



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOLOGÍA

“Geocronología, petrología y rasgos tectónicos de los batolitos en la región de Puerto Escondido, Oaxaca”

T E S I S

Que para optar por el grado de:
Maestra en Ciencias de la Tierra

Presenta:

Samantha Yahel García Hernández

Director de Tesis:

Dr. Dante Jaime Morán Zenteno
(Instituto de Geología, UNAM)

Miembros del Comité Tutor:

Dr. Gustavo Tolson Jones (Instituto de Geología, UNAM)
Dr. Enrique González Torres (Facultad de Ingeniería, UNAM)
Dr. Luigi Solari Lovati (Centro de Geociencias, UNAM)
Dra. Laura Mori (Facultad de Ingeniería, UNAM)

Ciudad Universitaria, CDMX, marzo de 2021



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.

Investigación realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN104217.

Agradezco a la DGAPA-UNAM la beca recibida.

AGRADECIMIENTOS

En agradecimiento al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo de la beca durante mis estudios de maestría.

A mi director de tesis, Dante Morán. Por su completo apoyo durante la realización de este trabajo.

A Hermes García, gracias por tu paciencia infinita y ayudarme desde el día uno.

Gracias nuevamente a ambos por los frecuentes debates sobre el trabajo, por su compromiso con esta tesis y por forjar una buena amistad.

A los miembros de mi comité jurado: Laura Mori, Gustavo Tolson, Enrique González y Luigi Solari por revisar mi trabajo y enriquecerlo con su conocimiento. Gracias particularmente a Gustavo por sentarse conmigo al microscopio y compartirme su conocimiento.

A la Dra. Barbara Martiny por su dedicación y compromiso con este proyecto, por acompañarnos durante las jornadas de campo y por las discusiones que lograron enriquecer este trabajo.

Al Dr. Mariano Elias por la constante enseñanza durante mi estadía en el Instituto de Geología.

A Alberto Vázquez por la acertada revisión de este trabajo. Gracias por tus comentarios y observaciones.

A Giovanni Sosa por sus comentarios, consejos y apoyo sobre este trabajo.

A Eddie, Marisa y Fabián por su compañía durante las jornadas de campo. Su apoyo, caminatas, discusiones, observaciones y comentarios fueron muy importantes en este trabajo.

A Brand E&M por la realización de las numerosas láminas delgadas.

Al Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM) por la realización de análisis de elementos mayores.

A la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu y el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) por el análisis de elementos traza.

Al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) por apoyarme en la obtención de los datos isotópicos. A Teodoro por toda su disposición a ayudarme en todo momento durante este trabajo.

Al Dr. Carlos Ortega por la hospitalidad en el Centro de Geociencias y por su apoyo en los fechamientos de circones en el LEI.

Al Ing. Carlos Linares por su ayuda para realizar las mediciones de la microsonda electrónica en el Laboratorio Universitario de Petrología (LUP).

Al Quím. Iván Puente de la Unidad de Servicios de Apoyo a la Comunidad y a la Industria (USAI), Facultad de Química por su completa disposición y ayudarnos al recubrimiento de muestras con grafito.

ÍNDICE

RESUMEN	i
ABSTRACT	ii
I. INTRODUCCIÓN	1
Objetivo	3
Área de estudio	4
Metodología	6
II. MARCO TEÓRICO	7
Evolución del magmatismo en la corteza	7
<i>Transporte de magmas y mecanismos de formación de reservorios magmáticos</i>	9
<i>Formación de batolitos</i>	10
Rocas graníticas y clasificación	11
Deformación de la corteza y rocas graníticas	11
<i>Reología y deformación</i>	11
<i>Reología de la litósfera</i>	13
Zonas de cizalla y rocas de falla	15
III. MARCO GEOLÓGICO	18
Provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS)	18
Basamento de los intrusivos Puerto Escondido-Huatulco	20
<i>Complejo Oaxaqueño</i>	21
<i>Complejo Juchatengo</i>	23
<i>Complejo Xolapa</i>	23
<i>Metamorfismo, migmatización y eventos de deformación del Complejo Xolapa</i>	25
<i>Pulsos magmáticos en el Complejo Xolapa</i>	26
Truncamiento de la margen continental	27
<i>Características y evolución del bloque Chortís</i>	27
<i>Erosión por subducción</i>	28
Magmatismo cenozoico en el transecto Pinotepa Nacional-Salina Cruz	29
Zonas de cizalla del sistema La Venta-Juchatengo-Chacalapa-Tonalá	31
RESULTADOS	33
IV. ANÁLISIS PETROGRÁFICO-ESTRUCTURAL: MICROTEXTURAS Y DEFORMACIÓN	36
4.1. Petrografía	36
Batolitos cenozoicos	36
<i>Batolito Colotepec</i>	36
<i>Batolito Pochutla</i>	44

<i>Diques anfibolíticos</i>	48
<i>Granitoides paleozoicos</i>	54
<i>Unidades metamórficas</i>	58
4.2. Geología estructural: zonas de cizalla y deformación	63
<i>Deformación dúctil en el área de estudio</i>	65
<i>Deformación frágil en el área de estudio</i>	68
V. GEOCRONOLOGÍA	71
Batolito Colotepec: Mioceno temprano	71
Batolito Pochutla: Oligoceno	77
Granitoides Paleozoicos	79
Roof Pendant Precámbrico	84
VI. GEOQUÍMICA E ISOTOPIA	86
Elementos mayores	86
Elementos traza y tierras raras (REE)	88
Isótopos de Sr y Nd	91
VII. CONDICIONES P-T-fo₂ DE CRISTALIZACIÓN	93
Batolito Pochutla	93
<i>Química mineral: anfíbol</i>	93
<i>Termobarometría</i>	96
Batolito Colotepec: termobarometría	97
Oximetría de los batolitos cenozoicos	97
VIII. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	99
Rasgos petrográficos de los batolitos cenozoicos del transecto Puerto Escondido-Huatulco	100
Zonas de cizalla: microtexturas y condiciones de la deformación	102
Sobre las características geoquímicas	104
Análisis e implicaciones de la geocronología U-Pb en circones individuales:	
pulsos magmáticos en el área de estudio	107
Condiciones de emplazamiento y exhumación	109
<i>Sobre la construcción de los batolitos y la fuente magmática</i>	109
<i>Sobre las condiciones P-T de emplazamiento</i>	113
<i>Tasas de enfriamiento y exhumación</i>	113
Remoción de la margen continental	116
<i>Patrones de migración y extinción del magmatismo</i>	116
<i>Desplazamiento del bloque Chortís y erosión por subducción</i>	116
Conclusiones	121

Índice de figuras

<i>Figura 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio. Se marcan las principales vías de acceso, así como el camino de terracería por el que se describió la sección Colotepec. En rojo se enmarca el área de estudio.</i>	5
<i>Figura 1.2. Síntesis de la metodología realizada durante este trabajo.</i>	6
<i>Figura 2.1.A) Modelo de generación de magmas silíceos, modificado de Annen et al. (2006). B) Se muestran las distintas geometrías propuestas para describir los batolitos, modificado de Annen et al. (2015). 1) modelo del big magma tank de Glazner et al. (2004) 2) Se considera una esfera como la representación más simple de una cámara magmática. 3) Plutones con raíces profundas emplazadas verticalmente a través de la corteza (Jagoutz y Schmidt, 2012; Paterson et al., 2011). 4 y 5) Los plutones presentan formas tabulares como resultado del amalgamamiento de “capas” de magma y que son alimentados por diques (Menand, 2008). Las láminas de magma pueden mantener una orientación sub-horizontal en forma de embudo (Tibaldi y Pasquarè, 2008).</i>	8
<i>Figura 2.2. Modos de recristalización dinámica desde condiciones de baja T y altas tasas de deformación a alta T y baja tasa. A) desarrollo de bulging. B) subgrain rotation. C) grain boundary migration. Modificado de Passchier y Trouw, (2005).</i>	13
<i>Figura 2.3. Estratificación reológica de la litósfera. A) Al incrementar la magnitud de los esfuerzos diferenciales (sd) conforme la profundidad, la respuesta del cuarzo, feldespato y olivino será distinta. La línea azul representa la dureza y la respuesta frágil de cada mineral, mientras que cada línea a color define la respuesta cristal-plástica. B y C muestran un perfil hidratado y seco, respectivamente. B) división de la litósfera en manto, corteza inferior, media y superior. C) división de la corteza de acuerdo con el tipo de régimen que predomina. Pueden observarse tres transiciones dada la respuesta mecánica de cada mineral. Modificado de Fossen y Cavalcante, (2017).</i>	14
<i>Figura 2.4. Facies de las zonas de cizalla de acuerdo con el desarrollo de mecanismos de deformación del Qz y Fds. Modificado de Fossen y Cavalcante, (2017).</i>	16
<i>Figura 3.1. Ubicación de la provincia geológica de la Sierra Madre del Sur respecto a la Faja Volcánica Transmexicana. Distribución de las rocas volcánicas y plutónicas que la componen. En el recuadro verde se señala el área de estudio. Modificado de Morán-Zenteno et al. (2018).</i>	19
<i>Figura 3.2. Terrenos tectonoestratigráficos del centro y sur de México. Modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (2018).</i>	21
<i>Figura 3.3 A) Posibles trayectorias del Bloque Chortis considerando los modelos A o B. B) Esquema de migración del punto trile TTF en el tiempo de acuerdo con el modelo A. Modificado de Ferrari et al. (2014).</i>	30
<i>Figura 4. Mapa geológico propuesto para el área de estudio que abarca desde Puerto Escondido hasta Huatulco. Se tomó como base la carta geológica del Servicio Geológico Mexicano, asimismo se presentan las litologías identificadas por la presente autora, así como las definidas en investigaciones previas. Los tres transectos principales por los que se trabajó se delimitan mediante un polígono blanco: 1) Colotepec, 2) Valdeflores y 3) Tonameca. También se indica la sección geológica realizada mediante la línea A-A'. La ubicación de las muestras se puede consultar en la sección de anexos, sin embargo, únicamente se muestran en este mapa las colectadas en las inmediaciones de Cosoltepec, San José Chacalapa y Huatulco.</i>	35
<i>Figura 4.1. Clasificación modal de los batolitos Colotepec y Pochutla de acuerdo con el diagrama QAP de Streckeisen (1976).</i>	37
<i>Figura 4.2. A) Fragmentos migmatíticos se observan a modo de roof pendants incorporados en el Batolito Colotepec. B) El batolito desarrolla una fuerte foliación milonítica debido a la localización de la deformación causada por una zona de cizalla. C) Se observaron numerosos planos de fracturas y fallas que, en este caso, siempre cortan la foliación cristal-plástica. D) Dique de composición anfibolítica que intrusión al Batolito Colotepec. Pueden observarse planos de foliación paralelos a la dirección de emplazamiento. E, F y G) Muestras de mano representativas de este intrusivo. En E) el contenido de ferromagnesianos llega a proporciones mayores que el resto, aunque su composición modal QAP sigue siendo granítica.</i>	38

Figura 4.3. A) Textura general del Batolito Colotepec. Se observan contactos rectos entre el Qz y el Kfs. Asimismo, destaca la presencia de un cristal de alanita maclado de casi 100 μm de largo. La Bt es la única fase ferromagnésiana presente, aunque su abundancia es muy escasa. B) Cristales de Kfs con tinción donde resaltan parches redondeados de plagioclasa. A la derecha es posible observar cristales de Qz con ligeras texturas de bulging. C) Texturas peritíticas donde cristales de Kfs exsuelven plagioclasa. D) También, se observaron cristales euédricos de alanita. E) Las texturas mirmekíticas están presentes en casi todas las muestras del Batolito Colotepec. F) Fenocristal de Kfs con textura poikilítica. Destaca el desarrollo de macla simple tipo Carlsbad. G) Algunos oikocristales enmascaran el maclado debido a una marcada extinción ondulante. H) Es posible observar cristales poikilíticos de Kfs inmersos en los cristales de Kfs de mayor tamaño. 40

Figura 4.4. Se presenta un mapa esquemático que muestra la variación de la intensidad de la deformación en las muestras del Batolito Colotepec en función de la presencia de las zonas de cizalla del Sistema Chacalapa. En flechas amarillas se indica el sentido del incremento de la deformación. En este mismo sentido la foliación en las muestras se acentúa. No obstante, cabe mencionar que todas las muestras se ven afectadas por este sistema de fallas. A) Granitoides con deformación incipiente se caracterizan por ausencia de foliación. Se observan contactos aparentemente en equilibrio, además de que la textura magmática original permanece relictas. B) Las protomilonitas tipo I comienzan a desarrollar foliación y porfiroclastos, aunque el porcentaje de matriz permanece bajo. C) La foliación es más intensa y está definida por la alineación de bandas de cuarzo y micas. El cuarzo activa mecanismos de deformación cristal-plásticos como bulging, aunque predomina la rotación de subgrano. D y E) Mecanismos de deformación en los granitoides con deformación incipiente. D) Presencia de cuarzos con extinción ondulante debido a la formación de dislocation walls. E) Maclas de deformación en plagioclasas. F) Foliación de micas y cuarzos. Formación incipiente de ribbons de cuarzo con extinción ondulante en las protomilonitas tipo II. 43

Figura 4.5. Características principales de los afloramientos del Batolito Pochutla. A y B) Exposición fresca del batolito donde se aprecia la estructura masiva, aunque con algunos planos de fracturas. C) Enclaves máficos holocristalinos con formas alargadas y ovaladas. Textura en muestra de mano: fanerítica holocristalina y mesocrática. D) Muestra de composición granodiorítica colectada en las inmediaciones de la localidad de Huatulco. En principio corresponde al Batolito Huatulco definido previamente por Tolson, (1998); aunque en el presente trabajo se propone una extensión de este cuerpo hacia el oeste como parte del Batolito Pochutla. E y F) Textura fanerítica de grano medio a grueso y mesocrática. En F destaca cierta foliación mineral. 45

Figura 4.6. Características petrográficas representativas del Batolito Pochutla. A) Textura esquelética de anfíbol en asociación con biotita. En contraste con los cristales de Bt del Batolito Colotepec, estas despliegan hábitos tabulares. B) Cristal poikilítico de anfíbol con inclusiones de titanita esquelética y plagioclasa. Se puede ver que tiene bordes irregulares al contacto con plagioclasa y biotita. Se señalan en flechas rojas algunos cristales de titanita redondeada y esquelética. C) Cristal de plagioclasa anédrica y poikilítica con inclusiones de anfíbol. Desarrolla la típica macla polisintética aunque se ve ligeramente enmascarada por la presencia de extinción ondulante. E) Relación de entrecrecimiento entre titanita y biotita. F) Cristal subédrico y fracturado de alanita. Muestra zoneamiento concéntrico y un ligero borde de epidota. 47

Figura 4.7. Mapa esquemático de las variaciones texturales en el Batolito Pochutla. En la porción oeste las muestras presentan una textura inequigranular debido a la reducción del tamaño de grano del Qz. Estas se encuentran dentro de la franja milonítica de la traza de la Falla Chacalapa Norte. En A y B se puede apreciar la intensidad de la deformación en el cuarzo, el cual activa mecanismos de rotación de subgrano principalmente, así como extinción ondulante. En C y D se muestra el comportamiento de las plagioclasas y biotita con desarrollo de maclas de deformación y estructuras kink, respectivamente. En E se observa un ejemplo de la textura general de las rocas en los sitios indicados por el 2. Esta muestra un desarrollo incipiente de contactos lobados en el cuarzo, sin embargo, no se desarrolla foliación. En F se muestra la textura de las rocas graníticas del Batolito Pochutla. No hay evidencias claras de deformación y presentan una textura holocristalina equigranular. 49

Figura 4.8. A) Diques máficos de edad cenozoica metamorfizados en facies de anfibolita alta intrusionan al Granitoide Carbonífero. Se puede observar el grado de fracturas en ambas unidades. B) Acercamiento a la textura de los diques donde se observan tanto planos de foliación como de fracturamiento. C) Al centro se observa mayoritariamente un dique que intrusiona al Complejo Xolapa mediante un sistema de fallas que es marcado en flechas rosas. Sobre los planos pueden reconocerse evidencias de falla como la presencia de salbandas, sin embargo, no fue posible determinar su sentido. En asociación con el dique, se pudieron reconocer fragmentos graníticos con características de deformación similares al dique, por lo que se interpreta que la intrusión ocurrió en conjunto. D) Muestra de mano de las anfibolitas donde puede verse la textura afanítica y melanocrática con porciones verdosas debido a la epidotización. E) Dique pérmico melanocrático intrusiona al Granitoide Pérmico Colotepec, en particular, este dique presenta una textura desmembrada. F) Muestra de mano de la porción granítica asociada al dique, donde son claras las bandas de pseudotaquilitas.

51

Figura 4.9. Microtexturas representativas de los diques cenozoicos. A) Foliación nematoblástica definida por la orientación preferente de cristales de anfíbol. Contiene minerales opacos que pueden ser ilmenita y/o magnetita. Se indica en rojo la dirección de la foliación. B) Textura nematoblástica de una anfibolita de grano medio. En esta muestra las evidencias de deformación cristal-plástica son escasas. C) Entre los planos de foliación el cuarzo desarrolla texturas de GBM posiblemente causadas por procesos de recristalización dinámica. D) Texturas glomeroporfidicas de cuarzo y dos tipos de anfíbol: actinolita y hornblenda. E) Textura de retrogresión a facies de esquisto verde en las anfibolitas. F) Desarrollo de coronas de titanita sobre núcleos de rutilo. G) Se observan vetas de pseudotaquilitas que atraviesan y cortan la foliación previa. H) Acercamiento a las pseudotaquilitas. Están compuestas por una matriz de vidrio que contiene fragmentos angulosos de minerales de la roca encajonante.

53

Figura 4.10. Texturas principales del Granitoide Carbonífero. A) Cristales anédricos de plagioclasa con fracturamiento y desarrollo de maclas de deformación. Se observan sericitizadas y con crecimiento de muscovita al centro. B) El cuarzo presenta texturas de recristalización dinámica como SGR y GBM, que se observa principalmente en la porción centro-derecha de la imagen. En cambio, hacia el centro-izquierda los contactos entre los cuarzos son de tipo poligonales.

55

Figura 4.11. Rasgos principales del Granitoide Pérmico Colotepec. A) Localidad tipo de esta unidad, se observa el claro desarrollo de planos de fracturas así como la numerosa intrusión de diques aplíticos. B) Muestra de mano del granitoide donde se puede apreciar la textura foliada que presenta. C) Ensamble mineralógico que compone la unidad. Es frecuente la presencia de titanita en asociación con biotita y anfíbol. D) Anfíbol poikilítico con cristales de cuarzo redondeado. E) Titanita anédrica con bordes redondeados se encuentra en asociación con anfíbol euédrico y biotita cloritizada. F) Planos de foliación del granitoide con titanitas anédricas orientadas con los planos.

57

Figura 4.12. Tectonita L > S desarrollada en el Granitoide Pérmico Chacalapa. A) Muestra de mano: roca fanerítica de grano fino. B y C) Estructura a escala de afloramiento donde predomina el desarrollo de lineación respecto a foliación. D) Fotomicrografía de la muestra: cristales orientados de anfíbol, cuarzo policristalino y biotita. Puede observarse la textura equigranular aunque alotriomórfica.

58

Figura 4.13. Características macro y microscópicas del terreno Oaxaqueño en el área de estudio. A) Se identificaron roof pendants migmatíticos que evidencian la relación de intrusión que guardan con el Batolito Colotepec. B) Afloramiento principal de las migmatitas con un fuerte desarrollo de dominios leuco y melanocráticos. En algunas porciones crecen cristales y bandas centimétricas de epidota. C y D) Fotomicrografías en luz paralela y nicoles cruzados de la muestra Sy-49 que presenta una foliación nemato-lepidoblástica con cristales tabulares de anfíbol y biotita. Pueden verse cristales de cuarzo orientados paralelos a la foliación cuyos contactos entre sí son rectos e incluso forman ángulos a 120°. E-H) Fotomicrografías de las rocas metamórficas asociadas al Complejo Xolapa. E) Composición y textura de las migmatitas anfibolíticas. F) Titanita granular en asociación con anfíbol (hornblenda) en las migmatitas. G) Esquisto de biotita con silimanita. H) Roca holocristalina cuarzo-feldespática con granate asociada a una metapelita. I-L) Fotomicrografías de los hornfels identificados en el área de estudio. I y J) Afloramientos principales donde es posible observar el bandeamiento que presenta a mesoescala, así como la foliación derivada de la deformación por cizalla. K) Textura foliada con dominios de grano grueso. L) Formación de bandas de cuarzo recristalizado.

60

Figura 4.14. Se presentan los estereogramas obtenidos a partir de datos de rumbo y echado de la foliación milonítica colectados en las zonas de cizalla, así como de lineaciones minerales. Las redes utilizadas son equiareales de Schmidt. En cada diagrama se especifica la muestra de donde se tomaron los datos, asimismo se marca en rojo el plano promedio de los datos y también se proporciona su orientación. Se presenta la orientación de las lineaciones medidas en algunas muestras. Los gráficos se acomodaron de acuerdo a la zona de cizalla donde fueron colectados. La Falla Chacalapa Norte se indica con números con fondo blanco, la Falla Chacalapa con números en fondo verde y la Falla Chacalapa Sur con fondo amarillo.

64

Figura 4.15. Indicadores cinemáticos principales observados en las zonas de cizalla. A, B y C) Falla Chacalapa Norte. A) se pueden observar bandas micrométricas donde el grado de recristalización de la matriz es casi 85% del total. En la parte inferior se observa un porfiroclasto de feldespato con desarrollo de colas que indican un sentido sinistral. B) indicador tipo delta con sentido izquierdo. C) al igual que los casos anteriores, el sentido sinistral está definido por la formación de peces de mica en esa dirección. D y E) Falla Chacalapa. D) La mayor parte de los indicadores resultan en un sentido sinistral, como el caso de las estructuras piggy back conformadas por cristales de feldespato alcalino. Sin embargo, como en E) se observan también numerosas estructuras de libros rotados que indican un sentido dextral. F y G) Falla Chacalapa Sur. F) las protomilonitas de esta zona de cizalla desarrollan porfiroclastos de feldespato alcalino que forman una estructura sigma que indica también un sentido sinistral. G) estructuras delta y sigma con el mismo sentido.

66

Figura 4.16. A) Hacia la parte norte del Batolito Colotepec, comienza a aumentar la presencia de fracturas y fallas que en algunos casos forman pares conjugados. B) Fotografía del río Colotepec que sigue la traza de la falla que lleva el mismo nombre. C) Falla que pone en contacto al granito Colotepec y al Complejo Xolapa.

68

Figura 4.17. Se presentan los estereogramas de planos de fallas y fracturas colectados en nueve sitios comprendidos en las secciones Colotepec y Valdeflores. De cada grupo de datos se calcularon los planos promedio, los cuales se marcan en color rojo. En aquellos sitios donde existen al menos dos orientaciones distintas, se calculó el ángulo que existe entre ambos planos promedio y se puede corroborar que corresponden a pares conjugados. Al final, se realizó también una roseta con el total de los datos $n=64$ donde se observa una dirección preferencial NW-SE aunque también el par NE-SW tiene abundantes datos

70

Figura 5.1. Mapa de ubicación de las muestras del presente trabajo donde se realizaron fechamientos U-Pb (Tabla A3). Incluye edades recopiladas a partir de la bibliografía realizadas mediante los métodos U-Pb, Rb-Sr y Ar-Ar (Tabla A4).

72

Figura 5.2. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-20. A) diagrama de concordia de Wetherill donde se presentan todos los datos obtenidos. En el zoom se encuentran únicamente los siete cristales con los que se determinó la edad de magmatismo. B) MSWD de estos siete cristales. C) Probability Density Plot. Cada punto azul representa la edad de un cristal, la curva se ajusta de acuerdo con la mayor densidad de datos. En este caso se observa que el pico de la curva coincide con la edad reportada de cristalización. D) Diagrama de REE para los circones de cristalización (negro) y la zona azul representa la composición de antecristales y circones heredados. También se añaden imágenes de catodoluminiscencia de circones con el fin de representar la zona de ablación (punto verde) con la edad que se obtuvo.

74

Figura 5.3. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-33. A) diagrama de concordia de Wetherill donde se presentan todos los datos obtenidos. En el zoom se encuentran los 16 cristales con los que se determinó la edad de magmatismo. B) Diagrama de edad media ponderada. C) Probability Density Plot. En este caso se observa que el pico de la curva coincide con la mayor densidad de puntos y con la edad reportada de cristalización. Sin embargo, cuatro puntos salen notablemente de la curva. D) Diagrama de REE para los circones de cristalización (negro) y la zona azul representa la composición de antecristales y circones heredados donde se observa un ligero patrón de empobrecimiento en las HREE. También se añaden imágenes de catodoluminiscencia de circones con el fin de representar la zona de ablación con la edad que se obtuvo.

75

Figura 5.4. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-47. A) diagrama de concordia de Wetherill donde se presentan todos los datos obtenidos. En el zoom se encuentran únicamente los tres cristales con los que se determinó la edad de magmatismo. B) MSWD de los tres cristales. C) Diagrama de REE donde los patrones negros corresponden a los circones de cristalización, la zona azul representa la composición de los circones precámbricos y finalmente la zona verde corresponde a los circones paleozoicos. En general muestran un enriquecimiento en HREE, aunque algunos circones paleozoicos no muestran la anomalía de Eu. A la derecha se muestran ejemplos de circones con cada punto verde indicando la zona de ablación. Se observan núcleos precámbricos con bordes cenozoicos, núcleos precámbricos con bordes paleozoicos, así como núcleos paleozoicos y bordes cenozoicos, lo cual ilustra la heterogeneidad en las rocas que afloran en el área de estudio.

76

Figura 5.5. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-31. A) diagrama de concordia de Wetherill donde se presentan todos los datos obtenidos. Cabe resaltar la ausencia de antecristales o circones heredados. B) Diagrama de edad media ponderada a partir de 29 datos. C) Probability Density Plot. El pico de la curva coincide con la mayor densidad de datos, y por tanto con la edad reportada de cristalización. Asimismo, en verde se marcan dos edades de enfriamiento mediante Ar-Ar en Hbl, y en rojo edades Ar-Ar en biotita. D) Se muestra el diagrama de REE para los circones de cristalización, así como algunas imágenes de catodoluminiscencia de circones con el fin de representar la zona de ablación con la edad que se obtuvo.

78

Figura 5.6. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-44. A) diagrama de concordia de Wetherill donde se presentan todos los datos obtenidos. Cabe resaltar la ausencia de antecristales o circones heredados. B) Diagrama de edad media ponderada a partir de 28 datos. C) Probability Density Plot. El pico de la curva coincide con la mayor densidad de datos, y por tanto con la edad reportada de cristalización. Asimismo, en verde se marcan dos edades de enfriamiento mediante Ar-Ar en Hbl, y en rojo edades Ar-Ar en biotita. D) Se muestra el diagrama de REE para los circones de cristalización, así como algunas imágenes de catodoluminiscencia de circones con el fin de representar la zona de ablación con la edad que se obtuvo.

79

Figura 5.7. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-48. A) diagrama de concordia de Wetherill donde se presentan todos los datos obtenidos. B) Diagrama de MSWD. C) En el diagrama de PDP se observa un incremento continuo en los datos, donde aparentemente la curva indica dos posibles agrupaciones principales. Sin embargo, se decidió obtener una edad media ponderada del conjunto de datos ya que no existe un cambio significativo entre ellos. D) Diagrama de REE para los circones de cristalización y también se muestran imágenes de circones con la zona de ablación.

81

Figura 5.8. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-43. A) diagrama de concordia de Wetherill donde se presentan todos los datos obtenidos, mientras que en el zoom se encuentran únicamente los cristales con los que se determinó la edad de magmatismo. B) Diagrama de MSWD. C) En el diagrama de PDP se observa un incremento continuo en los datos, donde el pico principal de la curva se ajusta a la edad de cristalización obtenida. D) Diagrama de REE para los circones de cristalización y también se muestran imágenes de circones con la zona de ablación.

82

Figura 5.9. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-27a. A) En el diagrama de PDP se observan dos picos bien definidos para todo el set de datos. Sin embargo, se propone que la edad que mejor representa el evento de cristalización es el más antiguo. B) Diagrama de concordia de Wetherill donde se grafican los 11 datos más antiguos. C) Diagrama de concordia de Wetherill donde se grafican los 12 datos más jóvenes. D) Edad promedio obtenida para el grupo de circones más joven. E) Diagrama de REE donde casi todos los circones muestran patrones homogéneos con enriquecimiento en HREE, así como anomalías negativas de Eu y positivas de Ce. También se añaden algunas imágenes de la catodoluminiscencia de tres circones.

83

Figura 5.10. A) Diagrama de concordia donde se aprecia la afinidad precámbrica de los circones. B) Diagrama de REE donde la mayor parte de los circones muestra enriquecimiento en HREE, así como notables anomalías negativas de Eu y positivas de Ce. No obstante, algunos circones muestran un patrón que carece de dichas anomalías. D) Se muestran algunas imágenes de circones de esta muestra, y se observa que la mayor parte de las edades obtenidas provienen de puntos de ablación en zonas de borde.

84

Figura 6.1. A) Diagrama de clasificación de De la Roche et al. (1980). Se grafican las muestras de los dos batolitos, así como de los diques. B) Diagrama AFM de discriminación entre series toleíticas y calcoalcalinas. C D y E) Diagramas de clasificación de Frost et al. (2001).

87

<i>Figura 6.2. A) Diagrama de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984). B) Diagrama de Whalen et al. (1987) utilizado con el fin de diferenciar entre granitos tipo A y otros (S, I & M).</i>	88
<i>Figura 6.3. Diagrama de tierras raras (REE) para las muestras del área de estudio.</i>	90
<i>Figura 6.4. Relaciones isotópicas iniciales representativas de ambos batolitos y de un dique anfibolítico. Las regiones coloradas representan las composiciones promedio obtenidas a lo largo de los intrusivos de la SMS. Estas se acomodan por edad.</i>	92
<i>Figura 7.1. Ejemplos de cristales de anfíbol seleccionados en las muestras Sy-46 y H-219. Se indica también el número de cristal analizado. En rojo se indican los puntos de análisis de las hornblendas.</i>	94
<i>Figura 7.2. Clasificación de anfíboles de acuerdo con Leake (1997). En ambas muestras, los puntos de análisis utilizados para los termobarómetros concuerdan con la nomenclatura de magnesi-hornblendas. No obstante, uno de los análisis tiende ligeramente a una clasificación tschermakítica. En diferente color se indican los puntos de las muestras Sy-46 y H-219. Asimismo, se añade el número de puntos de análisis utilizados por muestra.</i>	95
<i>Figura 7.3. En el diagrama se muestra la disposición de las cuatro muestras de los batolitos de acuerdo con el buffer NNO. Se observa que todas caen sobre la curva de este buffer.</i>	98
<i>Figura 8.1. En esta figura se muestra el patrón de edades de deformación que se han estimado para las zonas de cizalla del SFC. Se observa que este evento de deformación no homogéneo al menos para esta porción del sur de México.</i>	104
<i>Figura 8.2. Sección geológica esquemática del transecto Colotepec. Se muestra también un acercamiento a la zona principal donde se encuentran los diques anfibolíticos.</i>	112
<i>Figura 8.3. En el diagrama se muestran los cuatro pulsos magmáticos cenozoicos reconocidos en la región de la costa sur de Guerrero-Oaxaca, desde Tierra Colorada hasta Salina Cruz. Cada intervalo de edad está representado por un área de distinto color. En puntos rojos se muestran los fechamientos U-Pb en circón obtenidos en el proyecto del cual forma parte el presente trabajo (Morán-Zenteno et al., 2020 en preparación). También se incluyen los fechamientos U-Pb en circón de trabajos anteriores y se indican en amarillo. A partir de la edad más joven de la región de Tierra Colorada y la más joven de Salina Cruz se obtuvo una tasa de migración de magmatismo de ~23.6 km/Ma.</i>	115
<i>Figura 8.4. Mapas esquemáticos que ilustran espacial y temporalmente la migración del magmatismo de la SMS hacia el SE, así como tierra adentro. A) Magmatismo del Eoceno se identificó en las regiones de Corralero y Xadani con edades entre 56 y 50 Ma. Asimismo, los polígonos ilustran pulsos con edades similares del Eoceno a lo largo de la SMS. B) El evento magmático del Oligoceno que se identificó en el presente trabajo y en regiones aledañas (Ortíz-Olvera, 2019; García-Rodríguez, 2020; Muñóz-Rojas, en preparación) es correlacionable con magmatismo identificado tierra adentro (37-28 Ma; Morán-Zenteno et al., 2018 y referencias incluidas). En esa misma dirección, el magmatismo migra y aparece en la porción central de la FVTM a los 22-19 Ma. Este periodo es contemporáneo con los últimos atisbos magmáticos registrados en la región de Puerto Escondido-Huatulco de 22-20 Ma. C) Las edades más jóvenes de intrusivos identificadas en la región de Salina Cruz comprende un rango de edad entre 17-13 Ma (Ortíz-Olvera, 2019; Pindell et al., 2020) y resultan contemporáneos a diversas manifestaciones volcánicas en la porción central-oriental de la FVTM (Morán-Zenteno et al., 2018). D) La consecuente migración del magmatismo expresa los pulsos más jóvenes a lo largo de la FVTM y en la región de Los Tuxtlas.</i>	119
<i>Figura 8.5. Esquema tectono-magmático para el sur de México donde se muestra el desplazamiento del punto triple trinchera-trinchera-transformante que coincide con la región trasera del bloque Chortís. De manera contemporánea al paso del bloque de Chortís por el sur de México se genera una corteza debilitada que es susceptible a la remoción por erosión por subducción. La incorporación de estos fragmentos corticales genera cambios reológicos en la cuña del manto que se manifiestan en cambios en la geometría de la placa. De esta manera, por detrás del punto triple la placa mantiene una geometría sub-plana mientras que por el frente la placa tiene un ángulo mayor. Como consecuencia, se forma una estructura de tijera por donde se infiere que se asciende magma astenosférico con firmas adakíticas (Ferrari et al., 2014). Asimismo, la migración del punto triple y de la tijera se manifiestan en la migración del magmatismo de la SMS hacia el SE y hacia adentro del continente.</i>	121

RESUMEN

La presencia de batolitos cenozoicos expuestos a lo largo de la margen continental del sur de México representa la erosión y exhumación diacrónica de un arco magmático actualmente extinto, cuya yuxtaposición con la trinchera mesoamericana ha sido objeto de diversas interpretaciones geológicas.

El área de estudio comprende a las litologías expuestas en el transecto Puerto Escondido-Huatulco, el cual exhibe numerosos y conspicuos lineamientos asociados a zonas de cizalla que se orientan de manera paralela a la costa. Dichos lineamientos son una extensión al oeste de la Falla Chacalapa y afectan a todas las litologías que afloran en el área.

En esta región se encuentran dos dominios batolíticos principales de edad cenozoica. Al norte de la Falla Chacalapa Norte se expone el Batolito Colotepec cuya mineralogía lo clasifica principalmente como granito de biotita y presenta un rango de edad U-Pb entre 20.4 y 21.9 Ma. En contraste, al sur de la traza de la Falla Chacalapa Norte afloran granodioritas-tonalitas de hornblenda y titanita asociadas al Batolito Pochutla, cuya edad de cristalización varía entre 25.5 y 32 Ma. Los fechamientos previamente reportados de K-Ar en biotita sugieren tasas de enfriamiento relativamente rápidas de $\sim 620^{\circ}\text{C}$ en un lapso entre 4 y 5 Ma durante el Oligoceno.

Ambos conjuntos plutónicos despliegan un comportamiento típico de magmatismo de arco, de acuerdo con la geoquímica de elementos mayores y traza. En general muestran tendencias calcoalcalinas, así como afinidades magnesianas y metaluminosas. Asimismo, los patrones de elementos traza exhiben enriquecimiento en elementos tipo LIL respecto a los de alto potencial con anomalías negativas en Nb y Ta. Los resultados isotópicos indican que ambos cuerpos presentan cierto grado de contaminación cortical, con valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7044 - 0.7066$, y con relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ entre 0.5123-0.5126. Algunas de las rocas del Batolito Pochutla muestran rasgos particulares como una alta relación Sr/Y y La/Yb. La barometría de Al en hornblenda indica una profundidad de emplazamiento entre 12-14 km para este cuerpo.

Se reconocieron al menos tres franjas miloníticas con orientación preferencial WNW-ESE, donde la principal tiene ~ 3 km de anchura. Los indicadores cinemáticos, así como la foliación milonítica y la lineación son consistentes con un desplazamiento lateral izquierdo. Los mecanismos de deformación observados indican un régimen frágil sobreimpuesto a uno cristal-plástico, lo que sugiere un subsecuente evento de exhumación para la zona de cizalla. Esta franja milonítica muestra evidencia del

emplazamiento sintectónico de los batolitos Pochutla y Colotepec. La edad de la deformación ha sido constreñida previamente entre 29 y 23.7 Ma para la región de Huatulco, mientras que para el transecto de Puerto Escondido-Puerto Ángel se propone una edad entre 20.4 y 32 Ma. La distribución espacio-temporal de estos rasgos sugiere una relación directa con el tránsito del bloque de Chortís durante el Oligoceno – Mioceno, en donde el desplazamiento del bloque produce una corteza debilitada que es susceptible a un proceso de erosión por subducción.

Tradicionalmente se ha considerado a la Falla Chacalapa como el contacto tectónico entre los complejos Oaxaqueño y Xolapa. Sin embargo, la presencia de intrusivos paleozoicos afectados por las zonas de cizalla sugiere que existe un ensamble paleozoico cercano a la región de Puerto Escondido, con lo que se restringe el alcance del Complejo Xolapa hacia el norte.

.

ABSTRACT

The wide exposure of Cenozoic batholiths along the southern continental Mexico coast represents the erosion and diachronic exhumation of a magmatic arc presently removed. Its position juxtaposed to the Mesoamerican trench has been object of numerous geological interpretations.

The study area comprises all lithologies in the transect between Puerto Escondido and Huatulco, southern Mexico. This transect displays a conspicuous record of shear zones parallel to the coast. Cenozoic batholiths, Paleozoic intrusives and Cretaceous-Paleogene metamorphic Xolapa Complex are affected by these regional features, which are related to the Chacalapa Fault.

Data reveal that in this region crops out two main Cenozoic batholithic domains: a granitic-leucocratic unit ranging in age from 22-20 Ma crops out north of North Chacalapa Fault. In contrast, Pochutla Batholith exposes south of North Chacalapa Fault and extends from Puerto Escondido to Huatulco. This granodioritic-tonalitic batholith ranges from 25.5 to 32 Ma. Additional K-Ar ages in biotite indicate a relatively rapid cooling rate about 620°C between 4-5 Ma during Oligocene.

