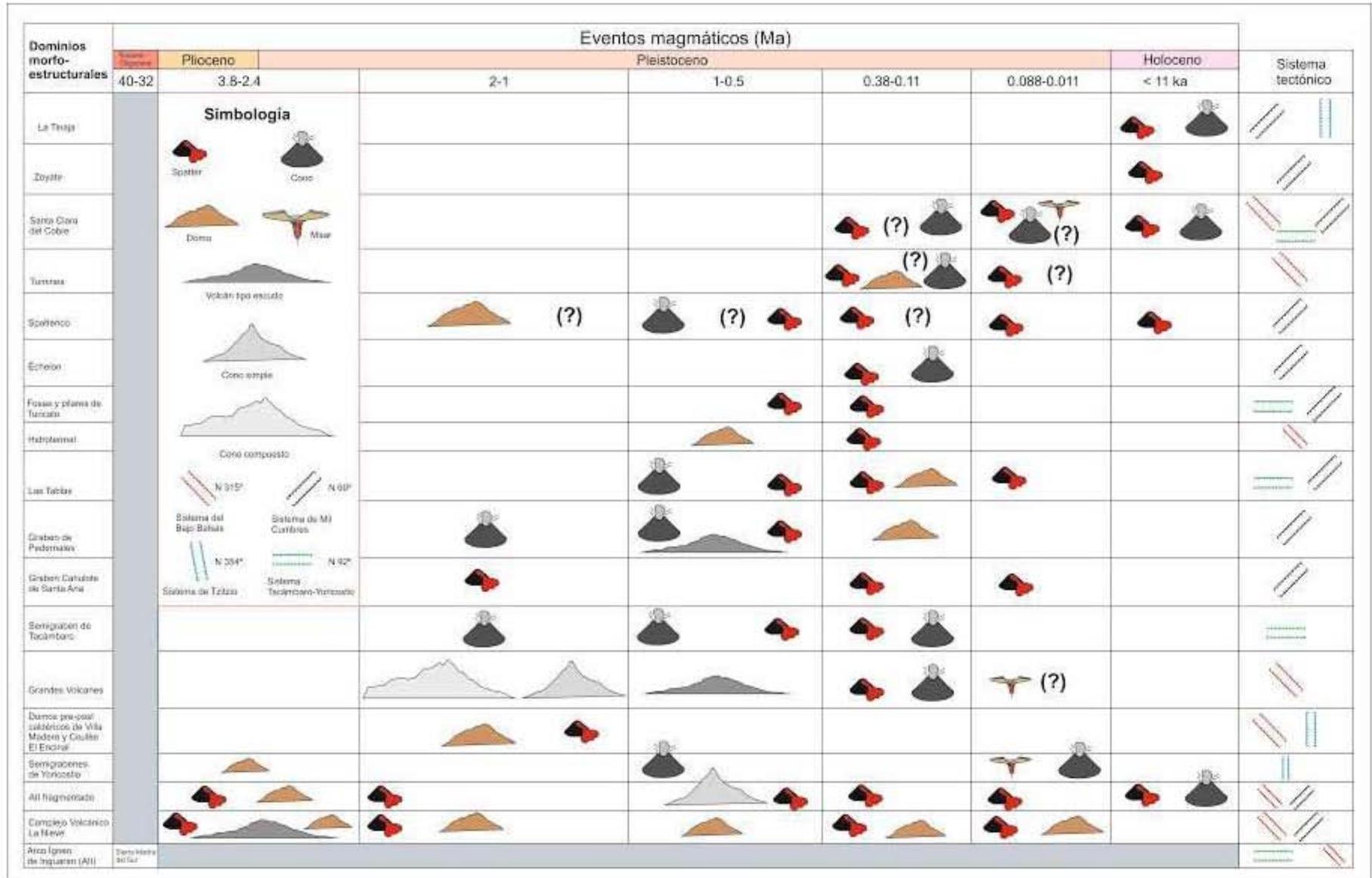


Figura 41. Síntesis de las relaciones de la temporalidad magmática (eventos) en relación con los dominios morfoestructurales de la RV-ZYJ. **SBB:** Sistema del Bajo Balas, **STY:** Sistema Tacámbaro Yoricostio, **ST:** Sistema de Tzitzio, **SMC:** Sistema de Mil Cumbres. Rango de edades obtenidas en trabajos previos.

8.6. Consideraciones tectónicas de la porción sureste del CVMG

La distribución espacial y temporal del vulcanismo en la RV-ZYJ muestra una estrecha relación con las estructuras tectónicas, las cuales han generado bloques y zonas de intersección de sistemas estructurales. El vulcanismo y emplazamiento de los conos volcánicos, spatter y en gran parte de los productos con firmas geoquímicas de tipo alcalino, coinciden en gran parte con dichas zonas de intersección, las cuales semejan en forma casi fractal zonas de puntos triples. Estos rasgos morfoestructurales, podrían facilitar e inducir un cierto tipo de magmatismo relacionado con sistemas de extensión. Lo anterior, resulta relevante si se considera que se estima que el espesor cortical de la RV-ZYJ debe de ser de pocos kilómetros, lo que permitiría altas tasas de erupción. El magmatismo del CVMG parece ser gobernado por procesos de fusión inducidos por fluidos en la cuña del manto y la distribución de esfuerzos inducidos (Guilbaud et al., 2012).

La descripción de la RV-ZYJ parece estar asociada a una escala tectónica mayor, en donde se pueden referir a las relaciones de bloques corticales como las que han sido descritas para la Unión Triple (UT) Tepalcatepec-Balsas-Petacalco (Frausto, 1995). Esta UT en su primer estadio se caracterizó por extensión generando los rifts del Bajo Balsas y el Medio Balsas. Esta primera UT fue sucesivamente dislocada por un movimiento de cizalla con movimiento lateral izquierdo asociado a una mayor velocidad del bloque de Cocos Medio a través de la zona de Fractura de Orozco.

Esta hipótesis estructural y tectónica permitiría dar una explicación para explicar el vulcanismo que presenta firmas alcalinas y los productos primitivos presentes en esta región.

Capítulo 9

CONCLUSIONES

1. Los estudios que se han realizado dentro del CVMG a escala regional no han relacionado explícitamente a los sistemas estructurales con el tipo de vulcanismo en cada región.
2. Actualmente, no existe una clasificación de tipología volcánica unificada y no es común identificar y describir estructuras de salpicadura (spatters), aunque en este trabajo se considera que son muy abundantes principalmente en regiones volcánicas basálticas.
3. Los trabajos previos habían identificado 318 edificios volcánicos de los cuales 237 son conos cineríticos y de lavas, 28 domos, 1 maar, 31 flujos fisurales y 6 volcanes tipo escudo. En el presente trabajo se identificaron 461 edificios de los cuales 137 son conos cineríticos, 250 spatters, 52 domos, 3 maares, 11 volcanes tipo escudo, 6 conos simples y dos volcanes compuestos de acuerdo a la clasificación de Francis y Hoppenheimer (2003) y (Kereszturi y Németh (2013). De los 461 edificios, 142 fueron identificados por primera vez.
4. Los edificios volcánicos tipo spatter no se han tomado en cuenta dentro de las clasificaciones realizadas en trabajos previos, sin embargo, esta tipología nos refleja un flujo de magma muy alto, así como altas temperaturas. La morfología final de un spatter está directamente relacionado con el tipo de productos acumulados.
5. La morfología de los edificios volcánicos nos puede indicar condiciones físicas y químicas de los magmas. En particular, para la RV-ZYJ los spatters son los que presentan las firmas tipo alcalinas, o bien, presentan condiciones de magmas primitivos. Los domos se caracterizan por presentar composiciones andesíticas y dacíticas. La mayoría de los conos cineríticos presentan composiciones de basalto andesita, aunque algunos son similares geoquímicamente a los spatters.
6. No hay una metodología unificada para determinar parámetros morfométricos. Se reconoce que la obtención de los mismos tiene cierto grado de subjetividad al no tener la certeza de los límites de los edificios volcánicos y porque estos se encuentran en diferentes estadios de erosión que han modificado los parámetros geométricos originales.

7. Es de primordial importancia entender y cuantificar el efecto del clima y las tasas de erosión para interpretar los parámetros geométricos de los edificios volcánicos y realizar clasificaciones morfológicas más confiables.
8. La RV-ZYJ se encuentra en una zona de intensa deformación donde se han generado microbloques corticales en dirección NE-SO, NO-SE y E-O los cuales se encuentran basculados hacia el sur.
9. Los lineamientos volcánicos representan fracturas corticales que reflejan la dirección del máximo esfuerzo regional. Para la RV-ZYJ los edificios entre 3.8-0.53 Ma atienden principalmente al sistema estructural del Bajo Balsas, mientras que los lineamientos entre 0.38 Ma al Reciente se han emplazado sobre el sistema de Mil Cumbres. En este último periodo también se han emplazado la mayoría de los productos alcalinos.
10. A partir de las relaciones morfoestructurales se observa que para poder interpretar la distribución volcánica de cualquier región se requiere analizar los sistemas de deformación a escala regional y en particular la distribución e intersección de las grandes estructuras de extensión-transtensión que facilitan el emplazamiento de los magmas.

Capítulo 10

REFERENCIAS

Aguirre-Díaz, G. J. 2008. Types of collapse calderas. In *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. Vol. 3, No. 1, p. 012021.

Alcorta, G.R. 1964. Caminos de México-Esquemas geográfico de México: México, D.F., Atlas Goodrich Euzkadi, 7p. (mapa y texto)

Bishop, M.A. 2009. A generic classification for the morphological and spatial complexity of volcanic (and other) landforms. *Geomorphology*, 111, 104-109.

Blatter, D., Hammersley, L. 2010. Impact of the Orozco Fracture Zone on the central Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 67-84.

Bloomfield, K. (1975). A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico. *Geologische Rundschau*, 64(1), 476-497.

Campa, M., Coney, P. 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distribution in México: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.

Cañón-Tapia, E., 2013a. Volcano clustering determination: bivariate Gauss vs. Fisher kernels. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 258, 203–214.

Cañón-Tapia, E. (2016). Reappraisal of the significance of volcanic fields. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 310, 26-38.

Cardona- Melchor, S. 2015. Estudio vulcanológico del Complejo Volcánico El Águila y los domos La Taza-La Nieve-El Burro, centro-norte de Michoacán. Morelia, Michoacán México, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, tesis maestría, 137 pp.

Carmichael, I.S.E., 2006. The andesite aqueduct: perspectives on the evolution of intermediate magmatism in west-central (105–99°W) Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* 143, 641–663.

Carr, M. J., Stoiber, R. E., Drake, C. L. 1974. The segmented nature of some continental margins. In *The geology of continental margins* (pp. 105-114). Springer, Berlin, Heidelberg.

Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., Iriondo, A. 2003. Geology and tectonic evolution of the western Guerrero terrane—a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico, in *Geologic transects across Cordilleran Mexico*, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4–6, 2003: Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial 1, Field trip 9, p. 201–228.

Centeno- García, E. (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, 81, 1035-1052.

Chesley, J., Ruiz, J., Righter, K., Ferrari, L., Gómez-Tuena, A. 2002. Source contamination versus assimilation: an example from the Trans-Mexican Volcanic Arc: *Earth and Planetary Science Letters*, 195, 211-221.

Colton, H. S. 1937. The basaltic cinder cones and lava flows of the San Francisco Mountain volcanic field. *Museum Northern Arizona Bulletin*, 10, 1-49.

Connor, C.B. 1987. Structure of the Michoacán-Guanajuato Volcanic Field Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 33: 191-200.

Connor, C. B. 1990. Cinder cone clustering in the TransMexican Volcanic Belt: implications for structural and petrologic models. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B12), 19395-19405.

de Silva, S., Lindsay, J.M. 2015. Primary volcanic landforms. En *The Encyclopedia of volcanoes, Second Edition*. pp. 273-297.

Demant, A., Robin, C., 1975, Las fases del vulcanismo en México, una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico: *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 1, 66-79.

Demant, A. 1976. Contribución a la definición de las diferentes fases volcánicas y tectónicas del Eje Neovolcánico mexicano, *en Congreso Latinoamericano, Geología, Acapulco, México*, 41p.

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, Universidad Nacional Autónoma de México*, 5, 217-222.

Demant, A., Robin, C., 1975, Las fases del vulcanismo en México, una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el Cretácico: *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 1, 66-79.

DeMets, C., Stein, S. 1990. Present-day kinematics of the Rivera Plate and implications: *Journal of Geophysical Research*, 95(B13), 21931-21948.

DeMets, C., Gordon, R., Stein, S. 1994. Effects of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions: *Geophysical Research Letters*, 21, 2191-2194.

Diario Oficial de la Federación (2011, 26 Enero). ACUERDO por el que se dan a conocer los estudios técnicos de aguas nacionales superficiales de la Región Hidrológica número 18 Balsas. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales [en línea]. Disponible en: http://dof.gob.mx/nota_detalle.php?codigo=5175730&fecha=26/01/2011 [2017, 7 Mayo].

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico: Tectonophysics, 542-543, 122-149.

Ferrari, L., B, M., Martini, M., Tunesi, A., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez., 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, 1738-1765.