Their geochemical patterns display that of a typical subduction tectonic setting. Major elements show a calcalkaline, magnesian and metaluminous behavior, while trace elements exhibit LILE enrichment respect to HFSE and HREE with Nb-Ta negative anomalies. Isotopic composition $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)} = 0.7044 - 0.7066$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ entre 0.5123-0.5126 suggest a strong cortical influence during evolution of magmas. Additionally, two samples from Pochutla Batholith exhibit distinct features such as high Sr/Y and La/Yb. Al-in-hornblende barometry from granodiorites indicate an emplacement depth about 12-14 km.

At least three discontinuous WNW-ESE trending shear zones were recognized, the main about 3 km wide. Kinematic indicators and mylonitic foliation are consistent with left-lateral displacement. Deformational mechanisms show a crystal-plastic regime overprinted by fragile deformation suggesting the exhumation of the shear zone itself. This shear zone belt shows evidence of the Colotepec and Pochutla plutonic syntectonic emplacement. The age of deformation was previously constrained between 29-23.7 Ma in Huatulco region, while for Puerto Escondido transect, I propose a deformation age between 20.4- 32 Ma. The temporal-spatial distribution of these features suggests a direct relation with the left lateral

displacement of the Chortis block during the Oligocene-Miocene. This movement produce a weakened crust hardly susceptible to a subduction erosion process.

The Chacalapa fault has been traditionally considered as the tectonic contact between Xolapa and Oaxaca Complexes. Nevertheless, the occurrence of Paleozoic intrusives affected by the shear zones suggests the presence of a paleozoic basement near Puerto Escondido region, hence the distribution of Xolapa Complex in this area is restricted northwards.

I. INTRODUCCIÓN

La tectónica de placas es uno de los principales procesos que crean y modifican el relieve de la superficie terrestre. La convergencia entre una placa continental y una oceánica genera una zona de subducción que favorece la ocurrencia de procesos como fusión parcial, magmatismo, metamorfismo, así como eventos de deformación orogénica. Algunos de los factores que determinan la generación y evolución de magmas en estos márgenes involucran la subsidencia de la placa oceánica, el ingreso de sedimentos a la zona de subducción, el aporte de fluidos a la cuña del manto y la evolución e interacción de los magmas en ascenso con la corteza continental. Como consecuencia, estos magmas adquieren características mineralógicas y geoquímicas particulares que los distinguen de otros ambientes tectónicos. Por otro lado, los límites de placas son sistemas dinámicos y temporales que tienden a modificarse y reorganizarse a través del tiempo. En los márgenes convergentes se produce una voluminosa cantidad de material ígneo que favorece la generación de corteza y la formación de continentes (p.ej. [Gómez-Tuena et al., 2018](#)). Asimismo, son zonas de destrucción donde el material se recicla hacia el manto. De esta manera, la remoción del registro geológico que se genera en estas regiones puede ocurrir mediante procesos de erosión tectónica y subsidencia o puede ser encubierto por episodios de vulcanismo y sedimentación ([Arculus et al., 2019](#) y [referencias incluidas](#)). Actualmente, diversas técnicas analíticas permiten reconocer la firma geoquímica del magmatismo de arco inscrita en las rocas. En este sentido, el sur de México representa una región donde el ensamble litológico que lo compone exhibe rasgos tectónicos, geoquímicos y geocronológicos que son resultado de los numerosos procesos que han afectado la evolución de esta provincia geológica.

En México, las rocas que conforman la provincia geológica de la Sierra Madre del Sur exhiben rasgos de una evolución tectono-magmática compleja, caracterizada por diversos episodios de magmatismo y deformación orogénica como resultado de cambios significativos en la geometría e interacción de las placas. En este margen continental aflora de manera casi continua un cinturón plutónico cenozoico con orientación WNO-ESE y que intrusión a los basamentos cristalinos del Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico. Su posición yuxtapuesta a la trincheras Mesoamericana, así como sus características geoquímicas han sido motivo para proponer que dicho cinturón representa las raíces de un arco magmático extinto, cuya región de antearco fue removida durante el Paleógeno-Mioceno temprano. En la actualidad no existe un acuerdo sobre el o los procesos que causaron dicho evento de remoción, sin embargo, predominan dos hipótesis que postulan procesos que pudieron haber sido concurrentes. Por un lado, algunos autores han ligado la presencia de extensas zonas de cizalla lateral y la

migración del magmatismo hacia el SE a los cambios en la cinemática de la placa del Caribe y al desplazamiento de casi 1100 km del bloque Chortís hasta su posición actual (Malfait y Dinkelman, 1972; Pindell y Dewey, 1982; Anderson y Schmidt, 1983). Por otro lado, la presencia de la cuenca de Salina de Tehuantepec con sucesiones sedimentarias del Cretácico superior-Holoceno exentas de deformación y depositadas a lo largo de la supuesta trayectoria de este bloque ha llevado a otros autores (Keppie y Morán-Zenteno, 2005; Morán-Zenteno *et al.*, 2007; Keppie *et al.*, 2009a; Keppie *et al.*, 2012) a considerar que la remoción del antearco fue causada principalmente por un fuerte episodio de erosión por subducción. Cabe mencionar que no se ha descartado la posibilidad de que ambos fenómenos hayan ocurrido en conjunto.

El estudio de la petrogénesis de batolitos se basa en distintos métodos de análisis como la petrografía, geoquímica, isotopía, geocronología, termobarometría, entre otros (p.ej. Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 2009; Ferrari *et al.*, 2014). En la actualidad, algunos de estos métodos han experimentado un gran avance al implementar nuevas técnicas o consideraciones de tipo teóricas que permiten mejorar las interpretaciones petrogenéticas. La geocronología, por ejemplo, emplea el método de fechamiento U-Pb con ablación laser en circones individuales, cuyas edades suelen representar la edad de cristalización de la roca. De esta manera, una de las principales dificultades que impide entender los procesos que han ocurrido en la SMS radica en el escaso número de fechamientos U-Pb realizados en rocas intrusivas y extrusivas que la componen. Aunque en los últimos años ha aumentado el número de investigaciones en esta provincia (p.ej. Morán-Zenteno *et al.*, 2005; Morán-Zenteno *et al.*, 2009; Hernández-Pineda *et al.*, 2011; Morán-Zenteno *et al.*, 2018; Ortiz-Olvera, 2019), así como el número de fechamientos, aún quedan cuerpos intrusivos que no han sido estudiados con detalle. Un ejemplo de lo anterior son los batolitos que se distribuyen entre las localidades de Puerto Escondido y Huatulco, los cuales son el objeto de estudio de la presente tesis.

Con el fin de ampliar el conocimiento sobre los procesos geológicos que pudieron intervenir en la evolución de la margen del sur de México, tales como la extinción del magmatismo, procesos de exhumación y truncamiento de la margen continental, en el presente trabajo se estudiaron dos batolitos cenozoicos, así como su relación con las rocas cristalinas adyacentes. Las litologías presentes en el área se caracterizaron mediante análisis petrográficos y geoquímicos. La edad de cristalización de algunos intrusivos y de la roca encajonante se obtuvo mediante fechamientos U-Pb en circones individuales con la técnica de LA-ICP-MS. Para estudiar la petrogénesis de los batolitos cenozoicos se obtuvieron las concentraciones isotópicas de Sr y Nd y además se calcularon las condiciones P-T de emplazamiento a partir de la química mineral de zircón y hornblenda. Mediante el análisis de imágenes y modelos de relieve fue posible reconocer numerosos lineamientos paralelos a la costa que afectan el área de estudio, los cuales fueron corroborados como largas zonas de cizalla, similar a lo previamente reportado

en el área y en zonas aledañas (p.ej. Tolson, 2007; Keppie *et al.*, 2012). Los plutones estudiados en esta región exhiben zonas de deformación cristal-plástica a la que se le sobrepone una deformación de régimen quebradizo dominado por la presencia de fallas discretas y fracturas. Dado este carácter estructural es imprescindible incluir al inicio de este trabajo una revisión teórica sobre el concepto de deformación y los mecanismos de deformación cuyo análisis permite caracterizar la naturaleza de las zonas de cizalla. Asimismo, las descripciones petrográficas de las litologías del área incluyen el análisis de diferentes indicadores cinemáticos para la determinación de la dirección del movimiento en las mismas.

Objetivo

El objetivo principal del presente trabajo es contribuir con un estudio geocronológico y petrogenético de los batolitos expuestos en el transecto Puerto Escondido-Huatulco, Oaxaca, sur de México. Los resultados obtenidos permitirán inferir tasas de exhumación y velocidades de extinción del magmatismo para este segmento de la margen continental mexicana. Se analizará la naturaleza y disposición de notorios lineamientos presentes en el relieve con la finalidad de comprender la relación que guardan con los segmentos corticales adyacentes, así como con el mecanismo de emplazamiento y exhumación de los batolitos. En conjunto, este trabajo permitirá esbozar un modelo para la evolución tectonomagmática del sur de México durante el Cenozoico.

Para dar sustento a este objetivo general se llevaron a cabo los siguientes objetivos particulares:

- o Realizar una cartografía 1:300 000 a semi-detalle de los batolitos del área e identificar las relaciones de contacto de estos cuerpos con las litologías aledañas.
- o Clasificar a los batolitos mediante el análisis petrográfico y conteo modal.
- o Obtener análisis de elementos mayores que permitan clasificar químicamente los batolitos y realizar mediciones de elementos traza cuyos patrones podrán ayudar a determinar el ambiente tectónico al que pertenecen.
- o Inferir condiciones petrogenéticas a partir de la química y de los isótopos de Sr y Nd.
- o Obtener fechamientos U-Pb en circones individuales mediante LA-ICP-MS para establecer con mayor precisión la edad de cristalización de los batolitos e intrusivos presentes en el área.
- o Hacer cálculos termobarométricos para estimar las condiciones de presión y temperatura de cristalización de los batolitos cenozoicos del área de estudio.

- o Estudiar la naturaleza de la deformación generada en las zonas de cizalla a partir de las observaciones petrográficas y mediante análisis estructurales de foliaciones, lineaciones, fracturas y fallas. También, se fijó como objetivo determinar la cinemática de estas regiones de acuerdo con los indicadores observados.

Área de estudio

El área de estudio se localiza en la porción oriental de la Sierra Madre del Sur. Abarca el segmento que comunica las localidades de Puerto Escondido-Santa María Huatulco, al sur del estado de Oaxaca, México. En esta zona se realizaron cinco transectos perpendiculares a la costa. Cubre un área de ~150 x 35 km y está comprendida en las cartas topográficas D14B17, D14B18, D14B19, D14B27, D14B28 y D14B29, de escala 1:50 000 del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI, 1988a, b, c, d y e; INEGI, 1987). Como base para el presente trabajo se tomó la información geológica disponible en las cartas geológico-mineras D14-B18 escala 1:50 000D, la D14-3 escala 1:250 000, y la carta estatal del estado de Oaxaca de escala 1:500 000 del Servicio Geológico Mexicano. La principal vía de acceso es la carretera federal México-200 que corre de manera paralela a la costa y conecta las ciudades de Acapulco y Salina Cruz. Para acceder a los transectos N-S que se realizaron se deben tomar los caminos que, de oeste a este, llevan a las localidades de Santa María Colotepec, San Bartolomé Loxicha, San Agustín Loxicha, Santa María Tonameca y San Pedro Pochutla. Los tres últimos caminos entroncan con la carretera federal México-175 con dirección a la ciudad de Oaxaca (Figura 1.1). El camino que lleva a la localidad de Colotepec corresponde a un segmento del proyecto de la carretera nueva con destino a Oaxaca de la Secretaría de Comunicaciones y Transportes (SCT). En esta carretera se dejaron expuestos afloramientos frescos con los que se trabajó en el presente trabajo.

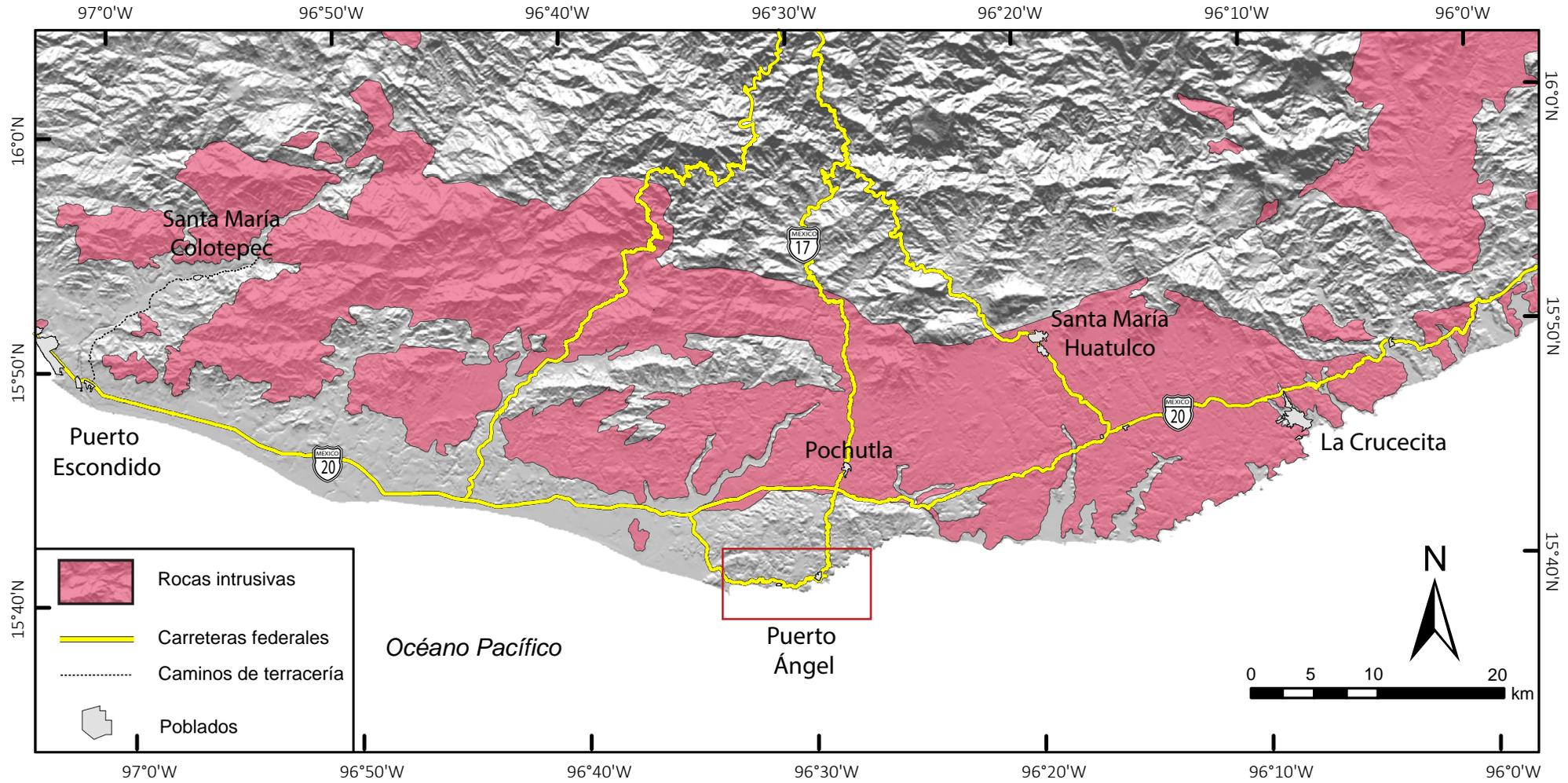


Figura 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio. Se marcan las principales vías de acceso, así como el camino de terracería por el que se describió la sección Colotepec. En rojo se enmarca el área de estudio.

II. MARCO TEÓRICO

*“Panta Rhei”
Heraclito*

La corteza continental constituye cerca del 40% de la superficie de la Tierra. Su construcción y evolución se encuentran íntimamente ligadas a la dinámica de procesos magmáticos, así como la tectónica juega un papel importante en el reciclaje y aporte de material cortical (Hawkesworth *et al.*, 2010). Aunque presenta una composición promedio de andesita a dacita, la fusión parcial de rocas máficas y su consecuente diferenciación le conceden un perfil vertical estratificado. La corteza inferior está dominada por acumulados máficos y rocas en facies de granulita, mientras que hacia la corteza media y superior abundan rocas de composición granítica (Annen *et al.*, 2006). Para entender mejor la manera en que se forma la corteza continental resulta importante comprender los mecanismos de generación y emplazamiento de magmas silícicos, lo cual es posible mediante el estudio de rocas plutónicas y batolitos expuestos superficie.

Evolución del magmatismo en la corteza

La estructura y las propiedades reológicas de la corteza definen la manera en que se generan y emplazan los magmas. La formación de magmas silícicos se ha atribuido principalmente a dos procesos: 1) diferenciación a partir de magmas máficos y 2) fusión parcial de rocas corticales preexistentes. De acuerdo con estudios geofísicos y modelos numéricos, se ha propuesto que ambos procesos ocurren en conjunto ya que existen fuertes limitaciones para que sucedan como procesos únicos (Annen *et al.*, 2015). Annen *et al.* (2006) y Annen *et al.* (2015) coinciden en que la corteza superior corresponde a una región de “acumulación magmática”, mientras que los procesos de diferenciación ocurren principalmente en la corteza inferior (Figura 2.1A). La continua inyección de magmas basálticos eventualmente genera una región rica en volátiles denominada “*deep crustal hot zone*”; a partir de estos magmas máficos pueden formarse magmas más evolucionados si ocurren procesos de cristalización fraccionada, asimilación y fusión parcial de la corteza (AFC; De Paolo, 1981). Adicionalmente, los fundidos residuales y corticales al interactuar pueden experimentar procesos de MASH (*mixing, assimilation, storage and homogenization*; Hildreth y Moorbath, 1988). La composición de los magmas derivados se verá controlada por las condiciones de temperatura y relaciones de fase del magma parental, que a su vez están en función de parámetros como la cantidad de agua disuelta, presión y los mecanismos de segregación cristal-fundido (Annen *et al.*, 2015).

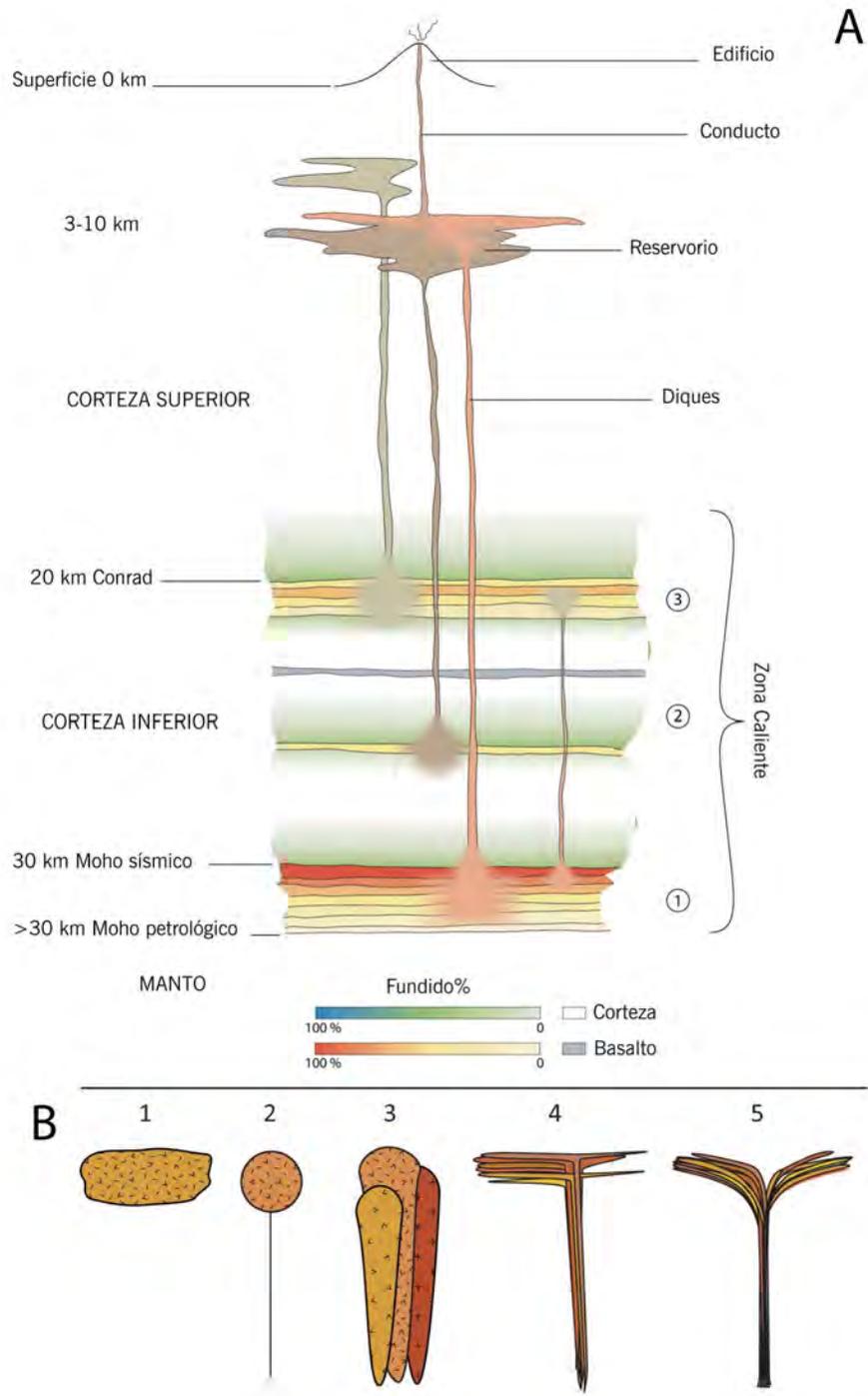


Figura 2.1.A) Modelo de generación de magmas silícicos, modificado de Annen et al. (2006). B) Se muestran las distintas geometrías propuestas para describir los batolitos, modificado de Annen et al. (2015). 1) modelo del big magma tank de Glazner et al. (2004) 2) Se considera una esfera como la representación más simple de una cámara magmática. 3) Plutones con raíces profundas emplazadas verticalmente a través de la corteza (Jagoutz y Schmidt, 2012; Paterson et al., 2011). 4 y 5) Los plutones presentan formas tabulares como resultado del amalgamamiento de "capas" de magma y que son alimentados por diques (Menand, 2008). Las láminas de magma pueden mantener una orientación sub-horizontal en forma de embudo (Tibaldi y Pasquare, 2008).

Transporte de magmas y mecanismos de formación de reservorios magmáticos

Un **sistema magmático** se conforma por tres dominios principales: magma, *mush* y rocas encajonantes en estado *supra* y *sub-solidus*. Un sub-dominio de estos sistemas lo conforman los **reservorios magmáticos** definidos como una porción de roca parcial o totalmente fundida con proporciones variables de fundido, cristales y volátiles; que además se encuentra por encima del solidus (Sparks *et al.*, 2019). Los reservorios a su vez se diferencian de acuerdo con la fase predominante. Un reservorio donde abunda la fase cristalina se denomina *mush*. En este caso los cristales conforman un entramado que permite al fundido distribuirse únicamente por los intersticios. En contraste, un reservorio con una fase fundida predominante puede definirse como *cámara magmática*.

Las propiedades físicas y reológicas de las tres fases presentes en los reservorios son variables, de tal manera que las escalas de tiempo en las que estos operan varían desde miles de años que es lo que tardan en formarse, hasta segundos para detonar una erupción volcánica (Cooper, 2019; Edmonds *et al.*, 2019). En el caso del magma, sus propiedades mecánicas están definidas principalmente por su composición, el contenido de agua disuelta y la temperatura del fundido, así como las proporciones volumétricas y características físicas de los cristales que contiene (Petford, 2003). En términos generales, se considera que los magmas poseen un comportamiento newtoniano a bajas concentraciones de cristales, en cambio a altas concentraciones desarrollarán reologías no-newtonianas. La manera en que los magmas se transportan y emplazan está controlada por las propiedades mecánicas que poseen; sin embargo, éstas pueden sufrir cambios importantes de tal manera que el patrón de ascenso se modifique (Petford, 2003). El transporte de magma a través de la corteza ocurre mediante mecanismos en régimen frágil (sills, diques y lacolitos) o régimen cristal-plástico (diapirismo y “*stoping*”) (Sparks *et al.*, 2019). Los diapiros consisten en cuerpos flotantes de magma que ascienden lentamente a través de una roca encajonante altamente viscosa. En contraste, la manera más eficiente de transportar el magma es mediante diques que permiten el rápido ascenso de material por medio de fracturas, lo cual está fuertemente fundamentado en observaciones sísmicas y petrológicas (Edmonds *et al.* 2019). Para que un dique pueda propagarse hacia la superficie el esfuerzo compresional menor debe ser vertical y la fuerza de flotabilidad debe ser mayor a la suma de las fuerzas circundantes. Asimismo, estos pueden alcanzar una barrera reológica o de esfuerzo que cause una deflexión en su orientación a una sub-horizontal en forma de sills (Annen *et al.*, 2015).

Los modelos numéricos favorecen la idea de que la estructura y los gradientes en las propiedades de la corteza determinan el lugar y el número de veces que se estacionan los magmas durante su transporte. Una corteza somera y fría activará preferentemente propiedades reológicas de régimen frágil; sin embargo, conforme aumenta la profundidad sus propiedades tenderán a ser dúctiles, de modo que los magmas se emplazarán con

mayor facilidad en la corteza inferior que en la superior (Sparks *et al.*, 2019). Tal como lo describen Edmonds *et al.* (2019), los reservorios magmáticos pueden formarse mediante una constante inyección de pulsos magmáticos en la corteza que eventualmente generarán una zona de fusión parcial o *zona caliente*. El tamaño y duración de esta zona dependerá de la tasa de aporte de magma, de tal manera que es necesario que el suministro de calor por advección sea mayor que el perdido por conducción. No obstante, el suministro no debe ser lo suficientemente alto como para incentivar erupciones volcánicas. Estos reservorios magmáticos o “zonas calientes” pueden ocurrir como cuerpos aislados, aunque al añadir un mayor volumen de magma estos pueden formar cuerpos interconectados. Sparks *et al.* (2019) consideran y describen tres mecanismos principales por los que se forman los reservorios magmáticos: intrusiones incrementales, remobilización o “defrosting” y segregación de fundido a partir del *mush*. Se ha sugerido que para formar reservorios de larga vida en la corteza superior es necesario que exista una extensa zona de *mush* de larga vida en la corteza inferior. Cabe mencionar que los gradientes de densidad conllevan a magmas con composiciones más evolucionadas a que se emplacen en niveles corticales más someros (Sparks *et al.*, 2019).

Formación de batolitos

Entre 80 y 90% del magma en la corteza se emplaza de manera endógena, de tal manera que la formación de plutones sea posiblemente el destino final de un reservorio magmático (Edmonds *et al.*, 2019). Un plutón se define como un cuerpo ígneo intrusivo cuyas dimensiones expuestas en superficie va de los 30-100 km². Si el área del cuerpo expuesto es igual o supera los 100 km² entonces se le denomina batolito (Hamilton y Myers, 1967; Lerner y Lerner, 2003; Migón, 2006; Cobbing, 2008; Pitcher, 2012). A pesar de que resulta complicado definir la forma tridimensional de los plutones, existen diversos modelos que han servido para representar la geometría que poseen (Figura 2.1B). Desde los primeros trabajos de Bowen se asumía que la formación de plutones provenía del lento enfriamiento y cristalización de una cámara magmática. Posteriormente, Glazner *et al.* (2004) retoman esta idea para proponer el modelo del “*big magma tank*”. Dado que este modelo está fuertemente cuestionado, sobre todo mediante argumentos geocronológicos, trabajos más recientes tratan de explicar la geometría de plutones mediante dos modelos alternos, los cuales son resumidos en Annen *et al.* (2015). El primero considera los plutones como cuerpos de raíces profundas que se extienden verticalmente a través de la corteza (Jagoutz y Schmidt, 2012; Paterson *et al.*, 2011). El segundo modelo propone que los plutones presentan formas tabulares como resultado del amalgamamiento de “capas” de magma y que son alimentados por diques (Menand, 2008). De acuerdo con datos gravimétricos y de campo (Cruden y McCaffrey, 2001) las láminas de magma pueden mantener una orientación sub-horizontal en forma de embudo (Tibaldi y Pasquarè, 2008).

Rocas graníticas y clasificación

El término “granito” *sensu stricto* se refiere a una roca de textura fanerítica cuya composición mineralógica primaria es de cuarzo + plagioclasa + feldespato alcalino (Gill, 2010). Se ha tratado de clasificar a las rocas graníticas con el fin de abarcar la amplia variedad que existe entre ellas. Inicialmente, la clasificación QAP de Streckeisen (1976) distingue estas rocas de acuerdo con la proporción modal de minerales félsicos, no obstante, la asignación de un nombre no se asocia con su naturaleza y origen tectónico debido a que el mismo ensamble mineralógico puede obtenerse mediante diversos procesos y escenarios. Inicialmente, la propuesta de una clasificación alfabética fue introducida por Bruce Chappell y Allan White (1974) quienes consideran que las diferencias geoquímicas de los granitos reflejan las distintas fuentes de estas rocas. Definen granitos tipo I cuyo origen es la fusión parcial de una fuente ígnea o “infra-cortical”; granitos tipo S cuya fuente es sedimentaria o “supra-cortical”. Adicionalmente, White (1979) añade granitos-M para incluir plutones de arco inmaduros y plagiogranitos asociados a ofiolitas y corteza oceánica (Best, 2013); finalmente, Whalen *et al.* (1987) reporta la presencia de granitos-A (*anorogénicos*) que son producto de la fusión parcial de la porción residual granulítica de la corteza inferior. En contraste con lo anterior, autores como Pitcher (1983; 1997); Pearce *et al.* (1984); Maniar y Piccoli (1989); Barbarin (1990); Frost *et al.* (2001) y Frost y Frost (2008), cambian la perspectiva de la petrología de rocas graníticas y proponen una clasificación basada en su composición de elementos mayores y traza, asimismo, argumentan que estas diferencias serán un reflejo del escenario tectónico del que provienen. En la tabla A1 de los anexos se sintetizan las diferentes clasificaciones tectónicas y geoquímicas propuestas de acuerdo con cada autor.

Deformación de la corteza y rocas graníticas

Reología y deformación

Se define como **deformación** al cambio en la geometría de un cuerpo a partir de un estado inicial a uno final (Van der Pluijm y Marshak, 2004). Suele describirse en términos de sus componentes que son el desplazamiento de cuerpo rígido (traslación y rotación), distorsión (*strain*) y cambio de volumen. En el caso de las rocas, un proceso de deformación es el resultado del conjunto de modificaciones que ocurren a micro, meso y macro-escala. Las condiciones bajo las cuales ocurre dependen de factores externos como la temperatura, presión litostática, esfuerzos diferenciales, presión de poro y tasa de deformación (Fossen, 2010). En cambio, las propiedades mecánicas de las rocas como la mineralogía, composición del fluido intergranular, tamaño de grano, orientación cristalográfica, porosidad y permeabilidad, determinan la manera en la que los materiales se ven afectados.

La *reología* es la ciencia que estudia la respuesta mecánica de las rocas al ser sometidas a algún esfuerzo. Idealmente, éstas pueden comportarse de manera elástica, viscosa o plástica; no obstante, en la naturaleza las rocas tienden a ser heterogéneas y mostrar un comportamiento complejo, lo cual provoca que la deformación no ocurra de una sola manera sino como combinación de las anteriores (Passchier y Trouw, 2005).

En el campo de estudio de la geología estructural es importante distinguir entre la deformación de tipo dúctil o cristal-plástica y frágil. Aunque el uso de ambos términos ha sido ampliamente discutido por los geólogos, una primera definición implica la escala de observación. Rutter (1986) considera la deformación dúctil como aquella donde no hay evidencias macroscópicas de fracturamiento y que exhibe *continuidad* en sus estructuras a cualquier escala; en contraste, la deformación frágil estaría caracterizada por estructuras *discontinuas* (Fossen y Cavalcante, 2017). Otro punto de vista considera que la definición de deformación cristal-plástica y frágil está en función de la presencia de *mecanismos de deformación* (Anexos tabla A2). Al someter una roca a un evento de deformación, ésta puede acumular la distorsión por medio de la activación de ciertos mecanismos (mecanismos de deformación) que le permiten cambiar su estructura interna, forma y/o volumen. Estos ocurren a escala de grano y las texturas que genera se denominan microestructuras (Fossen, 2010; Passchier y Trouw, 2005). En la corteza superior, en condiciones de baja temperatura y alta tasa de deformación las rocas activan mecanismos frágiles como el microfracturamiento, asimismo responden con mayor facilidad a los cambios en la presión. Durante un evento de deformación, los cristales pueden modificar su estructura interna sin necesidad de fracturamiento mediante el movimiento y propagación de *defectos intracristalinos*. Estos pueden ocurrir de manera puntual o lineal, en cuyo último caso se denominan *dislocaciones*. Resulta complicado observar dislocaciones individuales a través del microscopio óptico; sin embargo, si el cristal acumula un mayor número éstas pueden afectar la red y desarrollar propiedades como la extinción ondulante y lamelas de deformación. Tal como se describe en Passchier y Trouw, (2005) el movimiento y re-acomodo de dislocaciones a otros sitios dentro de la red cristalina conlleva a un proceso denominado *reptación de dislocaciones*, cuya presencia define si un cristal activa deformación cristal-plástica. Al incrementar la magnitud de los esfuerzos diferenciales en el cristal, la densidad de dislocaciones aumentará también. En orden de que el cristal reduzca su energía interna producto de la deformación, debe activar mecanismos de *recuperación* o de *recristalización* que le permitan reducir el número de dislocaciones (Passchier y Trouw, 2005). Una manera de reducirlas es agruparlas en planos o paredes que eventualmente separarán al cristal en sub-granos con diferentes orientaciones cristalográficas. Por otro lado, el proceso de recristalización reduce los defectos mediante la movilidad del borde de grano, lo que implica cambios en el tamaño, forma y orientación cristalográfica de minerales del mismo tipo (Figura 2.2). Existen tres modos de recristalización dinámica: *bulging* o migración de borde de grano de baja-T (BLG), *subgrain rotation* (SGR) y migración de borde de grano de alta T (GBM). Al detener el proceso de deformación o reducirlo, el borde del

crystal se modificará de tal manera que pueda reducir su área. Este proceso se denomina *grain boundary area reduction* y típicamente forma agregados policristalinos con una apariencia de equilibrio ya que los contactos entre los cristales forman 120° entre sí.

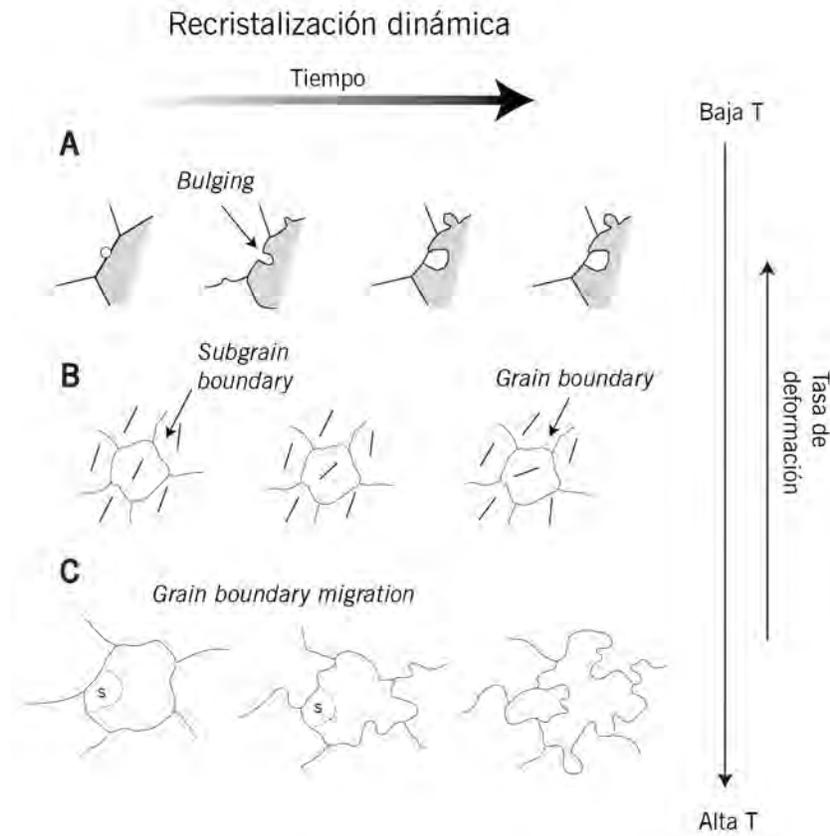


Figura 2.2. Modos de recristalización dinámica desde condiciones de baja T y altas tasas de deformación a alta T y baja tasa. A) desarrollo de bulging. B) subgrain rotation. C) grain boundary migration. Modificado de Passchier y Trouw, (2005).

Reología de la litósfera

La deformación en la litósfera está condicionada por la reología de los minerales que la componen. Mientras que el olivino define la reología del manto superior, el cuarzo y feldespato dominan el comportamiento de la corteza (Fossen, 2010). Al aplicar un esfuerzo, el cuarzo y el feldespato tendrán una respuesta distinta que se resume en la activación de diferentes mecanismos de deformación. En general, el modelo más simple subdivide la corteza en una región superior dominada por mecanismos frágiles, mientras que en la corteza inferior se activan mecanismos cristal-plásticos (Fossen, 2010). La transición entre un régimen frágil y uno dúctil usualmente es gradual y variable de acuerdo con la composición mineralógica, la presión, la temperatura, la tasa de deformación y con la presencia

o ausencia de fluidos. Variar la composición mineralógica a través de la litósfera conlleva a la alternancia de capas con diferencias reológicas, lo que se conoce como *estratificación reológica* (Figura 2.3). La respuesta mecánica del cuarzo resulta compleja ya que está condicionada a la presión de agua que facilita la recrystalización dinámica del mineral (Passchier y Trouw, 2005). El cuarzo activa mecanismos de deformación frágiles a baja temperatura, es decir entre 300-350°C. Aunque comienza a desarrollar texturas *bulging* a los 300-400°C, aún predomina un comportamiento frágil. Entre 400-500°C se vuelve importante el *dislocation creep* evidenciado por la abundancia de texturas de recrystalización como SGR. Finalmente, desarrolla GBM entre 500-700°C. Por encima de los 700°C la recrystalización y disminución de área son predominantes, de tal manera que pueden observarse texturas en aparente equilibrio, así como listones de cuarzo. En contraste, el comportamiento general de los feldespatos exhibe la activación de mecanismos frágiles por debajo de los 400°. Entre 400 y 500°C aún predomina el microfracturamiento aunque comienzan a ocurrir re-acomodos de dislocaciones. La recrystalización en los feldespatos se vuelve importante a los 450-600°C.