Francis, P., Oppenheimer, C. 2004. *Volcanoes*. Oxford University Press. New York, USA. pp. 332-340.

Frausto, O. 1995. Análisis morfotectónico del sector oriental del curso bajo del río Balsas, Michoacán, México. Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 159 pp.

García, E. CONABIO. "Climas (Clasificación de Köeppen, modificado por García)" Escala 1:1000,000. México, 1998.

Germa, A., Connor, L.J., Cañón-Tapia, E., LeCorvec, N., 2013b. Tectonic and magmatic controls on the location of post-subduction monogenetic volcanoes in Baja California, Mexico, revealed through spatial analysis of eruptive vents. *Bulletin of Volcanology*, 75(12), 1-14.

Goes, S. 2013. Western North America's jigsaw: *Nature*. 496, 35-37.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L. 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario, LVII(3), 227-283.

Grosse, P., de Vries, B. V. W., Euillades, P. A., Kervyn, M., Petrinovic, I. A. 2012. Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology*, 136(1), 114-131.

Guilbaud, M. N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V. H., Le Corvec, N. 2011. Geology, geochronology, and tectonic setting of the Jorullo Volcano region, Michoacán, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 201(1-4), 97-112.

Guilbaud, M.-N., Siebe, C., Layer, P., Salinas, S. 2012. Reconstruction of the volcanic history of the Tacambaro-Puruarán area (Michoacán, México) reveals high frequency of Holocene monogenetic eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 74(5), 1187-1211.

Gutierrez-Elorsa. 2008. Geomorfología. Pearson, Madrid, España. pp. 106.

Guzmán-Speziale, M., Zúñiga, F. R.. 2016. Differences and similarities in the Cocos–North America and Cocos–Caribbean convergence, as revealed by seismic moment tensors. *Journal of South American Earth Sciences*, 71, 296-308.

Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E. 1985a. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato central México: their age, volume and distribution, and magma discharge rate: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 25, 105-1024.

Hasenaka, T., & E Carmichael, I. S.E. 1985. A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacan-Guanajuato volcanic field, central Mexico. *Geofísica Internacional*, 24(4), 577-607.

Hasenaka, T., Carmichael I.S.E. 1987. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: petrology and chemistry: *Journal of Petrology*, 28, 241–269.

Hasenaka, T. 1994. Size, distribution, and magma output rate for shield volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63(1-2), 13-31.

Hasenaka, T., Ban, M., Granados, H. D. 1994. Contrasting volcanism in the Michoacan-Guanajuato Volcanic field, central Mexico: shield volcanoes vs cinder cones. *Geofísica Internacional*, 33(1).

Head, J.W., Wilson, L. 1989. Basaltic pyroclastic eruption: Influence of gas-release patterns and volumen fluxes on fountain structure, and the formation of cinder cones, spatter cones, rootless flows, lava ponds and lava flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 37, 261-271.

Heiken, G. 1971. Tuff rings: examples from the Fort Rock-Christmas Lake Valley basin, south central Oregon. *Journal of Geophysical Research*, 83, 1961-1988.

Johnson, C.A., Harrison, C.G.A. 1989. Neotectonics in Central Mexico from LANDSAT TM data. *Advances in Space Research*, 9(1), 85-88.

Johnson, C.A., Harrison, C.G.A. 1990. Neotectonics in central Mexico: Physics of The Earth and Planetary Interiors, 64, 187-210.

Kanjorski, N.M. 2003. Cocos plate structure along the Middle America subduction zone off Oaxaca and Guerrero, Mexico: Influence of subducting plate morphology on tectonics and seismicity: California, San Diego, EUA., University of California, San Diego, tesis doctoral, 202 pp.

Keir, D., Bastow, I.D., Corti, G.,Mazzarini, F., Rooney, T.O. 2015. The origin of along-rift variations in faulting and magmatism in the Ethiopian Rift. *Tectonics*, 34, 464–477.

Kereszturi, G., Németh, K. 2013. Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. En *Updates in Volcanology-New-Advances in Understanding Volcanic Systems. InTech*. pp. 3-89.

Kostoglodov, V., Bandy, W. 1995. Seismotectonic constraints on the convergence rates between the Rivera and North American plates: *Journal of Geophysical Research*, 100(B9), 17977-17989.

Layer, P.W., Guilbaud, M-N., Siebe, C., Valdés, G., Salinas, S., Castro-Govea, R., Garduño-Monroy, V.H. 2009. Geology, Geochemistry, Geochronology, and Tectonic Setting of the Tacámbaro-Puruarán monogenetic volcanic field, Michoacán, México. *in* Conference abstracts of the commemorative conference of the 250th anniversary of Volcán Jorullo's birth in México, Morelia, Michoacán, 31-32.

Lockwood, J. P. and Hazlett, R. W. 2010. *Volcanoes: Global Perspectives*, Wiley-Blackwell, Oxford.

Lutgens, F., Tarbuck, E., Tasa, D. 2005. *Ciencias de la Tierra*. Pearson Prentice Hall. Madrid, España. pp. 144-146.

Londslade, P. 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate: *Tectonophysics*, 404, 237-264.

Lugo-Hubp, J., Córdova, C. 1992. Regionalización geomorfológica de la república mexicana: *Investigaciones geográficas*, (25), 25-63.

Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E. 1985. Jorullo Volcano, Michoacán, México (1759–1774): the earliest stages of fractionation in calc-alkaline magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 90(2-3), 142-161.

Lutgens, F., Tarbuck, E., Tasa, D. 2005. *Ciencias de la Tierra*. Pearson Prentice Hall. Madrid, España. pp. 144-146.

Macías-Vázquez, J. L., Capra-Pedol, L. (2005). *Los volcanes y sus amenazas: México, DF*, Secretaria de Educación Pública, Fondo de Cultura Económica, Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología. La Ciencia para todos, 210, pp.159.

Manea, V.C., Manea, M., Ferrari, L. 2013. A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath México and Central America. *Tectonophysics*, 609, 56-81.

Mazzarini, F., Ferrari, L., & Isola, I. 2010. Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacán–Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 486(1-4), 55-64.

Montiel-Escobar, J.E. 2013. Evolución estructural e implicaciones metalogénicas de la

zona de cizalla El Muleto, suroeste de México. Morelia, Michoacán, México., Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, tesis maestría, 105 pp.

Mooser, F. 1969. The Mexican Volcanic Belt: Structure and development: Formation of fractures by differential crustal heating, in Pan-American Symposium on the Upper Mantle, Mexico, 15-22.

Mooser, F. 1972. The Mexican Volcanic Belt structure and tectonics. *Geofísica Internacional*. 12, 55-70.

Morán-Centeno, D. J., Martiny, B.M., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L. 2017. Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern México. *Earth-Sciences Review*. In press.

Nakamura, K. 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation—principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1), 1-16.

Ordoñez, E. 1936. Physiographic Provinces of Mexico. *American Association of Petroleum Geologists*, 20, 1277-1307.

Ownby, S. E., Lange, R. A., Hall, C. M., & Delgado-Granados, H. 2011. Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancítaro–Nueva Italia region of the central Mexican arc. *Geological Society of America Bulletin*, 123(1-2), 274-294.

Pardo, M., Suárez, G. 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in the southern México: Seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 100(87), 12357-12373.

Pike, R.J., 1978. Volcanoes on the inner planets: some preliminary comparisons of gross topography. 9th Lunar and Planetary Science Conference, pp. 3239–3273.

Porter, S.C. 1972. Distribution, Morphology, and Size Frequency of Cinder Cones on Mauna Kea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 83(12), 3607-3612.

Pujadas, A., Brusi, D., Pedrinaci, E. 1999. ¡Los volcanes han cambiado! Nuevos enfoques de terminología volcánica. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 7(3), 200-209.

Rodríguez, S.R., Morales-Barrera, W., Layer, P., González-Mercado, E. 2010. A quaternary monogenetic volcanic field in the Xalapa región, eastern Trans-Mexican volcanic belt: Geology, distribution and morphology of the volcanic vents. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 197, 149-166.

Ruiz-Anduquia, M.C. 2017. Evolución geológica de la parte sur del Complejo Volcánico La Nieve, centro-norte estado de Michoacán, México. Manizales, Colombia. Universidad de Caldas. 74 pp.

Segerstrom, K. 1950. Erosion studies at Paricutin, state of Michoacan, Mexico. U.S.G.S

Bulletin, 965-A, 1-164.

Settle, M. 1979. The structure and emplacement of cinder cone fields. *American Journal of Science*, 279, 1089–1107.

Sumner, J.M., Blake, S., Matela, R.J., Wolff, J.A. 2005. Spatter. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 142, 49-65.

Thouret, J. C. 1999. Volcanic geomorphology—an overview. *Earth-science reviews*, 47(1-2), 95-131.

Valentine, G. A., Connor, C. 2015. Basaltic Volcanic Fields, in Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J., (eds.) *The Encyclopedia of Volcanoes* (2 ed.): Amsterdam, Academic Press, 331-343.

van Wyk de Vries, B. 2015. Landslides, Debris Avalanches, and Volcanic Gravitational Deformation. . En *The Encyclopedia of volcanoes, Second Edition*, pp. 665-682.

Verma, S. P., & Hasenaka, T. 2004. Sr, Nd, and Pb isotopic and trace element geochemical constraints for a veined-mantle source of magmas in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, west-central Mexican volcanic belt. *Geochemical Journal*, 38(1), 43-65

Wohletz, K.H., Sheridan, M.F. 1983. Hydrovolcanic explosions II. Evolution of basaltic tuff rings and tuff cones. *American Journal Science*, 283, 385-413.

Wood, C.A., 1978. Morphometric evolution of composite volcanoes. *Geophysical Research Letters* 5, 437–439.

Wood, C.A. 1980a. Morphometric analysis of cinder cone degradation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 8, 137-160.

Wood, C.A. 1980b. Morphometric evolution of cinder cones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7, 387-413.

Capítulo 11

ANEXOS

Tabla 6. Características de los edificios volcánicos identificados en la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo. De izquierda a derecha los elementos son: nombre, coordenadas, clave topográfica escala 1:50 000. Las abreviaciones de la tipología volcánica son: **C.** Cono, **CC.** Cono simple, **CS.** Cono compuesto, **D.** Domo, **E.** Escudo, **S.** Spatter. El listado continúa con el Diámetro basal del edificio (**Dco**), Diámetro del cráter (**Dcr**), Altura (**Hco**), litología, dominio morfoestructural, tipo eruptivo, flujos de lava.

Nombre	Longitud	Latitud	Carta	Tipo	Dco	Dcr	Alt _{tot}	H _{co} /D _{co}	Elongación	Edad	Error	Método	Autor	Litología	Dominio Morfoestructural	Tipo eruptivo	Flujos de lava
NE La Sandía	-101.6698	19.2759	E14A31	C	1144	*	133	0.1163	147	*	*	*	*	*	Grandes Volcanes	Vulcaniano	No
C. Miraflores	-101.7468	19.3192	E14A31	C	1075	*	177	0.1647	2	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. Juan Cabeza	-101.6704	19.4100	E14A31	C	1030.5	330	162	0.1572	5	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
NO Las Palas	-101.6947	19.4235	E14A31	C	983	*	197	0.2004	11	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. El Cajete Medio	-101.6936	19.3761	E14A31	C	547.5	245	57	0.1041	12	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. Tío Juan	-101.6715	19.3377	E14A31	C	993.5	*	93	0.0936	32	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. Iramuco.S.N.	-101.6840	19.3918	E14A31	C	1083	*	102	0.0942	35	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. El Cajete Chico	-101.6963	19.3777	E14A31	C	652	235	122	0.1871	56	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. La Güera	-101.6993	19.3932	E14A31	C	495.5	*	32	0.0646	57	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	?	No
C.Casio	-101.6724	19.3464	E14A31	C	1055	*	92	0.0872	70	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. Pelón	-101.7565	19.3598	E14A31	C	781.5	426	142	0.1817	119	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniana	No

S.N. La Cruz	-101.6805	19.4098	E14A31	C	936	*	69	0.0737	145	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. San Lorenzo	-101.7329	19.4131	E14A31	C	1017.5	*	242	0.2378	195	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
S.N.SE Tipitarillo	-101.7846	19.2680	E14A31	C	1037.5	*	260	0.2506	42	2-1Ma	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Vulcaniano	No
C.Tinguindin	-101.7718	19.2728	E14A31	C	782	*	181	0.2315	111	2-1Ma	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Vulcaniano	No
C. Pelón	-101.7460	19.2867	E14A31	C	550.5	188	89	0.1617	123	2-1Ma	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	No
Carrizalillo de Chuen (SN)	-101.7537	19.3004	E14A31	C	923.5	372	82	0.0888	26	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
NO La Esmeralda	-101.7795	19.3532	E14A31	C	953	*	112	0.1175	32	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
Norte La Tzintzamba	-101.7397	19.3660	E14A31	C	1217.5	*	129	0.1060	88	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. Tiquiche	-101.7674	19.3748	E14A31	C	1282	*	240	0.1872	89	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
NE La Tzintzamba (SN)	-101.7261	19.3681	E14A31	C	818.5	*	113	0.1381	90	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
El Colorin (SN)	-101.7893	19.3680	E14A31	C	957	444	69	0.0674	159	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. Toyonguio	-101.7378	19.3020	E14A31	C	1067	*	224	0.2099	219	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
Oeste Carrizalillo de Chuen (SN)	-101.7709	19.3033	E14A31	C	939	*	91	0.0969	349	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. El Puerto	-101.7572	19.4034	E14A31	C	1006	352	270	0.2684	358	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
Norte Yoricostio	-101.4160	19.3553	E14A32	C	416.5	*	26	0.0624	106	*	*	*	*	*	Yoricostio	*	No
Sur Santa Clara del Cobre 2	-101.6330	19.3873	E14A32	C	*	*	*	*	2	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No