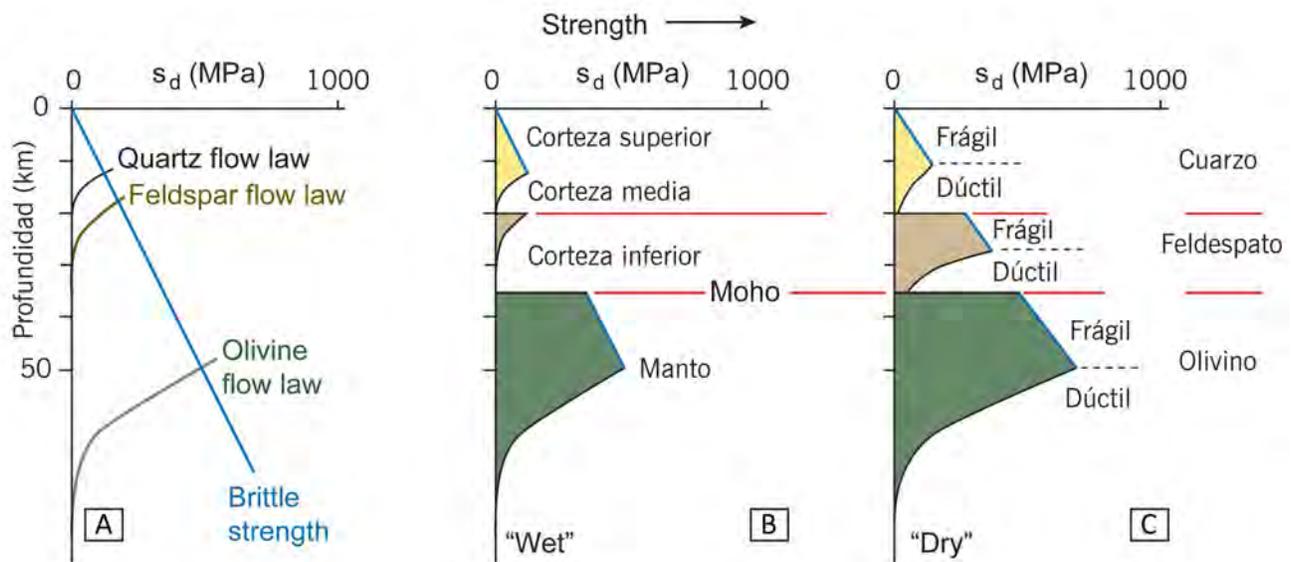


Figura 2.3. Estratificación reológica de la litósfera. A) Al incrementar la magnitud de los esfuerzos diferenciales (s_d) conforme la profundidad, la respuesta del cuarzo, feldespato y olivino será distinta. La línea azul representa la dureza y la respuesta frágil de cada mineral, mientras que cada línea a color define la respuesta cristal-plástica. B y C muestran un perfil hidratado y seco, respectivamente. B) división de la litósfera en manto, corteza inferior, media y superior. C) división de la corteza de acuerdo con el tipo de régimen que predomina. Pueden observarse tres transiciones dada la respuesta mecánica de cada mineral. Modificado de Fossen y Cavalcante, (2017).

Zonas de cizalla y rocas de falla

Una zona de cizalla es una región donde se concentra la deformación, de tal manera que su magnitud en esta zona es mayor que en la roca adyacente o encajonante. Pueden ocurrir a cualquier escala en la litósfera. Son rasgos capaces de determinar el emplazamiento de los magmas, la circulación de fluidos, evolución orogénica e iniciación de zonas de *rift* (Oriolo *et al.*, 2018 y referencias incluidas). Aunque pueden variar de espesor, longitud, orientación, desplazamiento, mecanismos de deformación y/o geometría, se considera que son estructuras tabulares que involucran una componente de cizalla simple y una coaxial (cizalla pura). El desplazamiento en estas zonas ocurre entre dos paredes que fungen como límites o fronteras de la deformación (Fossen y Cavalcante, 2017). Dentro del campo geológico, una zona de cizalla puede aportar información valiosa ya que las estructuras y ensambles mineralógicos que generan registran las condiciones P-T, sentido de desplazamiento y evolución en la que se produce la deformación. Las zonas de cizalla, en particular las de escala cortical (p.ej. Vauchez *et al.*, 2012), pueden permanecer activas por un periodo considerable de tiempo en el cual el material de la falla puede ser exhumado y enterrado en la corteza. En consecuencia, las rocas producidas registrarán las diferentes facies reológicas (Figura 2.4) y condiciones metamórficas que atravesaron (Passchier y Trouw, 2005).

Existen diversas clasificaciones de las zonas de cizalla. Por un lado, se han distinguido entre planares y no planares, es decir, que implican distorsión en dos y tres dimensiones respectivamente (Fossen y Cavalcante, 2017). La segunda distinción las clasifica de acuerdo con los mecanismos de deformación que son dominantes a microescala, ya sea como zonas de cizalla cristal-plásticas donde dominan mecanismos dúctiles como dislocaciones y maclado, así como procesos de difusión; o zonas de cizalla de régimen frágil (fracturamiento, deslizamiento friccional y rotación de grano); aunque, son comunes las zonas que presentan ambos tipos de mecanismos. Una tercera clasificación las separa entre zonas de cizalla dúctil y frágil de acuerdo con la definición de Rutter (1986), es decir, según la continuidad de las estructuras que posee. Por otro lado, Hull (1988) y Mitra (1992) las han clasificado en dos tipos: tipo I son aquellas que se ensanchan con el tiempo resultado de *work-hardening*, es decir que el material de los márgenes se deforma con mayor facilidad que en el interior. El tipo II corresponde a aquellas que se vuelven más estrechas con el tiempo dado que el material del centro se deforma más fácil que en los márgenes.

El crecimiento longitudinal de las zonas de cizalla se produce al acumular desplazamiento, de esta manera tienden a conectarse entre ellas y formar sistemas compuestos o redes (Fossen y Cavalcante, 2017). Así como se ha estudiado previamente en la literatura sobre el crecimiento de fracturas y fallas, para la iniciación y crecimiento de las zonas de cizalla éstas toman las anisotropías de las rocas o de estructuras macroscópicas para comenzar a nuclear. Existen evidencias incluso que a partir de una fractura éstas pueden derivar paulatinamente a zonas de cizalla cristal-plásticas por medio de la activación de mecanismos de deformación dúctiles.

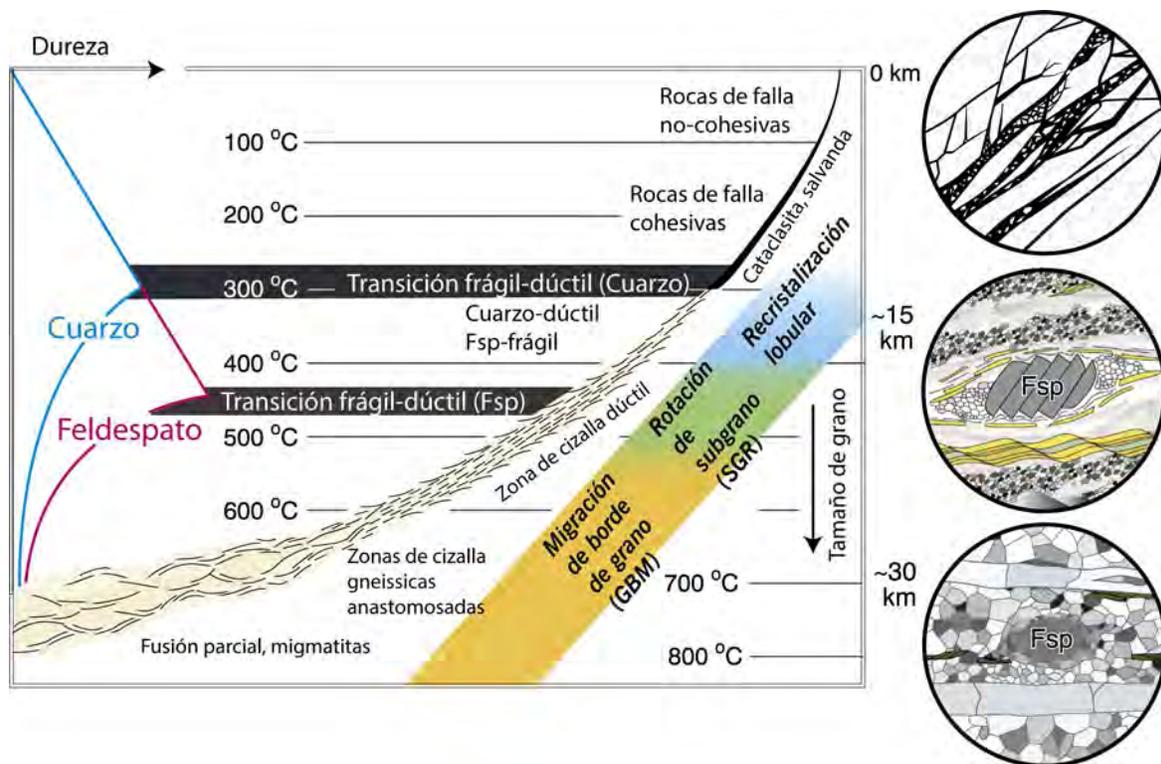


Figura 2.4. Facies de las zonas de cizalla de acuerdo con el desarrollo de mecanismos de deformación del Qz y Fds.

Modificado de Fossen y Cavalcante, (2017).

Las rocas que se generan dentro de una zona de cizalla, independientemente del régimen y/o protolito, se denominan *rocas de falla* (Passchier y Trouw, 2005). Dentro de las rocas de falla de régimen frágil existe una subdivisión entre rocas cohesivas (cataclasitas cohesivas y pseudotaquilitas) y no cohesivas (brechas, cataclasitas no cohesivas y salbanda de falla). En contraste, las milonitas son rocas formadas en una zona de deformación cristal-plástica. Desarrollan una foliación denominada *milonítica*, así como una fuerte lineación. El término proviene del griego “μυλων” usado para describir la apariencia “molida” de la roca. Asimismo, este término se refiere únicamente a la fábrica que desarrolla la roca, sin connotaciones mineralógicas o composicionales. Se han interpretado como rocas fósiles ya que representan zonas de cizalla dúctiles exhumadas (Passchier y Trouw, 2005). Pueden clasificarse de tres maneras diferentes: de acuerdo con el grado metamórfico en el que tuvo lugar la deformación, según el litotipo y mineralogía en la que se ha formado la milonita y de acuerdo con el porcentaje de recrystalización de la matriz respecto a los porfidoclastos. Rocas con 10-50% matriz se llaman protomilonitas, 50-90% milonitas y mayor a 90% de recrystalización se denominan ultramilonitas. No obstante, para esta última clasificación es importante considerar la naturaleza del protolito. Es importante aclarar que las milonitas se

consideran rocas metamórficas y como tales, su mineralogía y estructura pueden establecer las condiciones del metamorfismo en la zona de cizalla (Trouw *et al.*, 2010).

La cinemática del último evento de desplazamiento en las zonas de cizalla cristal-plásticas puede aproximarse mediante estructuras a meso y microescala denominadas *indicadores cinemáticos*. Estos proveen de información geológica de gran importancia ya que permiten realizar reconstrucciones tectónicas como colisión entre continentes, movimientos corticales o “escapes” tectónicos (Passchier y Trouw, 2005). A escala de afloramiento es posible identificar la cinemática mediante el desplazamiento o deflexión de rasgos y estructuras como diques y venas. En el caso de las milonitas que se forman en zonas de cizalla dúctiles, estas desarrollan texturas características a consecuencia de la diferencia reológica de sus componentes.

III. MARCO GEOLÓGICO

Provincia magmática de la Sierra Madre del Sur (SMS)

Las rocas magmáticas de la Sierra Madre del Sur cubren un área de ~90 000 Km² extendiéndose a lo largo de la costa del Pacífico mexicano desde los estados de Michoacán y Colima y hasta la parte este del estado de Oaxaca (Figura 3.1). Comprende cuerpos plutónicos de composición granítica a granodiorítica con menor cantidad de intrusiones intermedias a máficas, así como una contraparte volcánica dominada por centros silíceos a intermedios (Morán-Zenteno *et al.*, 2018). La geoquímica de elementos mayores y traza de las rocas magmáticas de la SMS sugiere que, en general, esta provincia se desarrolló en un ambiente de margen convergente y que, por lo tanto, representa un arco continental formado en una zona de subducción (Morán-Zenteno *et al.*, 2007; Ferrari *et al.*, 2014). Asimismo, se han reportado intrusivos con características de magmatismo de tipo adakítico, del cual Ferrari *et al.* (2014) asumen son resultado de la fusión parcial de la corteza oceánica en subducción más la interacción de los fundidos del *slab* con el manto peridotítico. Adicionalmente, los datos isotópicos de Sr y Nd sugieren la interacción de estas rocas con la corteza continental.

Los resultados geocronológicos e isotópicos obtenidos en los batolitos a lo largo de la SMS reflejan un periodo de magmatismo de arco continuo de ~80 Ma, donde ciertos autores identifican un patrón de extinción de magmatismo desde el oeste y hacia el SE (p.ej. Schaaf *et al.*, 1995; Valencia *et al.*, 2013; Morán-Zenteno *et al.*, 2018). En la porción occidental se han registrado los batolitos más antiguos con edades del Cretácico tardío al Paleoceno; en la región central varían del Paleoceno al Eoceno tardío, excepto por el batolito de Zihuatanejo-Atoyac al norte de Acapulco que registra edades del Cretácico tardío y Paleoceno; finalmente, al oriente de la SMS se encuentran los batolitos Ometepec, San Pedro Amuzgos, Río Verde, Jamiltepec, Río Grande, Puerto Escondido-Huatulco, Tapanalapa y Reparo que pueden agruparse en dos segmentos: la primera abarca desde Pinotepa Nacional hasta Huatulco con edades U-Pb entre 30 y 25 Ma, mientras que de Huatulco hasta Salina Cruz y extendiéndose más allá de la SMS hasta el macizo de Chiapas predominan edades miocénicas (Morán-Zenteno *et al.*, 2018 y referencias incluidas).

A lo largo de la Sierra Madre del Sur se han realizado también análisis de tipo termobarométricos en los intrusivos cenozoicos con el objetivo de estimar las tasas de exhumación de los diferentes segmentos. Por un lado, Hernández-Bernal (1995) utiliza el geobarómetro de Hammarstrom y Zen (1986) para el batolito Río Verde, el

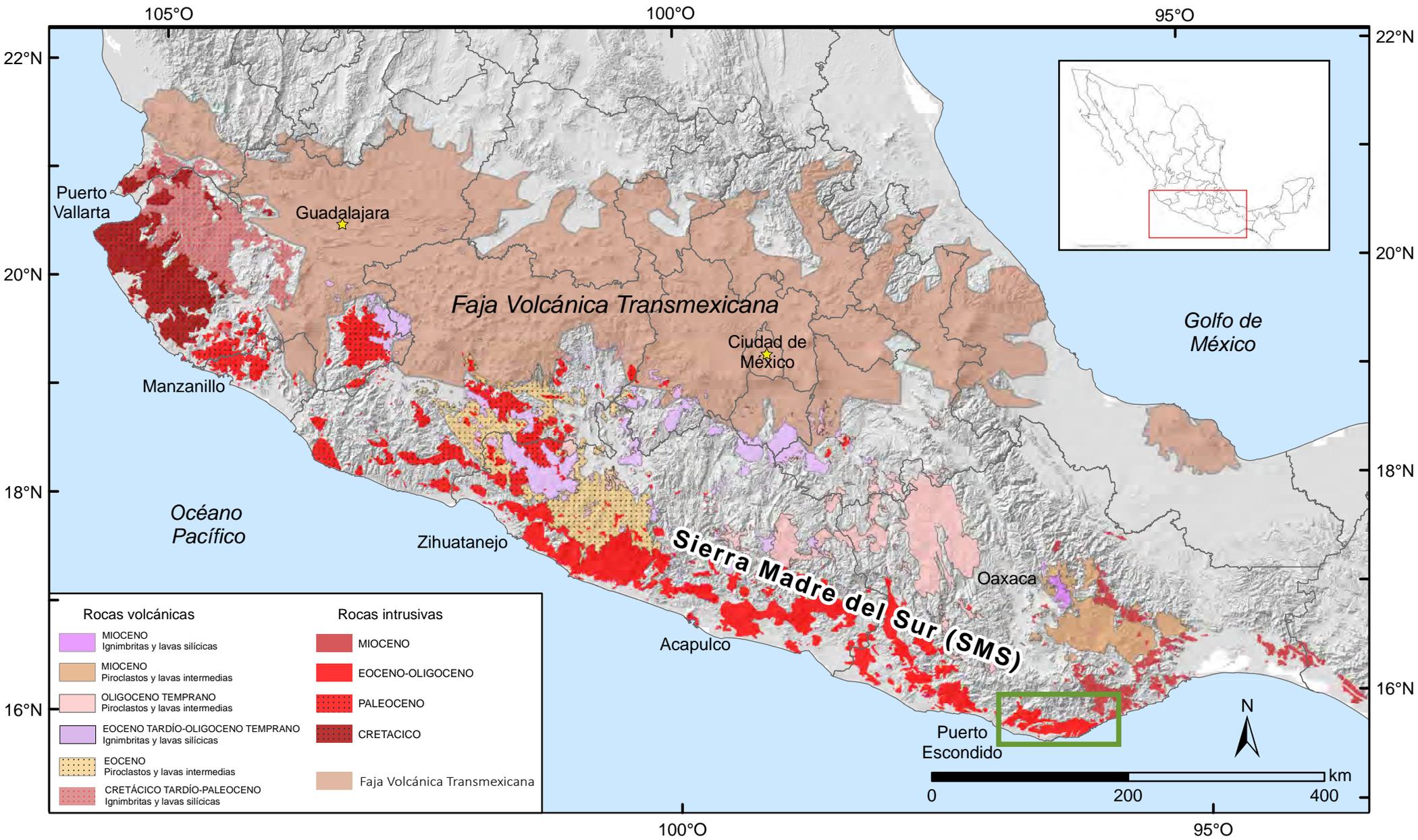


Figura 3.1. Ubicación de la provincia geológica de la Sierra Madre del Sur respecto a la Faja Volcánica Transmexicana. Distribución de las rocas volcánicas y plutónicas que la componen. En el recuadro verde se señala el área de estudio. Modificado de Morán-Zenteno et al. (2018)

análisis de hornblenda arroja valores de presión de ~4.4 kbar y profundidades de 14-18.5 km. En 1996 Morán-Zenteno y colaboradores analizan siete muestras de los batolitos desde Acapulco hasta Huatulco. Sus análisis de acuerdo con el modelo de Schmidt (1992) resultan en valores (de oeste a este) de: 4.47-3.40-4.62-4.66-5.20-3.78-5.41 kbar, esto corresponde a profundidades de emplazamiento entre ~13-20 km. En el batolito de Acapulco, Hernández-Pineda *et al.* (2011) utilizan el termómetro *B* de Holland y Blundy (1994) y reportan temperaturas entre 692-737°C, valores que son confirmados mediante el termómetro de Ti en cuarzo. Asimismo, obtienen valores de presión mediante el método de Schmidt (1992) de 2.08-2.84 kbar correspondientes a una profundidad de emplazamiento 7.84-10.73 km. En conjunto, los valores anteriores permiten constreñir las tasas de exhumación dentro del rango 50-20 Ma en 0.4 -0.21 km/Ma.

Basamento de los intrusivos Puerto Escondido-Huatulco

Las rocas de la Sierra Madre del Sur sobreyacen a un complejo mosaico de terrenos tectonoestratigráficos que conforman el basamento cristalino de esta provincia. De acuerdo con su grado de metamorfismo, edad, composición e historia tectónica Campa y Coney (1983) y Sedlock *et al.* (1993) distinguen a los terrenos Oaxaqueño o Zapoteco, Mixteco, Guerrero y Xolapa, cuyos límites están definidos por fallas o zonas de cizalla de escala regional (Figura 3.2). A los terrenos Oaxaqueño y Mixteco los pone en contacto la falla de Caltepec, una zona de cizalla pérmica de tipo lateral derecha (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez., 2002). La falla de inicios del Cenozoico Papalutla delimita a los terrenos Mixteco y Guerrero (Fitz-Díaz, 2001); mientras que el límite norte del terreno Xolapa, y que lo pone en contacto con los anteriores, está marcado por una franja milonítica del Eoceno-Oligoceno denominada Chacalapa-La Venta que corresponde a una falla lateral izquierda (Ratschbacher *et al.*, 1991; Riller *et al.*, 1992; Tolson, 2007). Los terrenos Oaxaqueño, Mixteco y Xolapa están compuestos por un basamento metamórfico denominado Complejo Oaxaqueño, Complejo Acatlán y Complejo Xolapa, respectivamente.

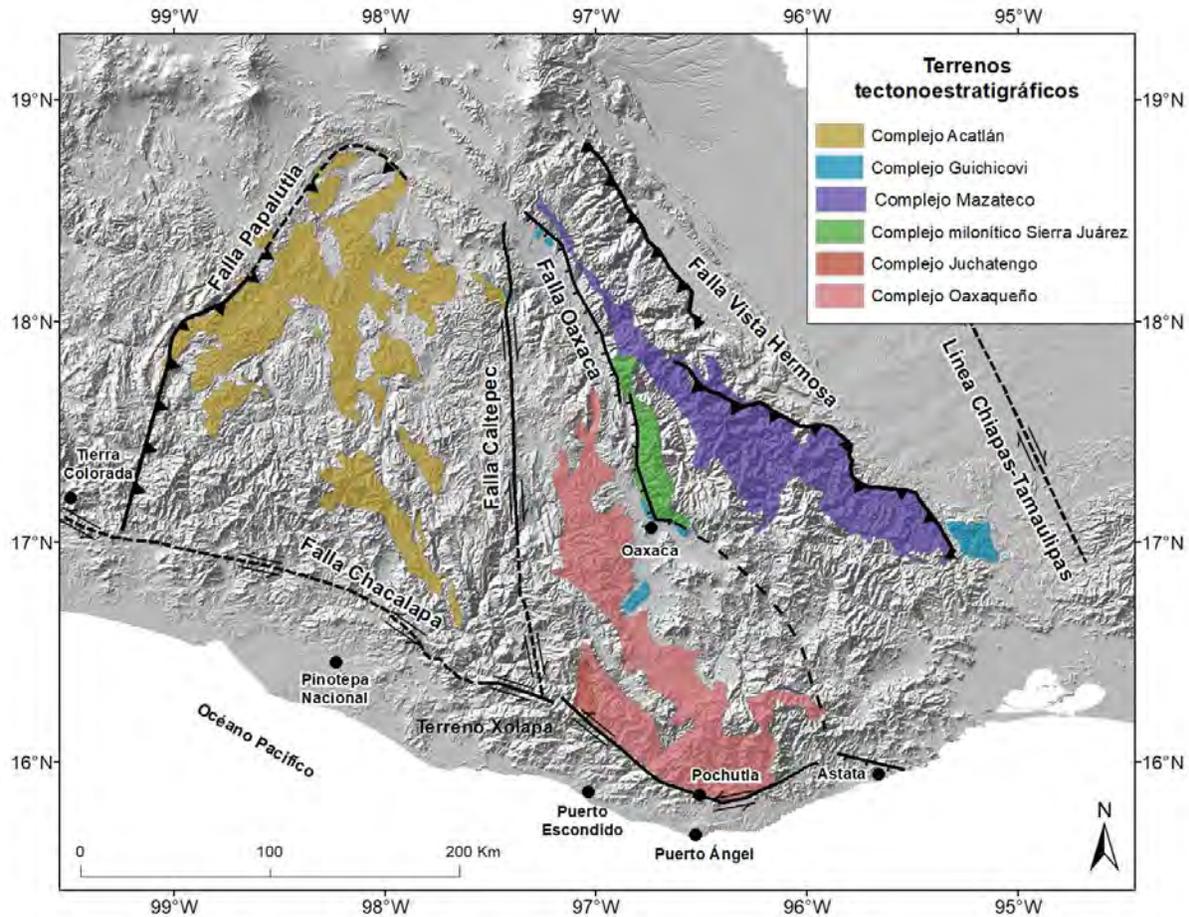


Figura 3.2. Terrenos tectonoestratigráficos del centro y sur de México. Modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (2018).

Complejo Oaxaqueño

El microcontinente Mesoproterozoico *Oaxaquia* (Ortega-Gutiérrez et al., 1995) conforma el basamento de los terrenos Oaxaqueño, Sierra Madre, Juárez, Maya y Coahuila de Campa y Coney (1983). Se caracteriza por la presencia de secuencias metasedimentarias depositadas en ambientes de margen pasivo o de rift continental, orto y paragneisses con *suites* de AMCG (Anortosita-Mangerita-Charnockita-Granito), además de múltiples pegmatitas de alta temperatura con edades pre-sin y post-orogénicas, asimismo registra un evento de migmatización y un evento metamórfico en facies de granulita (Ortega-Gutiérrez et al., 2018). La idea de Oaxaquia como una microplaca que se extiende desde el norte de México y continúa hacia el bloque de Chortís y Honduras (~ 1 000 000 km²) proviene de la presencia de rocas proterozoicas granulíticas con características similares descritas en sitios como Tamaulipas y Cd. Victoria (Gneiss Novillo); Molango, Hidalgo (Gneiss Huiznopala); centro

y sur de Oaxaca (Complejo Oaxaqueño); SE de Oaxaca (Complejo Guichicovi). En conjunto, las características de este cinturón proterozoico permiten considerarlo como parte de una orogenia grenvilliana cuyo marco tectónico está relacionado con la formación de Rodinia.

El Complejo Oaxaqueño constituye la mayor exposición de basamento proterozoico en México. Define un cinturón con orientación N-S de espesor variable que se extiende por ~290 Km desde Puebla hasta el sur del estado de Oaxaca. De acuerdo con [Solari et al. \(2003\)](#), este complejo puede dividirse en 4 litocategorías:

LITOCATEGORÍAS	DESCRIPCIÓN
Orto-migmatitas poliorogénicas (Migmatita El Catrín)	Intrusionada por la suite AMCG. Constituida por un paleosoma máfico-gabroico y un neosoma granítico que preserva rasgos de un metamorfismo en facies de granulita con retrogresión selectiva en las fases máficas.
Orto-gneisses bandeados, bimodales y calcoalcalinos	Incluye una suite AMCG que se expone al norte y sur del Complejo Oaxaqueño (unidad Huitzo y Macizo anortosítico Pluma Hidalgo, respectivamente); así como una secuencia gabroica-charnockítica bandeada.
Para-gneisses y granulitas aluminosas (Unidad El Marquez)	Se subdividen en: <ul style="list-style-type: none"> • Metapelitas de alto Al • Gneisses cuarzo-feldespáticos con grafito • Calcosilicatos con Mg-mármoles.
Pegmatitas	Cuerpos deformados y no deformados de distintas escalas.

Las rocas del Complejo Oaxaqueño registran dos eventos tectonotérmicos de alto grado. El evento más antiguo corresponde al Olmeca, ocurrido a los 1106 ± 6 Ma y que causó la migmatización de la unidad de El Catrín. Adicionalmente, la granulitización de la secuencia completa ocurrió durante el segundo evento denominado Orogenia Zapoteca, entre $978-1004 \pm 3$ Ma ([Solari et al., 2003](#)). Este episodio metamórfico deformó el Complejo Oaxaqueño imprimiéndole la fábrica estructural predominante con foliación y bandeamiento orientado principalmente al NNW. Las lineaciones minerales formadas expuestas como tectonitas-L muestran una orientación principal N-NNW a $5^{\circ}-20^{\circ}$ ([Solari et al., 2003](#)). El pico metamórfico se ha estimado en $836 \pm 25^{\circ}\text{C}$ y 7.6 ± 1.6 kbar ([Ramírez-Salazar, 2015](#)).

Complejo Juchatengo

Los primeros estudios acerca del Complejo Juchatengo (CJ) fueron realizados por [Grajales-Nishimura \(1988\)](#). Ocupa un área de $\sim 70 \text{ Km}^2$ y se ubica al SE de la Ciudad de Oaxaca. Se encuentra limitado al oeste por granitos post-paleozoicos y unidades cretácicas, al este por el batolito Honduras del Paleozoico tardío y el Complejo Oaxaqueño, mientras que al sur un cinturón milonítico lo divide del Complejo Xolapa ([Grajales-Nishimura et al., 2018](#)). Es considerado como un ensamble ofiolítico somero del Paleozoico tardío (313-291 Ma, U-Pb en circones), conformado por cuatro unidades clave, de base a cima: a) cuerpos gabroicos, b) complejo de diques bimodales, c) unidad volcánica Sola intercalada con flujos basálticos almohadillados y d) unidad pizarra Salacua. De acuerdo con las relaciones de campo las litologías anteriores, así como el Complejo Oaxaqueño y el terreno Xolapa, son intrusionados por tres plutones del Paleozoico tardío con composición cuarzodiorítica-tonalítica: el batolito Honduras con una edad U-Pb en circones de $290.1 \pm 2.2 \text{ Ma}$ ([Ortega-Obregón et al., 2014](#)), Stock Cocoyul y el Stock del Paso de Brujas (277-278 Ma; U-Pb en circones) ([Grajales-Nishimura et al., 2018](#)).

Actualmente se han propuesto dos modelos tectónicos distintos para explicar la naturaleza del Complejo Juchatengo (CJ). Por un lado, [Grajales-Nishimura et al. \(1999; 2018\)](#) le confiere un origen pre-Pérmico temprano como un ensamble de trasarco localizado entre los bloques Chortís-Xolapa al sur y Acatlán-Oaxaca al norte y este. Posteriormente, la colisión entre estos dos bloques en el Pérmico temprano culminó en la inversión de la cuenca. Por otro lado, [Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez \(2002\)](#) argumentan que el CJ responde a un remanente Paleozoico de la cuenca oceánica que originalmente se localizaba entre los bloques Chortís al sur, Oaxaquia al norte y la porción noroeste de Gondwana al este, y que fue cerrada en el Paleozoico tardío durante la convergencia del Complejo Acatlán y Chortís con el margen continental de Oaxaquia.

Complejo Xolapa

El terreno Xolapa ([Campa y Coney, 1983](#)) o terreno Chatino ([Sedlock et al., 1993](#)) define una franja plutónico-metamórfica que se extiende por $\sim 600 \text{ km}$ a lo largo de la costa del sur de México, desde Zihuatanejo, Guerrero hasta Astata, Oaxaca. Delimita al norte con los terrenos Cuicateco, Zapoteco, Juchatengo, Mixteco y Guerrero, mientras al sur el límite lo define la costa del Pacífico. El contacto entre el Xolapa y los terrenos adyacentes se ha determinado por la presencia de zonas de cizalla lateral (p.ej. [Riller et al., 1992; Tolson, 2007](#)), no obstante, gran parte se encuentra ocupado por intrusiones cenozoicas. De manera general, el terreno Xolapa comprende dos unidades litotectónicas: (1) rocas meta-ígneas y meta-sedimentarias que conforman el basamento, también denominado Complejo Xolapa y (2) una unidad caracterizada por cuerpos plutónicos cenozoicos con escasa a moderada deformación, emplazados en el basamento metamórfico ([Maldonado-Villanueva, 2011](#)). A excepción de los depósitos sedimentarios miocénicos en la región de Acapulco y Punta Maldonado, este terreno carece de

una cubierta sedimentaria (Bellon *et al.*, 1982). Desde los años 60's (De Cserna, 1965) ha surgido un particular interés por este terreno ya que, aunque registra procesos de acreción, truncamiento del margen, erosión por subducción, magmatismo de arco, metamorfismo de alto grado y migmatización, aún es necesario resolver problemas de su naturaleza, edad, origen y eventos tectonotérmicos para establecer la evolución geodinámica del sur de México. Las primeras descripciones y estudios petrológicos del terreno Xolapa fueron realizados por De Cserna (1965) en el transecto de Tierra Colorada y Acapulco. Posteriormente, autores como Ortega-Gutiérrez (1981); Alaniz-Álvarez (1988); Morán-Zenteno (1992); Alaniz-Álvarez y Ortega-Gutiérrez (1997) y más recientemente Corona-Chávez *et al.* (2006); Pérez-Gutiérrez *et al.* (2009); Talavera-Mendoza *et al.* (2013); Estrada-Carmona *et al.* (2016) y Peña-Alonso *et al.* (2017, 2018) continuaron con las investigaciones petrológicas.

Sobre el origen del terreno Xolapa existen dos propuestas en disputa. Aunque existe un consenso de que sus rocas guardan el registro de un arco magmático continental que sufrió procesos de metamorfismo y migmatización, por un lado, se le atribuye un carácter autóctono basado principalmente en los resultados geocronológicos de circones detríticos y heredados, así como de química mineral (p.ej. Ducea *et al.*, 2004a; Pérez-Gutiérrez *et al.*, 2009; Talavera-Mendoza *et al.*, 2013). Recientemente, Talavera-Mendoza *et al.* (2013) proponen un origen para-autóctono para el terreno Xolapa. Explican su evolución a partir de una cuenca (cuenca Xolapa) que registra dos eventos de sedimentación con material proveniente de los terrenos adyacentes, que son: una base pérmica, al norte los terrenos Oaxaqueño, Acatlán y Guerrero; y al sur el bloque Chortís. La cuenca tendría su primer evento de depositación entre 190-180 Ma. En el intervalo de 180-130 Ma aparece por primera vez magmatismo de arco (Jurásico medio-Cretácico temprano) que intrusión tanto al sur de México como al bloque Chortís. El segundo evento de sedimentación ocurre en el Cretácico tardío (110-65 Ma) con el depósito de plataformas y secuencias turbidíticas. Consecuentemente la interacción del bloque Chortís con el sur de México provocaría el engrosamiento de la corteza, así como metamorfismo y fusión parcial (64-59 Ma). La consecuente migración del Chortís a partir del Eoceno temprano (58-45 Ma) conllevaría la exhumación del Complejo Xolapa. Finalmente, entre 42-32 Ma se registra un segundo evento de magmatismo de arco que generó los plutones de Tierra Colorada y Acapulco. De la misma manera, el análisis estructural que realizan Peña-Alonso *et al.* (2018) en las inmediaciones de Puerto Escondido sugieren la presencia de dos sistemas de pliegues pre-Cenozoicos registrados principalmente en migmatitas. Los sistemas FS1 y FS2 evidencian un ciclo tectónico de apertura y cierre de la cuenca Xolapa, respectivamente. Estos autores indican que la apertura de la cuenca ocurrió entre 158 y 129 Ma, mientras que el cierre entre 94 y 72 Ma. Por otro lado, autores lo consideran como un arco magmático alóctono del Jurásico-Cretácico, basándose en diferencias litológicas, estilo de deformación y evolución térmica relativa a los terrenos adyacentes (p.ej. Morán-Zenteno *et al.*, 1996; Dickinson y Lawton, 2001; Corona-Chávez *et al.*, 2006).

Metamorfismo, migmatización y eventos de deformación del Complejo Xolapa

Debido a la amplia heterogeneidad litológica y actual polémica sobre la naturaleza del Complejo Xolapa, éste ha sido objeto de estudio mediante diversas técnicas de análisis cada vez más refinadas. [Herrmann *et al.* \(1994\)](#) obtienen fechamientos U-Pb en poblaciones de circones para rocas intrusivas y migmatíticas evidenciando una componente grenvilliana en el terreno Xolapa. Asimismo, especulan una primera temporalidad de migmatización entre 66-46 Ma. Posteriormente, [Solari *et al.* \(2007\)](#) reportan la edad de cristalización del granito el Pozuelo en la región de Tierra Colorada el cual carece de rasgos de fusión parcial, estableciendo así la edad mínima de migmatización >129 Ma. Adicionalmente, [Pérez-Gutiérrez *et al.* \(2009\)](#) en el transecto de Acapulco-Tierra Colorada constriñen la edad de acuerdo al análisis de circones individuales mediante la técnica de SHRIMP en 133.6 ± 0.9 Ma, que es coherente con la reportada por [Solari *et al.* \(2007\)](#). Por otro lado, [Talavera-Mendoza *et al.* \(2013\)](#) realizan análisis geocronológicos en circones individuales mediante LA-MC-ICPMS para los metasedimentos del Complejo Xolapa en localidades entre Tierra Colorada y Puerto Ángel. Reportan dos eventos tectonotérmicos mayores: el primero entre 64-59 Ma y el segundo a ~ 34 Ma. Argumentan que el evento del Paleoceno coincide con un fuerte episodio de deformación y erosión registrado en los terrenos Mixteca, Juchatengo y Oaxaqueño, el cual generó la estructura metamórfica-migmatítica del terreno Xolapa; en contraste, la migmatización más joven sería resultado de un recalentamiento contemporáneo a la intrusión de cuerpos plutónicos. De la misma manera [Estrada-Carmona *et al.* \(2016\)](#) reconocen dos eventos de fusión parcial mediante análisis químicos en cristales de granate y circón. El más antiguo de 122.7 ± 1.8 Ma lo asocian con un evento de acreción de un terreno (p.ej. el bloque Chortís); el segundo episodio de 54.16 ± 0.29 Ma corresponde a un aumento térmico posiblemente relacionado a la migración del bloque Chortís. Recientemente, [Latorre-Correa \(2018\)](#) reporta edades U-Pb en circones de rocas migmatíticas en los alrededores de Puerto Escondido con resultados que indican un evento de migmatización durante el Oligoceno.

Para estimar las condiciones metamórficas del Complejo Xolapa diversos autores han propuesto trayectorias P-T realizadas en las regiones de Los Loxichas-Puerto Escondido-Puerto Ángel, Tierra Colorada-Acapulco, Marquelia-San Luis Acatlán, Cacahuatpec-Amuzgos, Santa María Ipalapa ([Corona-Chávez *et al.*, 2006](#); [Sarmiento-Villagrana, 2009](#); [Gómez-Rivera, 2010](#); [Maldonado-Villanueva, 2011](#); [Gutiérrez-Aguilar, 2015](#)). Los autores coinciden en una trayectoria en sentido horario con un pico metamórfico establecido entre 800-900°C y 7-9 kbar. Estas condiciones resultan coherentes con las que se registran en ambientes de colisión y/o subducción.

La deformación que ha sufrido el Complejo Xolapa está altamente evidenciada por la presencia de rasgos estructurales como foliación, lineación, bandeamiento y pliegues. [Corona-Chávez *et al.* \(2006\)](#) reportan hasta

cinco fases de deformación de acuerdo con sus observaciones en gneisses migmatíticos: tres fases dúctiles pre y sin-migmatíticas (D1-D2-D3) y dos de régimen dúctil-frágil post-migmatíticas. De manera similar, [Solari et al. \(2007\)](#) en Tierra Colorada identifican cuatro eventos de deformación (D1-D2-D3-D4) intercalados con magmatismo de arco. El evento D1 precedería al granito El Pozuelo (129 Ma) y sería contemporáneo con el metamorfismo y migmatización. El evento D2 fue constreñido entre 45-50 Ma a $\sim 300^\circ$ de acuerdo con fechamientos Rb-Sr y K-Ar. Finalmente, D3 y D4 ocurrirían entre 45 y 34 Ma. Por otro lado, [Pérez-Gutiérrez et al. \(2009\)](#) reconocen cinco eventos de deformación dúctil en gneisses y migmatitas del transecto Acapulco-Tierra Colorada (D1-D2-D3-D4-D5). Estos autores sugieren que al menos los eventos D1-D2-D3 ocurrieron bajo condiciones en facies de esquistos verde alta-anfibolita baja. Asimismo, correlacionan su evento D4 y D5 con los que [Solari et al. \(2007\)](#) definen como D2 y D3, respectivamente.

Pulsos magmáticos en el Complejo Xolapa

Desde los estudios de [Morán-Zenteno \(1992\)](#) en Tierra Colorada-Cruz Grande, se han diferenciado dos eventos magmáticos calcoalcalinos en el interior del Complejo Xolapa. El más antiguo corresponde al arco magmático continental del Jurásico-Cretácico (JCMA) emplazado en un basamento pre-migmatítico (PMB) ([Corona-Chávez, 1997](#); [Corona-Chávez et al., 2006](#)), mientras que el arco magmático del Eoceno-Mioceno (EMMA) intrusión a las rocas migmatíticas del Complejo Xolapa. En particular, se ha considerado a los intrusivos del arco EMMA como unidades con escasa a nula deformación. Los fechamientos mediante el método U-Pb en poblaciones de circones, así como circones individuales mediante LA-ICPMS han permitido que varios autores corroboren estos dos pulsos en distintas regiones del Complejo Xolapa. Por ejemplo, [Herrmann et al. \(1994\)](#) obtienen edades entre 165-128 Ma y 35-27 Ma; [Ducea et al. \(2004a\)](#) reportan plutones oligocénicos de 25-32 Ma entre Acapulco y Puerto Escondido, así como los más antiguos entre 160 y 136 Ma; finalmente, [Solari et al. \(2007\)](#) identifican magmatismo de arco del Cretácico temprano en ~ 129 Ma y del Eoceno en ~ 55 Ma. Adicionalmente, se han reportado evidencias de magmatismo pérmico en las inmediaciones de Puerto Escondido (p.ej. [Ducea et al., 2004a](#); [Latorre-Correa., 2018](#)).

Truncamiento de la margen continental

El margen continental del sur de México guarda el registro de un proceso cuya actividad causó la remoción de la zona de antearco. La principal evidencia es la distribución de numerosos batolitos cenozoicos directamente sobre la línea de costa. Se estima que la remoción de 150-200 km del antearco debió ocurrir entre 27-25 Ma y 21-19 Ma, a una tasa de migración mínima de 18-75 km/Ma (Keppie-Fraser, 2009; Keppie *et al.*, 2009b). Actualmente persiste un amplio debate sobre la temporalidad y mecanismos que causaron el truncamiento de la margen. Por un lado, ha sido explicado mediante un modelo de desplazamiento lateral izquierdo donde la región de antearco removida corresponde al actual bloque de Chortís (p.ej. Malfait y Dinkelman, 1972; Pindell y Dewey, 1982; Pindell *et al.*, 1988; Rogers *et al.*, 2007; Molina-Garza *et al.*, 2019). En contraste, autores como Schaaf *et al.* (1995); Morán-Zenteno *et al.* (1996, 2007); Keppie y Morán-Zenteno (2005); Keppie *et al.* (2009a) y Keppie *et al.* (2012) proponen un modelo que además considera la participación de un proceso de erosión por subducción donde la región de antearco fue removida y subducida por debajo de la placa norteamericana.

Características y evolución del bloque Chortís

El bloque Chortís está conformado por un basamento cristalino que lo relaciona y posiciona en el continente norteamericano antes del Cenozoico. Las paleo-reconstrucciones tectónicas de la placa del Caribe han dado lugar a la proposición de diversas teorías sobre la proveniencia y trayectoria del bloque Chortís hasta su posición actual (sur de Guatemala, Honduras y norte de Nicaragua), las cuales todavía siguen siendo motivo de debate (Malfait y Dinkelman, 1972; Karig *et al.*, 1978; Pindell y Dewey, 1982; Pindell y Barret, 1990; Pindell *et al.*, 1988; Ross y Scotese, 1988; Rogers *et al.*, 2007; Pindell y Kenan, 2009; Boschman *et al.*, 2014; Molina-Garza *et al.*, 2019; García-Amador *et al.*, 2020). Los modelos tectónicos predominantes le otorgan a la placa del Caribe un origen Pacífico (Figura 3.3A). El desplazamiento de la placa del Caribe hacia el este inicia con un cambio de orientación de su límite norte a partir de una falla transformante con dirección NO a una con dirección E-O (Figura 3.3B), como consecuencia del choque del arco de la Antillas con la plataforma de las Bahamas (Boschman *et al.*, 2014). Lo anterior da como resultado la formación de la fosa del Caimán que, actualmente, delimita las placas Caribe y Norteamérica. El registro de la expansión oceánica que presenta ha sido la base para la estimación de la trayectoria y reconstrucción de la placa del Caribe a partir de 50 Ma hasta el presente (Leroy *et al.*, 2000). Es a partir de este cambio de orientación de la placa del Caribe, que el bloque Chortís es removido de la placa norteamericana para formar parte de la del Caribe, así como Cuba pasa de la placa de Caribe a la norteamericana.

Actualmente se considera que el desplazamiento del bloque Chortís hacia el este implica la migración del punto triple difuso (trincheras-trincheras-transformante) hasta su posición actual inferida en el Golfo de Tehuantepec (Morán-Zenteno *et al.*, 2018). La fosa del Caimán registra un desplazamiento lateral total de 1100 km a una tasa de expansión de 17-20 km/Ma para los últimos 43 Ma; mientras que una velocidad de 15 km/Ma entre 49 y 43 Ma (Morán-Zenteno *et al.*, 2018). De acuerdo con lo anterior y al análisis geológico que realizan Rogers *et al.* (2007), se posiciona al bloque Chortís junto a las costas del sur de México, haciendo coincidir el punto triple cerca de las costas de Manzanillo a los 49 Ma (Rogers *et al.*, 2000; Morán-Zenteno *et al.*, 2009). Sin embargo, esta reconstrucción requiere de una rotación antihoraria de 32° (Boschman *et al.*, 2014) de Chortís relativo a Norteamérica. No obstante, en estos primeros modelos Boschman *et al.* (2014) identifican ciertas inconsistencias geodinámicas al generarse un *gap* de 150-200 km entre el bloque Chortís y la placa del Caribe. Esto llevó a los autores a proponer una rotación antihoraria adicional de ~7° para la placa del Caribe (incluyendo Cuba), lo que generó una convergencia oblicua entre Cuba y la plataforma de las Bahamas.

Erosión por subducción

Los límites convergentes se han definido como márgenes activos, donde factores como fallamiento, deformación y metamorfismo juegan un rol importante en su construcción y evolución. En particular, la erosión por subducción ha sido definida como un proceso fundamental en la dinámica de la convergencia entre placa oceánica-continental (Von Huene y Scholl, 1991; Clift y Vannucchi, 2004), asimismo se trata del principal proceso por el cual el material de la corteza es reciclado e incorporado nuevamente al manto. Clift y Vannucchi (2004) definen dos tipos de zonas de subducción a partir de un balance de masas del material que es reciclado en la corteza. Consideran un margen como *acrecional* si ha registrado acreción neta durante un largo periodo de tiempo (>10 Ma.) aunque Von Huene y Scholl (1991) señalan que ~70% de los sedimentos en un margen acrecional es subducido a profundidad junto con la placa. En contraste, en una zona de subducción *erosiva* grandes volúmenes del antearco son tectónicamente removidos de la placa superior y reciclados a las raíces del arco volcánico o al manto superior. Se ha estimado que ~57% de los márgenes activos globalmente son de tipo erosivo; no obstante, es común que actúen en conjunto a diferente tiempo. La erosión por subducción es un fenómeno que se ha reportado en diversas regiones de la Tierra, por ejemplo: Perú, Chile, Japón (Stern, 2011). De acuerdo con estos estudios se ha estimado una tasa de erosión por subducción promedio de ~31km³/km/Ma (Von Heune y Scholl, 1991). Las altas tasas de erosión por subducción comúnmente están ligadas a altas tasas de convergencia, no obstante, otros factores intervienen como: la anchura del canal de subducción, el aporte de sedimentos a la trincheras, el ángulo de subducción y la subsidencia de rasgos *boyantes* que ensanchan el canal de subducción y debilitan la cuña del antearco (Stern, 2011).

Keppie *et al* (2009b) realizan modelos numéricos para analizar el rol que juegan la dureza friccional cortical, el ángulo de subducción y la tasa de convergencia en la erosión por subducción. Dichos autores obtienen dos principales modos: *Edge weakening subduction erosion (EWSE)* o estacionaria; e *internal weakening subduction erosion (IWSE)* o no-estacionaria. En el primer caso, la cuña de la placa continental es erosionada en pequeños bloques, produce bajas tasas de migración de la trinchera hacia el continente (< 4 km/Ma.) y conlleva subsidencia en el antearco, así como un decremento en el ángulo de subducción. El segundo modo implica la remoción de una vasta porción del antearco ocurrida cuando la placa superior se debilita dentro de una zona orogénica para eventualmente fallarse. Genera una alta tasa de migración de la trinchera (>> 15 km/Ma.) y conlleva un aumento en el ángulo de subducción.

De acuerdo con los modelos anteriores, Keppie (2009) y Keppie *et al.*, (2009b) proponen que el margen sur de México es un ejemplo natural de un evento de erosión por subducción de tipo IWSE. Esta hipótesis la fundamentan en observaciones geológicas: (1) las altas tasas de migración de la trinchera que se acercan a las velocidades de convergencia ortogonal, (2) el cambio gradual en la distribución del arco magmático desde el sur de México EMMA (Eocene-Miocene Magmatic Arc) y hacia la actual FVTM (Faja Volcánica Transmexicana), (3) la generación de zonas de subsidencia de casi 250 m en el nuevo margen de la placa superior, observados mediante paleopropiedades en los sedimentos de antearco situados en la trinchera de Acapulco, (4) la exhumación de batolitos cenozoicos emplazados a 10-20 km de acuerdo a los análisis barométricos de Al-en-hornblenda y (5) el registro de zonas de cizalla antitéticas de tipo lateral izquierda con componente inversa.

Magmatismo cenozoico en el transecto Pinotepa Nacional-Salina Cruz

Las investigaciones petrológicas en los batolitos del transecto Pinotepa Nacional-Salina Cruz son escasas. Actualmente, los intrusivos del segmento Pinotepa Nacional-Jamiltepec son estudiados por Muñoz-Rojas (en preparación). Hernández-Bernal (1995) y Hernández-Bernal y Morán-Zenteno (1996) estudian el batolito Río Grande que se encuentra entre las localidades de Jamiltepec y Puerto Escondido. Estos autores han remarcado su carácter calcoalcalino, así como su naturaleza cenozoica. Actualmente García-Rodríguez (2020) continúa con la caracterización geoquímica y geocronológica de los batolitos de este mismo transecto. Por otro lado, al este del área de estudio se encuentran los batolitos comprendidos entre Huatulco y Salina Cruz.

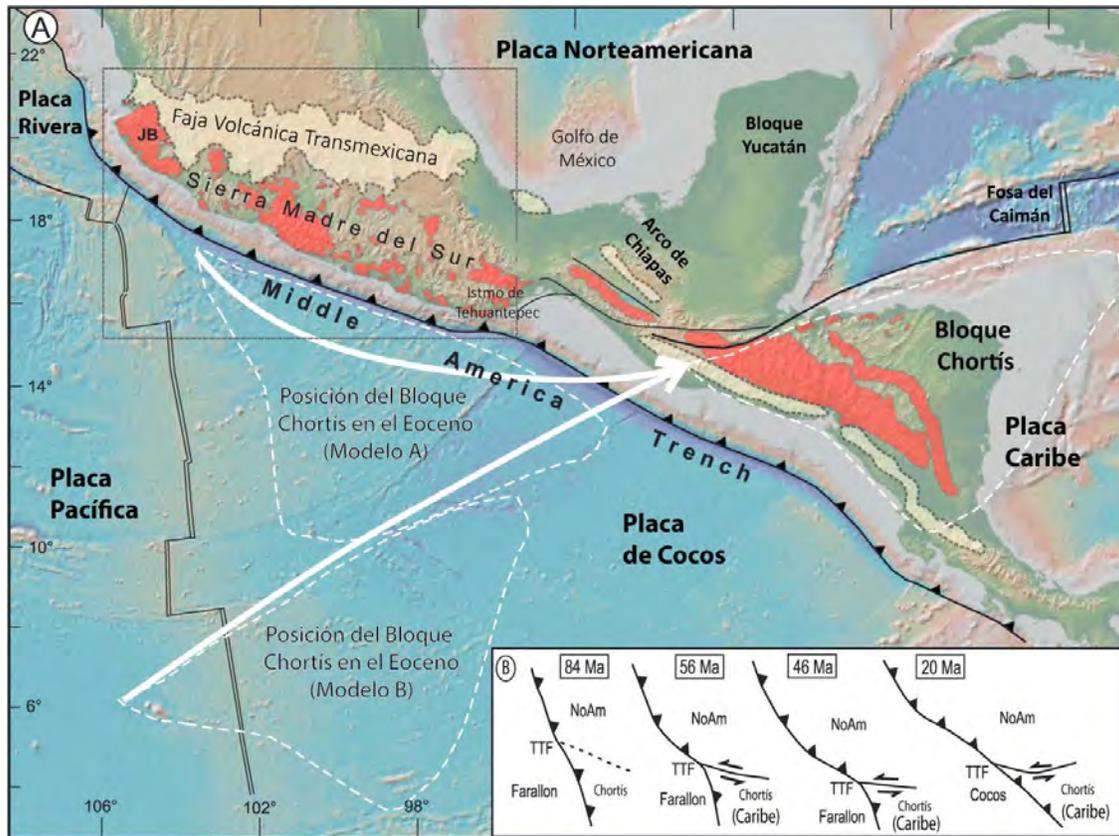


Figura 3.3 A) Posibles trayectorias del Bloque Chortis considerando los modelos A o B. B) Esquema de migración del punto trile TTF en el tiempo de acuerdo con el modelo A. Modificado de Ferrari et al. (2014).

Las primeras descripciones realizadas por Tolson (1998) diferencian entre cinco cuerpos plutónicos: Huatulco, Ayuta, Xadani, Pochutla y Juárez. Se define al intrusivo Huatulco como un granito de biotita transicional hasta facies de granodiorita aumentando la concentración de hornblenda. Asimismo, Schaaf et al. (1995) reportan las edades Rb-Sr en roca total y biotita en 29 y 26 Ma, respectivamente. Para el mismo cuerpo, Herrmann et al. (1994) obtiene una edad U-Pb de 29 ± 1.2 Ma. Por su parte, el Tronco Xadani y Tronco Pochutla están conformados por litofacies de granito a granodiorita con biotita; en contraste, el intrusivo Juárez está descrito como un cuerpo compuesto por varios pulsos magmáticos variables desde tonalitas de hornblenda hasta granodioritas de biotita. Posteriormente, Ortíz-Olvera (2019) caracteriza a detalle esta región, a excepción de Huatulco. Identifica seis intrusivos a los que se refiere como plutón de Xadani, Astata, Bamba, Morro Salina, Jalapa del Marqués y Salina

Cruz, donde obtiene edades U-Pb en circones individuales de 55.9, 29.9, 17.0, 15.6, 15.7 y 17.8 Ma, respectivamente.

Dentro del área de estudio, los primeros trabajos realizados en los intrusivos del transecto de Puerto Escondido-Huatulco están los realizados por [Lazos-Ramírez y Rodríguez-Rivera \(1995\)](#). Estos autores identifican tres unidades graníticas que denominan: intrusivo Chacalapa, Pochutla y Santo Domingo. El primero se caracteriza por presentar composiciones variables desde sieno-granito a monzogranito-granodiorita. De manera particular, este intrusivo llega a presentar muscovita primaria, así como los rasgos de deformación más intensos. El intrusivo Pochutla está clasificado como monzogranito y abunda la presencia de xenolitos y *roof pendants* migmatíticos del Complejo Xolapa. Finalmente, el intrusivo Santo Domingo corresponde modalmente a una granodiorita. Posteriormente, los trabajos de [Keppie et al. \(2012\)](#) se enfocaron en el análisis estructural y geocronológico de las rocas de zonas de cizalla del transecto los cuales son descritos en el siguiente apartado.

Zonas de cizalla del sistema La Venta-Juchatengo-Chacalapa-Tonalá

Un rasgo tectónico particular que destaca en la geología del sur de México es la presencia de lineamientos con orientación preferencial E-W y que en su mayoría corresponden a extensas zonas de cizalla. Éstas han sido reportadas y estudiadas desde los años 90's, siendo consideradas como el límite norte del Complejo Xolapa con los terrenos tectonoestratigráficos adyacentes. En seguida se describirán los rasgos característicos del sistema de fallas (de oeste a este) La Venta-Juchatengo-Chacalapa-Tonalá.

Al noreste de Acapulco, en el área de La Venta Vieja, [Riller et al. \(1992\)](#) describen una zona de cizalla con espesor de ~1-2 km y que se extiende semi-paralela a la costa por 15 km. Este autor identificó rocas miloníticas y ultramiloníticas deformadas cristal-plásticamente en facies de esquistos verdes. Presentan una foliación que buza al NNW mientras que la lineación se desarrolla ENE. A la deformación cristal-plástica se le superpone deformación frágil resultado del transporte del material desde niveles corticales profundos a someros. El análisis cinemático revela un desplazamiento al norte con componente lateral izquierda. De acuerdo con las relaciones de campo que observan, proponen que la deformación debió ocurrir entre 90 y 34 Ma, edad que es constreñida posteriormente por [Solari et al. \(2007\)](#) entre 54.2 y 34 Ma. El límite superior es obtenido mediante U-Pb en circones del plutón Las Piñas que se encuentra milonitizado, mientras que el límite inferior lo delimita el plutón de Tierra Colorada que intrusióna la zona de cizalla y no presenta deformación alguna.

Asimismo, [Ratschbacher et al. \(1991\)](#) reportan una zona de cizalla en la región de San Juan Juchatengo, norte de Puerto Escondido, de ~200 m de espesor. La conforman rocas miloníticas, ultramiloníticas y cataclásticas que muestran una orientación preferencial hacia el NW. Aunque no se cuenta con fechamientos de la edad de la deformación, los indicadores cinemáticos muestran un desplazamiento normal al norte con componente oblicua-lateral izquierda.

Hacia la región de Chacalapa, norte de Puerto Ángel, [Ortega-Gutiérrez y Corona-Esquivel \(1986\)](#) describen por primera vez una franja E-W de rocas miloníticas que separan los terrenos Oaxaqueño y Xolapa. Posteriormente, [Tolson \(1998\)](#) y [Tolson \(2007\)](#) estudia a mayor detalle esta zona de cizalla en la porción Chacalapa-Huatulco. El autor identifica el desarrollo de ultramilonitas, milonitas, protomilonitas, pseudotaquilitas, filonitas y cataclasitas evidenciando, tal como en los casos anteriores, la exhumación de la zona de falla desde niveles profundos a someros. De acuerdo con el análisis cinemático y mineralógico, la falla vertical presenta un desplazamiento lateral izquierdo con metamorfismo en facies de esquisto verde. En un primer acercamiento a tratar de estimar la edad de la deformación, el autor propone que el evento ocurrió entre 29 y 23 Ma, tomando como límite superior la edad U-Pb en circones del tronco Huatulco ([Herrmann et al., 1994](#)), mientras que el límite inferior es constreñido mediante la edad K-Ar en hornblenda de diques granodioríticos que truncan la zona de cizalla. Los estudios más recientes los realizan [Keppie et al. \(2012\)](#). Estos autores proponen que la falla Chacalapa se bifurca hacia el norte y al sur en su porción más occidental. Para constreñir la edad de la deformación realizan fechamientos U-Pb en circones y Ar-Ar en biotita y hornblenda de rocas granodioríticas milonitizadas. De esta manera, la deformación de la falla Chacalapa ocurre entre 21-26 Ma; mientras que su ramal sur ocurre entre 28-25 Ma.

Hacia el sureste de la costa del Pacífico mexicano se expone un cinturón milonítico cerca de la ciudad de Tonalá, Chiapas. Esta zona de cizalla fue descrita por primera vez por [Carfantán \(1976\)](#) y posteriormente estudiada por [Meneses-Rocha \(2001\)](#) y [Molina-Garza et al. \(2015\)](#). Los últimos autores mencionan que la falla está compuesta por ultramilonitas a protomilonitas afectando a las intrusiones pérmicas del Macizo de Chiapas. Tiene un espesor de ~3-4 km y se extiende por ~120 km desde Arriaga hasta Pijijiapan. Con base en sus análisis estructurales, definen una orientación preferencial de la foliación NO-SE, mientras que los indicadores cinemáticos en general reflejan un régimen transpresivo lateral izquierdo con una componente de acortamiento hacia el noreste.

RESULTADOS

Para el reconocimiento geológico del área de estudio, que abarca la región comprendida entre Puerto Escondido-Huatulco, se llevaron a cabo tres transectos perpendiculares a la costa realizados principalmente en carreteras y caminos de terracería. Al occidente del área las rocas expuestas por la reciente construcción de la carretera Oaxaca-Puerto Escondido permitieron describir a detalle la sección *Colotepec*. Al centro del área se describe la de *Valdeflores* y al oriente la sección *Tonameca* (Figura 4). Adicionalmente, se hicieron algunas observaciones y colecta de muestras en el transecto Puerto Ángel-San José Chacalapa, así como en las inmediaciones de Cosoltepec y Santa María Huatulco.

En las imágenes satelitales del área de estudio resaltan conspicuos lineamientos geomorfológicos, tanto paralelos como perpendiculares a la costa. De acuerdo con los análisis estructurales realizados a macro, meso y microescala, dichos rasgos representan zonas de cizalla que son de carácter tanto frágil como cristal-plástico y que además afectan a las unidades litotectónicas identificadas. El patrón estructural que definen tiene una orientación principal este-oeste, cuyo eje está caracterizado por la traza de la Falla Chacalapa (FC). Este eje despliega una ramificación hacia el norte y una hacia el sur que en este trabajo se denominan Falla Chacalapa Norte (FCN) y Falla Chacalapa Sur (FCS), respectivamente. Según este *trend* estructural, se definió una zona norte y una sur en el área de estudio cuyo límite corresponde a la FCN.

De acuerdo con las descripciones realizadas previamente en las zonas de cizalla presentes en el área de estudio, y con las nuevas observaciones de este trabajo, es posible visualizar que, en efecto, en el área de Xadani y Huatulco la deformación se restringe a una estrecha zona de cizalla (Tolson, 2007), sin embargo, en el área de estudio Keppie et al. (2012) reportan la presencia de una bifurcación norte de la traza principal de la Falla Chacalapa, además de una zona de cizalla sur 1 y zona de cizalla sur 2. Las zonas de cizalla que se observaron en este trabajo son consistentes con las que definen estos autores. Sin embargo, en este trabajo se define a la FCS como una franja milonítica también discontinua, lo que Keppie et al. (2012) definen como zona sur 1 y 2.

Se identificaron cinco unidades litotectónicas principales (Figura 4). Dos corresponden a cuerpos plutónicos que, de acuerdo con la geocronología, petrografía y geoquímica pueden diferenciarse entre el *Batolito Colotepec* y el *Batolito Pochutla*. El Batolito Colotepec se reconoció principalmente al norte del área de estudio. Su límite sur corresponde a la bifurcación norte de la Falla Chacalapa (FCN) y lo pone en contacto con el Batolito Pochutla, el Granitoide Pérmico Chacalapa y el terreno Oaxaqueño. Sus límites norte, este y oeste no pudieron ser

determinados en campo, sin embargo, se tomaron en cuenta los propuestos por el SGM. Asimismo, este cuerpo se encuentra cortado por la Falla Colotepec, cuya orientación es NNE-SSO y aparentemente define dos litofacies en el batolito. Por otro lado, el Batolito Pochutla se distribuye al sur del área de estudio y se extiende de manera discontinua a lo largo de la costa desde Puerto Escondido y hasta Huatulco. Debido principalmente a las similitudes petrográficas y geocronológicas, se consideró a este cuerpo como una extensión del batolito Huatulco definido y estudiado previamente por Tolson, (1998), de tal manera que en el presente trabajo serán tomados como la misma unidad. Por un lado, en la región oeste del área el límite norte del Batolito Pochutla está definido por la traza de la FCN y lo pone en contacto con el Batolito Colotepec. En cambio, al centro y al este del área de estudio la Falla Chacalapa es el límite norte y lo pone en contacto con el Granitoide Pérmico Chacalapa y con el terreno Oaxaqueño. Aparentemente, el contacto entre estos dos dominios plutónicos estaría marcado por la traza de la falla, sin embargo, en algunos sitios fue posible reconocer la relación de intrusión que guardan entre ellos ya que se hallaron rocas granodioríticas-tonalíticas del Batolito Pochutla cortadas por intrusiones del Batolito Colotepec. Otra de las unidades litotectónicas reconocidas está conformada por rocas migmatíticas asociadas al Complejo Xolapa. Dado que su estudio no es el enfoque principal de este trabajo, únicamente se realizan breves descripciones de campo y petrográficas con el fin de documentar su presencia. Por otro lado, los resultados geocronológicos permitieron identificar dos unidades más: los granitoides paleozoicos y el basamento conformado por el terreno Oaxaqueño. La extensión que se propone para los intrusivos paleozoicos fue inferida de acuerdo con el sistema de fallas observadas a escala regional y de campo, mientras que para el terreno Oaxaqueño se realizaron algunas modificaciones en los contactos definidos previamente por el SGM. De la misma manera, estas unidades se mantienen fuera del enfoque del presente trabajo, aunque en ambos casos se presentan las características que poseen a meso y microescala.

En el área de estudio, y sobre todo en la sección Colotepec, se pudieron observar numerosos diques de composición máfica que intrusionan algunas de las litologías previamente descritas. En este trabajo se incluyen descripciones petrográficas y geoquímicas con el fin de indagar su relación petrológica con el resto de las unidades.

MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA PUERTO ESCONDIDO-HUATULCO

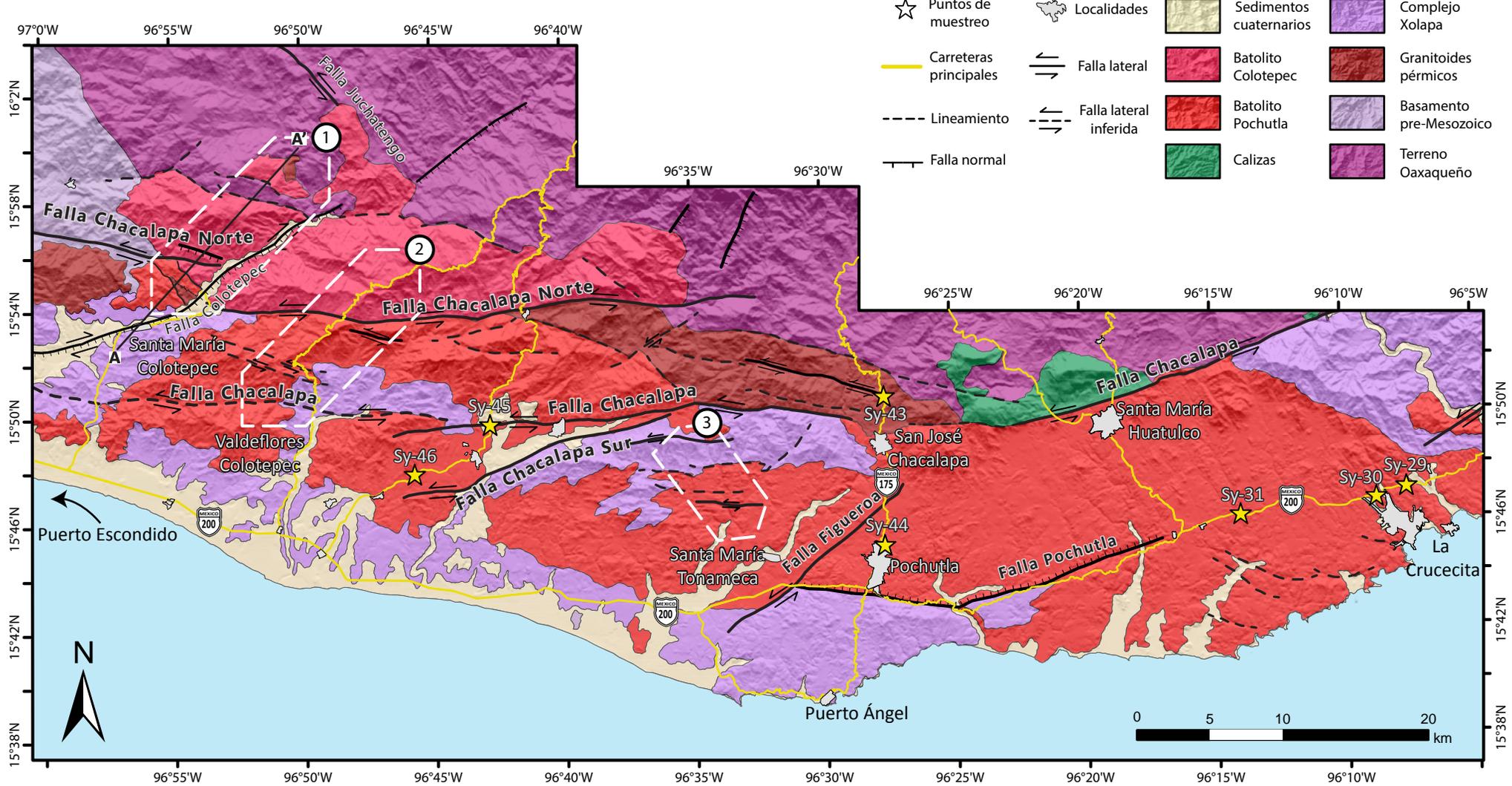


Figura 4. Mapa geológico propuesto para el área de estudio que abarca desde Puerto Escondido hasta Huatulco. Se tomó como base la carta geológica del Servicio Geológico Mexicano, asimismo se presentan las litologías identificadas por la presente autora, así como las definidas en investigaciones previas. Los tres transectos principales por los que se trabajó se delimitan mediante un polígono blanco: 1) Colotepec, 2) Valdeflores y 3) Tonameca. También se indica la sección geológica realizada mediante la línea A-A'. La ubicación de las muestras se puede consultar en la sección de anexos, sin embargo, únicamente se muestran en este mapa las colectadas en las inmediaciones de Cosoltepec, San José Chacalapa y Huatulco.

IV. ANÁLISIS PETROGRÁFICO-ESTRUCTURAL: MICROTEXTURAS Y DEFORMACIÓN

4.1. Petrografía

La descripción petrográfica de las unidades litológicas de la región Puerto Escondido-Huatulco incluye el análisis de 54 secciones delgadas, de las cuales 14 corresponden al Batolito Colotepec, 10 al Batolito Pochutla, 10 a los diques anfibolíticos, 3 de los granitoides paleozoicos y 7 para las rocas metamórficas. Adicionalmente, se realizó el análisis de 14 láminas orientadas. Se describen primero los batolitos cenozoicos Colotepec y Pochutla seguidos de los diques. Posteriormente se incluyen breves descripciones de los granitoides paleozoicos, así como de las rocas del Complejo Xolapa y del terreno Oaxaqueño los cuales se agruparon en una categoría denominada *rocas metamórficas*. Al final de cada unidad se añade una descripción de las microestructuras de deformación identificadas. Para las microfotografías se usa la abreviación mineralógica propuesta por [Whitney y Evans \(2010\)](#).

Batolitos cenozoicos

Para la clasificación de los batolitos cenozoicos de acuerdo con el diagrama QAP de [Streckeisen \(1976\)](#) se emplearon únicamente muestras con tinción del feldespato-K, así como aquellas con el menor grado de deformación. En conjunto, las seis muestras del Batolito Colotepec y las ocho del Batolito Pochutla comprenden un rango composicional que abarca los campos de granito, granodiorita y tonalita ([Figura 4.1](#)). Sin embargo, las características particulares se describen a continuación.

Batolito Colotepec

El Batolito Colotepec aflora preferencialmente en la porción norte-oeste del área de estudio, y a ~70 km de la trinchera del Pacífico ([Figura 4](#)). La extensión que se propone para este cuerpo es de ~300 km² según la cartografía realizada y las imágenes satelitales. Una buena parte de esta unidad se encuentra altamente intemperizada, sin embargo, puede distinguirse una estructura principalmente masiva ([Figura 4.2](#)). En regiones específicas desarrolla una intensa foliación de tipo milonítica ([Figura 4.2B](#)) con orientación general WNW-ESE que, como se describe más adelante, es causada por la presencia de zonas de cizalla cristal-plásticas. Sobrepuesto a esta foliación, el batolito presenta abundantes planos de diaclasamiento, fracturas y fallas ([Figura 4.2C](#)) en diferentes

orientaciones, aunque predomina una familia con rumbo NW-SE (Figura 4.17). También es frecuente la presencia de cuerpos aplíticos y diques de composición anfibolítica que intrusionan al batolito (Figura 4.2D). Un rasgo distintivo es que contiene abundantes fragmentos de tipo *roof pendants* de migmatitas y gneisses anfibolíticos con tamaños desde ~30 cm y hasta ~15m, asociados a los terrenos Xolapa y Oaxaqueño (Figura 5.2A).

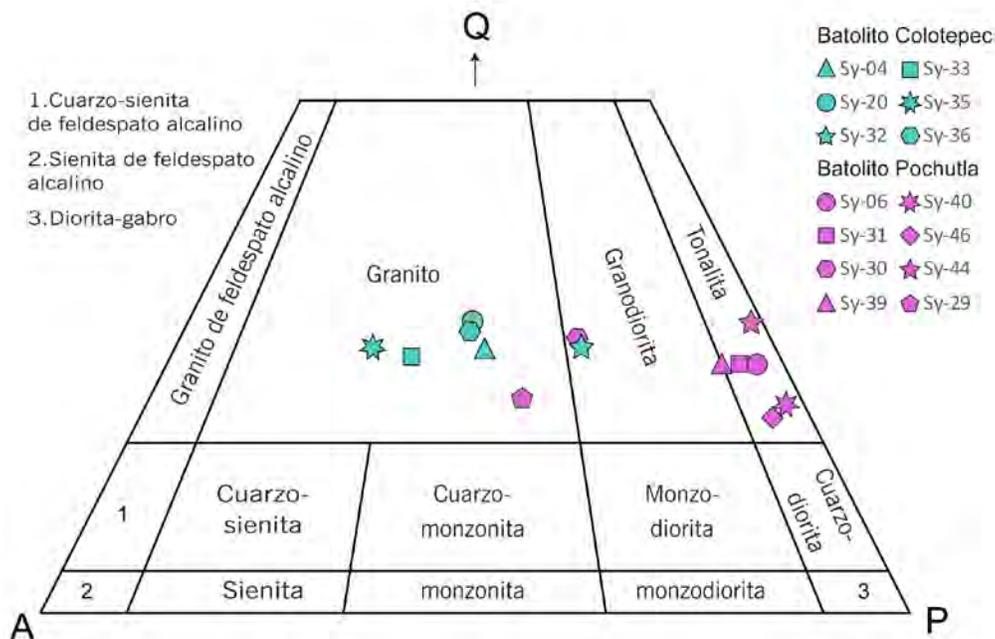
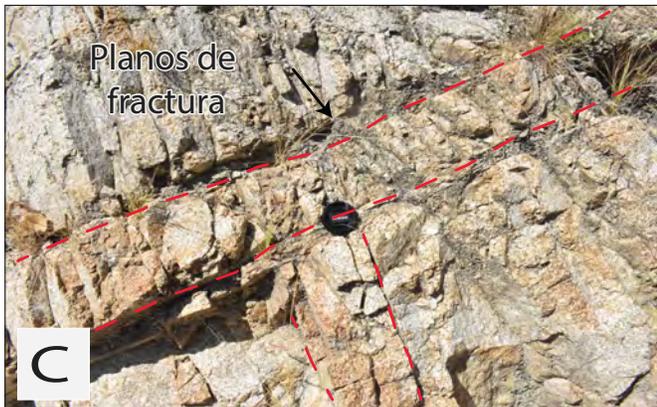
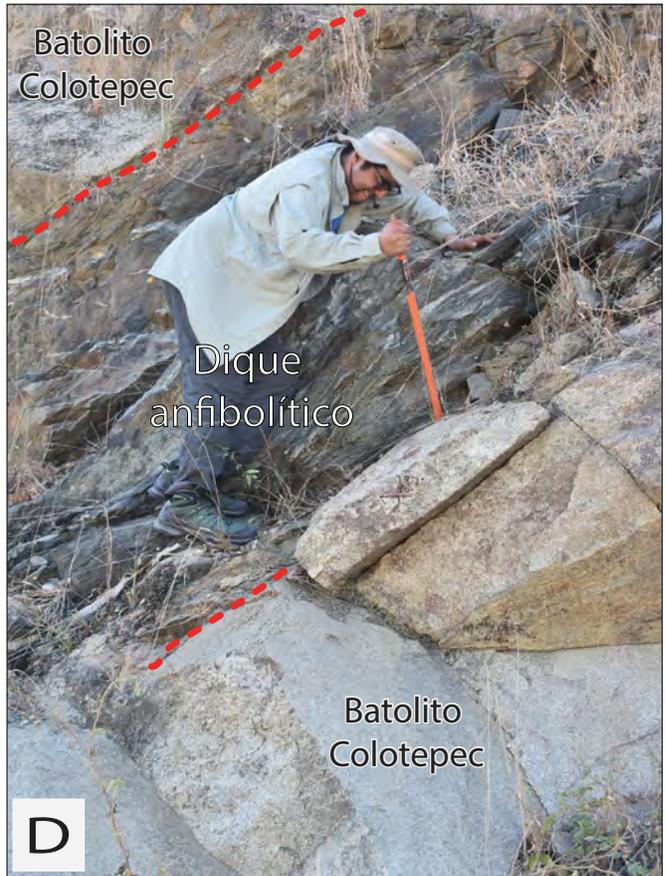
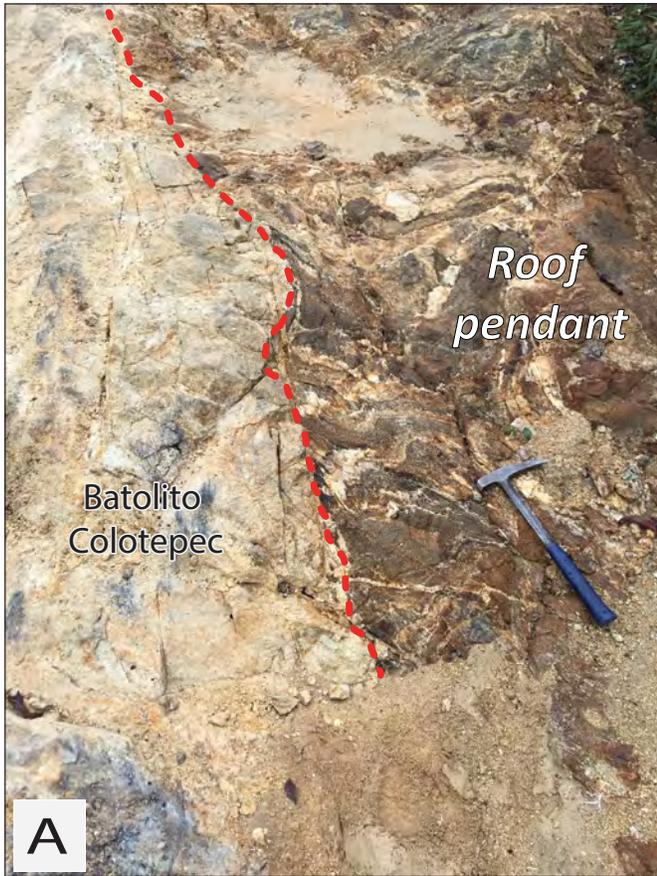


Figura 4.1. Clasificación modal de los batolitos Colotepec y Pochutla de acuerdo con el diagrama QAP de Streckeisen (1976).