C. El Cajete	-101.6382	19.3328	E14A32	C	1801	*	225	0.1249	5	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
NO Cuangatzio	-101.6265	19.3057	E14A32	C	*	229	*	*	11	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. La Dora	-101.5918	19.3725	E14A32	C	833	284	181	0.2173	35	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
Turiran (SN)	-101.5855	19.3421	E14A32	C	432.5	*	52	0.1202	40	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	?	No
C. El Arenal	-101.6171	19.2894	E14A32	C	890	175	285	0.3202	40	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. Lucas	-101.6526	19.3768	E14A32	C	1043.5	339	124	0.1188	42	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
S.N.Chapa Viejo	-101.6677	19.3918	E14A32	C	1553	549	195	0.1256	42	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
S.N. Cungo	-101.6433	19.3727	E14A32	C	*	*	*	*	42	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
Hoya El Cántaro	-101.5645	19.3445	E14A32	C	865	392	268	0.3098	45	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
S.N El Arenal	-101.6200	19.2650	E14A32	C	*	*	*	*	72	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	*	No
C. La Cebada	-101.6265	19.3138	E14A32	C	1188	*	255	0.2146	86	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. El Cajete	-101.6385	19.2738	E14A32	C	603.5	241	140	0.2320	90	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	Si
C. Las Paredes	-101.5171	19.2927	E14A32	C	1599	322	275	0.1720	90	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. Janamaro	-101.5562	19.2741	E14A32	C	989	328	226	0.2285	100	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
Sur Arenal (SN)	-101.6130	19.2592	E14A32	C	*	*	86	*	120	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	*	No
C. Dominguejo	-101.5753	19.2835	E14A32	C	955	398	176	0.1843	120	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	*	No

C. Pinabete	-101.6276	19.3001	E14A32	C	968.5	*	269	0.2777	122	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
Sur Sta. Clara 2	-101.6387	19.3771	E14A32	C	*	*	45	*	146	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	*	No
C. Pozo del Aire	-101.5556	19.2623	E14A32	C	599	162	76	0.1269	217	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
Sur Santa Clara del Cobre 3	-101.6243	19.3856	E14A32	C	*	*	*	*	357	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
Este Chapa Viejo	-101.6598	19.3917	E14A32	C	545	*	125	0.2294	360	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C. Las Charandas	-101.5332	19.2602	E14A32	C	826	329	170	0.2058	108	*	*	*	*	*	Tacámbaro	Vulcaniano	No
El Borrado	-101.4887	19.3154	E14A32	C	*	*	*	*	0	*	*	*	*	*	Yoricostio	*	No
C.El Jazmin	-101.5902	19.4227	E14A32	C	1083.5	427	202	0.1864	3	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
C.El Cajete	-101.4982	19.2892	E14A32	C	801.5	297	261	0.3256	13	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
S.N. Sur El Leon	-101.4805	19.3005	E14A32	C	1539	*	251	0.1631	33	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
C.María	-101.4077	19.3540	E14A32	C	1208.5	*	221	0.1829	39	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
C. El Janamo	-101.5154	19.3917	E14A32	C	2108.5	*	320	0.1518	63	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
C. El Pilar	-101.4802	19.3995	E14A32	C	1239	*	199	0.1606	67	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
C. Las Eras	-101.4833	19.3875	E14A32	C	943	314	112	0.1188	120	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
C. Tanque Azul	-101.4572	19.2817	E14A32	C	927	404	143	0.1543	142	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
C. Santa Juana	-101.5671	19.4258	E14A32	C	976.5	*	191	0.1956	154	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
S.N. Tamacuaro	-101.4217	19.2562	E14A32	C	764	*	153	0.2003	300	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
C. El Puerto	-101.4524	19.2726	E14A32	C	1694.5	67	482	0.2844	340	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
Quiterio	-101.4971	19.3491	E14A32	C	783	*	107	0.1367	355	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
La Noria (SN)	-101.4850	19.3789	E14A32	C	532.5	*	49	0.0920	360	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
C. El León	-101.4809	19.3088	E14A32	C	1395.5	459	286	0.2049	360	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
S.N. E El Cajete	-101.4874	19.2878	E14A32	C	*	*	*	*	19	*	*	*	*	*	Yoricostio	*	No
El Malacate Adventicio	-101.5873	19.2492	E14A32	C	880.5	381	209	0.2374	63	0.78	±0.39	Ar/Ar	2	*	Tacámbaro	Vulcaniano	No

C. Prieto	-101.5492	19.3009	E14A32	C	1459	432	416	0.2851	90	<0.1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
Colapsado	-101.5256	19.2615	E14A32	C	*	*	*	*	114	<0.78	*	Morfología	*	*	Tacámbaro	*	No
C. Casas Blancas	-101.6007	19.4203	E14A32	C	886	*	96	0.1084	22	*	*	*	*	Andesita	Yoricostio	Vulcaniano	No
C. El Cuije	-101.5560	19.2536	E14A32	C	1397	*	333	0.2384	120	*	*	*	*	Basalto	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. La Cocina	-101.9782	19.0953	E14A41	C	1484.5	232	205	0.1381	155	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Vulcaniano	No
C.La Campana	-101.9125	19.0180	E14A41	C	*	*	70	*	21	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Vulcaniano	No
C.Caballo	-101.7740	19.0323	E14A41	C	761.5	*	259	0.3401	35	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Vulcaniano	No
Barranca Paso Real (SN)	-101.7470	19.0586	E14A41	C	*	*	189	*	46	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Vulcaniano	No
C. Los Cuijes	-101.6677	19.0817	E14A41	C	1086	*	132	0.1215	136	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Vulcaniano	No
C.El Varal	-101.7684	19.1099	E14A41	C	1082	*	299	0.2763	40	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Vulcaniano	Si
El Borrado	-101.8465	19.2119	E14A41	C	*	*	*	*	30	>1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	*	No
C. Pelón	-101.8117	19.1929	E14A41	C	826.5	227	117	0.1416	153	>1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Vulcaniano	No
C. La Función	-101.7247	19.0856	E14A41	C	548	*	279	0.5091	45	1-0.34	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Vulcaniano	No

La Función 2	-101.7305	19.0821	E14A41	C	597.5	299	155	0.2594	154	1-0.34	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Vulcaniano	No
San Miguel Viejo (SN)	-101.7215	19.1916	E14A41	C	890	268	122	0.1371	15	>1	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Vulcaniano	No
C.El Bosque	-101.7094	19.2343	E14A41	C	1300	*	155	0.1192	38	>1	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Vulcaniano	No
C. Cantera	-101.7617	19.1814	E14A41	C	860.5	280	132	0.1534	38	<0.1	*	Morfología	*	*	Tumines	Vulcaniano	No
C.Cuirio	-101.7617	19.1955	E14A41	C	1361	302	223	0.1639	134	<0.1	*	Morfología	*	*	Tumines	Vulcaniano	No
C. Lobos	-101.7550	19.1862	E14A41	C	1040.5	*	183	0.1759	140	>1	*	Morfología	*	*	Tumines	Vulcaniano	No
C. Tocatorio	-101.6873	19.1410	E14A41	C	1188	*	253	0.2130	40	<0.53	*	Morfología	*	X	Échelon	Vulcaniano	No
C.La Cruz	-101.4780	19.1437	E14A42	C	870.5		212	0.2435	118	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C. La Laguna	-101.6266	19.0571	E14A42	C	*	*	149	*	1	*	*	*	*	*	Graben Cahulote de Sta. Ana	Vulcaniano	No
C. El Gato	-101.6425	19.0504	E14A42	C	748.5	*	114	0.1523	50	*	*	*	*	*	Graben Cahulote de Sta. Ana	Vulcaniano	No
C. La Palma	-101.6223	19.0548	E14A42	C	795	*	64	0.0805	69	*	*	*	*	*	Graben Cahulote de Sta. Ana	Vulcaniano	No
C. Las Cuevas	-101.5473	19.0931	E14A42	C	820.5	*	243	0.2962	358	*	*	*	*	*	Graben Cahulote de Sta. Ana	*	No
S.N .C. Magueyes.NE	-101.4566	19.1168	E14A42	C	466	*	87	0.1867	28	*	*	*	*	*	Hidrotermal	*	No
C. El Salitre	-101.4436	19.0940	E14A42	C	*	*	161	*	90	*	*	*	*	*	Hidrotermal	*	No
C.El Calvario	-101.4522	19.1248	E14A42	C	369.5	*	96	0.2598	356	*	*	*	*	*	Hidrotermal	*	No
C. Magueyes	-101.4567	19.1129	E14A42	C	*	*	77	*	358	*	*	*	*	*	Hidrotermal	*	No
C. Pueblo Viejo	-101.4516	19.1128	E14A42	C	958	*	198	0.2067	360	*	*	*	*	*	Hidrotermal	Vulcaniano	No

Pre-Ee Tigre	-101.6118	19.1218	E14A42	C	*	*	145	*	24	*	*	*	*	*	Spatterico	*	No
Hoya de La Muerta (SN)	-101.6381	19.0907	E14A42	C	*	*	*	*	145	*	*	*	*	*	Spatterico	Vulcaniano	No
C. El Gato	-101.6227	19.2281	E14A42	C	2013	*	294	0.1461	132	0.011	11 190 a.P	14C	2	*	Tacámbaro	Vulcaniano	No
C. Grande	-101.6095	19.1546	E14A42	C	698.5	306	167	0.2391	60	8715 a.P	+145 / - 140	14C	2	*	Zoyate	Vulcaniano	No
C.Partido	-101.4523	19.2454	E14A42	C	849	356	161	0.1896	340	0.62	±0.03	Ar/Ar	2	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
C.Canales	-101.4434	19.0769	E14A42	C	626	*	149	0.2380	347	2-1 Ma	*	Morfología	2	*	Fosas y pilares de Turicato	Spatter	No
C. Hoyitas del Corral	-101.6092	19.2161	E14A42	C	714.5	339	62	0.0868	12	1-0.1	*	Morfología	2	*	Las Tablas	Hawaiano/Vulcaniano	No
C. El Tigre	-101.6098	19.1231	E14A42	C	681	*	253	0.3715	353	0.1-0.01	*	Morfología	2	*	Spatterico	Vulcaniano	No
Mesa El Curato	-101.6135	19.1088	E14A42	C	775.5	456	97	0.1251	143	0.1-0.01	*	Morfología	2	*	Spatterico	Vulcaniano	No
SE Los Lobos (SN)	-101.6385	19.0692	E14A42	C	*	263	*	*	67	1-0.1	*	Morfología	2	*	Spatterico	Vulcaniano	No
NE Pablo Cuin	-101.6413	19.2333	E14A42	C	1716.5	645	142	0.0827	91	-0.011	*	Morfología	*	*	Tacámbaro	Vulcaniano	Si
C. La Magdalena	-101.6308	19.2430	E14A42	C	1871.5	531	167	0.0892	80	<0.011	*	Morfología	*	*	Tacámbaro	Vulcaniano	No
C. Abelino	-101.5996	19.2419	E14A42	C	872.5	504	186	0.2369	66	<0.78	*	Morfología	*	*	Tacámbaro	Vulcaniano	No
C. La Cruz	-101.6107	19.2465	E14A42	C	918	294	118	0.1285	58	1-0.1	*	Morfología	2	*	Tacámbaro	Vulcaniano	No
C. El Calabozo	-101.5794	19.2498	E14A42	C	1809.5	568	422	0.2332	113	2-1 Ma	*	Morfología	2	*	Tacámbaro	Vulcaniano	No
S.N. Guilbaud	-101.5921	19.1389	E14A42	C	*	*	*	*	55	<1	*	Morfología	*	*	Tsirirjuata	Vulcaniano	No
C. El Leon	-101.5742	19.1812	E14A42	C	*	*	122	*	61	>0.96	*	Morfología	*	*	Tsirirjuata	Vulcaniano	No
C. Zihuatzio	-101.5977	19.1638	E14A42	C	1112	*	283	0.2545	35	1-0.1	*	Morfología	2	*	Tsirirjuata	Vulcaniano	Si
Norte Zihuatzio 1	-101.5984	19.1684	E14A42	C	306.5	343	71	0.2316	89	1-0.1	*	Morfología	2	*	Tsirirjuata	Vulcaniano	No
Norte Zihuatzio 2 (SN)	-101.5991	19.1750	E14A42	C	547.5	*	144	0.2630	91	1-0.1	*	Morfología	2	*	Tsirirjuata	Vulcaniano	No
Las Carretas 2	-101.6145	19.1548	E14A42	C	567.5	232	105	0.1850	36	<0.008	*	Morfología	*	*	Zoyate	Vulcaniano	No
C. Colorado	-101.5912	19.1256	E14A42	C	*	*	*	*	358	<1	*	Morfología	*	*	Zoyate	*	No
C. Zihuatanejo	-101.5448	19.1290	E14A42	C	717.5	*	142	0.1979	121	0.59	±0.44	Ar/Ar	2	Andesita	Tsirirjuata	Vulcaniano	No
C.El Malacate	-101.5932	19.2477	E14A42	C	*	419	214	*	75	0.78	±0.39	Ar/Ar	2	Andesita Balsatica	Tacámbaro	Vulcaniano	No