El Batolito Colotepec se caracteriza por su tonalidad leucocrática (Figura 4.2F, G), sin embargo, es posible apreciar porciones con una apariencia mesocrática ya que el contenido de minerales ferromagnesianos alcanza ~20-30% del volumen total (Figura 4.2E). En muestra de mano predomina una textura fanerítica y equigranular de grano fino a medio, aunque algunos ejemplares presentan una textura fanerítica-porfídica con fenocristales de feldespato potásico de aproximadamente 1 cm. De acuerdo con el conteo modal, las muestras de este cuerpo se clasifican como granitos con biotita, a excepción de la muestra Sy-32 que tiende ligeramente al campo de granodiorita (Figura 4.1).

Figura 4.2. A) Fragmentos migmatíticos se observan a modo de *roof pendants* incorporados en el Batolito Colotepec. B) El batolito desarrolla una fuerte foliación milonítica debido a la localización de la deformación causada por una zona de cizalla. C) Se observaron numerosos planos de fracturas y fallas que, en este caso, siempre cortan la foliación cristal-plástica. D) Dique de composición anfibolítica que intrusiona al Batolito Colotepec. Pueden observarse planos de foliación paralelos a la dirección de emplazamiento. E, F y G) Muestras de mano representativas de este intrusivo. En E) el contenido de ferromagnesianos llega a proporciones mayores que el resto, aunque su composición modal QAP sigue siendo granítica.



Descripción petrográfica

Petrográficamente el Batolito Colotepec mantiene una composición homogénea definida por la presencia de Qz + Kfs (ortoclasa) + Pl > Bt + Aln + Chl + Zr + Ap + Mg. Exhibe típicamente una textura holocristalina-subidiomórfica y equigranular de grano fino a medio (Figura 4.3A), aunque con variaciones inequigranulares derivadas de procesos de recrystalización y/o disminución del tamaño de grano. En aquellas muestras con menor evidencias de deformación, el Qz + Kfs + Pl que constituyen las fases predominantes del batolito, se encuentran en contacto por medio de bordes semirectos y en ocasiones a 120°, lo que sugiere crecimiento en equilibrio. Las plagioclasas son generalmente subidiomórficas con bordes irregulares y con un ligero desarrollo de textura de tamiz, además de sericitización sobre todo hacia el centro de los cristales. El feldespato alcalino ocurre generalmente como cristales subédricos con bordes corroídos. La interacción del feldespato con la plagioclasa se observa en la generación de texturas “moteadas” o en parche, donde cristales de Kfs contienen porciones enriquecidas en Ca-Na con formas redondeadas (Figura 4.3B). Asimismo, presentan abundantes texturas peritéticas y mesoperitéticas (Figura 4.3C). Dada la escasa abundancia, se consideran como fases accesorias la biotita, alanita, circón, apatito y los minerales opacos que son en mayor medida cristales de magnetita. Las biotitas son principalmente alotriomórficas de tonalidades ocre, aunque se encuentran ligeramente cloritizadas. Solo en pocos ejemplares ocurren cristales de alanita euédrica con maclas simples y cuyos tamaños varían desde ~100 μm hasta ~500 μm en su eje largo (Figura 4.3D). Resalta también la presencia de texturas mirmekíticas que se observan como intercalaciones entre cuarzo vermicular contenido dentro de un cristal de plagioclasa, posiblemente albítica (Figura 4.3E).

El mismo ensamble mineralógico conforma diversos arreglos texturales a lo largo de todo el batolito. Al oeste de la Falla Colotepec se pueden reconocer porciones cuya textura es holocristalina-subidiomórfica y porfídica con fenocristales de K-feldespato subédricos y poikilíticos (Figura 4.3F). El tamaño de los fenocristales varía desde 15 mm hasta 1 cm, presentan bordes irregulares y se encuentran inmersos en una matriz o mesostasis de grano fino a medio. En algunos cristales resalta el desarrollo de maclas tipo Carlsbad, aunque en la mayoría las maclas se encuentran enmascaradas por el desarrollo de extinción ondulante (Figura 4.3G). Contienen cadacristales de biotita euédrica, plagioclasa con textura de tamiz y cuarzo redondeado. Asimismo, los oikocristales de mayor tamaño (10mm) contienen cristales menores de feldespato poikilítico cuyos tamaños son de aproximadamente 3 mm (Figura 4.3H). Es frecuente la presencia de cristales de cuarzo afectado por procesos de recrystalización dinámica, algunos filosilicatos y plagioclasa de grano muy fino dispuestos alrededor de los fenocristales.

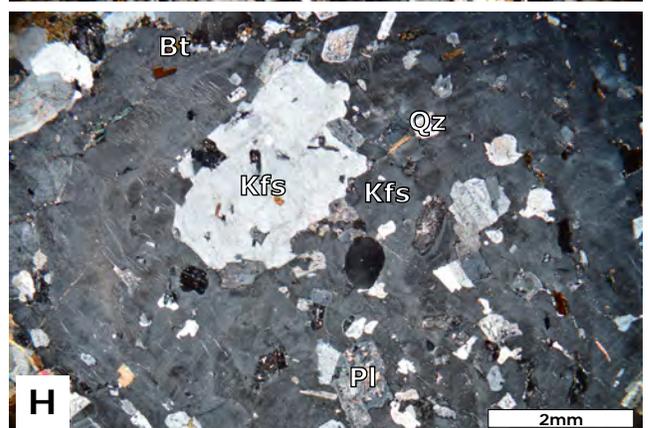
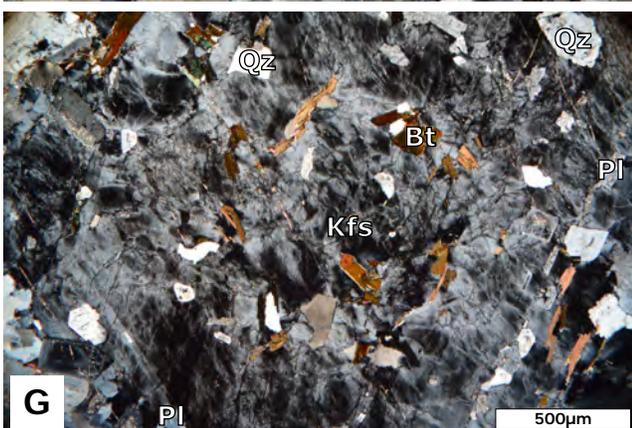
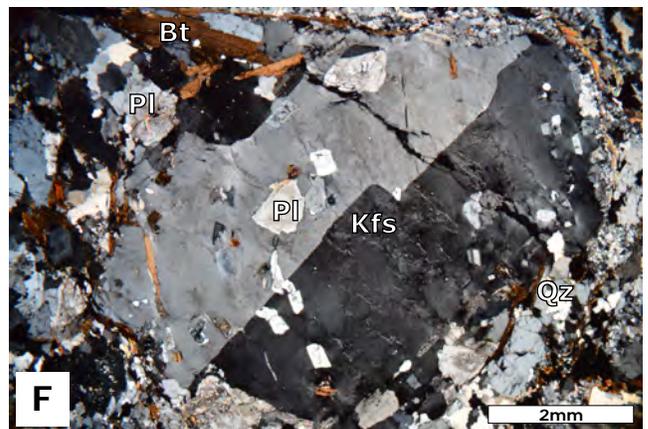
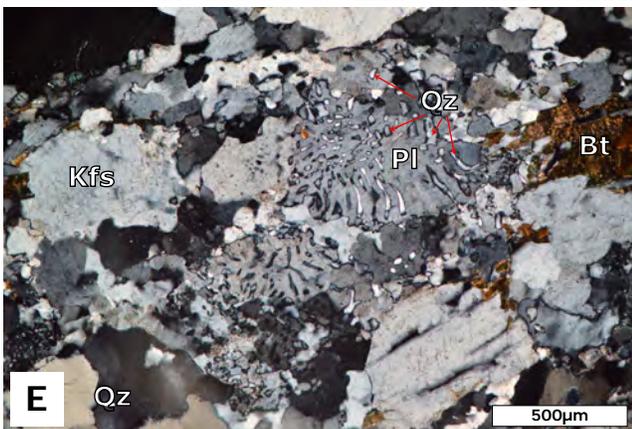
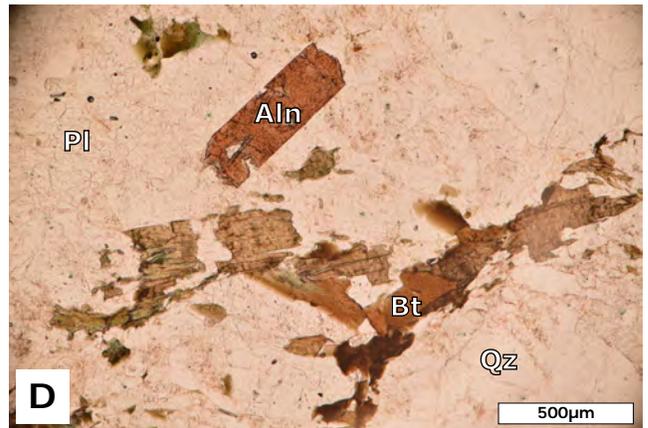
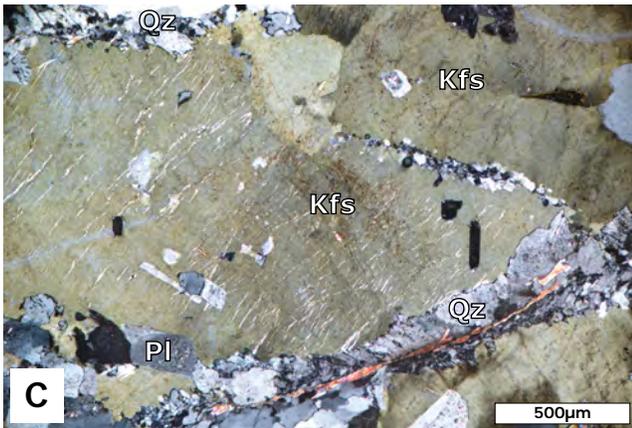
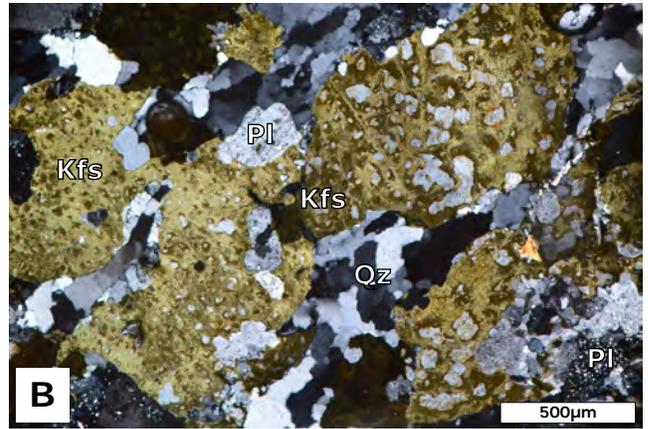
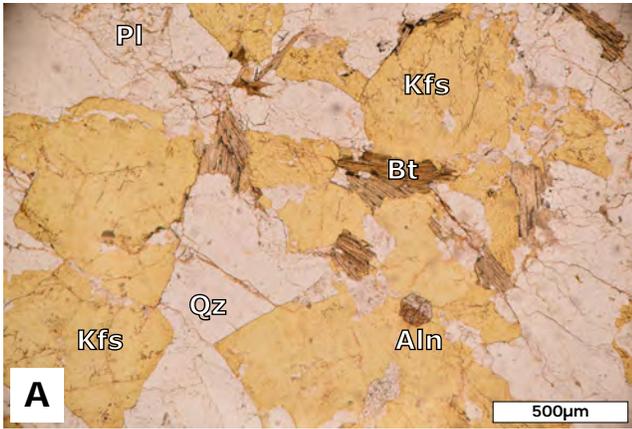


Figura 4.3. A) Textura general del Batolito Colotepec. Se observan contactos rectos entre el Qz y el Kfs. Asimismo, destaca la presencia de un cristal de alanita maclado de casi 100 μm de largo. La Bt es la única fase ferromagnesiada presente, aunque su abundancia es muy escasa. B) Cristales de Kfs con tinción donde resaltan parches redondeados de plagioclasa. A la derecha es posible observar cristales de Qz con ligeras texturas de bulging. C) Texturas peritéticas donde cristales de Kfs exsuelven plagioclasa. D) También, se observaron cristales euédricos de alanita. E) Las texturas mirmekíticas están presentes en casi todas las muestras del Batolito Colotepec. F) Fenocristal de Kfs con textura poikilítica. Destaca el desarrollo de macla simple tipo Carlsbad. G) Algunos oikocristales enmascaran el maclado debido a una marcada extinción ondulante. H) Es posible observar cristales poikilíticos de Kfs inmersos en los cristales de Kfs de mayor tamaño.

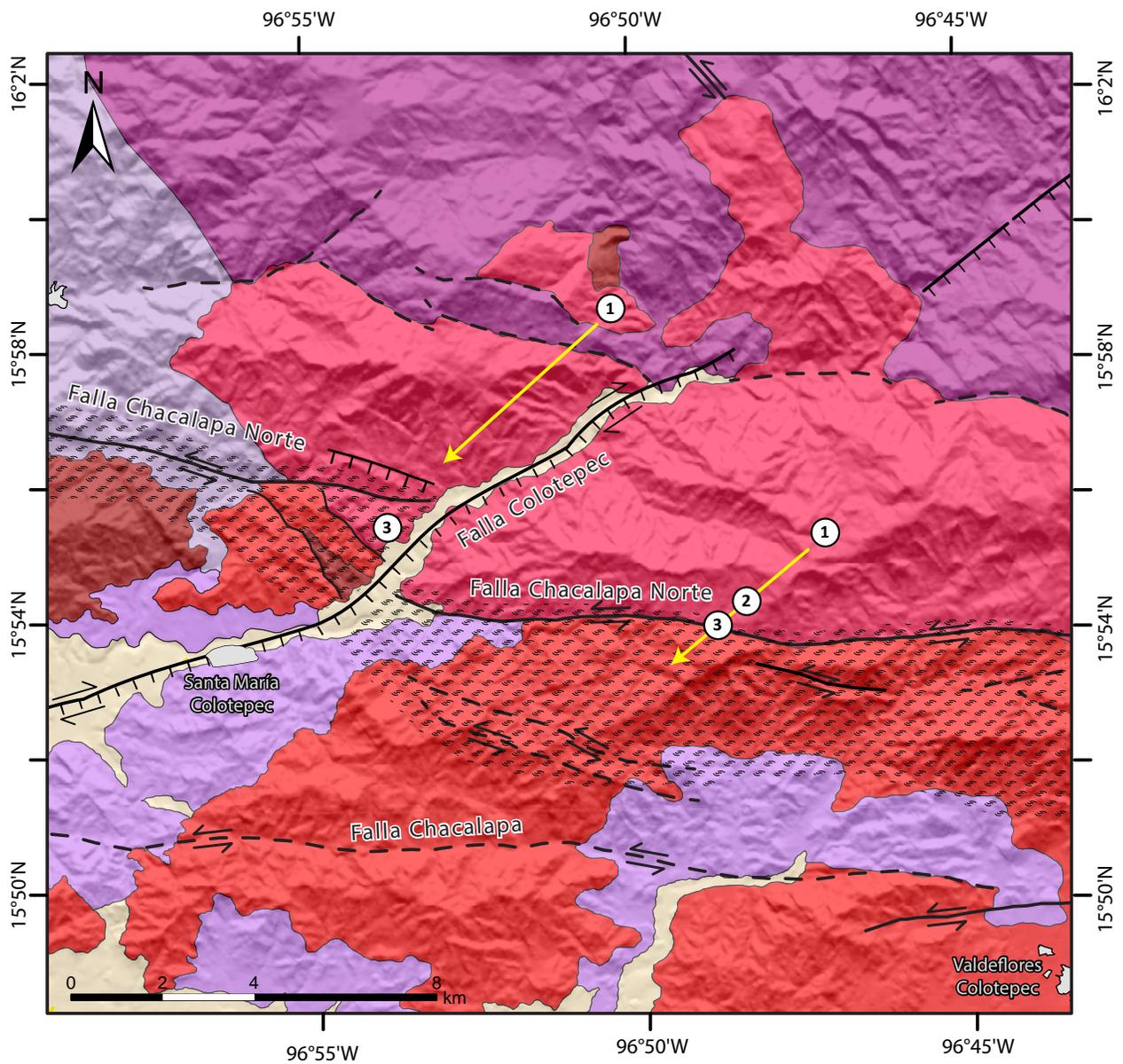
Microtexturas del Batolito Colotepec

La textura magmática original del Batolito Colotepec se encuentra parcialmente modificada debido a la deformación cristal-plástica asociada con el sistema de Falla Chacalapa Norte (Figura 4.4). La distribución de la deformación en el batolito no es homogénea, sino que se concentra en regiones de alta distorsión que coinciden con los lineamientos asociados a las cizallas. En este mismo sentido, el desarrollo de foliación milonítica se acentúa en estas regiones. Lo anterior promueve que las microestructuras que se forman en las fases cristalinas varíen de acuerdo con la intensidad de la deformación. En este caso, el cuarzo y los feldespatos son los minerales con mayor susceptibilidad al incremento de temperatura, y por ende son útiles para estimar las condiciones de la deformación. Dado que este sistema de lineamientos se concentra al sur del límite del batolito, la intensidad de la deformación incrementa de manera general de norte a sur en un segmento de casi 10 km (Figura 4.4). De acuerdo con lo anterior, es posible definir al menos tres categorías de deformación en el batolito: *granitoides con deformación incipiente*, *protomilonitas tipo I* y *protomilonitas tipo II*.

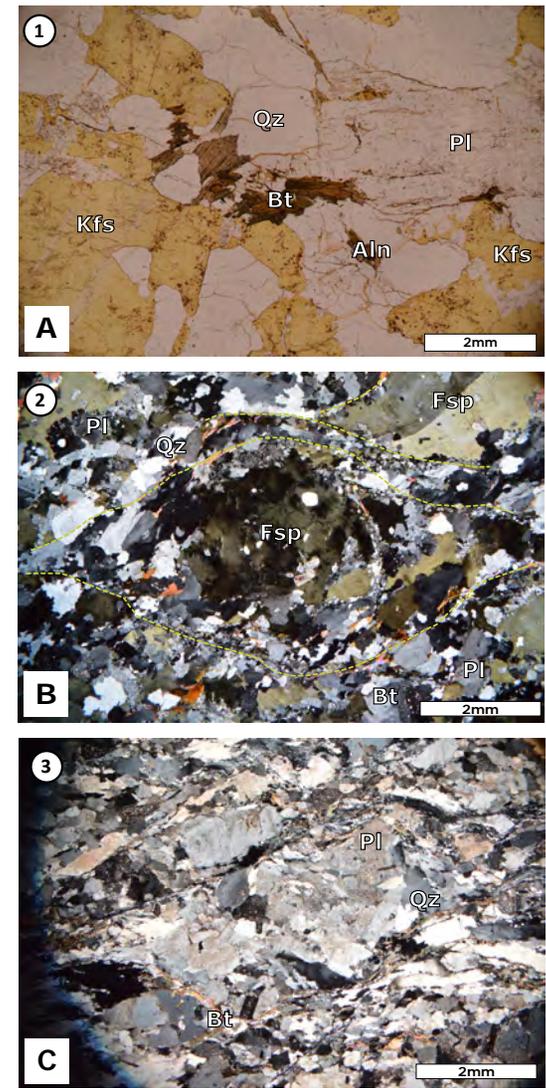
Los granitoides con deformación incipiente se caracterizan por carecer de una textura foliada (Figura 4.4A). Aunque no desarrollan porfidoclastos, se observa una notoria reducción del tamaño de grano del cuarzo. Este genera contactos lobulados con el feldespato alcalino y las micas, además presenta evidencias de recristalización dinámica de tipo migración de borde (*bulging*). Desarrolla extinción ondulante, algunas lamelas por deformación y en ocasiones se puede distinguir la presencia de paredes de dislocaciones (*dislocation walls*) (Figura 4.4D). Por otro lado, los feldespatos se encuentran con alto grado de microfracturamiento. Las plagioclasas, por su parte, llegan a desarrollar maclas de deformación (Figura 4.4E). Pocas biotitas se observan con texturas tipo *kink*. En contraste con este *set* de rocas, las protomilonitas tipo I se diferencian debido a que estas desarrollan foliación incipiente definida por la orientación de cuarzo, además de porfidoclastos de feldespato alcalino con extinción ondulante (Figura 4.4B). En este caso, el porcentaje de matriz recristalizada es de casi 10%. En cambio, las

protomilonitas tipo II presentan una foliación bien desarrollada y definida por la orientación de cristales de cuarzo y micas (Figura 4.4C). El porcentaje de recristalización de la matriz es de casi 25% respecto a la generación de porfidoclastos de feldespato alcalino. Asimismo, los cuarzos desarrollan extinción ondulante además de texturas de recristalización debido a procesos de migración de borde (*bulging*), aunque predomina la rotación de subgrano (Figura 4.4E). Asimismo, en algunas porciones comienzan a formarse estructuras de listones (*ribbons*) de cuarzo. Finalmente, se debe mencionar que todas las muestras se ven afectadas por un evento de deformación en régimen frágil ya que son abundantes las microfracturas que se superponen a las texturas anteriores.

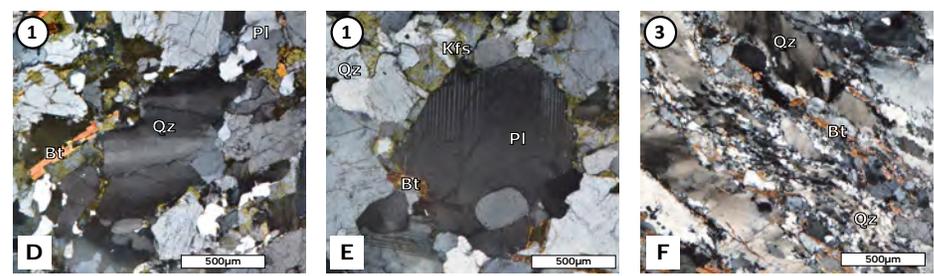
*Figura 4.4. Se presenta un mapa esquemático que muestra la variación de la intensidad de la deformación en las muestras del Batolito Colotepec en función de la presencia de las zonas de cizalla del Sistema Chacalapa. En flechas amarillas se indica el sentido del incremento de la deformación. En este mismo sentido la foliación en las muestras se acentúa. No obstante, cabe mencionar que todas las muestras se ven afectadas por este sistema de fallas. A) Granitoides con deformación incipiente se caracterizan por ausencia de foliación. Se observan contactos aparentemente en equilibrio, además de que la textura magmática original permanece relicta. B) Las protomilonitas tipo I comienzan a desarrollar foliación y porfidoclastos, aunque el porcentaje de matriz permanece bajo. C) La foliación es más intensa y está definida por la alineación de bandas de cuarzo y micas. El cuarzo activa mecanismos de deformación cristal-plásticos como *bulging*, aunque predomina la rotación de subgrano. D y E) Mecanismos de deformación en los granitoides con deformación incipiente. D) Presencia de cuarzos con extinción ondulante debido a la formación de *dislocation walls*. E) *Maclas* de deformación en plagioclasas. F) Foliación de micas y cuarzos. Formación incipiente de *ribbons* de cuarzo con extinción ondulante en las protomilonitas tipo II.*



Intensidad de deformación



- | | | | |
|------------------------|------------------------|-------------------------|-------------------------|
| ☆ Puntos de muestreo | Localidades | Sedimentos cuaternarios | Complejo Xolapa |
| Carreteras principales | Falla lateral | Batolito Colotepec | Granitoides pérmicos |
| Lineamiento | Falla lateral inferida | Batolito Pochutla | Basamento pre-Mesozoico |
| Falla normal | | Zona milonítica | Terreno Oaxaqueño |



Batolito Pochutla

El Batolito Pochutla fue reconocido al sur de los transectos Colotepec y Valdeflores, así como en las inmediaciones de las localidades Cosoltepec, Pochutla y Huatulco (Figura 4). Se encuentra a ~60 km de la trinchera del sur de México y comprende un área aproximada de 1,100 km² ya que se extiende desde Puerto Escondido hasta la bahía de Huatulco. Los afloramientos frescos y mejor expuestos se encuentran tanto en la sección Colotepec como en los cortes de carretera que comunican con Huatulco. Las rocas que constituyen al Batolito Pochutla conforman una estructura principalmente masiva, aunque en la sección Colotepec es evidente el desarrollo de foliación incipiente que consiste en alineaciones de minerales ferromagnesianos (Figura 4.5A, D y E). En esta misma sección es posible observar que el batolito también está afectado por una serie de planos de fracturamiento con dirección NNE-SSW (Figura 4.5A y B). Un rasgo particular del Batolito Pochutla es que contiene abundantes enclaves melanocráticos y leucocráticos que presentan formas ovaladas o redondeadas de ~10 a 20 cm (Figura 4.5C). Poseen una textura fanerítica de grano fino a medio y están compuestos por Pl+Qz+Anf, y Qz+Pl+Fd+Bt en muestra de mano, respectivamente. En muestra de mano, el batolito presenta generalmente una textura fanerítica de grano medio a grueso y una tonalidad mesocrática (Figura 4.5E y F). Sin embargo, como se describirá más adelante, la porción norte-oeste del batolito se encuentra afectado por una zona de cizalla, lo cual modifica su textura magmática original. En cambio, hacia la región sur y este del cuerpo la deformación es casi ausente y es posible distinguir la textura relictas.

Descripción petrográfica

A pesar de tener una mineralogía relativamente homogénea, el Batolito Pochutla presenta ligeras variaciones en el contenido mineralógico. Su composición se mantiene homogénea desde Puerto Escondido hasta el límite poniente de Huatulco donde las muestras se clasifican como tonalitas de biotita y hornblenda con titanita de acuerdo con el diagrama QAP (Figura 4.1). A partir de esta porción y hacia el este, la composición varía entre granodioritas y granitos de biotita, lo cual concuerda con lo previamente descrito por Tolson, (1998).

Por un lado, las tonalitas están conformadas, en orden de abundancia, por plagioclasa + cuarzo + biotita + anfíbol (hornblenda) + feldespato alcalino + minerales opacos + titanita + circón + apatito + alanita. Presentan una textura holocristalina de grano medio a grueso, aunque con las respectivas variaciones en el tamaño de grano definidas por la presencia de zonas de cizalla (Figura 4.7). Los cristales de anfíbol son generalmente subidiomorfos con bordes de reabsorción y en algunos casos con textura esquelética (Figura 4.6A). Desarrollan maclas simples y un particular color de interferencia y pleocroísmo verdoso.

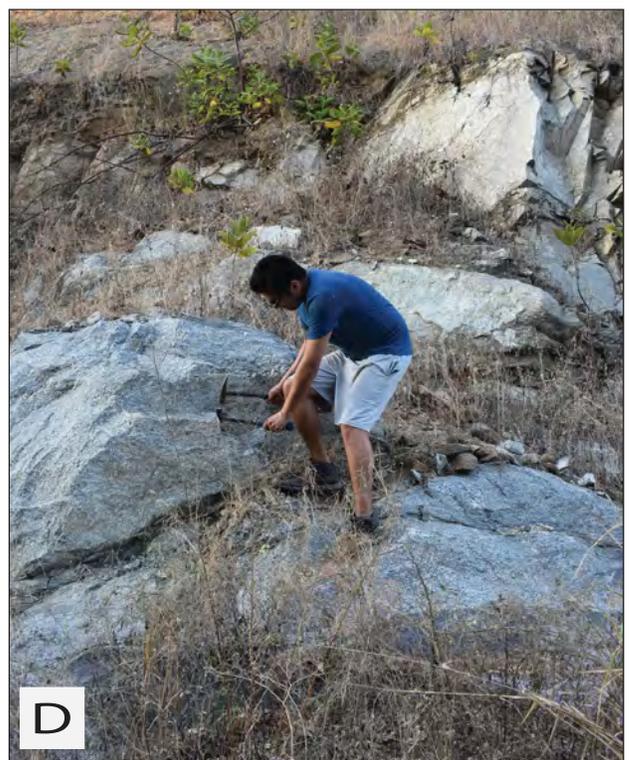
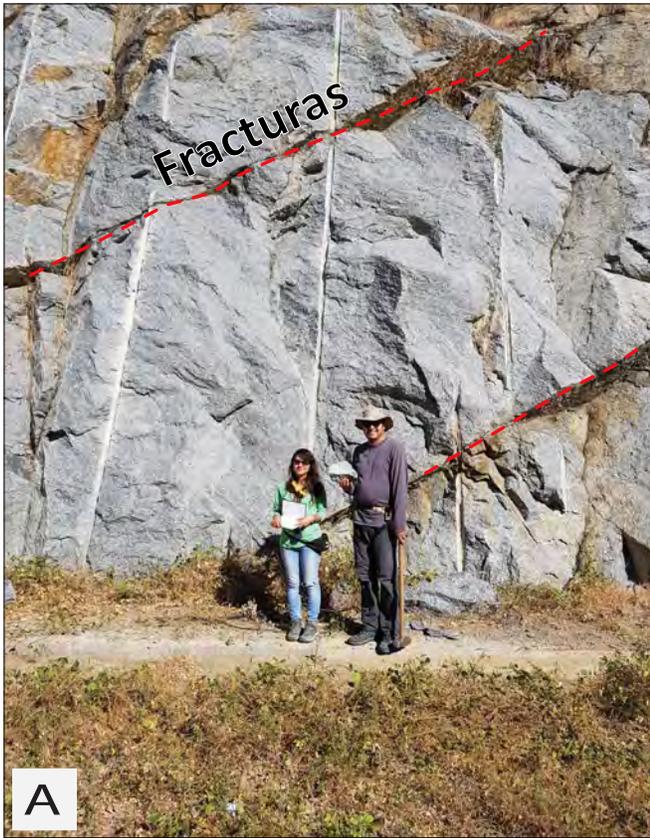


Figura 4.5. Características principales de los afloramientos del Batolito Pochutla. A y B) Exposición fresca del batolito donde se aprecia la estructura masiva, aunque con algunos planos de fracturas. C) Enclaves máficos holocristalinos con formas alargadas y ovaladas. Textura en muestra de mano: fanerítica holocristalina y mesocrática. D) Muestra de composición granodiorítica colectada en las inmediaciones de la localidad de Huatulco. En principio corresponde al Batolito Huatulco definido previamente por Tolson, (1998); aunque en el presente trabajo se propone una extensión de este cuerpo hacia el oeste como parte del Batolito Pochutla. E y F) Textura fanerítica de grano medio a grueso y mesocrática. En F destaca cierta foliación mineral.

Los anfíboles crecen típicamente en asociación con biotita, aunque también ocurren como cristales poikilíticos con cadacristales de plagioclasa y titanita esquelética (Figura 4.6B). De manera opuesta, también se encuentran como inclusiones en cristales de plagioclasa (Figura 4.6C). La plagioclasa se presenta como cristales anédricos a subédricos y en algunos casos con bordes corroídos, además de ligera sericitización. De la misma manera, los cristales de plagioclasa de mayor tamaño también desarrollan texturas poikilíticas, con inclusiones principalmente de anfíbol (Figura 4.6C). No obstante, en algunos casos se pueden observar contactos en equilibrio entre la plagioclasa y el anfíbol. La titanita presenta morfologías euédricas y subédricas: en algunos casos se desarrolla claramente su forma prismática con terminación en punta, aunque también se llega a encontrar redondeada, así como con textura esquelética (Figura 4.6D, Figura 4.7B). Típicamente crece en asociación con biotita (Figura 4.6E). En algunas de las muestras, sobre todo hacia el centro del batolito, crecen cristales subédricos de alanita de aproximadamente 5 mm. Estos poseen pleocroísmo rojizo y zoneamiento concéntrico, así como bordes posiblemente de epidota (Figura 4.6F). La biotita, que es el mineral ferromagnesiano más abundante, crece en formas tabulares, aunque también presenta formas anédricas. La cloritización y epidotización en los minerales máficos es casi nula. En todos los casos, las tonalitas tienen cantidades escasas de feldespato alcalino que crecen de manera intersticial.

Por otro lado, hacia la porción más oriental del Batolito Pochutla disminuye el contenido general de minerales ferromagnesianos, particularmente el anfíbol es escaso o nulo. Las muestras en esta región consisten en rocas holocristalinas equigranulares de grano medio a grueso y clasifican modalmente como granodioritas y granitos de biotita (Figura 4.1). En el caso de los granitos predomina una textura de grano grueso con un ensamble predominante de Qz + Pl + Kfs en contacto mutuo, en algunas ocasiones los bordes son semi rectos, aunque también llegan a ser irregulares (Figura 4.7F). Las plagioclasas son típicamente subidiomórficas con ligera sericitización. La biotita es la única fase ferromagnesiana presente y se muestra generalmente de manera

intersticial. A diferencia de este grupo de rocas, en las granodioritas únicamente se observa un incremento en la abundancia de biotita, la cual desarrolla hábitos principalmente tabulares.

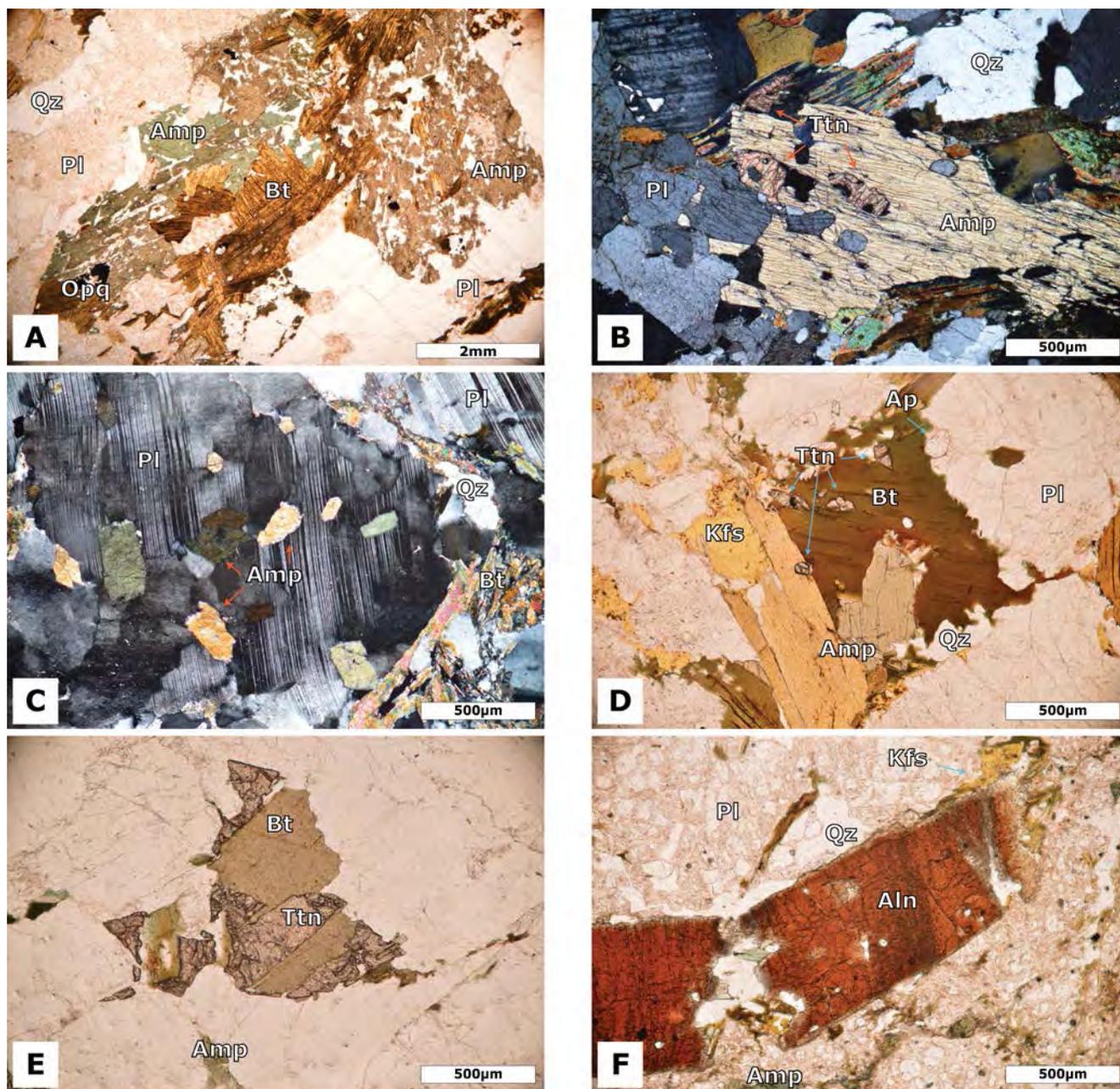


Figura 4.6. Características petrográficas representativas del Batolito Pochutla. A) Textura esquelética de anfíbol en asociación con biotita. En contraste con los cristales de Bt del Batolito Colotepec, estas despliegan hábitos tabulares. B) Cristal poikilitico de anfíbol con inclusiones de titanita esquelética y plagioclasa. Se puede ver que tiene bordes irregulares al contacto con plagioclasa y biotita. Se señalan en flechas rojizas algunos cristales de titanita redondeada y esquelética. C) Cristal de plagioclasa anédrica y poikilitica con inclusiones de anfíbol. Desarrolla la típica macla polisintética aunque se ve ligeramente

enmascarada por la presencia de extinción ondulante. D) Asociación de biotita con anfíbol con cristales redondeados de titanita. E) Relación de entrecrecimiento entre titanita y biotita. F) Cristal subédrico y fracturado de alanita. Muestra zoneamiento concéntrico y un delgado borde de epidota.

Microtexturas del Batolito Pochutla

La deformación en este batolito se concentra hacia la porción norte-oeste del cuerpo, en las muestras de las secciones Colotepec y Valdeflores, donde se ven afectadas por las zonas de cizalla del sistema Chacalapa Norte (Figura 4.7). Desarrollan una textura protomilonítica definida por la orientación de filosilicatos, anfíboles y cristales de cuarzo alrededor de porfidoclastos de plagioclasa y en pocas ocasiones de anfíbol (Figura 4.7A). El cuarzo presenta una evidente reducción de tamaño de grano, lo que genera un porcentaje de matriz de aproximadamente 15% respecto a los porfidoclastos. Conforman bandas con extinción ondulante acompañada de abundantes contactos lobulados, aunque predomina la generación de subgranos (Figura 4.7B). También destaca la generación incipiente de listones de cuarzo recrystalizado. Por su parte, las plagioclasas exhiben microfracturamiento acompañado de extinción ondulante (Figura 4.6C) y maclas de deformación (Figura 5.7C). Asimismo, algunos cristales de plagioclasa y biotita muestran evidencias de dislocaciones en la red cristalina en forma de texturas *kink* (Figura 4.7D). En estas muestras es común la presencia de texturas de exsolución mirmekíticas. En comparación, al sur de la sección Valdeflores y al sur de San José Chacalapa las muestras presentan únicamente escasos cristales de cuarzo con desarrollo incipiente de contactos lobulados. En este caso, así como en las granodioritas y granitos de biotita, no hay desarrollo de foliación. Presentan texturas holocristalinas equigranulares de grano medio a grueso (Figura 4.7F).

Diques anfibolíticos

Dentro del área de estudio se identificaron numerosos diques de composición máfica y anfibolítica, cuya exposición se aprecia mejor a lo largo de la sección Colotepec. De acuerdo con su edad relativa definida por relaciones de corte y semejanzas composicionales, se pueden dividir en dos grupos: diques cenozoicos y diques paleozoicos. Los diques cenozoicos exhiben una diversidad en el tamaño y en la forma que poseen, se presentan ya sea como cuerpos tabulares con tamaños entre 2 a 10 metros de ancho; o bien como intrusiones de ~50 cm interconectados entre sí (Figura 4.8A). Estos diques intrusionan a los granitoides paleozoicos, al Complejo Xolapa y al Batolito Colotepec, dentro de la zona de cizalla de la Falla Chacalapa Norte (FCN) y Falla Chacalapa (FC).

Microtexturas del Batolito Pochutla

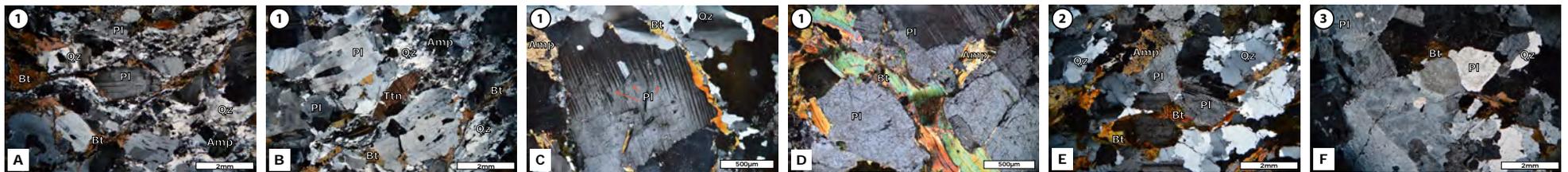
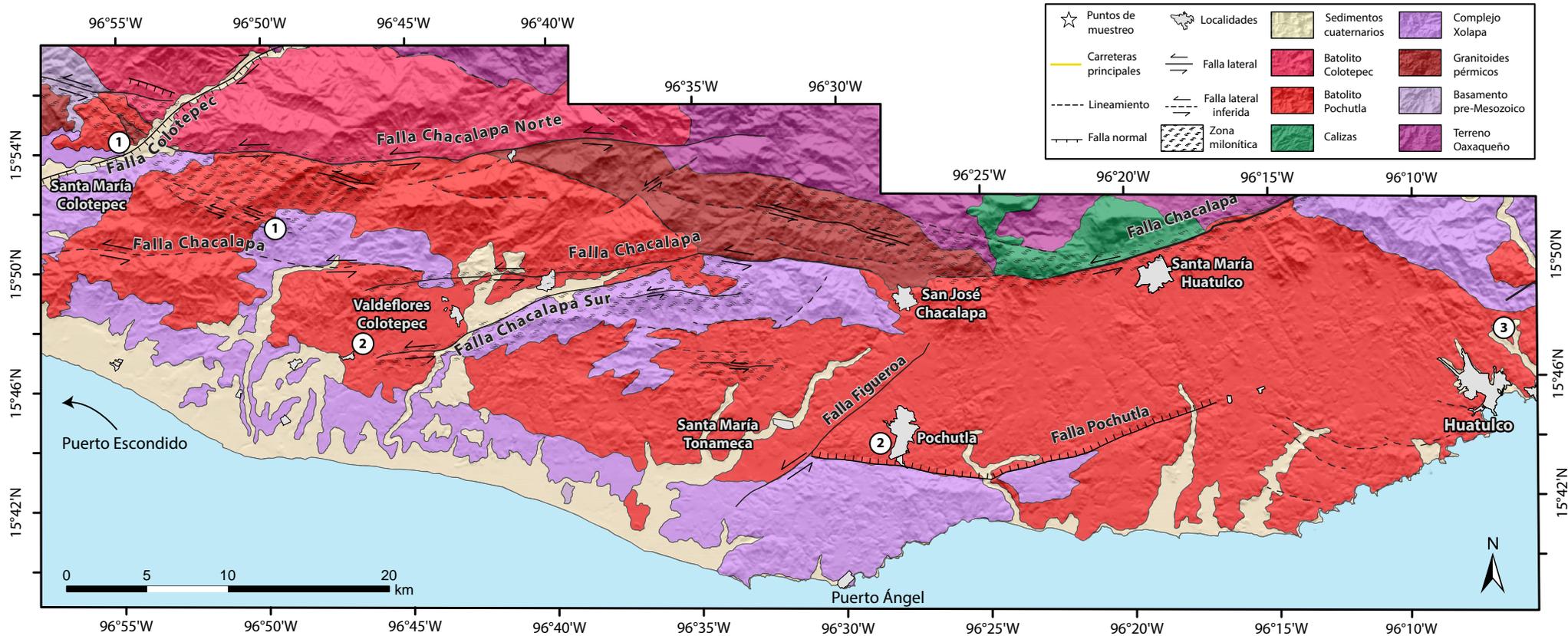


Figura 4.7. Mapa esquemático de las variaciones texturas en el Batolito Pochutla. En la porción norte oeste las muestras presentan una textura inequigranular debido a la reducción del tamaño de grano del Qz. Estas se encuentran dentro de la franja milonítica de la traza de la Falla Chacalapa Norte. En A y B se puede apreciar la intensidad de la deformación en el cuarzo, el cual activa mecanismos de rotación de subgrano principalmente, así como extinción ondulante. En C y D se muestra el comportamiento de las plagioclasas y biotita con desarrollo de maclas de deformación y estructuras kink, respectivamente. En E se observa un ejemplo de la textura general de las rocas en los sitios indicados por el 2. Esta muestra un desarrollo incipiente de contactos lobados en el cuarzo, sin embargo, no se desarrolla foliación. En F se muestra la textura de las rocas graníticas del Batolito Pochutla. No hay evidencias claras de deformación y presentan una textura holocristalina equigranular.

Presentan generalmente foliación magmática, aunque también es posible identificar texturas “de lápiz” con orientación paralela a la dirección de intrusión (Figura 4.8B). Además, los diques también se encuentran afectados por fracturas y fallas posteriores a la intrusión, lo que facilita el proceso de intemperismo y cataclasis (Figura 4.8C). Es posible inferir, también, que su orientación pudo haber estado determinada por este sistema de fallas, ya que en casos se observaron planos con estrías de falla que delimitan la unidad (Figura 4.8C). Dentro de los planos de fractura es común reconocer el desarrollo de vetas de calcita o cuarzo recristalizado. Las muestras de mano de este conjunto de diques son rocas principalmente afaníticas y melanocráticas, aunque muestran una coloración verdosa posiblemente debido a procesos de epidotización (Figura 4.8D). El segundo grupo de diques que son de edad pérmica se identificaron al norte de la misma sección. Son de tonalidad melanocrática con aproximadamente 15 cm de ancho e intrusionan al Granitoide Pérmico Colotepec. Estos, en contraste con los diques anteriores, presentan una textura fanerítica de grano medio y no desarrollan foliación (Figura 4.8E). Como rasgo distintivo, parte de estos diques se encuentran desmembrados, lo cual está relacionado con las condiciones físicas de ambos magmas en el momento de la intrusión (Figura 4.8E).

Descripción petrográfica y microtexturas

La paragénesis mineral que define a los diques cenozoicos está dada por la presencia de anfíbol (hornblenda) + cuarzo + plagioclasa (albita/oligoclasa) + ilmenita/magnetita + titanita + biotita ± apatito ± rutilo ± tremolita/actinolita ± clorita (Figura 4.9A). Se reconocieron muestras que evidencian procesos de metamorfismo que, de acuerdo con la paragénesis mineral, alcanzaron la facies de anfíbolita alta. Sin embargo, es posible reconocer en otras muestras un proceso de retrogresión caracterizado por la aparición de fases minerales estables en condiciones de esquistos verde. De acuerdo con las relaciones observadas en campo y a la paragénesis mineral se puede considerar que el protolito de esta unidad pertenece al grupo químico máfico.

La textura que presentan es principalmente nematoblástica equigranular cuyo tamaño de grano varía de fino a medio entre las muestras (Figura 4.9B). El anfíbol define formas anédricas a subédricas y exhibe una coloración verdosa. Presenta contactos irregulares ya sea con el cuarzo o con la plagioclasa. Entre los planos de foliación marcados por el anfíbol crecen agregados de cuarzo orientados casi de manera paralela. Estos activan mecanismos de deformación cristal-plásticos de tipo *grain boundary migration*, y también texturas producidas por dislocaciones como extinción ondulante (Figura 4.9C). La plagioclasa se observa como cristales anédricos con desarrollo de sericitización. Son frecuentes las maclas polisintéticas, aunque también las maclas por deformación. La titanita se encuentra como cristales de ~100 μm . Presenta formas anédricas con bordes completamente redondeados, aunque muy pocos cristales mantienen su típica forma prismática en punta. Se observan en asociación con la ilmenita, y en algunos casos ésta crece a partir de núcleos pequeños de titanita redondeada.

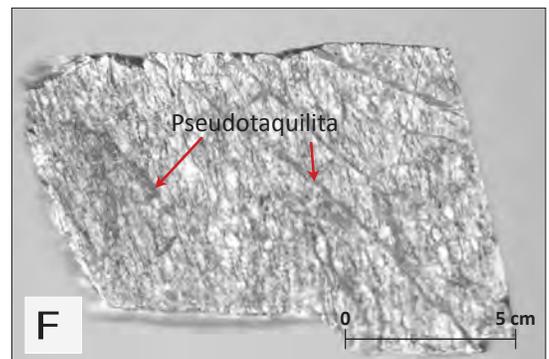
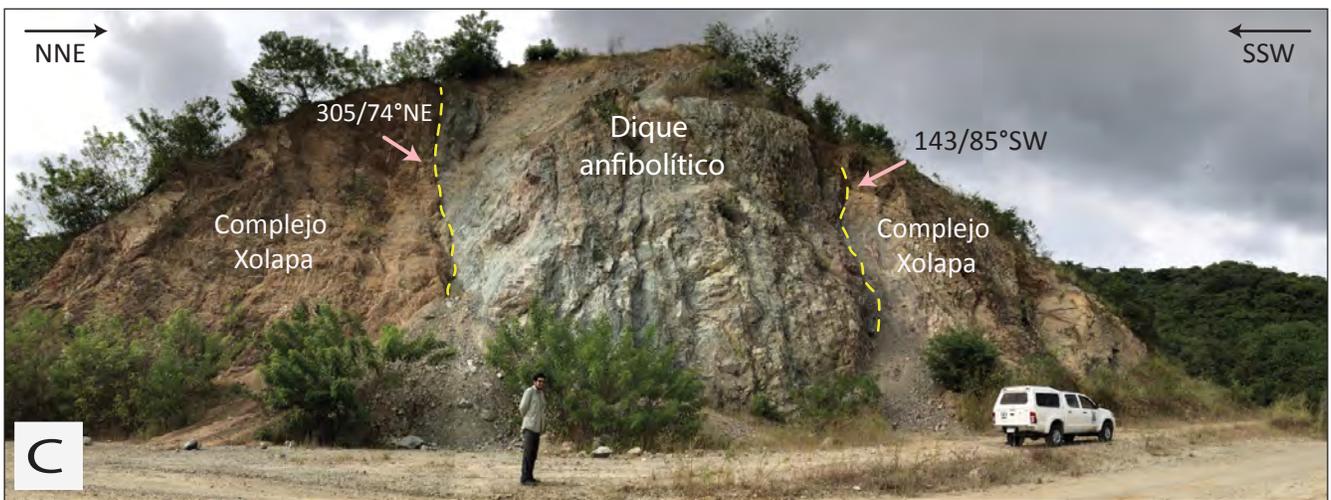
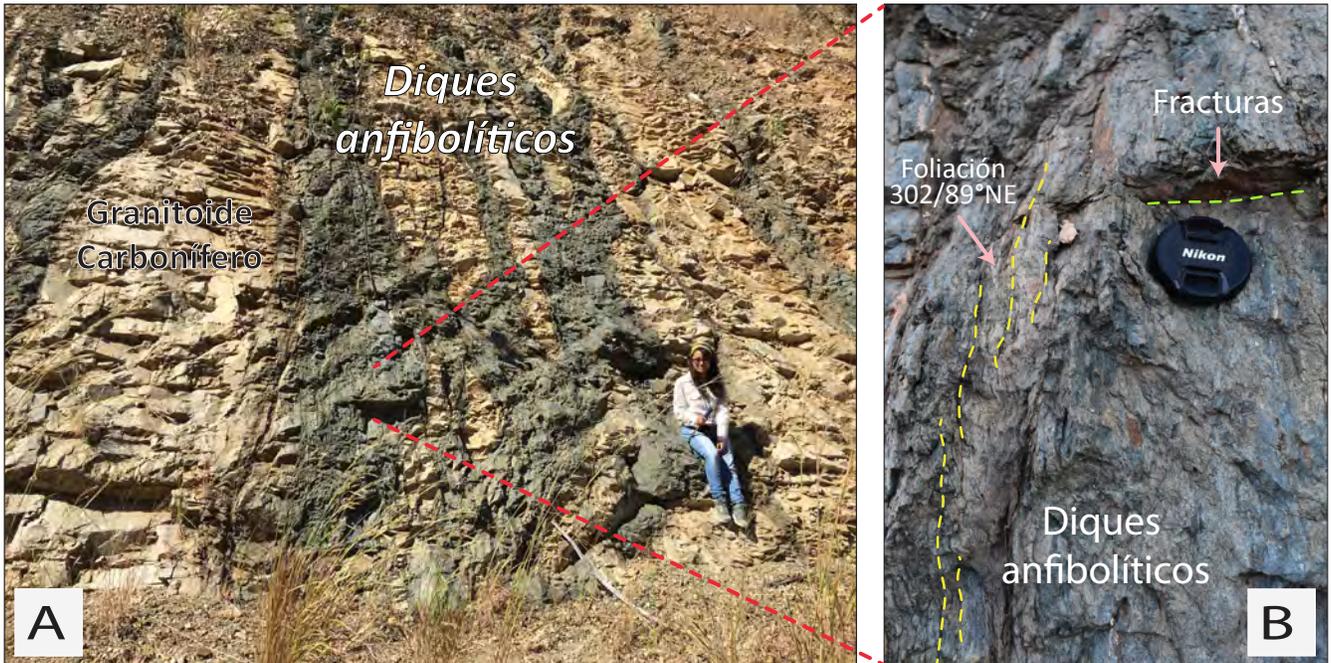


Figura 4.8. A) Diques máficos de edad cenozoica metamorfizados en facies de anfibolita alta intrusionan al Granitoide Carbonífero. Se puede observar el grado de fracturas en ambas unidades. B) Acercamiento a la textura de los diques donde se observan tanto planos de foliación como de fracturamiento. C) Al centro se observa mayoritariamente un dique que intrusiona al Complejo Xolapa mediante un sistema de fallas que es marcado en flechas rosas. Sobre los planos pueden reconocerse evidencias de falla como la presencia de salbandas, sin embargo, no fue posible determinar su sentido. En asociación con el dique, se pudieron reconocer fragmentos graníticos con características de deformación similares al dique, por lo que se interpreta que la intrusión ocurrió en conjunto. D) Muestra de mano de las anfibolitas donde puede verse la textura afanítica y melanocrática con porciones verdosas debido a la epidotización. E) Dique pérmico melanocrático intrusiona al Granitoide Pérmico Colotepec, en particular, este dique presenta una textura desmembrada. F) Muestra de mano de la porción granítica asociada al dique, donde son claras las bandas de pseudotaquilitas.

Es común encontrar ligeras acumulaciones de cristales individuales de la titanita. Los minerales opacos representan fases accesorias que alcanzan hasta 8-10% de abundancia. Se identificaron cristales de ilmenita, así como magnetita con halos de hematita. La biotita sólo se encontró en una muestra de los diques y típicamente forma parte de la foliación en conjunto con los anfíboles. En los diques de grano fino también se desarrollan texturas glomeroporfídicas, que son acumulaciones de cristales de anfíbol (hornblenda y actinolita), cuarzo y minerales opacos (Figura 4.9D). Como evidencia del proceso de retrogresión, en una de las muestras se observan pseudomorfos de clorita reemplazando cristales de anfíbol (hornblenda), además es frecuente la aparición de cristales de tremolita-actinolita también en asociación con la clorita. Otro rasgo que resalta es el crecimiento de titanita a partir de cristales menores de rutilo (Figura 4.9E y F).

Esta unidad exhibe rasgos particulares que permiten apreciar la influencia que tiene sobre ella la deformación bajo un régimen frágil. En una de las muestras se reconocieron numerosos planos de fracturas y micro-fallas que cortan la foliación previamente descrita. También se reconocieron bandas de pseudotaquilitas de aproximadamente 500 μm compuestas por una matriz vítrea y con fragmentos angulosos de los minerales circundantes (Figura 4.9G y H). Asimismo, estas bandas también se pudieron identificar en la porción cuarzo-feldespática que forma parte del encajonante del dique (Figura 4.8F).

Finalmente, los diques presentan texturas y estructuras que son resultado de procesos secundarios, por ejemplo, el desarrollo de vetas rellenas de calcita y cuarzo recristalizado que cortan tanto la foliación como los planos de fracturas y fallas.

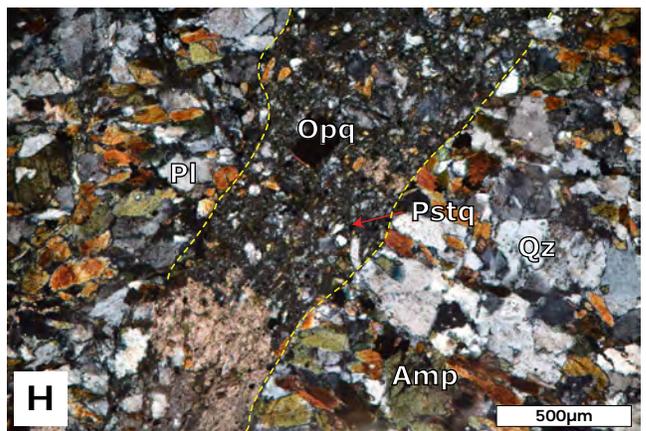
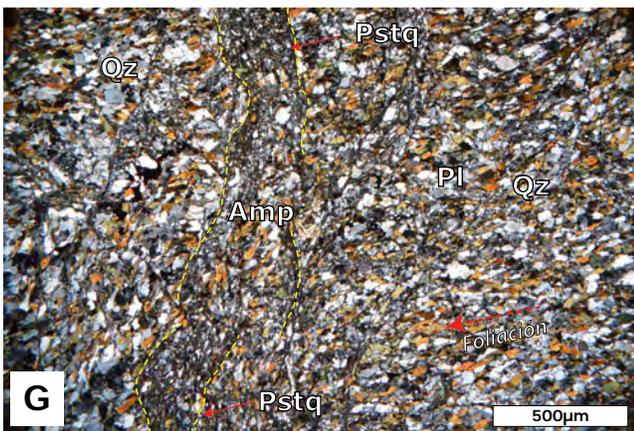
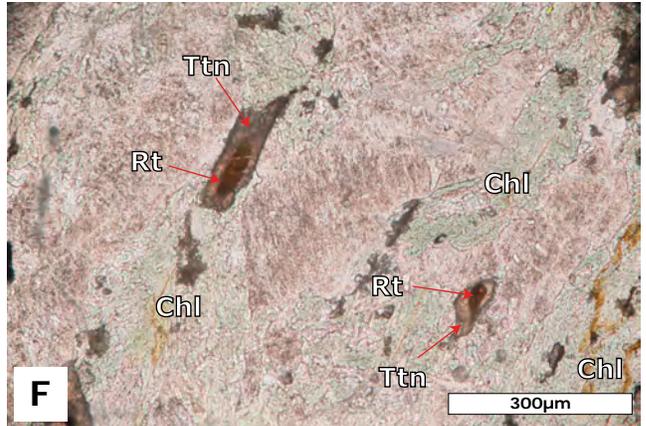
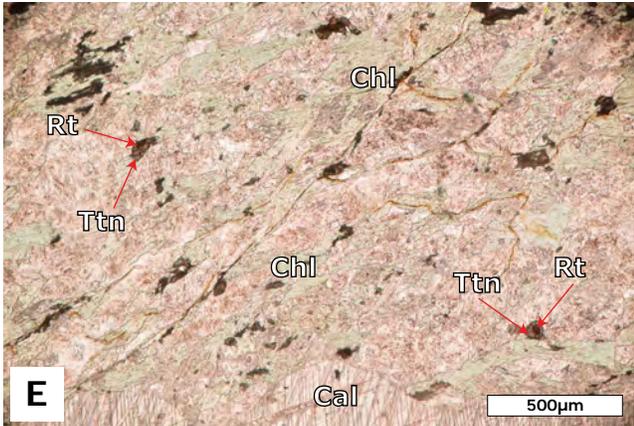
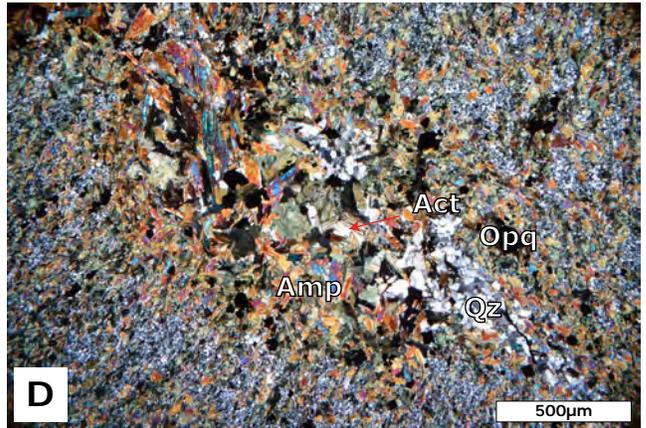
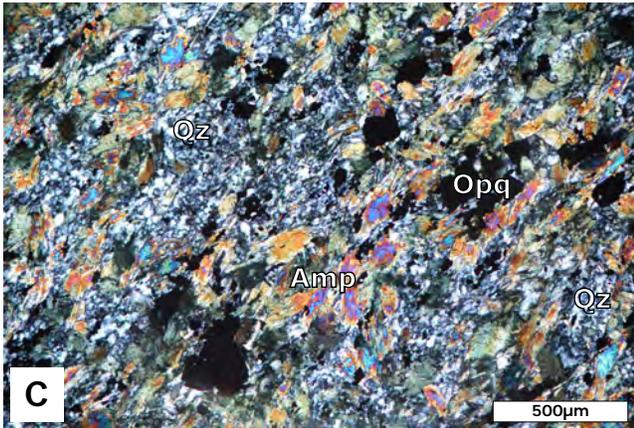
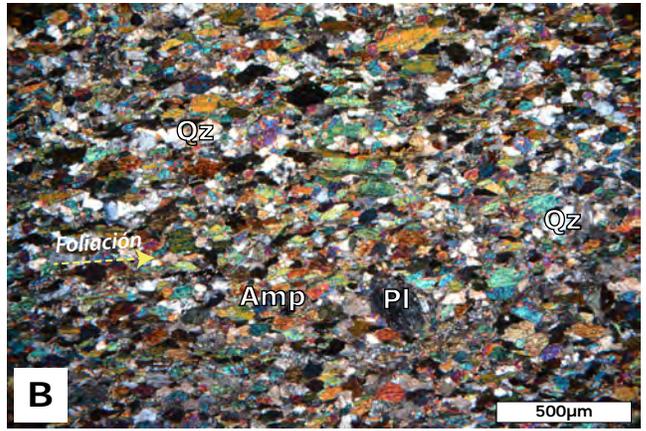
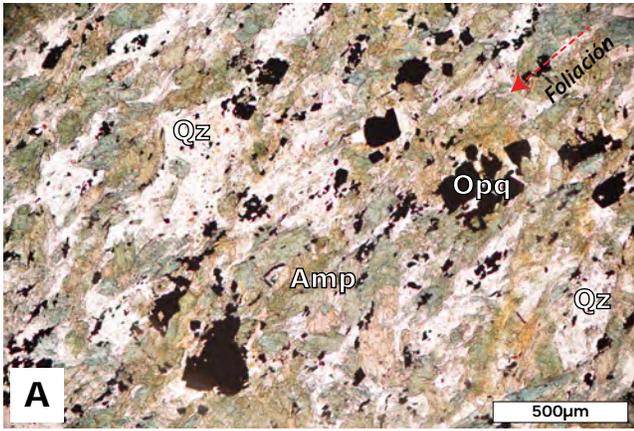


Figura 4.9. Microtexturas representativas de los diques cenozoicos. A) Foliación nematoblástica definida por la orientación preferente de cristales de anfíbol. Contiene minerales opacos que pueden ser ilmenita y/o magnetita. Se indica en rojo la dirección de la foliación. B) Textura nematoblástica de una anfíbolita de grano medio. En esta muestra las evidencias de deformación cristal-plástica son escasas. C) Entre los planos de foliación el cuarzo desarrolla texturas de GBM posiblemente causadas por procesos de recristalización dinámica. D) Texturas glomeroporfídicas de cuarzo y dos tipos de anfíbol: actinolita y hornblenda. E) Textura de retrogresión a facies de esquistos verdes en las anfíbolitas. F) Desarrollo de coronas de titanita sobre núcleos de rutilo. G) Se observan vetas de pseudotaquilitas que atraviesan y cortan la foliación previa. H) Acercamiento a las pseudotaquilitas. Están compuestas por una matriz de vidrio que contiene fragmentos angulosos de minerales de la roca encajonante.

Granitoides paleozoicos

Por medio de los resultados geocronológicos se identificaron tres granitoides paleozoicos a lo largo del área de estudio (Figura 4). Sobre la sección Colotepec afloran el Granitoide Carbonífero y el Granitoide Pérmico Colotepec; adicionalmente, se reconoció otro granitoide de edad pérmica en las inmediaciones de San José Chacalapa, norte de Pochutla. En los tres casos no fue posible determinar los límites de los intrusivos ya que los afloramientos llegan a presentar extensa cubierta vegetal o se cortan por el cauce de algún río. Sin embargo, su extensión se propone con base en las observaciones satelitales. Los afloramientos de estos cuerpos exhiben una fuerte estructura con foliación cristal-plástica que sugiere que fueron afectados por zonas de cizalla (Figura 4 y Figura 4.14). En seguida, se presenta una breve descripción de cada uno de ellos.

Granitoide Carbonífero

Se expone al sur de la sección Colotepec y su ubicación coincide con la traza de la Falla Chacalapa Norte. De acuerdo con los límites propuestos, el área de este granitoide sería de aproximadamente 1 km² y está representado por rocas faneríticas equigranulares de grano fino. La escasez de minerales ferromagnesianos le conceden una coloración leucocrática, aunque con tonos rosados (Figura 4.8). Las estimaciones de las proporciones mineralógicas de esta muestra la clasifican como un granito de biotita, aunque el alto grado de recristalización no permitió realizar el conteo modal. No obstante, los análisis de elementos mayores la clasifican químicamente como un granito (De la Roche, 1980). A escala de afloramiento resalta una estructura con foliación e intenso desarrollo de lineación asociadas con las zonas de cizalla. Se observan también numerosos planos de fractura y fallas menores sobrepuestas a la foliación. Como ya se describió anteriormente, esta unidad se

encuentra intrusionada por los diques. Posteriormente, ambas litologías fueron afectadas en conjunto por la zona de cizalla de la Falla Chacalapa Norte. Bajo el microscopio se trata de una roca compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato, escasa biotita y minerales opacos, además de fases accesorias como circón y apatito. Presenta una textura holocristalina inequigranular y alotriomórfica. Las plagioclasas conforman cristales anédricos a subédricos con bordes redondeados y corroídos. Desarrollan texturas de tamiz, así como alta sericitización que deriva en la formación de pequeños cristales de muscovita. Las plagioclasas activan mecanismos de deformación en régimen frágil como maclado, extinción ondulante, estructuras *kink* y fracturas. En cambio, se observa una notable disminución en el tamaño de grano del cuarzo. Este desarrolla un alto grado de recrystalización dinámica donde predominan la formación de subgranos y el *bulging*, con algunos dominios definidos por contactos poligonales (Figura 4.10).

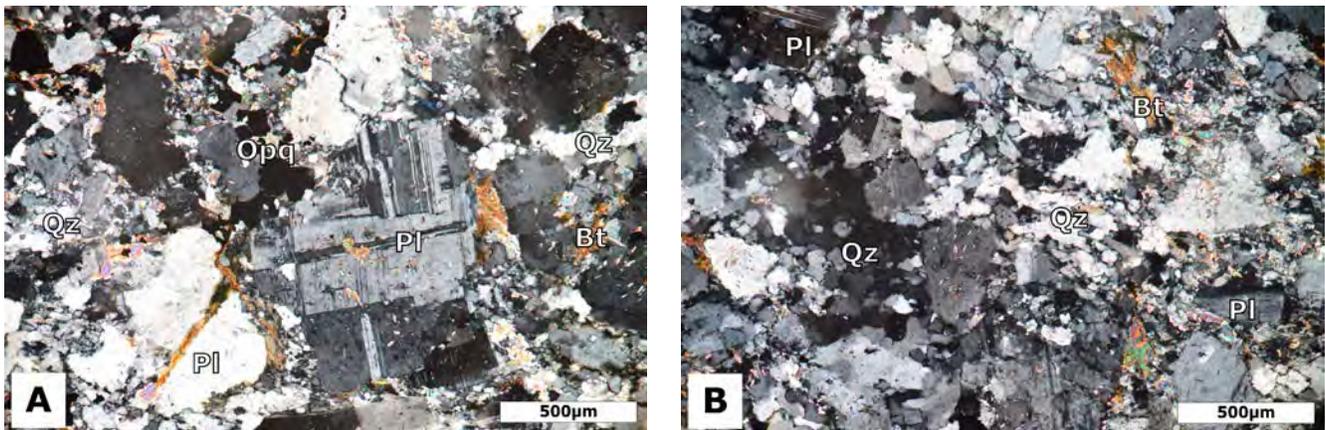


Figura 4.10. Texturas principales del Granitoide Carbonífero. A) Cristales anédricos de plagioclasa con fracturamiento y desarrollo de maclas de deformación. Se observan sericitizadas y con crecimiento de muscovita al centro. B) El cuarzo presenta texturas de recrystalización dinámica como SGR y GBM, que se observa principalmente en la porción centro-derecha de la imagen. En cambio, hacia el centro-izquierda los contactos entre los cuarzoes de tipo poligonales.

Granitoide Pérmico Colotepec

El Granitoide Pérmico Colotepec aflora hacia el extremo norte de la misma sección y se distribuye por $\sim 2 \text{ km}^2$. La unidad está conformada por rocas faneríticas y mesocráticas de grano fino a medio. La localidad tipo presenta rasgos de diaclasamiento y además desarrolla una textura foliada definida por la orientación de minerales ferromagnesianos y félsicos (Figura 4.11A y B). Asimismo, una serie de planos de fracturas y fallas cortan la unidad, aunque sin una orientación preferencial. Esta litofacie se encuentra ampliamente intrusionada por diques aplíticos

y máficos con formas tabulares, a veces desmembrados, y de aproximadamente 30 -50 cm de ancho (Figura 4.8E y Figura 4.11A).

El ensamble mineralógico que compone este granitoide comprende cristales de anfíbol + cuarzo + plagioclasa + biotita + feldespato + titanita + minerales opacos y minerales accesorios como alanita + circón + apatito (Figura 4.11C). Presenta una textura nemato-granoblástica equigranular definida por la orientación sobre todo de anfíboles. El anfíbol se encuentra como cristales subédricos con bordes absorbidos e irregulares. Tiene una textura esqueletal, así como poikilítica con inclusiones de cuarzo redondeado (Figura 4.11D). Se identificaron dos familias de cristales de titanita. Los de mayor tamaño (~600 μm) son subédricos y con textura esqueletal que, además, se encuentran asociados al anfíbol. En contraste, cristales pequeños de titanita (~100 μm) forman agregados cristalinos y tienen formas redondeadas que en ocasiones forman parte de la foliación (Figura 5.11E y F). La plagioclasa conforma cristales anédricos con típicas maclas polisintéticas y zoneamiento concéntrico. Los agregados minerales de cuarzo definen contactos poligonales entre sí, con escasas evidencias de procesos de recristalización dinámica como *SGR*. Al contacto con feldespato alcalino llegan a desarrollarse texturas de exsolución mirmekíticas. La biotita es escasa en la muestra, aunque llega a observarse como parte de la foliación. Típicamente presenta una coloración marrón, aunque se puede identificar un proceso de cloritización incipiente.

Granitoide Pérmico Chacalapa

El Granitoide Pérmico Chacalapa aflora en las inmediaciones de la localidad que lleva el mismo nombre, al norte de Pochutla, Oaxaca. En este trabajo se propone que su extensión es de ~150 km^2 hacia el oeste y se acuña mediante la presencia de un sistema de fallas laterales y normales (Figura 4.14). Está compuesto por rocas faneríticas de grano fino a medio y puede identificarse su composición rica en minerales félsicos, así como una coloración rojiza producida por la oxidación de minerales ferromagnesianos (Figura 4.12A). Las localidades tipo exhiben una fuerte estructura de tectonita tipo $L > S$, definidas por el desarrollo de una lineación penetrativa denominada textura “lápiz” (Figura 4.12B y C).

Está compuesto por cuarzo, plagioclasa, escasos minerales ferromagnesianos como biotita y anfíbol, titanita, así como circón y apatito que representan las fases accesorias. Exhibe una textura holocristalina equigranular y alotriomórfica con desarrollo de foliación marcada por la orientación de cristales de cuarzo, biotita y anfíbol (Figura 4.12D). Por un lado, los anfíboles presentan formas subédricas con bordes irregulares e inclusiones de cuarzo y plagioclasa. Se pueden identificar algunos cristales de plagioclasa con maclas de deformación, así como cuarzos con texturas de recristalización como *SGR* y *GBM*.

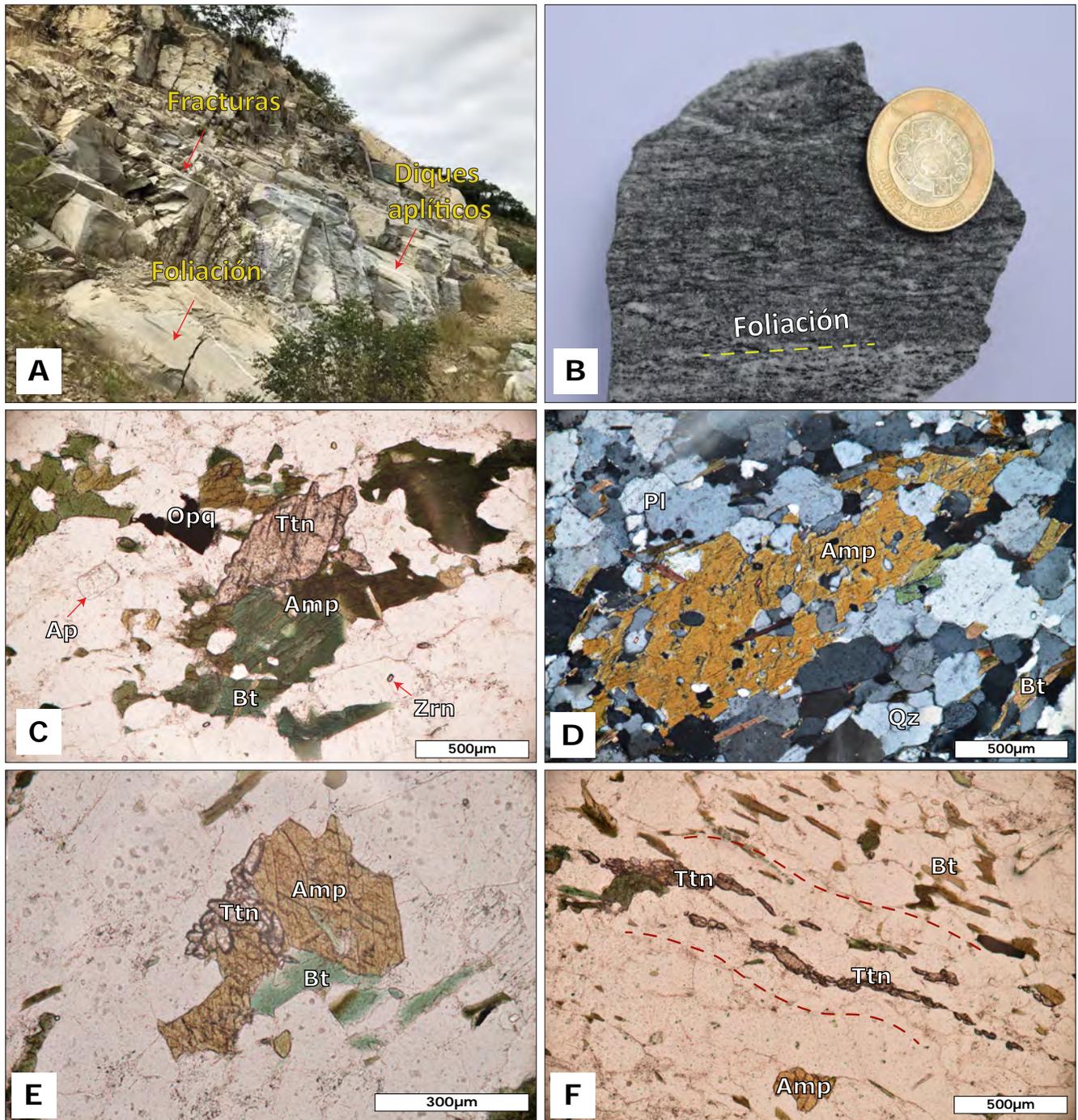


Figura 4.11. Rasgos principales del Granitoide Pérmico Colotepec. A) Localidad tipo de esta unidad, se observa el claro desarrollo de planos de fracturas así como la numerosa intrusión de diques aplíticos. B) Muestra de mano del granitoide donde se puede apreciar la textura foliada que presenta. C) Ensamble mineralógico que compone la unidad. Es frecuente la presencia de titanita en asociación con biotita y anfíbol. D) Anfíbol poikilítico con cristales de cuarzo redondeado. E) Titanita anédrica con bordes redondeados se encuentra en asociación con anfíbol euédrico y biotita cloritizada. F) Planos de foliación del granitoide con titanitas anédricas orientadas con los planos.