C. Colorado 2+A284	-101.5295	19.2403	E14A42	C	553	281	69	0.1248	128	0.78	±0.02	Ar/Ar	2	Andesita Basáltica	Tacámbaro	Vulcaniano	No
C. Colorado	-101.5535	19.1428	E14A42	C	834.5	+	161	0.1929	45	0.59	±0.44	Ar/Ar	2	Andesita basáltica	Tsiririjuata	Vulcaniano	No
C. La Ventana	-101.6365	19.1505	E14A42	C	946.5	*	248	0.2620	66	<0.53	*	Morfología	*	Andesita basáltica	Échelon	Vulcanino	No
C. Las Flores	-101.5882	19.2141	E14A42	C	995	310	242	0.2432	122	0.73	±0.02	Ar/Ar	2	Andesita basáltica	Las Tablas	Vulcaniano	No
C. Colorado	-101.4943	19.2463	E14A42	C	1109	*	142	0.1280	118	1.51	±0.04	Ar/Ar	2	Andesita basáltica	Tacámbaro	Vulcaniano	No
C. La Laguna	-101.4732	19.2017	E14A42	C	884.5	230	243	0.2747	124	0.08	±0.04	Ar/Ar	2	Andesita basáltica	Yoricostio	Vulcaniano	No
C. El Mirador	-101.5162	19.1862	E14A42	C	797	351	185	0.2321	33	2-1 Ma	*	Morfología	2	Andesita basáltica	Tsiririjuata	Vulcaniano	No
C. La Tinaja	-101.5178	19.1679	E14A42	C	1732	471	438	0.2529	126	5325 a.P; 5115 a.P; 6330-5150 a.P	±130, ±145	Paleomagnetismo	2,4	Andesita basáltica a andesita	La Tinaja	Vulcaniano	No
C. El Zoyate	-101.6175	19.1456	E14A42	C	1266.5	222	263	0.2077	142	2 195 a.P; 2 815 a.P; 2 835 a.P; 3 505 a.P*	±40, ±125, ±45, +115/-110)	Paleomagnetismo	2	Andesita basáltica a andesita	Zoyate	Hawaiano/Vulcaniano	Si
C. Las Canalejas	-101.6305	19.1505	E14A42	C	959.5	367	144	0.1501	49	<0.53	*	Morfología	*	X	Échelon	Vulcaniano	No
C. Pelon	-101.6588	19.1415	E14A42	C	841	*	156	0.1855	351	<0.53	*	Morfología	*	X	Échelon	Vulcaniano	No
C. Cipres	-101.6409	19.1431	E14A42	C	1006	435	222	0.2207	139	<0.53	*	Morfología	*	X	Échelon	Vulcaniano	
Puerto El Frijolar	-101.5050	19.0312	E14A42	C	*	*	+	+	*	5-2 Ma	*	Morfología	2	X	Fosas y pilares de Turicato	*	No
Sepultado Jorullo	-101.7507	18.9733	E14A51	C	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	*	No
Sepultado Jorullo 2	-101.7493	18.9693	E14A51	C	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	*	No
C. El Guayabo	-101.7030	18.9995	E14A51	C	*	*	145	*	37	0.03	±0.03	Ar/Ar	2	Andesita basáltica	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si

Jorullo	-101.7179	18.9732	E14A51	C	1221.5	455	432	0.3537	356	1759	*	*	*	Basalto a andesita basáltica	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiana/Vulcaniana	Si
C. La Viga	-101.7020	19.2586	E14A31	CC	4419.5	*	527	0.1192	55	>1	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Pliniano	No
C. Tipitarrillo	-101.7924	19.2737	E14A31	CC	*	*	1123	*	*	2-1 Ma	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Pliniano	No
C. Pedrisco	-101.7826	19.0348	E14A41	CS	2604	*	349	0.1340	360	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Estromboliano	No
C. Viejo	-101.6954	19.1080	E14A41	CS	2151.5	*	470	0.2185	61	1-0.5	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Estromboliano	No
C. San Miguel	-101.7302	19.2018	E14A41	CS	2449.5	*	375	0.1531	41	>1	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Estromboliano	No
C. El Capulin	-101.6472	19.1382	E14A42	CS	2630	331	344	0.1308	89	<0.53	*	Morfología	*	X	Échelon	Estromboliano/Pliniano?	No
C. Pelon	-101.7492	18.9409	E14A51	CS	1318.5	*	195	0.1479	52	0.93	±0.12	Ar/Ar	2	Andesita	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Estromboliano	No
C. El Estribo	-101.7513	18.9463	E14A51	CS	1598	*	359	0.2247	152	0.93	±0.12	Ar/Ar	2	Andesita	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Estromboliano	No
SE Yerbabuena	-101.4168	19.5088	E14A22	D	1733	*	198	0.1143	90	*	*	*	*	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Viscoso	No
C. El Divisadero	-101.3539	19.5112	E14A22	D	1042	462	180	0.1727	4	2.6	±0.07	Ar/Ar	3	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Viscoso	Si
C. Joya Chica	-101.4373	19.5265	E14A22	D	1559	*	161	0.1033	30	1.6	*	Morfología	*	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Viscoso	No

C.El Gallo	-101.4100	19.5318	E14A22	D	1045	*	280	0.2679	57	-1.6	*	Morfología	*	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Viscoso	No
C. La Piedra del Metate	-101.7246	19.3933	E14A31	D	2773.5	*	192	0.0692	141	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Viscoso	Si
C. El Membrillo	-101.6706	19.3056	E14A31	D	1621.5	544	258	0.1591	120	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Vulcaniano	No
C. Las Gallinas	-101.7319	19.2639	E14A31	D	1203.5	*	212	0.1762	102	2-1Ma	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Viscoso	No
S.N NE Tipitarillo	-101.7841	19.2822	E14A31	D	849.5	*	314	0.3696	49	2-1Ma	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Viscoso	No
Mesa Los Caballos	-101.6085	19.3451	E14A32	D	*	*	91	*	54	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Viscoso	No
C. La Rosa	-101.6585	19.3700	E14A32	D	1695	*	157	0.0926	114	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Viscoso	No
C. EL Yugo	-101.6107	19.3825	E14A32	D	1257.5	*	163	0.1296	360	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Viscoso	No
C. Cuitzán	-101.6380	19.3577	E14A32	D	2732	*	371	0.1358	134	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Viscoso	No
C. Timboro	-101.5391	19.2560	E14A32	D	1086.5	*	284	0.2614	114	*	*	*	*	*	Tacámbaro	Viscoso	No
C. Grande	-101.5036	19.2649	E14A32	D	1442	*	355	0.2462	110	*	*	*	*	*	Tacámbaro	Viscoso	No
La Cuchilla	-101.3952	19.3216	E14A32	D	1061	*	260	0.2451	67	*	*	*	*	*	Yoricostio	Viscoso	No
C. El Aguacate	-101.5793	19.4157	E14A32	D	2421	*	309	0.1276	138	*	*	*	*	*	Yoricostio	Viscoso	Si
C.Agua Fria	-101.3530	19.3976	E14A32	D	1855	*	307	0.1655	4	0.33	±0.017	Th/U	5	*	Complejo Volcánico La Nieve	Viscoso	No
Piedra Gorda	-101.4863	19.4162	E14A32	D	678	*	149	0.2198	155	0.65	*	*	3	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Viscoso	No
C. La Nieve	-101.4185	19.4480	E14A32	D	2565	*	459	0.1789	7	0.088	±0.03	Ar/Ar	3	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Viscoso	No

C. Guadalupe	-101.3516	19.4905	E14A32	D	*	538	298	*	13	0.14	±0.06	Ar/Ar	3	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si
C. La Taza	-101.4404	19.4515	E14A32	D	2670	*	337	0.1262	130	0.37	±0.02	Ar/Ar	3	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Viscoso	Si
C. Burro	-101.5132	19.4380	E14A32	D	4197	*	662	0.1577	151	0.7	±0.08	Ar/Ar	3	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Viscoso	No
C. Zimbicho	-101.4787	19.4234	E14A32	D	2293	*	346	0.1509	142	1.3	±0.03	Ar/Ar	3	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Viscoso	No
C. Unguarán	-101.4763	19.4813	E14A32	D	993	*	144	0.1450	3	1.46	±0.14	Ar/Ar	3	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Viscoso	No
C. Blanco	-101.4345	19.4817	E14A32	D	*	*	*	*	152	1.47	±0.03	Ar/Ar	3	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Viscoso	No
C. Santa Genoveva	-101.4575	19.4778	E14A32	D	*	*	198	*	14	1.9	±0.22	Ar/Ar	3	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Viscoso	No
C. Blanco	-101.8880	19.0407	E14A41	D	1482	*	222	0.1498	76	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Viscoso	No
Flujo Los Negros	-101.7719	19.1708	E14A41	D	1442	*	91	0.0631	111	>1	*	Morfología	*	*	Tumines	Viscoso	Si
Mesa Las Yeguas	-101.9435	19.0874	E14A41	D	2249	*	289	0.1285	52	<0.01	*	Morfología	*	Basalto	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Legia	-101.3984	19.2037	E14A42	D	*	*	150	*	90	*	*	*	*	*	Domos pre/postcaldéricos de Vila Madero	Viscoso	No

Mesa Los Tepeguajes	-101.3750	19.2203	E14A42	D	1704.5	*	164	0.0962	32	*	*	*	*	*	Domos pre/postcaldéricos de Vila Madero	Viscoso	No
C. El Añil	-101.3816	19.2065	E14A42	D	1043.5	*	188	0.1802	5	*	*	*	*	*	Domos pre/postcaldéricos de Vila Madero	Viscoso	No
C. Las Vigas	-101.3899	19.1897	E14A42	D	*	396	322	*	349	*	*	*	*	*	Domos pre/postcaldéricos de Vila Madero	Hawaiano	Si
Mesa Redonda	-101.3569	19.1574	E14A42	D	1718	*	386	0.2247	350	*	*	*	*	*	Domos pre/postcaldéricos de Vila Madero	Viscoso	No
C. El Lindero	-101.3869	19.1381	E14A42	D	734	*	480	0.6540	360	*	*	*	*	*	Domos pre/postcaldéricos de Vila Madero	Viscoso	No
C. El Gatal	-101.3618	19.1370	E14A42	D	2212	*	523	0.2364	320	*	*	*	*	*	Domos pre/postcaldéricos de Vila Madero	Viscoso	No
C. La Campana	-101.4635	19.2083	E14A42	D	*	*	133	*	35	*	*	*	*	*	Yoricostio	Viscoso	No
C. El Puerto	-101.4373	19.1097	E14A42	D	816.5	*	209	0.2560	128	<1	*	Morfología	*	*	Hidrotermal	Viscoso	No
C. El Rosate	-101.6534	19.0196	E14A42	D	828	*	82	0.0990	98	2-1 Ma	*	Morfología	2	*	Spatterico	Viscoso	No
El Carrizal (SN)	-101.4686	19.1912	E14A42	D	985	*	149	0.1513	43	1-0.1	*	Morfología	2	*	Yoricostio	Viscoso	No
C. El Chupadero	-101.4656	19.1986	E14A42	D	1219	*	163	0.1337	32	5-2 Ma	*	Morfología	2	*	Yoricostio	Viscoso	No
Cañada San Agustín (SN)	-101.4612	19.2032	E14A42	D	880.5	*	348	0.3952	40	5-2 Ma	*	Morfología	2	*	Yoricostio	Viscoso	No
C. Hueco	-101.4541	19.2186	E14A42	D	1125.5	*	108	0.0960	62	2.68	±0.03	Ar/Ar	2	Andesita	Yoricostio	Viscoso	No

C.San Jose	-101.5720	19.2188	E14A42	D	1259	*	389	0.3090	128	0.22	±0.04	Ar/Ar	2	Andesita basáltica	Las Tablas	Viscoso	No
C.Coco	-101.5401	19.1758	E14A42	D	1237.5	*	571	0.4614	49	0.11	±0.04	Ar/Ar	2	Andesita basáltica	Tsinirjuata	Viscoso	No
Mesa El Encinal	-101.4176	19.1250	E14A42	D	*	*	206	*	360	1.74	±0.11	Ar/Ar	2	Dacita	Coulée El Encinal	Hawaiano	Si
C.Salitrillo	-101.4073	19.2153	E14A42	D	1667.5	781	199	0.1193	150	1.81	±0.03	Ar/Ar	2	Dacita	Domos pre/postcaldéricos de Vila Madero	Viscoso	Si
C. El Cantaro	-101.4322	19.1045	E14A42	D	1189.5	*	361	0.3035	34	0.6	±0.05	Ar/Ar	2	Dacita	Hidrotermal	Viscoso	No
Mesa El Limoncito	-101.8836	18.9886	E14A51	D	*	*	270	*	*	-1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Mesa El Palmar	-101.8345	19.0120	E14A51	D	*	*	229	*	360	1.03	±0.02	Ar/Ar	2	Andesita	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Mesa Vicentel	-101.8097	18.9898	E14A51	D	1528	*	286	0.1872	142	2.95	±0.04	Ar/Ar	2	Andesita	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Mesa Serrato	-101.7898	18.9308	E14A51	D	3631	*	304	0.0837	162	3.18	±0.04	Ar/Ar	2	Andesita	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C. La Tapada	-101.5282	19.3838	E14A32	E	2219.5	637	213	0.0960	154	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano/Vulcaniano	Si
C.Zoromuta	-101.4319	19.4369	E14A32	E	*	*	*	*	55	3.8	±0.09	Ar/Ar	3	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si
C. El Patol	-101.6778	19.0739	E14A41	E	*	*	373	*	*	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
El Varal 2	-101.7703	19.1044	E14A41	E	1033.5	*	171	0.1655	116	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si

C. Las Palmas	-101.7834	19.0953	E14A41	E	2114	*	280	0.1325	21	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Mesa Los Arados	-101.8143	19.1269	E14A41	E	*	*	*	*	*	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado		
C. La Chachalaca	-101.7144	19.0859	E14A41	E	1247.5	*	222	0.1780	21	1-0.34	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Tsiririjuata	-101.5776	19.1658	E14A42	E	*	*	1165	*	55	0.96	*	Morfología	*	*Andesita rica en Potasio	Tsiririjuata	Hawaiano	Si
C. La Barra	-101.6490	19.1903	E14A42	E	5574.5	*	544	0.0976	338	0.53	±0.01	Ar/Ar	2	Andesita basáltica	Grandes Volcanes	Estromboliano/Pliniano?	Si
C.La Ventana	-101.4806	19.1118	E14A42	E	3399.5	*	588	0.1730	124	1.64	±0.04	Ar/Ar	2	Andesita basáltica a traquiandesita basáltica (mugearita)	Grandes Volcanes	Hawaiano	Si
C. Petembo	-101.4876	19.1032	E14A42	E	3476	*	628	0.1807	39	1.7	±0.02	Ar/Ar	2	Basalto a andesita basáltica	Grandes Volcanes	Hawaiano	Si
Oeste La Sandia(SN)	-101.6883	19.2671	E14A31	M	458	333	*	*	55	*	*	*	*	*	Grandes Volcanes	Freatomagmático	No
S.N. Turiran	-101.6045	19.3583	E14A32	M	687	405	*	*	90	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Freatomagmático	No
C.La Alberca	-101.4590	19.2110	E14A42	M	1002.5	473	169	0.1686	54	0.06	±0.05	Ar/Ar	2	*	Yoricostio	Freatomagmático	No
C. La Yerbabuena	-101.4051	19.5161	E14A22	S	691	*	152	0.2200	0	1.6	±0.62	Ar/Ar	3	Andesita basáltica	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si
C. Lagunillas	-101.4157	19.5480	E14A22	S	575	*	40	0.0696	*	2.98	±0.47	Ar/Ar	3	Andesita basáltica	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si
C. El Divisadero 2	-101.3620	19.5215	E14A22	S	688	*	60	0.0872	48	2.6	±0.07	Ar/Ar	3	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve		

C. San Isidro	-101.4303	19.5190	E14A22	S	890	219	178	0.2000	90	21 490 a.P.	± 90 años	14C	3	Traquiandesita basáltica (mugearita)	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si
La Pequeña (SN)	-101.6907	19.2815	E14A31	S	407.5	*	114	0.2798	125	*	*	*	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	No
Este Paramuen(SN)	-101.6859	19.3550	E14A31	S	936	*	23	0.0246	44	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
S.N. W Zirahuen	-101.7582	19.4512	E14A31	S	1936	427	116	0.0599	25	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
SE Paramuen (SN)	-101.6834	19.3452	E14A31	S	1236.5	*	75	0.0607	126	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C. La Charanda	-101.7382	19.3287	E14A31	S	1110.5	*	68	0.0612	125	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
Mesa de Cazares	-101.8360	19.3953	E14A31	S	760	369	60	0.0789	42	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C. La Fragua	-101.7256	19.3256	E14A31	S	1633	*	172	0.1053	123	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
Suroeste Chapa	-101.6782	19.3753	E14A31	S	653.5	*	72	0.1102	143	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
Paso de Camembaro (SN)	-101.6605	19.3169	E14A31	S	903	*	110	0.1218	145	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C. El Cajete Grande	-101.6886	19.3734	E14A31	S	725	345	100	0.1379	39	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C. Colorado	-101.7241	19.4456	E14A31	S	688.5	*	98	0.1423	58	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
C. La Balsa	-101.6936	19.2895	E14A31	S	963.5	390	159	0.1650	155	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C. Las Palas	-101.6888	19.4185	E14A31	S	550.5	*	94	0.1708	358	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
C.El Cajete	-101.6830	19.2878	E14A31	S	993	*	216	0.2175	21	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
NO San Juan de Chuén 1 (SN)	-101.7650	19.2880	E14A31	S	484	*	66	0.1364	49	2-1Ma	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	No

C. Ojo de Agua	-101.7660	19.2708	E14A31	S	629	*	105	0.1669	40	2-1Ma	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	No
NO San Juan de Chuén 2 (SN)	-101.7703	19.2838	E14A31	S	434.5	*	73	0.1680	50	2-1Ma	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	No
C. La Laja	-101.7432	19.2641	E14A31	S	740.5	*	134	0.1810	39	2-1Ma	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	Si
Pelón Medio (SN)	-101.7504	19.2858	E14A31	S	436	187	84	0.1927	71	2-1Ma	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	No
S.N:S Tipitarillo	-101.7893	19.2613	E14A31	S	432.5	*	98	0.2266	77	2-1Ma	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	Si
S.N Se Tipitarillo	-101.7753	19.2656	E14A31	S	775	*	178	0.2297	120	2-1Ma	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	Si
S.N.E Tipitarillo	-101.7844	19.2755	E14A31	S	538.5	*	249	0.4624	66	2-1Ma	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	No
C.La Magueyera	-101.7678	19.4075	E14A31	S	1113.5	365	378	0.3395	92	<0.020	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
Sur La Tzintzamba	-101.7419	19.3547	E14A31	S	779	*	75	0.0963	59	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C. La Mojenera	-101.7388	19.3763	E14A31	S	461	*	52	0.1128	230	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	?	No
C.Mandujano	-101.7450	19.2951	E14A31	S	1042	397	217	0.2083	20	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
Oeste Carrizalillo de Chuen 2 (SN)	-101.7803	19.3005	E14A31	S	769	463	174	0.2263	134	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C. La Magueyera Conito	-101.7469	19.3832	E14A31	S	838.5	400	212	0.2528	21	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
NO La Esmeralda 2	-101.7840	19.3548	E14A31	S	*	*	*	*	58	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
SO Tiquiche (SN)	-101.7773	19.3730	E14A31	S	*	*	*	*	65	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
Sur La Magueyera	-101.7840	19.3897	E14A31	S	*	*	*	*	120	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No

NO La Magueyera 2	-101.7940	19.4130	E14A31	S	*	*	*	*	75	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
NO La Magueyera	-101.7912	19.4175	E14A31	S	*	*	*	*	360	<1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
C. La Cruz	-101.6996	19.3552	E14A31	S	460.5	*	95	0.2063	118	*	*	*	*	Andesita basáltica	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C. Las Cabras	-101.5799	19.3325	E14A32	S	662	*	232	0.0664	134	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C. El Molino	-101.5130	19.2741	E14A32	S	667.5	*	74	0.1109	114	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
C. Dominguejo	-101.5753	19.2835	E14A32	S	958	395	109	0.1138	136	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
Sur Turiran (SN)	-101.5958	19.3430	E14A32	S	641	*	74	0.1154	7	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
NE Cuangatzio	-101.5912	19.3074	E14A32	S	630	282	89	0.1413	47	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
S.N. El Querendal	-101.6156	19.3505	E14A32	S	686.5	*	97	0.1413	100	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
C. La Palma	-101.5911	19.2826	E14A32	S	831.5	*	125	0.1503	130	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
C. Trigueño	-101.5986	19.2628	E14A32	S	664	352	110	0.1657	33	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
Prieto Sur (SN)	-101.5470	19.2875	E14A32	S	763.5	*	137	0.1794	90	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
C. Las Latas	-101.5669	19.2941	E14A32	S	1203	415	219	0.1820	360	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
C. El Morro	-101.6019	19.3293	E14A32	S	865.5	*	158	0.1826	145	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
C. El Cajete	-101.6094	19.3732	E14A32	S	708	245	139	0.1963	34	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
Pedregoso Norte	-101.5215	19.3140	E14A32	S	812	401	172	0.2118	27	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No

C. Juapirapio	-101.5666	19.3791	E14A32	S	580.5	*	129	0.2222	36	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
C. El Tambor	-101.6413	19.2955	E14A32	S	530	*	119	0.2245	358	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C.El Puerto	-101.6023	19.3724	E14A32	S	720	225	173	0.2403	85	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C. Punzumarán	-101.6298	19.3204	E14A32	S	744	*	182	0.2446	134	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
C. Los Hornos	-101.5779	19.3584	E14A32	S	529	*	147	0.2779	99	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
Sur Sta.Clara	-101.6416	19.3826	E14A32	S	*	*	26	*	137	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
S.N. Janamaro W	-101.5653	19.2731	E14A32	S	*	*	175	*	64	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
Sur Santa Clara del Cobre	-101.6334	19.3964	E14A32	S	*	*	*	*	68	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
S.N. La Imagen	-101.6266	19.2602	E14A32	S	*	*	*	*	188	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
Norte La Cruz	-101.6101	19.2523	E14A32	S	*	*	*	*	218	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
S. N. El Cajete SE	-101.6347	19.2717	E14A32	S	*	*	*	*	36	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
Hoya Las Gallinas	-101.5711	19.3391	E14A32	S	*	*	*	*	102	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
Este Huaniqueo (SN)	-101.6628	19.3329	E14A32	S	*	*	*	*	28	*	*	*	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
C. El Campamento	-101.4214	19.3194	E14A32	S	864	*	93	0.1076	120	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	Si
El Zarzal (SN)	-101.4057	19.3076	E14A32	S	439	*	53	0.1207	90	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	Si
San Antonio Buenavista (SN)	-101.4004	19.3113	E14A32	S	530.5	*	76	0.1433	90	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	Si
C. Las Cruces	-101.5178	19.3521	E14A32	S	985.5	436	155	0.1573	7	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	Si
S. N. El Pilar	-101.4762	19.3946	E14A32	S	428	*	69	0.1612	38	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	No

C.El Tizate	-101.4550	19.3167	E14A32	S	868	*	141	0.1624	60	*	*	*	*	*	Yoricostio	Vulcaniano	No
C.Los Juarez	-101.4806	19.3201	E14A32	S	778.5	*	136	0.1747	54	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	No
Río El Salto (SN)	-101.4084	19.3201	E14A32	S	822.5	*	144	0.1751	97	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	Si
Sureste El Puerto	-101.4439	19.2695	E14A32	S	523	*	95	0.1816	36	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	Si
C. El Judío	-101.4563	19.3548	E14A32	S	859	390	163	0.1898	126	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	Si
S.N. SE Cajete	-101.4900	19.2788	E14A32	S	619.5	*	121	0.1953	64	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	No
San Antonio de Viña	-101.4660	19.2793	E14A32	S	745.5	*	148	0.1985	332	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	No
C.Machuparo	-101.4292	19.2833	E14A32	S	1107.5	*	227	0.2050	33	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	Si
San Gregorio	-101.5368	19.4102	E14A32	S	593	*	139	0.2344	7	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	Si
S.N. Bejuco	-101.4243	19.3505	E14A32	S	621	*	160	0.2576	28	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	Si
S.N. El Cajete	-101.5032	19.2868	E14A32	S	457	*	191	0.4179	160	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	No
Ojos del Agua	-101.5251	19.4268	E14A32	S	*	*	62	*	119	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	Si
Llano Las Mesas	-101.3755	19.3560	E14A32	S	*	584	*	*	65	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	Si
Sur Machuparo	-101.4292	19.2760	E14A32	S	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	No
Este Cajete	-101.4921	19.2891	E14A32	S	*	*	*	*	360	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	No
Mesa Los Tanques	-101.5428	19.4027	E14A32	S	*	*	*	*	10	*	*	*	*	*	Yoricostio	Hawaiano	Si
Loma El tigre	-101.5026	19.4757	E14A32	S	733	*	27	0.0368	12	28 290 A.P	±160 años	14C	3	*	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	No
C. Janamo	-101.4244	19.4211	E14A32	S	1235	451	169	0.1368	24	~0.3	*	Morfología	5	*	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si
C. El Oyamel	-101.5471	19.3531	E14A32	S	1346	384	363	0.2697	3	<0.01	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C. El Morrillo	-101.5496	19.3639	E14A32	S	1185	298	270	0.2278	122	<0.1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C. El Canton	-101.5580	19.3619	E14A32	S	1032	289	335	0.3246	86	<0.1	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si