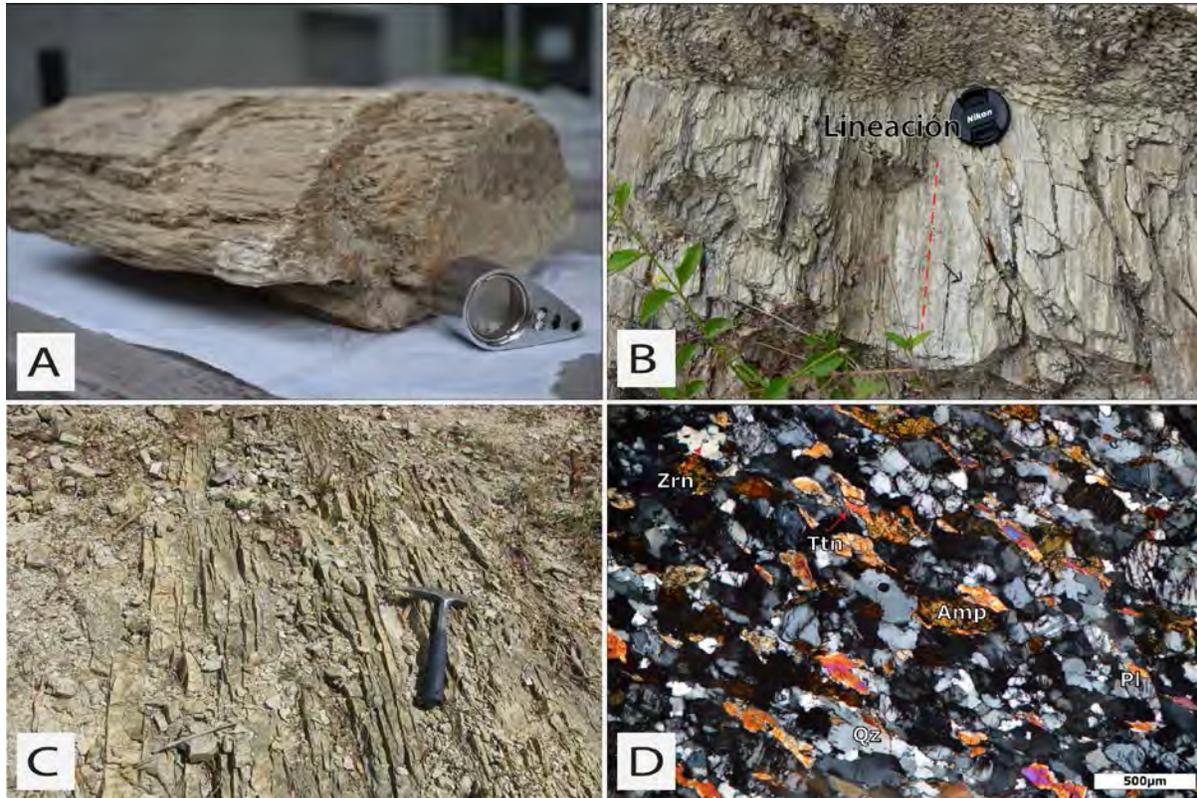


Figura 4.12. Tectonita $L > S$ desarrollada en el Granitoide Pérmico Chacalapa. A) Muestra de mano: roca fanerítica de grano fino. B y C) Estructura a escala de afloramiento donde predomina el desarrollo de lineación respecto a foliación. D) Fotomicrografía de la muestra: cristales orientados de anfíbol, cuarzo policristalino y biotita. Puede observarse la textura equigranular aunque alotriomórfica.

Unidades metamórficas

Los intrusivos cenozoicos del área de estudio guardan una estrecha relación con rocas metamórficas de diferente naturaleza y que afloran notablemente en la región. Parte de este ensamble lo comprenden litologías asociadas a los basamentos metamórficos Xolapa y Oaxaqueño; mientras que en menor abundancia se reconocieron rocas que son resultado de un proceso de metamorfismo de contacto y que, además, se ven altamente afectadas por las zonas de cizalla del Sistema Chacalapa.

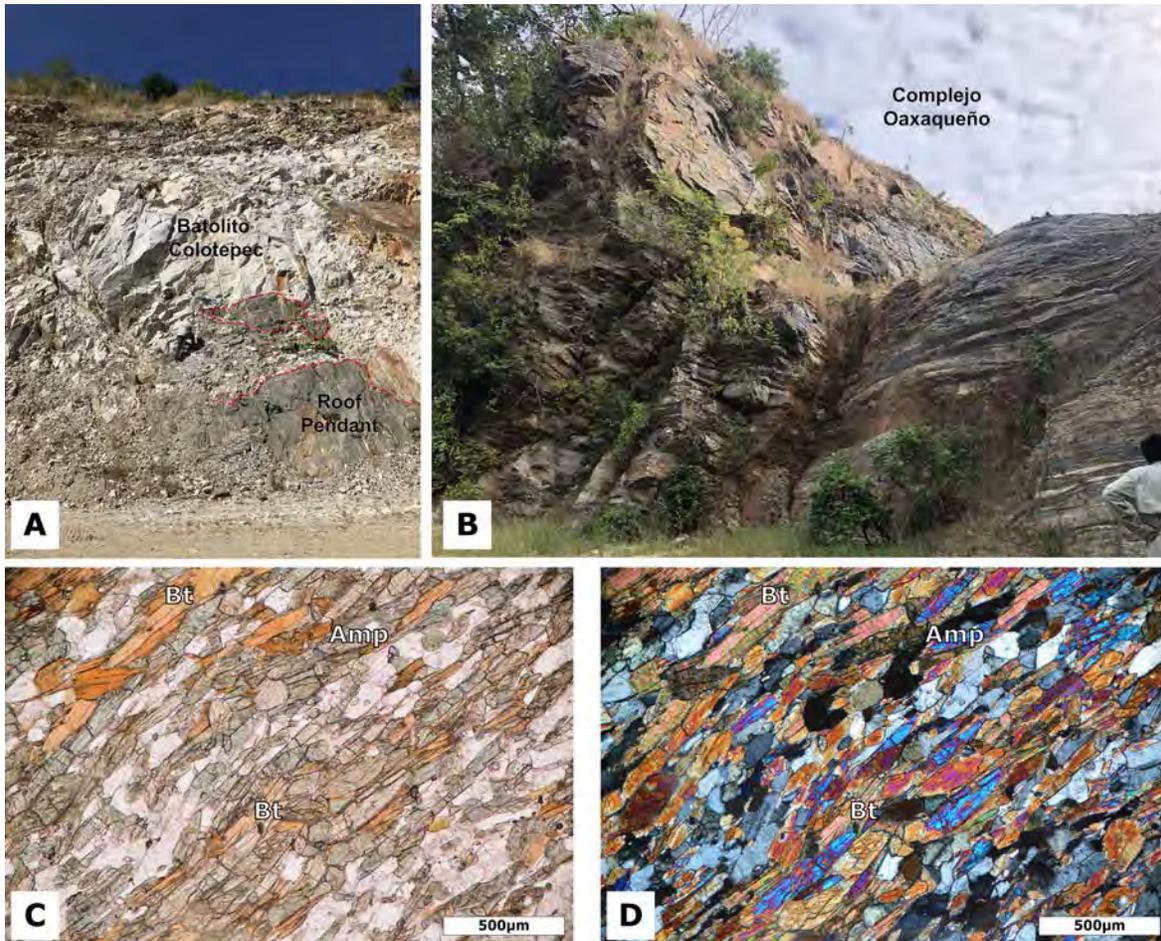
Hacia el norte de la sección Colotepec se observa claramente la relación de intrusión que tienen el Batolito Colotepec y el terreno Oaxaqueño (Figura 4). Este se presenta a modo de *roof pendants* (Figura 4.13A) aunque, hacia el límite norte del área afloran *in situ* rocas migmatíticas con melanosomas de composición

predominantemente anfíbolítica (Figura 4.13B). La dimensión de los bloques metamórficos varía desde 5 hasta aproximadamente 15-20 metros; no obstante, la pared mejor expuesta de esta unidad cuenta con varios kilómetros cuadrados de extensión. De esta zona se recolectó la muestra Sy-49, de la cual se realizaron análisis U-Pb en circones y que, como se presenta en el capítulo de geocronología, todos sus cristales reflejan una fuerte afinidad precámbrica. La porción fechada corresponde a la fracción anfíbolítica que se conforma por anfíbol (hornblenda) + plagioclasa + cuarzo + biotita + titanita + circón + apatito. Presenta una textura con foliación nemato-lepidoblástica con cristales tabulares de anfíbol y biotita orientados (Figura 4.13C y D). Los cristales de cuarzo definen la foliación con contactos rectos y/o poligonales entre sí, además de que desarrollan una ligera extinción ondulante. Asimismo, contienen algunas inclusiones de circón y apatito. Por otro lado, los cristales subédricos de plagioclasa llegan a presentar ligeras maclas de deformación. De acuerdo con las observaciones de campo y los resultados geocronológicos, es posible inferir que en esta región el basamento precámbrico se encuentra intrusionado por los granitoides paleozoicos y cenozoicos.

El siguiente ensamble metamórfico aflora preferentemente hacia el sur del área (Figura 4) y está asociado al Complejo Xolapa ya que sus características coinciden con las reportadas en investigaciones previas (p.ej. Lazos-Ramírez y Rodríguez-Rivera, 1995; Corona-Chávez, 2006; Maldonado-Villanueva, 2011). Las litologías que se identificaron comprenden filitas, esquistos de biotita con sillimanita (Figura 4.13E), metapelitas con granate (Figura 4.13F), así como migmatitas con porciones melanocráticas anfíbolíticas (Figura 4.13G y H). Es común encontrar rocas del Complejo Xolapa a manera de *roof pendants* inmersos sobre todo en el Batolito Colotepec; sin embargo, también pueden reconocerse sitios donde aflora *in situ*.

Las litologías asociadas al metamorfismo de contacto se reconocieron en las secciones Valdeflores, Colotepec y Tonameca, además de que se extienden hasta el área de Jamiltepec (García-Rodríguez, 2020). Exhiben una fuerte estructura bandeada, aunque se le sobrepone una foliación milonítica cuya dirección es ENE-OSO (Figura 4.14, FCN-8). Desarrolla una textura fanerítica de grano fino con coloraciones verdosas (Figura 4.13I y J). Asimismo, una peculiaridad que presentan es su alto grado de dureza, así como una apariencia “azucarada”. Esta *suite* metamórfica se encuentra dentro de la traza de la Falla Chacalapa (Figura 4.14) y, aunque no es clara la relación de contacto, siempre se observa en asociación con los intrusivos cenozoicos y diques anfíbolíticos. Bajo el microscopio, las muestras presentan una textura holocristalina con un tamaño de grano que varía de fino a medio con algunas porciones de grano grueso (Figura 4.13K). Está compuesta por plagioclasa + clinopiroxeno + cuarzo + epidota ± anfíbol (hornblenda/actinolita) + titanita + biotita ± granate + circón + apatito + minerales opacos. De acuerdo con el grado de recristalización desarrolla una foliación de tipo protomilonítica con porfidoclastos de plagioclasa subédrica. Estos llegan a presentar maclas de deformación, así como extinción ondulante y

fracturamiento. Por su parte, el cuarzo activa texturas de recristalización dinámica de tipo *bulging* y rotación de subgrano, así como también puede observarse en forma de bandas o listones. La mayor parte de las muestras exhiben texturas de exsolución mirmekíticas. De acuerdo con las descripciones anteriores, se propone una clasificación para este ensamble como rocas de tipo *hornfels* o corneanas blastomiloníticas.



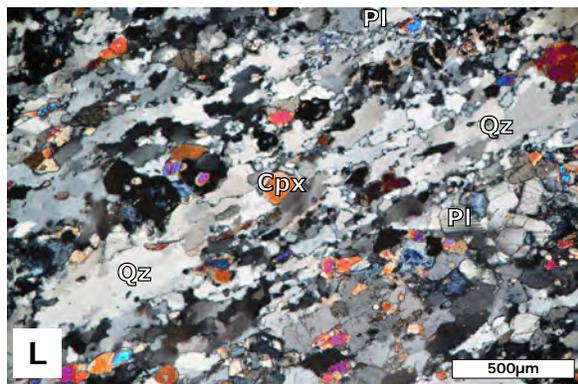
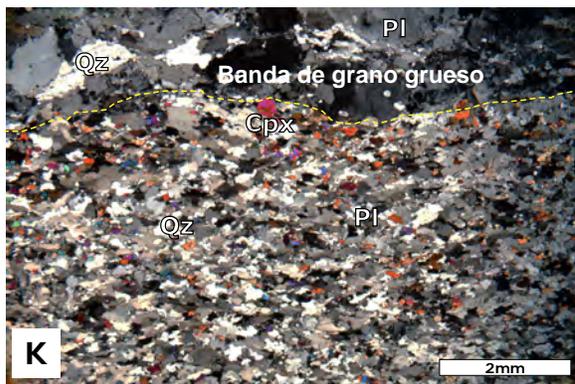
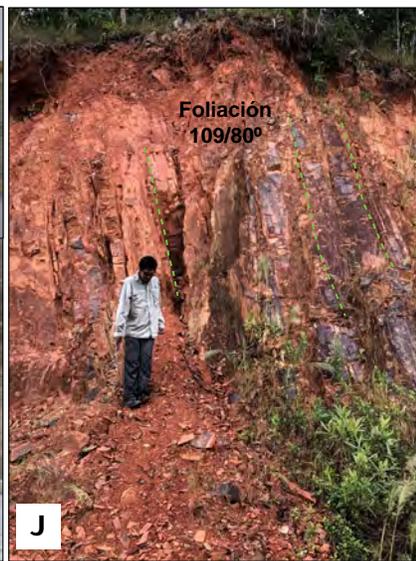
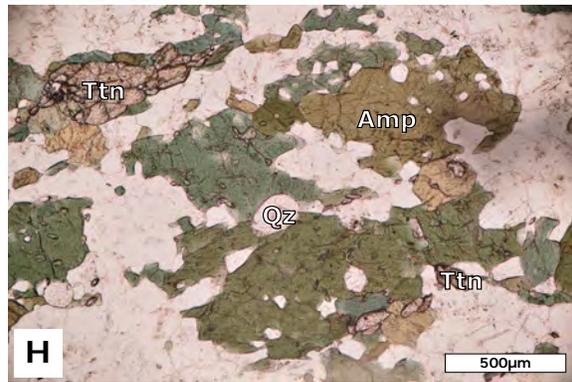
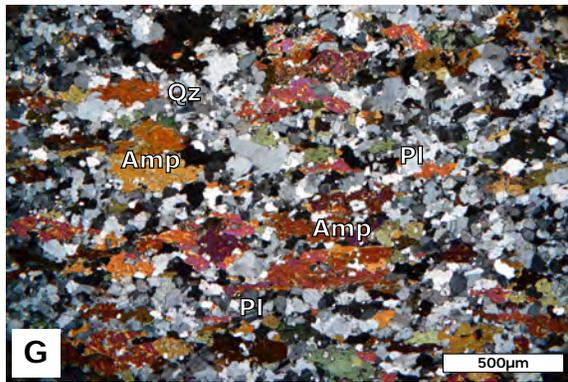
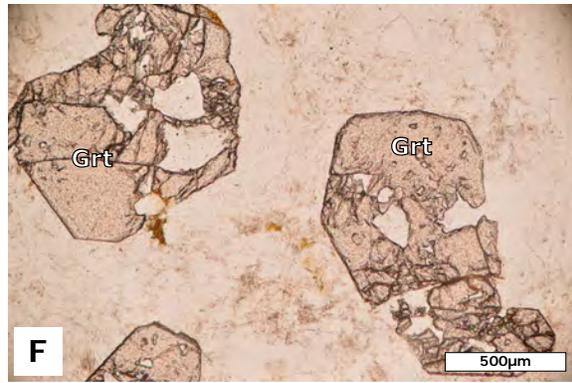
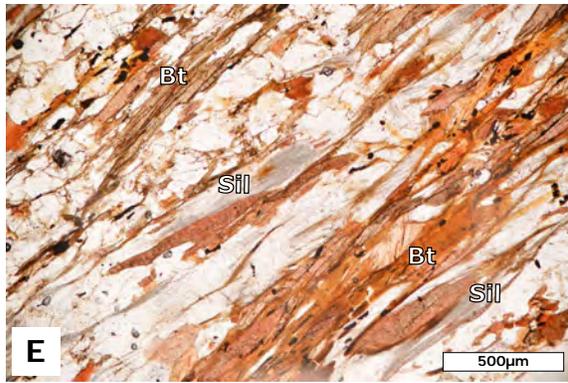


Figura 4.13. Características macro y microscópicas del terreno Oaxaqueño en el área de estudio. A) Se identificaron roof pendants migmatíticos que evidencian la relación de intrusión que guardan con el Batolito Colotepec. B) Afloramiento principal de las migmatitas con un fuerte desarrollo de dominios leuco y melanocráticos. En algunas porciones crecen cristales y bandas centimétricas de epidota. C y D) Fotomicrografías en luz paralela y nícoles cruzados de la muestra Sy-49 que presenta una foliación nemato-lepidoblástica con cristales tabulares de anfíbol y biotita. Pueden verse cristales de cuarzo orientados paralelos a la foliación cuyos contactos entre sí son rectos e incluso forman ángulos a 120°. E-H) Fotomicrografías de las rocas metamórficas asociadas al Complejo Xolapa. E) Composición y textura de las migmatitas anfíbolíticas. F) Titanita granular en asociación con anfíbol (hornblenda) en las migmatitas. G) Esquisto de biotita con silimanita. H) Roca holocristalina cuarzo-feldespática con granate asociada a una metapelita. I-L) Fotomicrografías de los hornfels identificados en el área de estudio. I y J) Afloramientos principales donde es posible observar el bandeamiento que presenta a mesoescala, así como la foliación derivada de la deformación por cizalla. K) Textura foliada con dominios de grano grueso. L) Formación de bandas de cuarzo recristalizado.

4.2. Geología estructural: zonas de cizalla y deformación

La geomorfología de la margen continental del sur de Oaxaca exhibe notables y conspicuos lineamientos cuya apreciación en el relieve se expresa en forma de cauces de río y crestas alineadas. Con el fin de corroborar su existencia, en el presente trabajo se realizaron modelos digitales de elevación construidos a partir de diferentes ángulos de iluminación basados en la altimetría del INEGI. Asimismo, estas herramientas permitieron inferir su extensión y orientación. Aunado a lo anterior, durante el trabajo de campo se realizaron observaciones cartográficas, análisis estructurales, colecta de muestras, además de estudios petrográficos con el objetivo de definir la naturaleza de los lineamientos y la manera en que afectan a las unidades que afloran en el área de estudio.

A escala regional (1:900 000), a lo largo de la costa del sur de Oaxaca y de este a oeste, los rasgos lineales resaltan principalmente en la región que va desde Xadani hasta Jamiltepec (Tolson, 2007; García-Rodríguez, 2020) donde mantienen una orientación sub-paralela a la actual costa del Pacífico. De acuerdo con la orientación y distribución que se observan en los modelos de relieve y en las imágenes satelitales de Google Earth, se pueden describir tres sectores. Al norte de Xadani, Huatulco y Pochutla el rasgo lineal principal está definido por la traza de la Falla Chacalapa cuyo rumbo general es ENE-WSW (Tolson, 2007). A partir de Puerto Ángel y hasta Jamiltepec, la Falla Chacalapa se ramifica en numerosos lineamientos discontinuos que conforman una franja de aproximadamente 20 km de anchura. Esta franja se denomina en el presente trabajo Sistema de Falla Chacalapa (SFC). La orientación que define el SFC muestra una ligera curvatura y cambia de E-W en el tramo Puerto Ángel-Puerto Escondido a un rumbo WNW-ESE entre Puerto Escondido y Jamiltepec, que son el segundo y tercer sector, respectivamente. Otra característica que resalta es que de Jamiltepec y hacia la región de Pinotepa Nacional, el número de lineamientos disminuye y no pueden observarse a escala satelital. Sin embargo, algunas rocas intrusivas cenozoicas de la región de Pinotepa Nacional presentan ligeras texturas de deformación las cuales son discutidas en otros trabajos (Tolson, 2007; Muñoz-Rojas, en preparación).

De acuerdo con lo anterior, el área de estudio comprende aquellos rasgos lineales dentro del segundo sector. En esta región los lineamientos representan zonas de cizalla intensa compuestas por protomilonitas, milonitas y cataclasitas, tal como lo sugiere la naturaleza de los mecanismos a microescala y las observaciones de campo. De esta manera, se definieron tres zonas de cizalla principales denominadas Falla Chacalapa Norte (FCN), Falla Chacalapa (FC) y Falla Chacalapa Sur (FCS), las cuales en conjunto conforman el Sistema de Falla Chacalapa (SFC) (Figura 4.14). Como parte de este sistema de fallas, se pueden observar también lineamientos menores asociados a las trazas principales de las fallas y que a escala de afloramiento alcanzan aproximadamente 50-60 m de espesor. Asimismo, los transectos realizados de manera perpendicular a este

Deformación Cristal-plástica

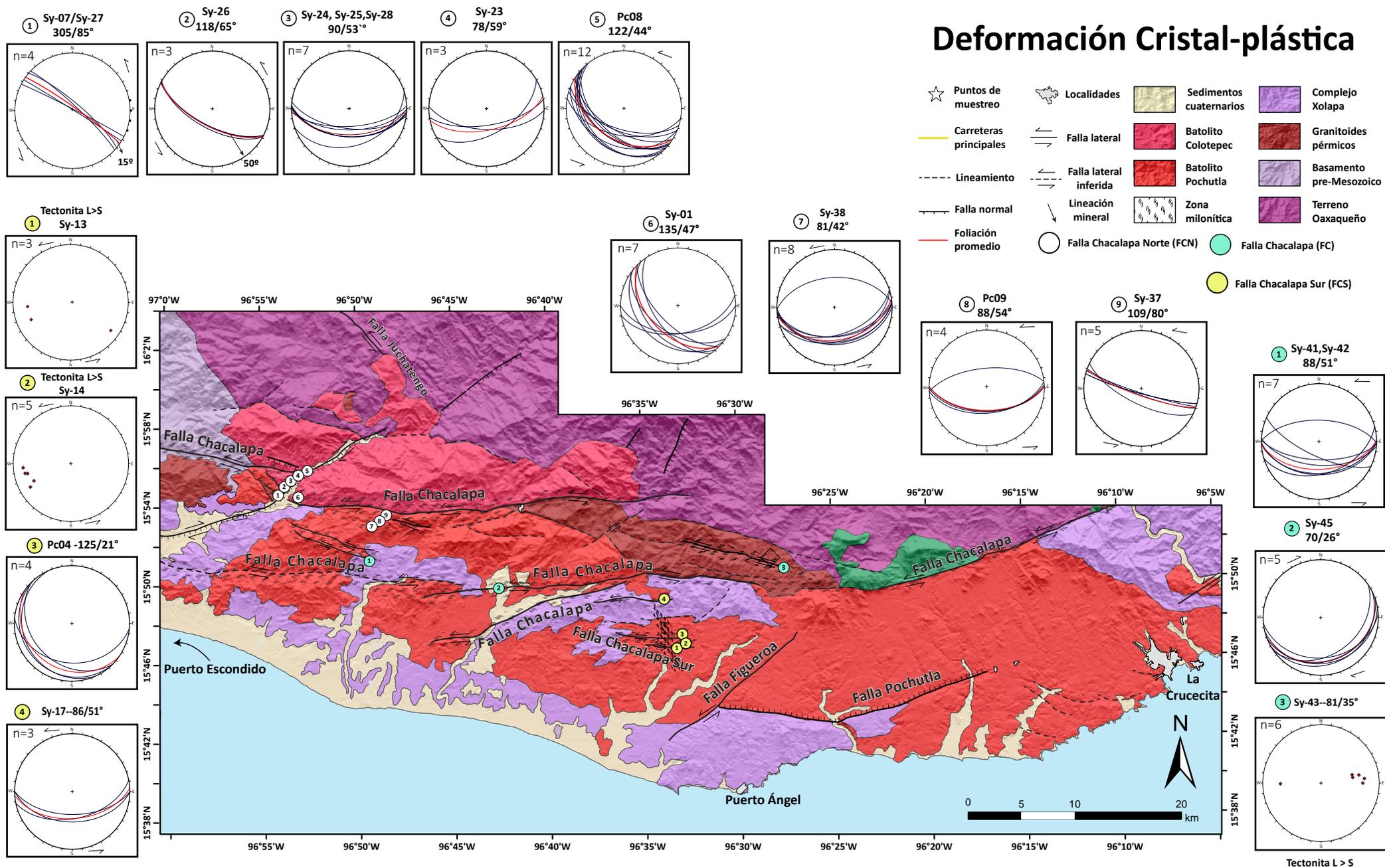


Figura 4.14. Se presentan los estereogramas obtenidos a partir de datos de rumbo y echado de la foliación milonítica colectados en las zonas de cizalla, así como de lineaciones minerales. Las redes utilizadas son equiareales de Schmidt. En cada diagrama se especifica la muestra de donde se tomaron los datos, asimismo se marca en rojo el plano promedio de los datos y también se proporciona su orientación. Se presenta la orientación de las lineaciones medidas en algunas muestras. Los gráficos se acomodaron de acuerdo a la zona de cizalla donde fueron colectados. La Falla Chalcala Norte se indica con números con fondo blanco, la Falla Chalcala con números en fondo verde y la Falla Chalcala Sur con fondo amarillo.

sistema evidencian el carácter discontinuo de dichos lineamientos. De esta manera, aunque no se encontró evidencia palpable, las imágenes satelitales permiten inferir que un segundo conjunto de fallas causa el desplazamiento de las zonas de cizalla, por ejemplo, la Falla Colotepec (Figura 4.17).

Deformación dúctil en el área de estudio

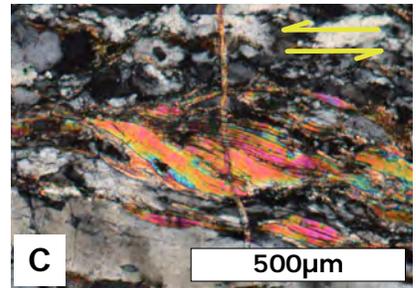
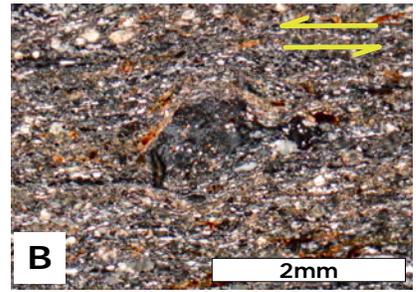
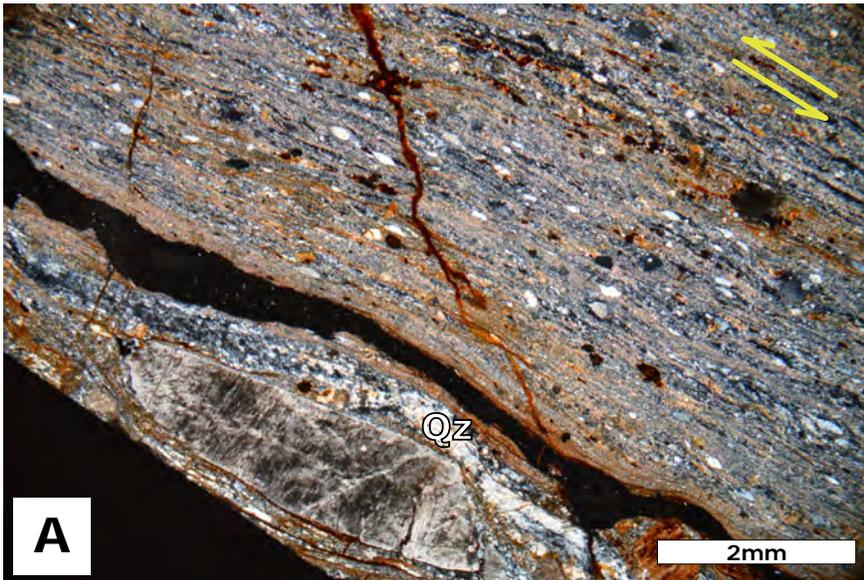
La Falla Chacalapa Norte (FCN) define un lineamiento cuya traza general tiene una orientación E-W. Representa una bifurcación de la falla principal Chacalapa y comienza a la latitud de Santa María Tonameca. Se extiende ~40 km a rumbo hacia el poniente. Cerca de Puerto Escondido, la Falla Colotepec interrumpe la continuidad de la FCN por medio de una zona de cizalla normal con componente lateral derecho, sin embargo, esta continúa por al menos 35 km más hacia el oeste, hasta el poblado de Bajos de Chila. Un rasgo que resalta en la FCN y que permite inferir su continuidad es que a lo largo del lineamiento están expuestas las “rocas verdes” o *hornfels* descritos en la sección anterior, y que además desarrollan texturas de deformación cristal-plástica. En la FCN la deformación se intensifica de tal manera que genera protomilonitas (PM), milonitas (M) y ultramilonitas (UM) según el porcentaje de generación de matriz respecto a los porfidoclastos. En este último caso, la ocurrencia de UM está restringida a bandas micrométricas (Figura 4.15A). La foliación milonítica está definida principalmente por la orientación de filosilicatos (biotita) y listones de cuarzo. Algunas muestras desarrollan una fuerte lineación que les da el carácter de tectonitas tipo $L > S$, por ejemplo, en el Batolito Pérmico Colotepec y los diques donde la lineación está definida por anfíboles y listones de cuarzo orientados. La afectación que provoca la FCN en las rocas adyacentes se extiende hacia el norte al menos hasta la muestra Sy-47 (ver anexos). En cambio, al sur la deformación se enmascara por la presencia de otras zonas de cizalla. La red equiareal de Schmidt muestra que la foliación milonítica en la FCN presenta un rumbo general E-W con variaciones NW-SE, y con lineaciones que son casi E-W o subparalelas al rumbo, lo cual evidencia el movimiento lateral de la zona de cizalla (Figura 4.14). Las PM, M y UM en esta zona presentan típicamente una composición cuarzofeldespática con abundancia de biotita, además de otros minerales como: \pm anfíbol, \pm titanita, \pm clinopiroxeno. Como minerales accesorios se observan abundantes circones y apatitos. Por otro lado, la cinemática de la Falla Chacalapa Norte se obtuvo a partir del análisis de 8 muestras orientadas donde se observa el desarrollo de estructuras tipo sigma y delta (Figura 4.15B), peces de mica (Figura 4.15C), planos S-C y oblicuidad de granos recristalizados. Aunque se pueden observar indicadores en ambos sentidos, la dirección que predomina en la FCN es lateral izquierdo (Figura 4.15A y B).

La Falla Chacalapa (FC) representa el eje central del área de estudio ya que se extiende de este a oeste, desde Huatulco hasta Puerto Escondido por casi 100 km de longitud. Se puede observar que la porción oeste y centro de la FC afecta al Batolito Pochutla, al Complejo Xolapa y al Batolito Pérmico Chacalapa, sin embargo, hacia la

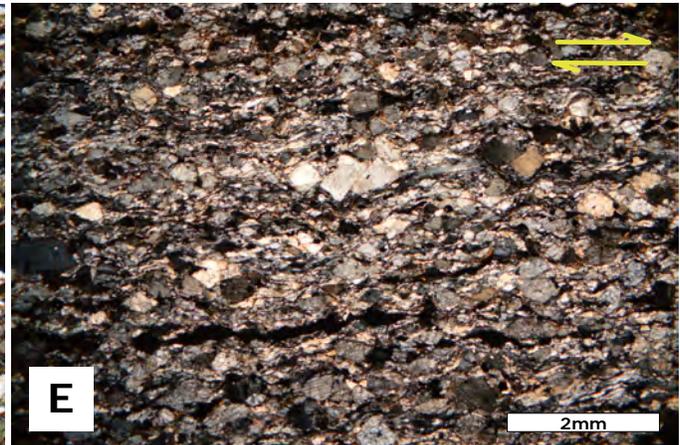
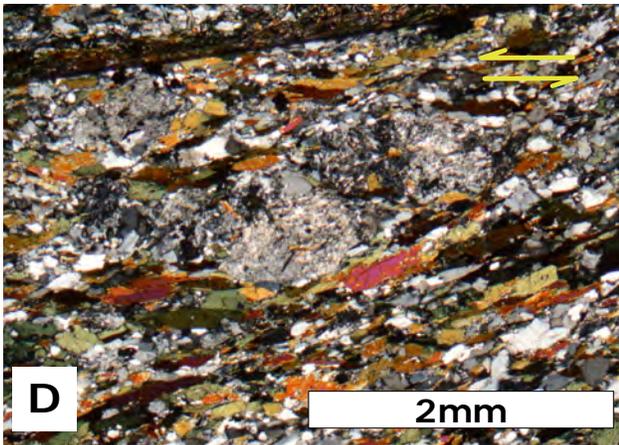
zona este la FC representa el contacto tectónico entre el Complejo Xolapa y el Complejo Oaxaqueño. Esta zona se estudió en la sección Valdeflores y en las inmediaciones de San José Chacalapa donde alcanza de 5 a 10 km de espesor, así como sobre el camino hacia Santa María Cosoltepec. En los sitios analizados la traza de la FC muestra una orientación casi E-W, con ligera tendencia ENE-WSW. La deformación en esta zona genera esencialmente protomilonitas y tectonitas L > S. La foliación milonítica es paralela al rumbo general de la falla y está definida por la orientación de filosilicatos (biotitas), anfíboles, tales como los que despliegan los diques de la sección Valdeflores, y por listones de cuarzo. La lineación en general es subhorizontal y está definida por la orientación predominante de cuarzo y biotita. En este caso, la cinemática se definió a partir de cinco muestras orientadas, cuyos indicadores cinemáticos indican un movimiento en mayor parte lateral izquierdo (Figura 4.15D), aunque sobre el camino de Cosoltepec son abundantes los de sentido lateral derecho (Figura 4.15E).

Finalmente, la Falla Chacalapa Sur (FCS) es una bifurcación de la traza principal de la FC que comienza a la altura de Santa María Tonameca y se puede seguir hasta Valdeflores por casi 20 km (Keppie *et al.*, 2012). La FCS está compuesta únicamente por protomilonitas y tectonitas L > S de composición cuarzofeldespática con biotita como fase ferromagnesiana. En el presente trabajo esta falla se observó a lo largo de la carretera hacia Santa María Tonameca, donde la foliación presenta dos direcciones preferenciales lo cual podría ser resultado del carácter anastomosado de las zonas de cizalla. Por un lado, un conjunto de foliaciones miloníticas, así como las lineaciones de las tectonitas L-S definen una orientación E-W; mientras tanto, el segundo grupo muestra una orientación NNW-SSE con lineaciones subparalelas a la foliación. Nuevamente la foliación milonítica y la lineación están definida principalmente por la orientación de biotita y cuarzo. En este caso, los indicadores cinemáticos de cuatro muestras orientadas definen un sentido lateral izquierdo (Figura 4.15F y G).

Falla Chacalapa Norte



Falla Chacalapa



Falla Chacalapa Sur

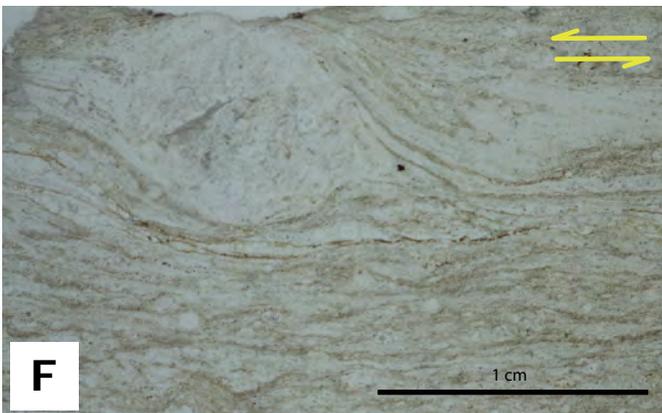


Figura 4.15. Indicadores cinemáticos principales observados en las zonas de cizalla. A, B y C) Falla Chacalapa Norte. A) se pueden observar bandas micrométricas donde el grado de recristalización de la matriz es casi 85% del total. En la parte inferior se observa un porfidoclasto de feldespato con desarrollo de colas que indican un sentido sinistral. B) indicador tipo delta con sentido izquierdo. C) al igual que los casos anteriores, el sentido sinistral está definido por la formación de peces de mica en esa dirección. D y E) Falla Chacalapa. D) La mayor parte de los indicadores resultan en un sentido sinistral, como el caso de las estructuras piggy back conformadas por cristales de feldespato alcalino. Sin embargo, como en E) se observan también numerosas estructuras de libros rotados que indican un sentido dextral. F y G) Falla Chacalapa Sur. F) las protomilonitas de esta zona de cizalla desarrollan porfidoclastos de feldespato alcalino que forman una estructura sigma que indica también un sentido sinistral. G) estructuras delta y sigma con el mismo sentido.