C. El Puente	-101.5989	19.2773	E14A32	S	657	*	84	0.1279	164	<0.78	*	Morfología	*	*	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	Si
C. La Peña	-101.5134	19.2662	E14A32	S	709.5	241	90	0.1268	66	<0.1	*	Morfología	*	*	Tacámbaro	Hawaiano	Si
C. La Alberca	-101.3954	19.4236	E14A32	S	997	365	114	0.1143	29	0.045833	+0.006.7 / -0.012	Th/U	5	*	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si
C. Tacuache	-101.3861	19.4128	E14A32	S	1208	372	246	0.2036	152	0.301	±0.019	Th/U	5	*	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si
C. La Calavera	-101.3841	19.4354	E14A32	S	1070	*	85	0.0794	3	2	±0.53	Ar/Ar	3	Andesita	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si
C. La Trampa	-101.3750	19.4358	E14A32	S	1255	*	148	0.1179	0	2	±0.53	Ar/Ar	3	Andesita	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si
C. La Imagen	-101.6323	19.2608	E14A32	S	897.5	424	138	0.1538	133	*	*	*	*	Andesita basáltica	Sta. Clara del Cobre	Hawaiano	No
S.N. La Escondida	-101.4717	19.2767	E14A32	S	828.5	*	115	0.1388	165	*	*	*	*	Andesita basáltica	Yoricostio	Hawaiano	Si
C. Los Puercos	-101.4324	19.4571	E14A32	S	1346	*	225	0.1672	140	0.37	±0.02	Ar/Ar	3	Andesita basáltica	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si
C. Panhuata	-101.4944	19.4755	E14A32	S	868	271	115	0.1325	16	28 290 A.P	±160 años	14C	3	Basalto	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si
C. Yuretzi	-101.4865	19.4532	E14A32	S	813	*	139	0.1710	144	28 290 A.P	±160 años	14C	3	Basalto	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si
Mesa La Vibora	-101.4478	19.4300	E14A32	S	1156	*	128	0.1107	115	1.3	±0.03	Ar/Ar	3	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si
Mesa Zimbicho	-101.4613	19.4302	E14A32	S	773	*	107	0.1384	134	<1.3	*	Morfología	*	Dacita	Complejo Volcánico La Nieve	Hawaiano	Si

C. El Tecolote	-101.4931	19.3979	E14A32	S	578.5	*	70	0.1210	18	*	*	*	*	Traquibasalto (hawaiita)	Yoricostio	Hawaiano	No
S.N. El Naranja	-101.9008	19.1264	E14A41	S	500.5		49	0.0979	6	*	*	*	*		Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C.La Estancia	-101.8076	19.1985	E14A41	S	1715	326.5	453	0.2028	152	>1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Los Cocos	-101.6770	19.0510	E14A41	S	283	*	41	0.1449	37	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C.Pelon	-101.7851	19.0123	E14A41	S	1021	206	175	0.1714	42	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C.Blanco	-101.9982	19.0335	E14A41	S	882	289	161	0.1825	131	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C.Blanco	-101.6895	19.0330	E14A41	S	1054	*	288	0.2732	344	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
El Mortero	-101.7069	19.0872	E14A41	S	*	*	126	*	5	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C. El Tomatillo	-101.7298	19.0755	E14A41	S	919	*	305	0.3319	357	0.34	±0.02	Ar/Ar	2	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Mesa La Vinata	-101.8233	19.0447	E14A41	S	1214	*	19	0.0157	132	-0.88	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Mesa Los Guajes	-101.8240	19.0668	E14A41	S	1063	*	63	0.0593	136	-0.88	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si

Mesa Santa Efigenia	-101.8094	19.0542	E14A41	S	1157.5	*	93	0.0803	355	-0.88	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Los Murcielagos 2	-101.8090	19.0673	E14A41	S	815	*	116	0.1423	126	-0.88	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Los Murcielagos 1	-101.8028	19.0785	E14A41	S	634	*	95	0.1498	92	-0.88	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
El Uval 2	-101.8129	19.0876	E14A41	S	1085.5	*	176	0.1621	30	-0.88	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
El Uval 1	-101.8112	19.0913	E14A41	S	627	*	138	0.2201	94	-0.88	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Puente Alto 1	-101.7568	19.1447	E14A41	S	606		55	0.0908	358	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	
C.Barandillas	-101.7804	19.1513	E14A41	S	516.5	*	53	0.1026	340	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Mesa El Tumbiriche	-101.8075	19.1429	E14A41	S	693		79	0.1140	59	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	
Puente Alto 2	-101.7646	19.1396	E14A41	S	838	*	130	0.1551	343	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	
Puente Alto 4	-101.7668	19.1357	E14A41	S	806		130	0.1613	3	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C.Las Palmas 2	-101.8278	19.1275	E14A41	S	793		160	0.2018	67	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si

C.Los Lobos	-101.7972	19.1508	E14A41	S	1193.5	*	241	0.2019	153	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C.Las Palmas 1	-101.8229	19.1287	E14A41	S	772	450	158	0.2047	25	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C. Los Diaz	-101.7590	19.1292	E14A41	S	1215.5	*	251	0.2065	60	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C.Las Cabras	-101.7876	19.1444	E14A41	S	1273.5	*	278	0.2183	40	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C.Cebadillas	-101.8093	19.1275	E14A41	S	1106.5	*	266	0.2404	54	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Vulcaniano/Hawaiano	Si
Loma El Chingongo Barrido	-101.7957	19.1659	E14A41	S	*	*	*	*	15	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
S.N.La Platanillera	-101.7789	19.1453	E14A41	S	*	*	*	<1	*	<1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
El Calvario (SN)	-101.8275	19.2105	E14A41	S	530.5		43	0.0811	28	>1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C. El Conejo	-101.8036	19.1929	E14A41	S	353		68	0.1926	43	>1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C.El Tigre	-101.8204	19.1833	E14A41	S	1073.5	*	216	0.2012	49	>1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C. El Llorón	-101.8173	19.2007	E14A41	S	899	*	*	*	49	>1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si

Este El Capirito	-101.8155	19.2197	E14A41	S	626	*	30	0.0479	350	>1	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C.El Comal	-101.7115	19.0936	E14A41	S	637.5	*	138	0.2165	6	1-0.34	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C. El Castillo	-101.6840	19.2198	E14A41	S	743	329	69	0.0929	70	<0.53	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	Si
Loma La REserva	-101.6701	19.1992	E14A41	S	844	*	143	0.1694	139	<0.53	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	Si
C.La Lagunilla	-101.7841	19.2106	E14A41	S	905	373	165	0.1823	3	>1	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	Si
C.Colorado(Norte Ario de Rosales)	-101.7218	19.2257	E14A41	S	952.5	*	174	0.1827	336	>1	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	Si
C.San Isidro	-101.6703	19.0476	E14A41	S	996.5	262	98	0.0983	42	0.1-0.01	*	Morfología	2	*	Spatterico	Hawaiano	Si
C. La Charanda	-101.6715	19.0711	E14A41	S	454	208	95	0.2093	70	0.1-0.01	*	Morfología	2	*	Spatterico	Hawaiano	No
Puente Alto 3	-101.7477	19.1434	E14A41	S	1212.5	*	131	0.1080	157	<1	*	Morfología	*	*	Tumines	Hawaiano	Si
Barranca El Guayabo (SN)	-101.7408	19.1632	E14A41	S	*	*	*	*	90	<1	*	Morfología	*	*	Tumines	Hawaiano	Si
Mesa Rancho Nuevo	-101.7422	19.0702	E14A41	S	546.5	220	171	0.3129	21	0.34	±0.02	Ar/Ar	2	Andesita	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C. El Pinalito Frutas	-101.7978	19.0466	E14A41	S	911	*	116	0.1273	35	0.88	±0.02	Ar/Ar	2	Andesita	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
El Cangrejo	-101.7984	19.0373	E14A41	S	*	*	*	*	138	2.74	±0.02	Ar/Ar	2	Andesita	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C. San Joaquin	-101.7797	19.0621	E14A41	S	1547	*	238	0.1538	35	<0.88	*	Morfología	*	Andesita basáltica	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C.La Leona	-101.7389	19.1501	E14A41	S	1126.5	270	136	0.1207	350	<1	*	Morfología	*	Andesita basáltica	Tumines	Hawaiano	Si

Mesa Los Jasmines	-101.9215	19.0673	E14A41	S	935	*	302	0.0935	23	<0.01	*	Morfología	*	Basalto	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C. La Zarda	-101.9464	19.0707	E14A41	S	1089.5	197	363	0.3332	6	<0.01	*	Morfología	*	Basalto	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C. El Ucas	-101.6784	19.1450	E14A41	S	538	*	85	0.1580	103	<0.53	*	Morfología	*	X	Échelon	Hawaiano	Si
Norte Urapa (SN)	-101.6722	19.1465	E14A41	S	649	*	130	0.2003	35	<0.53	*	Morfología	*	X	Échelon	Hawaiano	Si
C. El Cajete	-101.3911	19.1668	E14A42	S	888	*	168	0.0549	107	*	*	*	*	*	Domos pre/postcaldéricos de Vila Madero	Hawaiano	Si
C. La Palmita (SN)	-101.6190	19.0520	E14A42	S	616	*	87	0.1412	360	*	*	*	*	*	Graben Cahulote de Sta. Ana	Hawaiano	No
C. El Divisadero	-101.6071	19.0677	E14A42	S	955.5	*	160	0.1675	7	*	*	*	*	*	Graben Cahulote de Sta. Ana	Hawaiano	Si
C. Agua Zarca	-101.6316	19.0442	E14A42	S	*	*	169	*	85	*	*	*	*	*	Spatterico	Hawaiano	No
Oeste Gato	-101.6546	19.2276	E14A42	S	*	*	27	*	41	*	*	*	*	*	Tacámbaro	Hawaiano	No
Oeste Gato 2	-101.6509	19.2280	E14A42	S	*	*	50	*	138	*	*	*	*	*	Tacámbaro	Hawaiano	No
C. Las Aguilillas	-101.3889	19.0062	E14A42	S	384	*	65	0.1693	101	0.51	*	Morfología	*	*	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	Si
Rancho Viejo (SN)	-101.5054	19.0432	E14A42	S	458	*	98	0.2140	358	-0.34	*	Morfología	2	*	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	Si
C. Los Pozos	-101.5051	19.0485	E14A42	S	626	*	133	0.2125	357	<0.34	*	Morfología	*	*	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	Si
Sur Caramicuas 2	-101.4866	19.0659	E14A42	S	623.5	*	99	0.1588	78	> 0.34	*	Morfología	*	*	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	No
Sur Caramicuas 1 (SN)	-101.4904	19.0670	E14A42	S	529.5	*	104	0.1964	119	> 0.34	*	Morfología	*	*	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	Si

Sur Caramicuas 3 (SN)	-101.4785	19.0650	E14A42	S	355.5	*	84	0.2363	117	> 0.34	*	Morfología	*	*	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	Si
C. El Pinito	-101.5163	19.0757	E14A42	S	369.5	*	29	0.0785	132	2-1 Ma	*	Morfología	2	*	Graben Cahulote de Sta. Ana	Hawaiano	No
C. Chato	-101.5058	19.0801	E14A42	S	774	*	109	0.1408	140	2-1 Ma	*	Morfología	2	*	Graben Cahulote de Sta. Ana	Hawaiano	Si
S.N. NW Petembo	-101.4996	19.1120	E14A42	S	535	*	44	0.0822	356	>1.7	*	Morfología	*	*	Grandes Volcanes	Hawaiano	No
Mesa Las Casas	-101.6292	19.2093	E14A42	S	*	*	128	*	355	<0.53	*	Morfología	*	*	Las Tablas	Hawaiano	Si
Sureste Tzatzio	-101.6001	19.2144	E14A42	S	*	*	55	*	38	0.1-0.01	*	Morfología	2	*	Las Tablas	Hawaiano	Si
C. El Capadero	-101.6170	19.2128	E14A42	S	792.5	*	128	0.1615	77	1-0.1	*	Morfología	2	*	Las Tablas	Hawaiano	No
C. Las Tablas	-101.6126	19.1921	E14A42	S	1200.5	467	284	0.2366	83	1-0.1	*	Morfología	2	*	Las Tablas	Hawaiano/Vulcaniano	Si
Mesa de Torres	-101.6567	19.0632	E14A42	S	832	*	102	0.1226	145	<0.05	*	Morfología	*	*	Spatterico	Hawaiano	Si
Mesa El Caracol	-101.6523	19.0695	E14A42	S	*	*	157	*	67	<0.05	*	Morfología	*	*	Spatterico	Hawaiano	Si
Puerto El moral	-101.6610	19.0655	E14A42	S	495	*	87	0.1758	150	0.1-0.01	*	Morfología	2	*	Spatterico	Hawaiano	No
NO Las Puentes(SN)	-101.6616	19.0568	E14A42	S	506	*	103	0.2036	113	0.1-0.01	*	Morfología	2	*	Spatterico	Hawaiano	Si
Norte Las Puentes (SN)	-101.6554	19.0490	E14A42	S	480	*	105	0.2188	122	0.1-0.01	*	Morfología	2	*	Spatterico	Hawaiano	No
NE Los Lobos (SN)	-101.6362	19.0797	E14A42	S	428.5	*	118	0.2754	18	1-0.1	*	Morfología	2	*	Spatterico	Hawaiano	Si
Mesa Los Morelos	-101.6325	19.0845	E14A42	S	313	*	44	0.1406	53	1-0.1	*	Morfología	2	*	Spatterico	Hawaiano	Si
C.El Tigre	-101.5520	19.1928	E14A42	S	676.5	*	106	0.1567	55	1-0.1	*	Morfología	2	*	Tsirirjuata	Hawaiano	Si
Adventicio Zihuatzio	-101.5925	19.1656	E14A42	S	424	*	74	0.1745	142	1-0.1	*	Morfología	2	*	Tsirirjuata	Hawaiano	No
NE Zihuatzio 2	-101.5877	19.1701	E14A42	S	383	*	117	0.3055	87	1-0.1	*	Morfología	2	*	Tsirirjuata	Hawaiano	Si
NE Zihuatzio 1	-101.5905	19.1691	E14A42	S	429	*	178	0.4149	149	1-0.1	*	Morfología	2	*	Tsirirjuata	Hawaiano	No
El Leon 2	-101.5694	19.1825	E14A42	S	517.5	*	104	0.2010	49	1-0.96	*	Morfología	*	*	Tsirirjuata	Hawaiano	Si
C. Los Coyotes	-101.4617	19.1807	E14A42	S	1133	*	97	0.0856	90	1-0.1	*	Morfología	2	*	Yoricostio	Hawaiano	Si

Suroeste Zoyate	-101.6224	19.1402	E14A42	S	619.5	196	143	0.2308	122	<0.010	*	Morfología	*	*	Zoyate	Hawaiano	Si
NE Zoyate (SN)	-101.6120	19.1504	E14A42	S	588	292	116	0.1973	122	<0.020	*	Morfología	*	*	Zoyate	Hawaiano	Si
C. El Jabali	-101.5706	19.1690	E14A42	S	827	*	262	0.3168	110	0.96	±0.07	Ar/Ar	2	*Andesita rica en Potasio	Tsiririjuata	Hawaiano	Si
C.Margaro	-101.6095	19.1993	E14A42	S	445	*	136	0.3056	5	0.12	±0.14	Ar/Ar	2	Andesita	Las Tablas	Hawaiano	Si
Mesa El Malpais de Cutzarondiro	-101.4795	19.1988	E14A42	S	901.5	343	100	0.1109	54	425-321 a.C., 2375-2271 a.P	*	Paleomagnetismo	4	Andesita	La Tinaja	Hawaiano	Si
C. La Palma	-101.5305	19.1472	E14A42	S	851	337	309	0.3631	118	3215-2885 a.C.; 5165-4835 a.P.	*	Paleomagnetismo	4	Andesita	La Tinaja	Hawaiano	Si
S.N. Los Ates	-101.5397	19.1437	E14A42	S	890	327	137	0.1539	353	3215-2885 a.C.; 5165-4835 a.P.	*	Paleomagnetismo	4	Andesita	La Tinaja	Hawaiano	Si
Este Tinaja	-101.5053	19.1683	E14A42	S	*	*	165	*	56	2241-2079 a.C.; 756-631a.C.; 4191-4029 a.P., 2706-2581a.P	*	Paleomagnetismo	4	Andesita	La Tinaja	Hawaiano	Si
NO Parocho	-101.4809	19.1800	E14A42	S	*	*	85	*	51	0.1-0.01	*	Morfología	2	Andesita	La Tinaja	Hawaiano	Si
Mesa El Malpais	-101.6394	19.0849	E14A42	S	542	*	122	0.2251	337	< 0.01	*	Morfología	*	Andesita	Spatterico	Hawaiano	Si
SO El Tigre	-101.6133	19.1173	E14A42	S	*	*	117	*	74	<0.002 195	*	Morfología	*	Andesita	Spatterico	Hawaiano	Si
Las Escobillas	-101.6153	19.1278	E14A42	S	566	*	82	0.1449	20	<0.002195	*	Morfología	*	Andesita	Spatterico	Hawaiano	Si
Sur C. El tigre	-101.6094	19.1206	E14A42	S	463	*	69	0.1490	34	<0.002195	*	Morfología	*	Andesita	Spatterico	Hawaiano	Si
C. Las Carretas	-101.6204	19.1156	E14A42	S	518.5	254	105	0.2025	37	0.1-0.1	*	Morfología	2	Andesita	Spatterico	Hawaiano	No
Los Hacheros 2	-101.5810	19.1583	E14A42	S	1203.5	*	101	0.0839	11	<0.01	*	Morfología	*	Andesita	Zoyate	Hawaiano	Si
Los Hacheros	-101.5817	19.1535	E14A42	S	557.5	*	61	0.1094	19	<0.01	*	Morfología	*	Andesita	Zoyate	Hawaiano	Si
C. Verde	-101.4900	19.0597	E14A42	S	632.5	*	201	0.3178	48	0.34	±0.04	Ar/Ar	2	Andesita basáltica	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	Si
C. Las Animas	-101.5732	19.2317	E14A42	S	805.5	261	234	0.2905	133	0.05	±0.04	Ar/Ar	2	Andesita Basáltica	Las Tablas	Vulcaniano	No

Adventicio S.Jose	-101.5678	19.2230	E14A42	S	531	*	235	0.4757	121	0.22	±0.04	Ar/Ar	2	Andesita Basáltica	Las Tablas	Hawaiano	Si
C. El Tecario	-101.5429	19.2354	E14A42	S	420.5	215	94	0.2235	320	0.73	±0.04	Ar/Ar	2	Andesita basáltica	Tacámbaro	Hawaiano	Si
C. El Tecolote	-101.4961	19.0534	E14A42	S	564.5	*	170	0.3012	90	<0.340	*	Morfología	*	Andesita basáltica	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	Si
C. Alto	-101.6297	19.1038	E14A42	S	1289	*	225	0.1746	129	<0.01	*	Morfología	*	Andesita basáltica	Spatterico	Hawaiano	Si
C. Sopomio	-101.5691	19.2345	E14A42	S	937		220	0.2348	154	0.05	±0.04	Ar/Ar	2	Andesita basáltica	Las Tablas	Vulcaniano	No
C. Los Lobos	-101.6488	19.0746	E14A42	S	732	278	170	0.2322	140	0.05	±0.03	Ar/Ar	2	Andesita basáltica	Spatterico	Hawaiano	Si
C. Don Nato	-101.6175	19.0957	E14A42	S	1443	*	165	0.1143	37	0.38	±0.18	Ar/Ar	2	Andesita basáltica	Spatterico	Hawaiano	Si
C. ChepeLopez	-101.5814	19.2221	E14A42	S	597	217	96	0.1608	7	0.1-0.01	*	Morfología	2	Andesita basáltica	Las Tablas	Hawaiano/Vulcaniano	No
C. Las Cruces	-101.6359	19.0986	E14A42	S	979	313	228	0.2329	350	1-0.1	*	Morfología	2	Andesita basáltica	Spatterico	Hawaiano	Si
Mesa El Burro	-101.6471	19.0306	E14A42	S	*	*	85	*	68	1-0.1	*	Morfología	2	Andesita basáltica	Spatterico	Hawaiano	Si
C. El Caracol	-101.5337	19.0541	E14A42	S	841	295	258	0.3068	67	0.1-0.01	*	Morfología	2	Andesita basáltica a andesita	Graben Cahulote de Sta. Ana	Hawaiano	Si
C. Pino Solo	-101.4455	19.2155	E14A42	S	1586.5	*	261	0.1645	10	5-2 Ma	*	Morfología	*	Andesita basáltica a traquita	Yoricostio	Hawaiano	Si
C. Caricho	-101.4703	19.2323	E14A42	S	841.5	*	86	0.1022	358	*	*	*	*	Basalto	Yoricostio	Hawaiano	No
Corucho (SN)	-101.4549	19.1856	E14A42	S	*	*	122	*	134	1-0.1	*	Morfología	2	Basalto rico en potasio	Yoricostio	Hawaiano	Si
C. El Pino	-101.5115	19.0767	E14A42	S	818.5	228	116	0.1417	150	2-1 Ma	*	Morfología	2	Traquiandesita basáltica (mugearita)	Graben Cahulote de Sta. Ana	Hawaiano	No
C. Las Carretas	-101.6068	19.1588	E14A42	S	612.5	221	120	0.1959	82	<0.008	*	Morfología	*	Traquiandesita basáltica (mugearita)	Zoyate	Hawaiano	Si
C. Potencillos	-101.4860	19.1681	E14A42	S	932	*	387	0.2062	65	0.98	±0.06	Ar/Ar	2	Traquiandesita basáltica rica en potasio (Shoshonita)	Tsirirjuata	Hawaiano	No
C. Nombre de Dios	-101.5577	19.0973	E14A42	S	1133.5	*	353	0.3114	43	0.38	±0.01	Ar/Ar	2	Traquiandesita basáltica rica en potasio (shoshonita)	Graben Cahulote de Sta. Ana	Hawaiano	Si

C. El Naranja	-101.3759	19.0084	E14A42	S	695	*	104	0.1496	113	0.51	±0.04	Ar/Ar	2	Traquiandesita rica en potasio (Latita)	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	Si
C. El Sosal	-101.5712	19.0357	E14A42	S	873.5	*	129	0.1477	95	0.06	±0.02	Ar/Ar	2	Traquiandesita rica en potasio (Latita)	Graben Cahulote de Sta. Ana	Hawaiano	Si
C. Flogopitario, Guilbaud	-101.4776	19.1256	E14A42	S	597.5	*	68	0.1138	126	0.32	±0.02	Ar/Ar	2	Traquiandesita rica en Potasio (latita)	Hidrotermal	Hawaiano	Si
Los Saucitos (SN)	-101.5252	19.0362	E14A42	S	*	*	*	*	131	*	*	*	*	X	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	No
C. Colorado	-101.4829	19.0707	E14A42	S	655	*	93	0.1420	29	-0.34	*	Morfología	2	X	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	Si
C. Chupaderito	-101.5214	19.0303	E14A42	S	*	*	60	*	108	2-1 Ma	*	Morfología	2	X	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	Si
C. El Frijolar	-101.5159	19.0336	E14A42	S	*	*	*	*	132	2-1 Ma	*	Morfología	2	X	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	Si
C. El Cascalate	-101.4185	19.0174	E14A42	S	503.5	271	57	0.1132	57	5-2 Ma	*	Morfología	2	X	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	No
C. Los Coyotes	-101.4206	19.0205	E14A42	S	716	*	144	0.2011	125	5-2 Ma	*	Morfología	2	X	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	Si
C. Santa Ana	-101.4174	19.0292	E14A42	S	887	*	183	0.2063	36	5-2 Ma	*	Morfología	2	X	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	No
C. El Metate	-101.4423	19.0205	E14A42	S	828.5	*	388	0.4683	66	5-2 Ma	*	Morfología	*	X	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	Si
S.N. Jorullo Sur	-101.7261	18.9654	E14A51	S	483.5	110	42	0.0869	4	1759	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	No
Loma El Volcancito	-101.7278	18.9633	E14A51	S	433	114	80	0.1848	352	1759	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	No
C. Veladero	-101.7517	18.9794	E14A51	S	377	170	72	0.1910	95	*	*	*	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si

El Volcancito	-101.7048	18.9691	E14A51	S	906.5	*	157	0.1732	51	0.81	±0.1	Ar/Ar	2	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Sapirhati	-101.8196	18.9811	E14A51	S	487.5	*	23	0.0472	55	<2.95	*	Morfología	*	Andesita	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
La Espiga	-101.6526	18.9849	E14A51	S	1911	*	*	*	8	2.42	±0.04	Ar/Ar	2	Andesita basáltica	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
S.N. Jorullo	-101.7115	18.9849	E14A51	S	628.5	219	174	0.2768	28	1759	*	*	*	Basalto a andesita basáltica	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C.La Pilita	-101.7262	18.9468	E14A51	S	1236	283	209	0.1691	138	0.102	±0.02	Ar/Ar	2	Fonotefrita	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
M. Agua Caliente	-101.8377	18.9370	E14A51	S	746	*	113	0.1515	140	1.06	±0.047	Ar/Ar	6	Traquibasalto (hawaíta)	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Esmeralda	-101.6011	18.8977	E14A52	S	551	*	93	0.1688	118	27 190 a.P	+350/-300	14C	2	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
El Malpais	-101.6198	18.9114	E14A52	S	393	*	28	0.0712	153	-0.02714	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
Buenavista	-101.5671	18.9114	E14A52	S	1115	*	109	0.0978	65	-0.02714	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
San Hilario	-101.6186	18.8798	E14A52	S	394	*	84	0.2132	45	-0.02714	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
C. La Encinera	-101.4546	18.9108	E14A52	S	1012	*	81	0.0800	147	<0.03	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si

Mesa Chiquita	-101.4862	18.9236	E14A52	S	*	*	37	*	41	<0.03	*	Morfología	*	*	Arco Eocénico de Inguarán Fragmentado	Hawaiano	Si
S.N. SW Las Aguilillas	-101.4092	18.9973	E14A52	S	738	*	85	0.1152	156	0.51	*	Morfología	*	*	Fosas y pilares de Turicato	Hawaiano	Si

Tabla 7. Elementos mayores compilados de 31 edificios volcánicos ubicados en la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo.

Nombre	Longitud	Latitud	Referencia	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Alcalis	P ₂ O ₅
D2_Mesa Agua Caliente	-101.8300	18.9400	Blatter, D. L. (2010)	50.33	1.26	15.8	9.96	0.13	7.82	8.76	3.68	1.39	5.07	0.45
D5_C. San Isidro	-101.4303	19.5190	Cardona, S. (2015)	53.94	0.976	15.51	7.91	0.119	7.25	7.69	4.01	1.76	5.77	0.5
D5_c. Yuretzi	-101.4865	19.4532	Cardona, S. (2015)	55.25	0.819	16.68	6.86	0.106	5.75	8.32	3.26	1.33	4.59	0.21
D5_C. La Yerbabuena	-101.4051	19.5161	Cardona, S. (2015)	55.84	0.827	16.76	7.42	0.118	6.12	7.73	3.58	1.69	5.27	0.28
D5_C. Los Puercos	-101.4324	19.4571	Cardona, S. (2015)	58.45	0.674	15.74	5.98	0.089	5.77	6.06	3.64	2.05	5.69	0.27
D5_C. La Trampa	-101.3750	19.4358	Cardona, S. (2015)	59.59	0.798	16.86	6.16	0.081	3.77	5.37	3.6	1.73	5.33	0.21
D5_C. La Yerbabuena	-101.4051	19.5161	Cardona, S. (2015)	61.43	0.555	17.21	4.43	0.076	2.14	5.06	3.62	2.3	5.92	0.13
D5_C. Lagunillas	-101.4157	19.5480	Cardona, S. (2015)	63.95	0.57	16.67	4.08	0.064	2.17	5.34	4.1	1.75	5.85	0.13
D2_La Pilita	-101.7290	18.9447	Carmichael, I. S. E. (2006)	49.04	1.31	13.46	8.29	0.14	8.07	8.73	4.06	3.43	7.49	1.59
D2_Mesa Agua Caliente	-101.8380	18.9383	Carmichael, I. S. E. (2006)	50.44	1.26	15.76	9.05	0.14	8.34	8.78	3.79	1.38	5.17	0.45
D2_La Pilita	-101.7447	18.9310	Carmichael, I. S. E. (2006)	51.72	1.22	15.12	7.75	0.12	8.03	7.45	4.55	2.54	7.09	0.9
D2_La Pilita	-101.7241	18.9394	Chesley et al. (2002)	49.4	1.26	13.8	0	0.12	8.9	8.4	3.3	2.8	6.1	1.33
D17_C.La Cruz	-101.6986	19.3458	Demant (1981)	53.03	0.86	16.5	7.03	0.12	8.54	8.08	3.59	0.56	4.15	0.16
D16_C.El Caracol	-101.5250	19.0819	Demant (1981)	54.8	0.8	17.6	6.8	0.12	6.57	6.46	4.02	1.05	5.07	0.18
D14_C. Las Cruces	-101.6597	19.0917	Demant (1981)	55	0.82	17.48	6.82	0.12	6.79	6.39	4.11	0.91	5.02	0.2
D6_S.N. La Escondida	-101.4583	19.2458	Demant (1981)	55.49	0.92	17.62	6.21	0.1	6.83	6.81	3.85	1.23	5.08	0.2
D17C.Colorado	-101.7250	19.4417	Demant (1981)	57.35	0.99	17.52	6.52	0.11	3.84	7.13	3.89	1.59	5.48	0.31
D6_C. Machuparo	-101.4125	19.2808	Demant (1981)	57.62	1.02	18.05	5.36	0.07	4.32	6.55	4.09	1.62	5.71	0.23
D6_C.Pino Solo	-101.4542	19.2125	Demant (1981)	58.37	1.11	17.38	5.56	0.09	3.65	8.34	3.52	1.06	4.58	0.29
D14_Mesa de torres	-101.6500	19.0528	Demant (1981)	58.61	0.7	17.01	5.58	0.09	4.47	5.51	4.63	1.7	6.33	0.24

D17_C. La Magueyera	-101.7617	19.4236	Demant (1981)	61.41	0.64	17.3	4.92	0.09	3.06	6.74	4	1.67	5.67	0.22
D2_Mesa Agua Caliente	-101.8400	18.9400	Hasenaka y Carmichael (1985)	49.1	1.27	15.9	9.04	0.15	9.42	8.63	4.18	1.43	5.61	0.42
D9_C.El Cuije	-101.5400	19.2400	Hasenaka y Carmichael (1985)	50.49	0.82	17.53	8.39	0.15	9.03	9.37	3.55	0.58	4.13	0.15
D6_C.Caricho	-101.4700	19.2300	Hasenaka y Carmichael (1985)	51.87	1.23	16.63	8.07	0.13	8.53	7.51	3.69	1.14	4.83	0.24
D2_C.Blanco	-102.0000	19.0300	Hasenaka y Carmichael (1985)	52.34	0.84	17.38	7.22	0.13	7.56	8.05	3.7	0.8	4.5	0.17
D17C.La Imagen	-101.6300	19.2600	Hasenaka y Carmichael (1985)	52.57	0.82	16.79	7.13	0.13	8.53	8.36	3.91	0.88	4.79	0.12
D16_C.El Pino	-101.5100	19.0800	Hasenaka y Carmichael (1985)	54.08	0.94	16.74	6.95	0.11	6.44	7.23	4.37	1.41	5.78	0.51
D16_C.El Caracol	-101.5300	19.0500	Hasenaka y Carmichael (1985)	55.4	0.77	17.86	6.41	0.12	5.4	7.39	4.09	0.98	5.07	0.22
D15_C.La Leona	-101.7400	19.1500	Hasenaka y Carmichael (1985)	55.6	0.75	16.83	6.02	0.11	7.16	6.75	3.86	1.23	5.09	0.14
D14_C.Alto	-101.6300	19.1000	Hasenaka y Carmichael (1985)	55.83	0.68	17.05	5.84	0.1	6.71	6.9	4.3	1.03	5.33	0.16
D19_C.La Palma	-101.5300	19.1500	Hasenaka y Carmichael (1985)	57.82	0.93	17.79	6.05	0.11	3.6	6.31	4.38	1.42	5.8	0.22
D2_C.San Joaquin	-101.8000	19.0500	Hasenaka y Carmichael (1985)	58.73	0.78	17.56	5.75	0.1	3.91	6.12	3.82	1.56	5.38	0.18
D19_Malpais de Cutzarondiro	-101.4800	19.2000	Hasenaka y Carmichael (1985)	59.96	0.76	17.61	5.37	0.1	3.45	6.23	3.81	1.54	5.35	0.18
D14_Mesa El Malpais	-101.6400	19.0800	Hasenaka y Carmichael (1985)	60.61	0.6	16.91	4.31	0.09	3.69	5.47	4.09	1.61	5.7	0.14
D19_Este Tinaja	-101.5000	19.1700	Hasenaka y Carmichael (1985)	60.81	0.77	17.79	5.61	0.11	3.64	6.32	4.01	1.52	5.53	0.16
D17_C.El Oyamel	-101.5500	19.3500	Hasenaka y Carmichael (1985)	61.19	0.69	17.45	4.48	0.09	3.53	5.46	4.21	1.58	5.79	0.21
D6_El Tecolote	-101.4900	19.4000	Hasenaka y Carmichael (1985)	50.86	1.02	16.18	8.06	0.14	8.48	8.78	4.39	1.64	6.03	0.59
D19_Malpais de Cutzarondiro	-101.4800	19.2000	Hasenaka y Carmichael (1985)	61.04	0.9	17.52	5.28	0.1	2.9	5.97	4.23	1.7	5.93	0.27
D19_Malpais de Cutzarondiro	-101.4800	19.1990	Hasenaka, T (1987)	61.04	0.9	17.52	5.28	0.1	2.9	5.97	4.23	1.7	5.93	0.27
D14_C. Las Cruces	-101.6350	19.0920	Hasenaka, T (1994)	56.41	1.14	16.66	0	0.12	4.59	6.92	3.75	1.62	5.37	0.33
D2_La Pilita	-101.7100	18.9300	Luhr & Carmichael (1985)	51.72	1.22	15.12	7.75	0.12	8.03	7.45	4.55	2.54	7.09	0.9
D2_La Pilita	-101.7300	18.9500	Luhr & Carmichael (1985)	49.21	1.33	14.19	8.29	0.12	8.32	7.68	4.59	2.82	7.41	1.37
D2_La Pilita	-101.7262	18.9468	Verma, S. P. (2004)	49.21	1.33	14.19	8.3	0.12	8.32	7.68	4.59	2.82	7.41	1.37
D6_El Tecolote	-101.4932	19.3968	Verma, S. P. (2004)	50.86	1.02	16.18	8.06	0.14	8.48	8.78	4.39	1.64	6.03	0.59
D19_Malpais de Cutzarondiro	-101.4795	19.1988	Verma, S. P. (2004)	61.04	0.9	17.52	5.28	0.1	2.9	5.97	4.23	1.7	5.93	0.27

Tabla 8. Elementos menores y traza compilados de 23 edificios volcánicos dentro de la Región Volcánica Zirahuen-Yoricostio-Jorullo. Autores: **1.** Blatter, D. L. (2010); **2.** Cardona, S. (2015); **3.** Carmichael, I. S. E. (2006); **4.** Chesley et al. (2002); **5.** Hasenaka y Carmichael (1985); **6.** Hasenaka, T (1994); **7.** Luhr & Carmichael (1985); **8.** Richter, K. (2002); **9.** Verma, S. P. Hasenaka, T. (2004)

Nombre	Longitud	Latitud	Autor	Rb	Ba	Sr	V	Cr	Ni	Zr	Sc	Cu	Nb	Be	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Er	Yb	Li	B	Co	Zn	Ga	Y1	Cs	Pr	Tb	Ho	Tm	Lu	Hf	Ta	W	Au	Tl	Pb	Th	U		
D2_Mesa Agua Caliente	-101.8300	18.9400	1	0	0	0	226	295	190	145	0	38	13		43	57	31	5	0	0	0	0	0	0	0	0	104	20	24	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
D5_C. San Isidro	-101.4303	19.5190	2	27	597	0	192	340	130	138	20	0	7.7	0	32.9	62.8	28	5	1	4	3	0	0	0	0	30	0	0	15.4	0.8	7.25	1	1	0	0.212	0	0	0	0	0	6	2.6	0.85		
D5_c. Yuretzi	-101.4865	19.4532	2	20	383	0	201	160	61	112	22	0	3.2	0	19.1	40.4	22	4	1	3	3	0	0	0	0	26	0	0	15.6	0.9	5.42	1	1	0	0.227	0	0	0	0	0	5	2.35	0.76		
D5_C. La Yerbabuena	-101.4051	19.5161	2	23	633	0	164	220	98	130	20	0	3.8	0	24.1	50.1	26	5	1	4	3	0	0	0	0	28	0	0	17.5	0.6	6.45	1	1	0	0.236	0	0	0	0	0	1	2.91	1.01		
D5_C. Los Puercos	-101.4324	19.4571	2	34	616	0	125	260	163	123	13	0	4.7	0	22.1	43	23	4	1	3	2	0	0	0	0	22	0	0	12.6	1.5	5.59	0	0	0	0.166	0	0	0	0	0	6	2.84	0.9		
D5_C. La Trampa	-101.3750	19.4358	2	31	478	0	152	100	42	121	17	0	5	0	15.3	29.7	16	4	1	3	3	0	0	0	0	18	0	0	13.9	1.1	4.1	0	0	0	0.189	0	0	0	0	0	5	2.19	0.85		
D5_C. La Yerbabuena	-101.4051	19.5161	2	43	557	0	95	30	19	110	10	0	3.3	0	15.4	28.8	14	3	1	2	2	0	0	0	0	11	0	0	11.7	2.7	3.64	0	0	0	0.161	0	0	0	0	0	9	3.53	1.47		
D5_C. Lagunillas	-101.4157	19.5480	2	32	407	0	71	20	11	98	10	0	2.5	0	12.3	25.2	13	3	1	2	2	0	0	0	0	10	0	0	9.8	1.6	3.13	0	0	0	0.135	0	0	0	0	0	6	2.55	0.63		
D2_La Pilita	-101.7290	18.9447	3	0	0	0	0	303	182	156	0	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
D2_Mesa Agua Caliente	-101.8380	18.9383	3	0	0	0	0	306	189	150	0	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
D2_La Pilita	-101.7447	18.9310	3	0	0	0	0	329	221	183	0	0	0		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
D2_La Pilita	-101.7241	18.9394	4	24	1543	2714	170	343	199	178	0	84	17		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	38	139	0	13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14	7	0	
D2_Mesa Agua Caliente	-101.8400	18.9400	5	26	448	787	201	331	224	155	0	54	17		36	59	28	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	109	14	22	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	0	
D9_C.El Cuije	-101.54	19.2400	5	5	200	391	157	473	186	79	0	24	0		12	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	68	18	18	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