Deformación frágil en el área de estudio

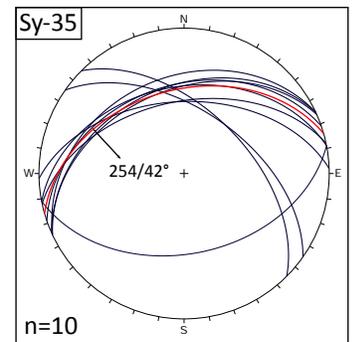
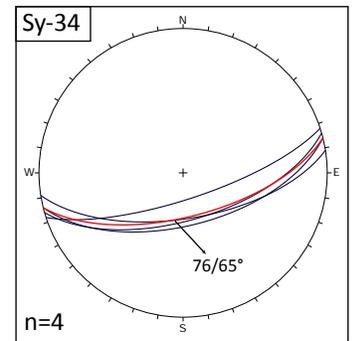
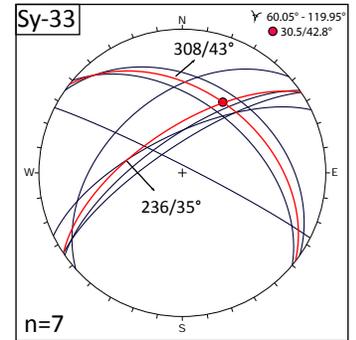
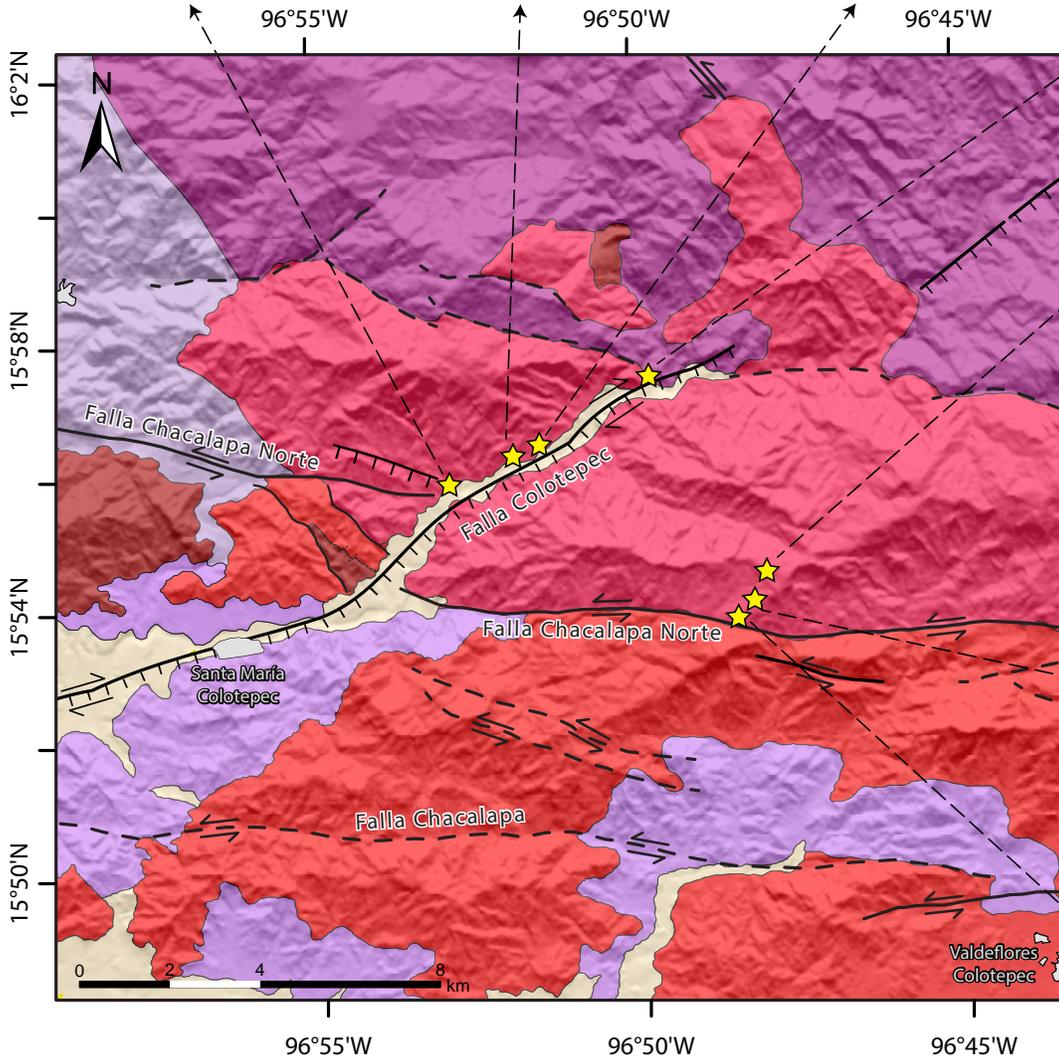
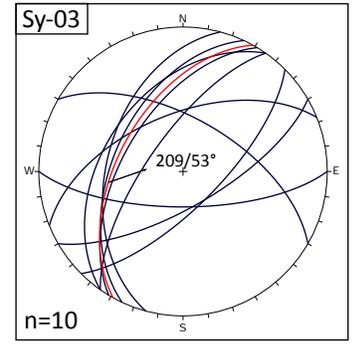
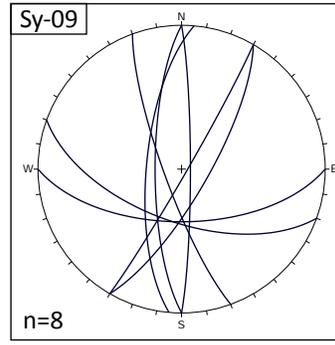
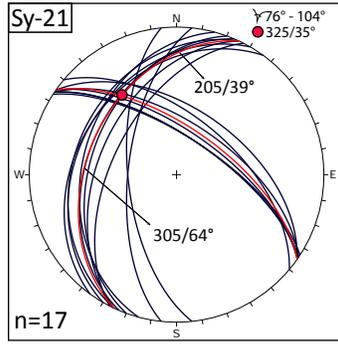
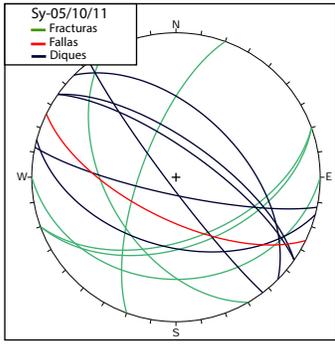
A pesar de que la mayor parte de las litologías del área de estudio se encuentran afectadas por un evento de deformación cristal-plástico generado por las zonas de cizalla, en las secciones Colotepec y Valdeflores es posible observar que hacia el norte de la zona milonítica FCN las rocas comienzan a verse afectadas por numerosos planos de falla y fractura (Figura 4.4). El número de estos rasgos de estas incrementa gradualmente hasta que se llegan a formar cataclasitas y salbandas de falla de coloración verdosa que afectan sobre todo al Batolito Colotepec. Se observan dos familias predominantes de fracturas (Figura 4.16A), las de orientación NW-SE y otro grupo NE-SW, donde en ocasiones se observa claramente su carácter conjugado, así como también lo reporta Tolson, (1998). Un rasgo que resalta en esta zona es la presencia de la Falla Colotepec (Figura 4.16B) que, aunque ha sido poco estudiada, su traza NE-SW se puede seguir fácilmente mediante imágenes satelitales y corresponde a una de las familias identificadas en este trabajo. En el punto Sy-03 se encuentran abundantes espejos de falla que son paralelos al cauce del río Colotepec que posiblemente represente la orientación de la falla.

Además, se identificaron algunas estrías de falla subverticales (80-95°) con indicadores que definen un desplazamiento normal. Otros planos de fallas normales se encontraron entre las rocas graníticas de Colotepec y el Complejo Xolapa (Figura 4.16C).

Figura 4.16. A) Hacia la parte norte del Batolito Colotepec, comienza a aumentar la presencia de fracturas y fallas que en algunos casos forman pares conjugados. B) Fotografía del río Colotepec que sigue la traza de la falla que lleva el mismo nombre. C) Falla que pone en contacto al granito Colotepec y al Complejo Xolapa.

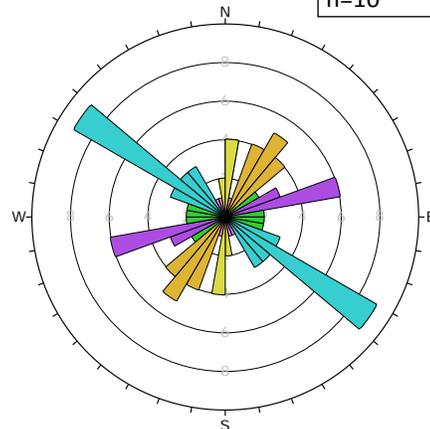


Figura 4.17. Se presentan los estereogramas de planos de fallas y fracturas colectados en nueve sitios comprendidos en las secciones Colotepec y Valdeflores. De cada grupo de datos se calcularon los planos promedio, los cuales se marcan en color rojo. En aquellos sitios donde existen al menos dos orientaciones distintas, se calculó el ángulo que existe entre ambos planos promedio y se puede corroborar que corresponden a pares conjugados. Al final, se realizó también una roseta con el total de los datos $n=64$ donde se observa una dirección preferencial NW-SE aunque también el par NE-SW tiene abundantes datos.



Deformación frágil

- | | | | |
|------------------------|------------------------|-------------------------|-------------------------|
| ☆ Puntos de muestreo | Localidades | Sedimentos cuaternarios | Complejo Xolapa |
| Carreteras principales | Falla lateral | Batolito Colotepec | Granitoides pérmicos |
| Lineamiento | Falla lateral inferida | Batolito Pochutla | Basamento pre-Mesozoico |
| Falla normal | | Calizas | Terreno Oaxaqueño |



V. GEOCRONOLOGÍA

Se seleccionaron nueve muestras de las unidades litotectónicas presentes en el área de estudio con el fin de realizar análisis de U-Pb en circón (Figura 5.1). Del total, ocho muestras corresponden a rocas graníticas de las cuales se calculó la edad de cristalización, mientras que una muestra representa un *roof pendant* migmatítico contenido en el Batolito Colotepec, del cual se presenta la edad de migmatización (Anexos A3 y A4).

El manejo de los datos se realizó conforme a lo descrito en la metodología (Anexos), aunque para la determinación de la edad de cada muestra se hicieron las siguientes consideraciones finales. En primer lugar, se descartaron circones cuyo % de discordancia fuera mayor a 25, y en el caso particular de las rocas cenozoicas se consideraron valores de 2σ menores a 5%. Después, se realizó un diagrama de #zircón/edad que permitió identificar los diferentes grupos de edades: los que representan núcleos *heredados*, *antecristales* y los de *cristalización* (Miller *et al.*, 2007). El primer grupo incluye cristales cuya edad es claramente más antigua que el resto y típicamente fueron obtenidos en la región del núcleo, sin embargo, también abundan circones heredados que fueron incorporados en totalidad. Los antecristales representan circones originados en pulsos magmáticos tempranos y que son incorporados a los pulsos magmáticos recientes. En este caso, algunos antecristales concuerdan con las edades de cristalización obtenidas en batolitos adyacentes. Finalmente, la edad de cristalización estaría representada por los circones que registran la edad más joven, a excepción de aquellos que presenten evidencia de pérdida de plomo. Estos grupos posteriormente se trabajaron por separado para evitar mayor dispersión de los datos. En los resultados de las rocas graníticas se presentan los diagramas de la edad media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ calculada, la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de concordia tipo Wetherill y finalmente el gráfico de PDP (*Probability Density Plot*) obtenido de Isoplot V. 3.76 (Ludwig, 2012). Adicionalmente, se realizaron diagramas de tierras raras normalizados con la condrita de McDonough y Sun (1995), los cuales se presentan por cada muestra.

Batolito Colotepec: Mioceno temprano

Se fecharon tres muestras de las cuales dos fueron colectadas al norte de la sección Colotepec y una en la sección Valdeflores (Figura 5.1). La edad de cristalización que se calculó para el Batolito Colotepec se encuentra entre 20.4 y 21.9 Ma, que corresponde al Mioceno temprano.

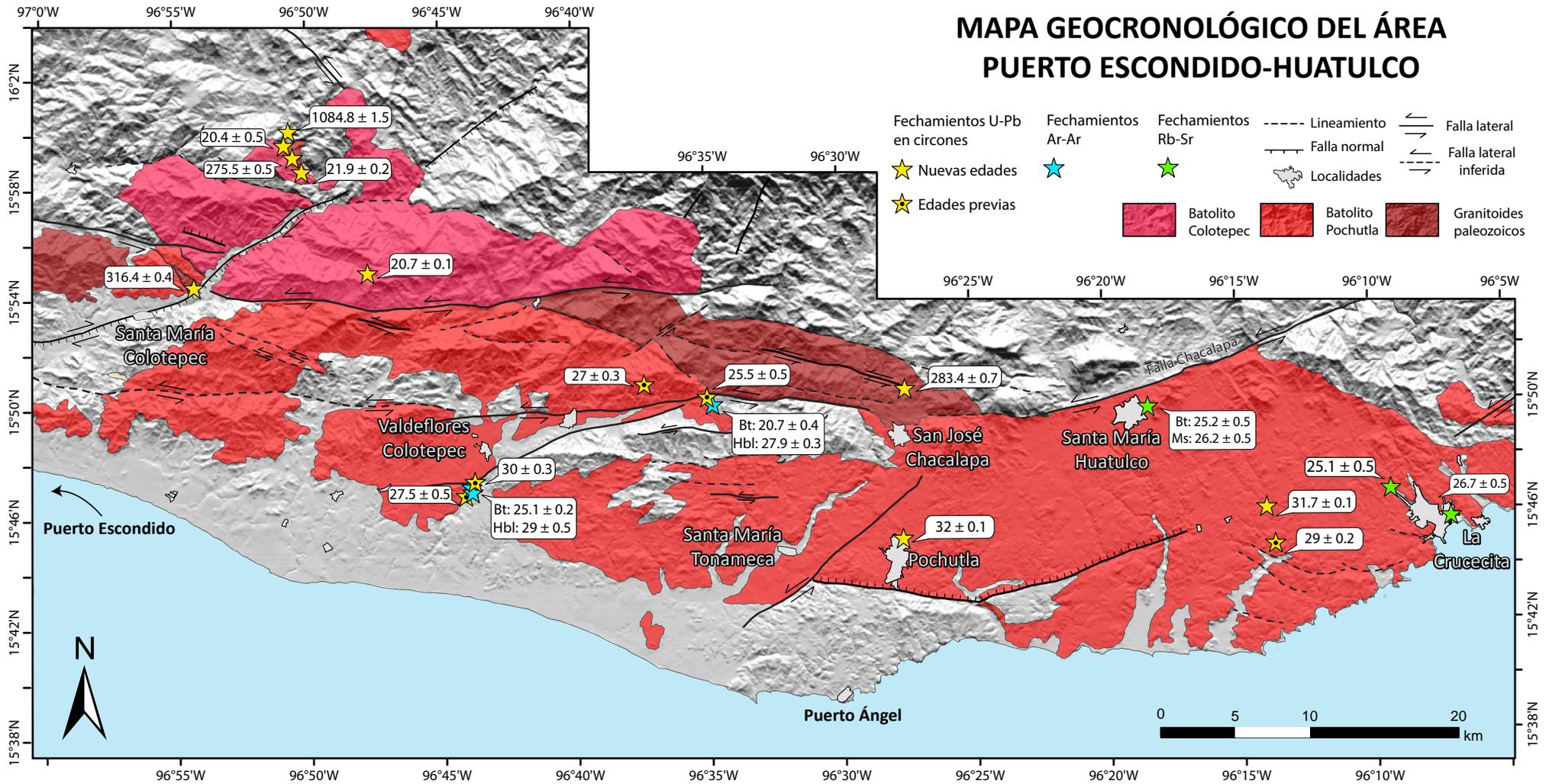
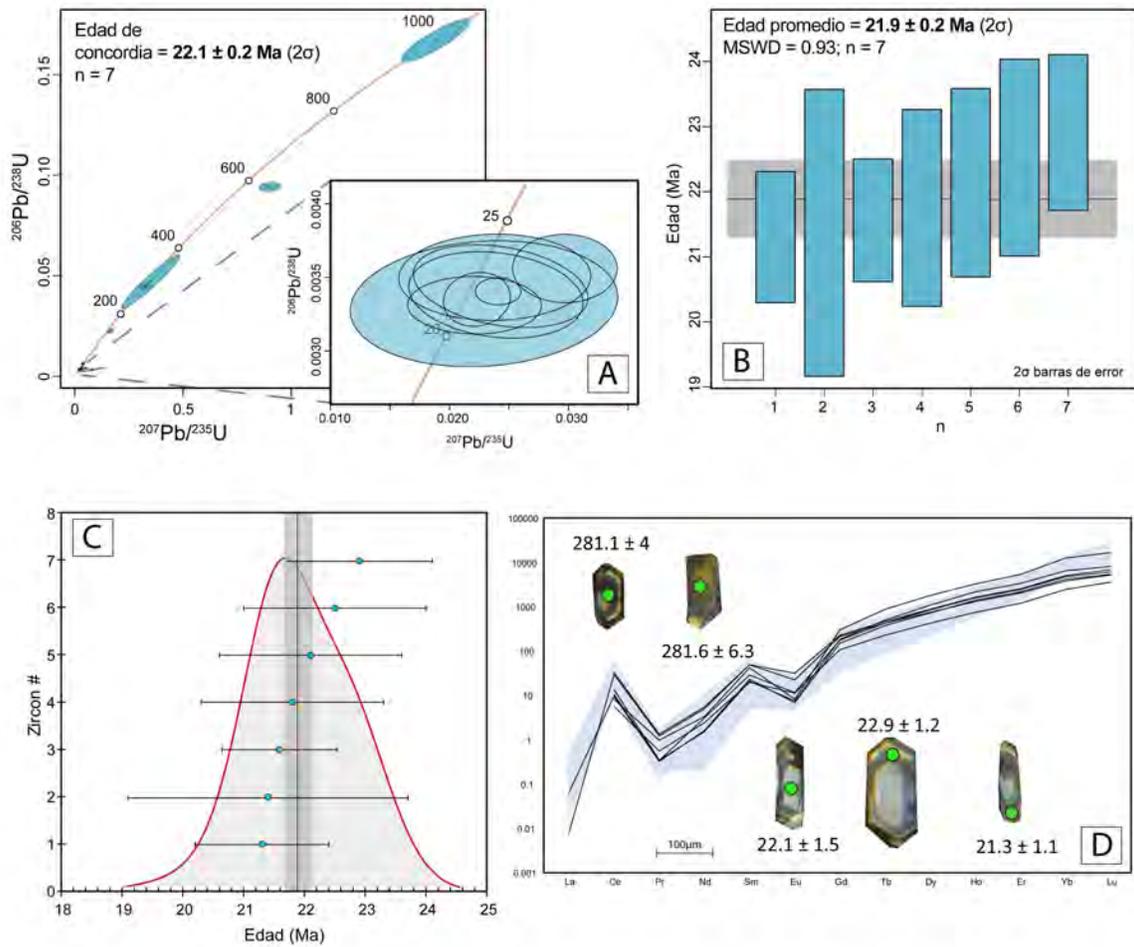


Figura 5.1. Mapa de ubicación de las muestras del presente trabajo donde se realizaron fechamientos U-Pb (Tabla A3). Incluye edades recopiladas a partir de la bibliografía realizadas mediante los métodos U-Pb, Rb-Sr y Ar-Ar (Tabla A4).

En el caso de las muestras Sy-20 y Sy-33 se pueden distinguir claramente dos poblaciones de circones de acuerdo con su forma y tamaño. Los mayores poseen aproximadamente 360 μm de largo y 180 μm de ancho, además tienen formas subédricas con bordes ligeramente redondeados. En cambio, la población de menor tamaño comprende cristales en su mayoría euédricos y prismáticos con 180 μm de largo y 100 μm de ancho. Mediante las imágenes de catodoluminiscencia se identificaron cristales con escasas fracturas e inclusiones que no fueron contemplados para el análisis. Los circones de ambas muestras poseen comúnmente sobrecrecimientos magmáticos a partir de un núcleo, el cual en la mayoría de los casos representa un núcleo heredado o un antecristal.

Por otro lado, en ambas muestras se presenta el diagrama de *Probability Density Plot* (PDP) con el fin de identificar diferentes pulsos magmáticos. Sin embargo, se observa que el pico principal de la curva en rojo coincide con la edad de cristalización calculada (Figura 5.2C y 5.3C). Para la muestra Sy-20 se eligieron 36 puntos de ablación considerando zonas de núcleo y bordes magmáticos en ambas poblaciones de circones. Una vez realizado el filtro, la edad de cristalización se obtuvo a partir de 7 datos confiables tomados tanto en zonas de borde y algunos núcleos. Estos resultados definieron una edad media ponderada de **21.9 \pm 0.2 Ma** con un MSWD de 0.93, así como una edad concordante de 22.1 \pm 0.2 Ma (Figura 5.2A y B). Se obtuvieron también dos edades de posibles antecristales de 27.5 y 40.3 Ma; así como edades heredadas de 143.3, 281 (2), 296 y 995 Ma, las cuales provienen principalmente de zonas de núcleo (Figura 5.2D). Adicionalmente, se realizó un diagrama de REE donde se muestran los patrones para los circones de cristalización y en sombra azul el de los heredados y antecristales (Figura 5.2D). En general, se observan patrones típicos de circones de origen magmático como enriquecimiento en HREE, anomalías negativas de Eu y positivas de Ce. Sólo algunos circones heredados carecen de anomalías negativas de Eu. Asimismo, la relación Th/U calculada para los circones de cristalización varían entre 0.1 y 1.06.

Figura 5.2. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-20. A) diagrama de concordia de Wetherill donde se presentan todos los datos obtenidos. En el zoom se encuentran únicamente los siete cristales con los que se determinó la edad de magmatismo. B) MSWD de estos siete cristales. C) Probability Density Plot. Cada punto azul representa la edad de un cristal, la curva se ajusta de acuerdo con la mayor densidad de datos. En este caso se observa que el pico de la curva coincide con la edad reportada de cristalización. D) Diagrama de REE para los circones de cristalización (negro) y la zona azul representa la composición de antecristales y circones heredados. También se añaden imágenes de catodoluminiscencia de circones con el fin de representar la zona de ablación (punto verde) con la edad que se obtuvo.



Para la muestra Sy-33 se realizaron un total de 32 puntos de ablación en algunos núcleos, así como en zonas de borde. La edad de cristalización se definió a partir de 16 cristales cuyo análisis corresponde únicamente a la región de sobrecrecimientos magmáticos. La edad media ponderada se calculó en 20.7 ± 0.1 Ma con un MSWD de 1.45 y una edad de concordia de 20.9 ± 0.1 Ma (Figura 5.3A y B). Las edades heredadas que se obtuvieron fueron de 84.7, 233.3, 835.3, 896, 907, 1078 y 1116.5 Ma, las cuales provienen de puntos de análisis realizados en zonas de borde y sólo un núcleo (Figura 5.3D). Nuevamente, los patrones de REE de los circones de cristalización muestran un comportamiento típico de origen ígneo, así como valores Th/U > 0.1. En contraste, el patrón de algunos heredados muestra tendencias planas en las HREE que es más común en circones metamórficos coexistentes con granate (Rubatto, 2002). En este caso, los valores de Th/U llegan a ser menores a 0.1.

Los circones de la muestra Sy-47 poseen principalmente formas euédricas y prismáticas bien definidas, así como escasos cristales subédricos con bordes redondeados. De la misma manera, los puntos de ablación incluyen zonas de núcleos y bordes. Se realizaron 41 puntos de los cuales 26 son datos confiables, sin embargo, hay una alta

población de antecristales y circones heredados. La edad de cristalización media ponderada se obtuvo a partir de únicamente tres cristales en 20.4 ± 0.2 Ma y un MSWD de 0.22, así como una edad concordante de 20.4 ± 0.2 Ma (Figura 5.4A y B). Existen dos poblaciones de circones heredados: el grupo más antiguo incluye 9 cristales cuya edad va de 867.5 a 1223 Ma; mientras que el segundo grupo comprende 10 cristales con edades de 209.7 a 365 Ma. Finalmente, cuatro edades se asociaron con antecristales: 25.8, 41.8, 41.9 y 56.2 Ma (Figura 5.4D). Cabe resaltar que algunos circones registran en sus núcleos edades precámbricas y en los bordes paleozoicas, mientras que algunos núcleos resultan de edad paleozoica con bordes cenozoicos (Figura 5.4D). Por otro lado, se muestra el comportamiento de las tierras raras para los circones de cristalización, así como los patrones de los circones heredados separados por grupos de edad. En general, puede observarse en los tres casos el enriquecimiento de las HREE respecto a las ligeras, así como anomalías positivas de Ce y negativas de Eu, aunque es notable también la diferencia que existe en la concentración de REE entre las tres poblaciones de circones (Figura 5.4C).

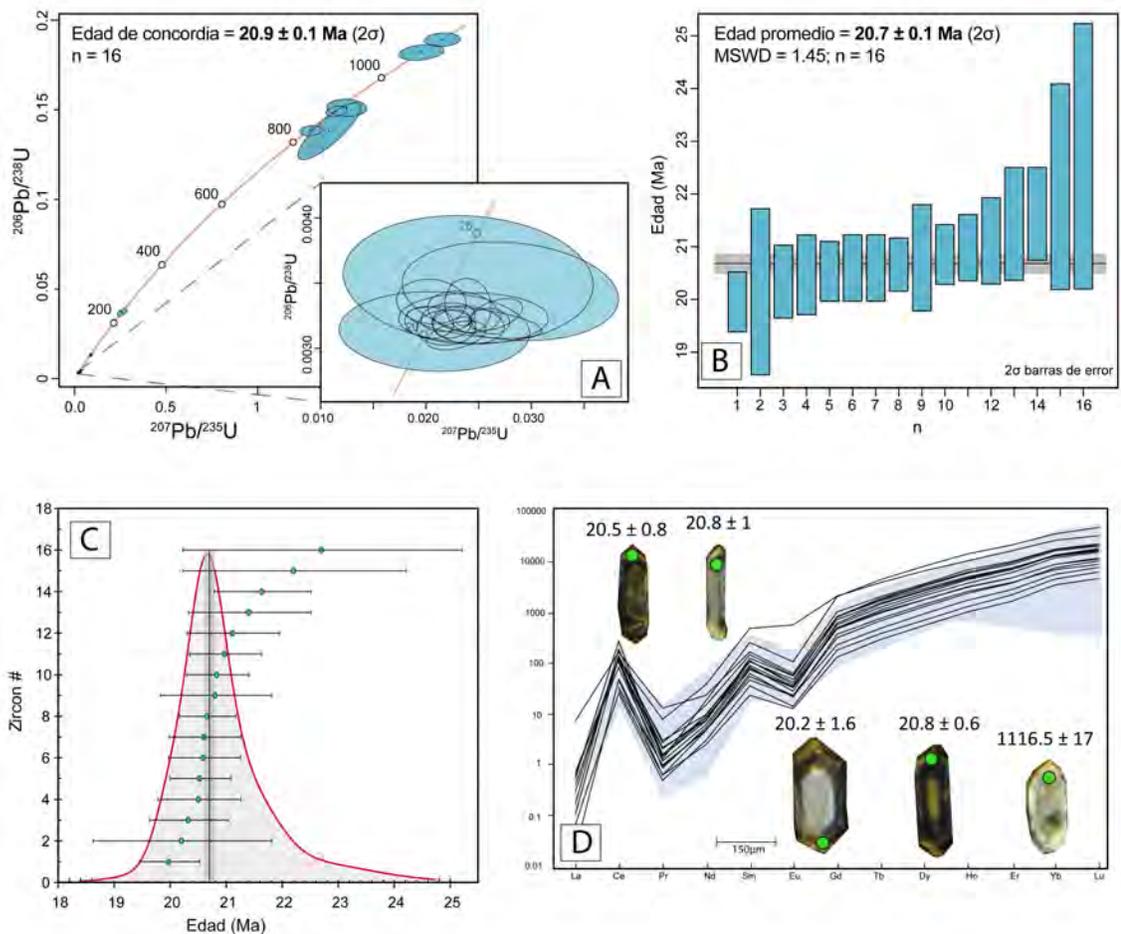


Figura 5.3. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-33. A) diagrama de concordia de Wetherill donde se presentan todos los datos obtenidos. En el zoom se encuentran los 16 cristales con los que se determinó la edad de magmatismo. B) Diagrama de edad media ponderada. C) Probability Density Plot. En este caso se observa que el pico de la curva coincide con la mayor densidad de puntos y con la edad reportada de cristalización. Sin embargo, cuatro puntos salen notablemente de la curva. D) Diagrama de REE para los circones de cristalización (negro) y la zona azul representa la composición de antecristales y circones heredados donde se observa un ligero patrón de empobrecimiento en las HREE. También se añaden imágenes de catodoluminiscencia de circones con el fin de representar la zona de ablación con la edad que se obtuvo.

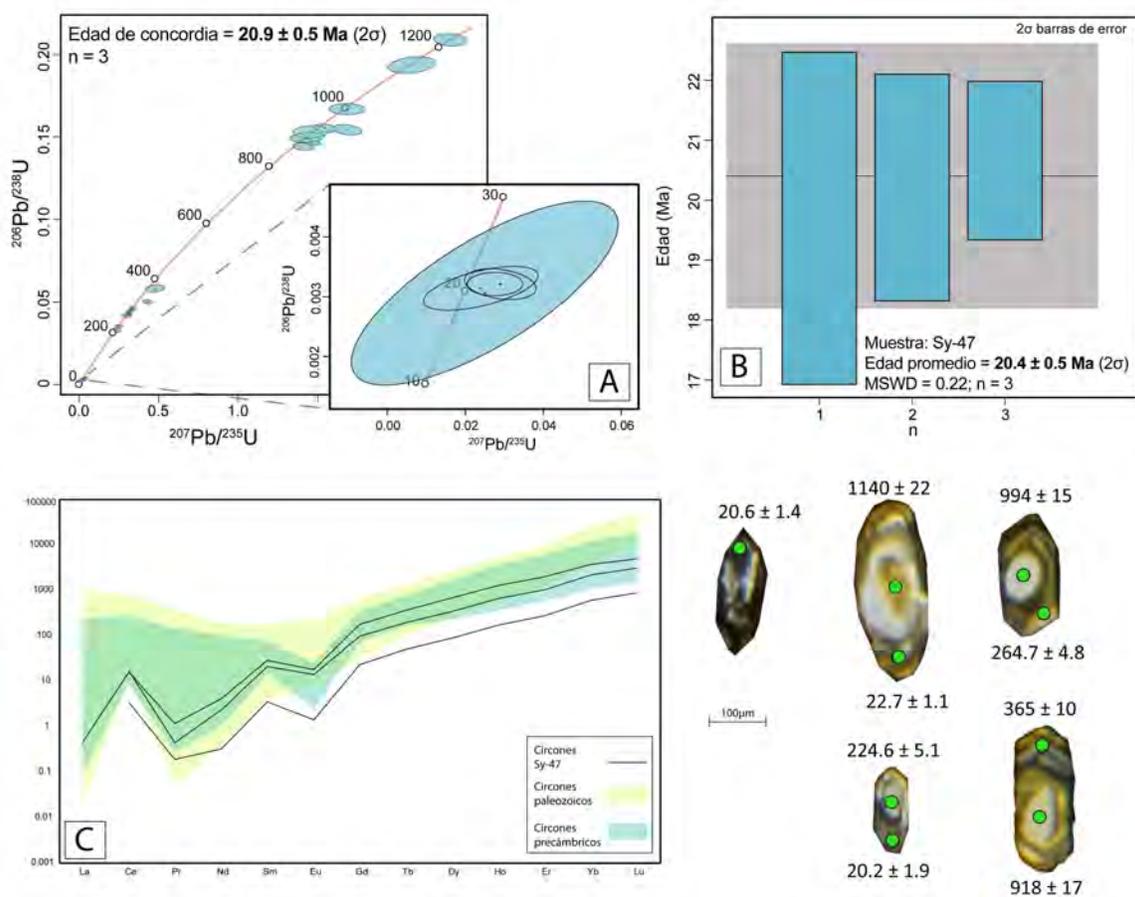


Figura 5.4. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-47. A) diagrama de concordia de Wetherill donde se presentan todos los datos obtenidos. En el zoom se encuentran únicamente los tres cristales con los que se determinó la edad de magmatismo. B) MSWD de los tres cristales. C) Diagrama de REE donde los patrones negros corresponden a los circones de cristalización, la zona azul representa la composición de los circones precámbricos y finalmente la zona verde corresponde a los circones paleozoicos. En general muestran un enriquecimiento en HREE, aunque algunos circones paleozoicos no

muestran la anomalía de Eu. A la derecha se muestran ejemplos de circones con cada punto verde indicando la zona de ablación. Se observan núcleos precámbricos con bordes cenozoicos, núcleos precámbricos con bordes paleozoicos, así como núcleos paleozoicos y bordes cenozoicos, lo cual ilustra la heterogeneidad en las rocas que afloran en el área de estudio.

Batolito Pochutla: Oligoceno

Del Batolito Pochutla se fecharon dos muestras: Sy-44 y Sy-31. Los circones en general muestran morfologías tanto subédricas con bordes redondeados y euédricas con hábitos prismáticos. Varían en tamaños desde 100 a 500 μm de elongación y de 50 a 100 μm de ancho. Presentan coloraciones rosadas a amarillentas y en algunos casos se observan escasas inclusiones. Algunos cristales llegan a tener fracturas y algunos bordes corroídos. En las imágenes de catodoluminiscencia se pueden observar algunos circones con desarrollo de sobrecrecimientos oscilatorios de tipo magmáticos, alrededor de un núcleo o una zona central del cristal (Figura 5.5D). No obstante, resalta que los resultados de los fechamientos no reflejan edades que correspondan a núcleos heredados o antecristales. Por otro lado, los diagramas de REE de los circones muestran en general un notable enriquecimiento en HREE, así como ligeras anomalías negativas de Eu y positivas de Ce (Figura 5.5D y 5.6D). Sin embargo, en la muestra Sy-44 resalta el patrón de dos cristales en donde no se despliegan estas anomalías. Adicionalmente, los valores de Th/U calculados para ambas muestras varían de 0.12 a 1.19, lo que se ha reportado como valores típicos de rocas magmáticas (p.ej. Belousova *et al.* 2002; Rubatto, 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003).

De la muestra Sy-31 se seleccionaron 38 puntos de los cuales 29 fueron concordantes. Se obtuvo una edad media ponderada de **31.7 \pm 0.1 Ma** con un MSWD de 1.85, y una edad de concordia de 31.8 \pm 0.1 Ma (Figura 5.5A y B). De la muestra Sy-44 se analizaron 40 puntos con 28 edades concordantes. En este caso la edad de la media ponderada es de **32 \pm 0.1 Ma** con un MSWD de 1.05, mientras que la edad de concordia es de 32.4 \pm 0.1 Ma (Figura 5.6A y B). En el diagrama de PDP se añaden las rectas que representan edades de enfriamiento obtenidas mediante Ar-Ar en trabajos anteriores para el mismo batolito (Keppie *et al.*, 2012). Las edades de Bt se encuentran entre los 20.7 y 25.1 Ma, mientras que las de Hbl varían entre 27.9 y 29.1 Ma (Figura 5.5C y 5.6C).

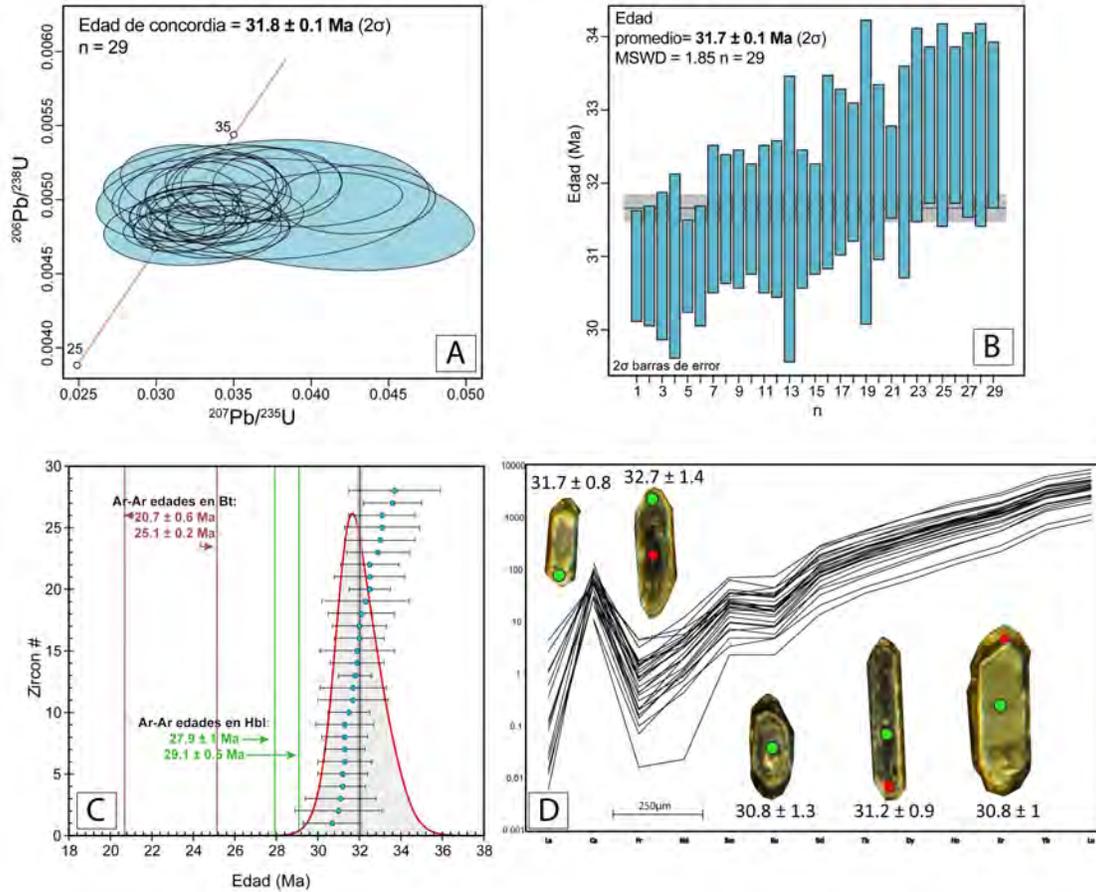
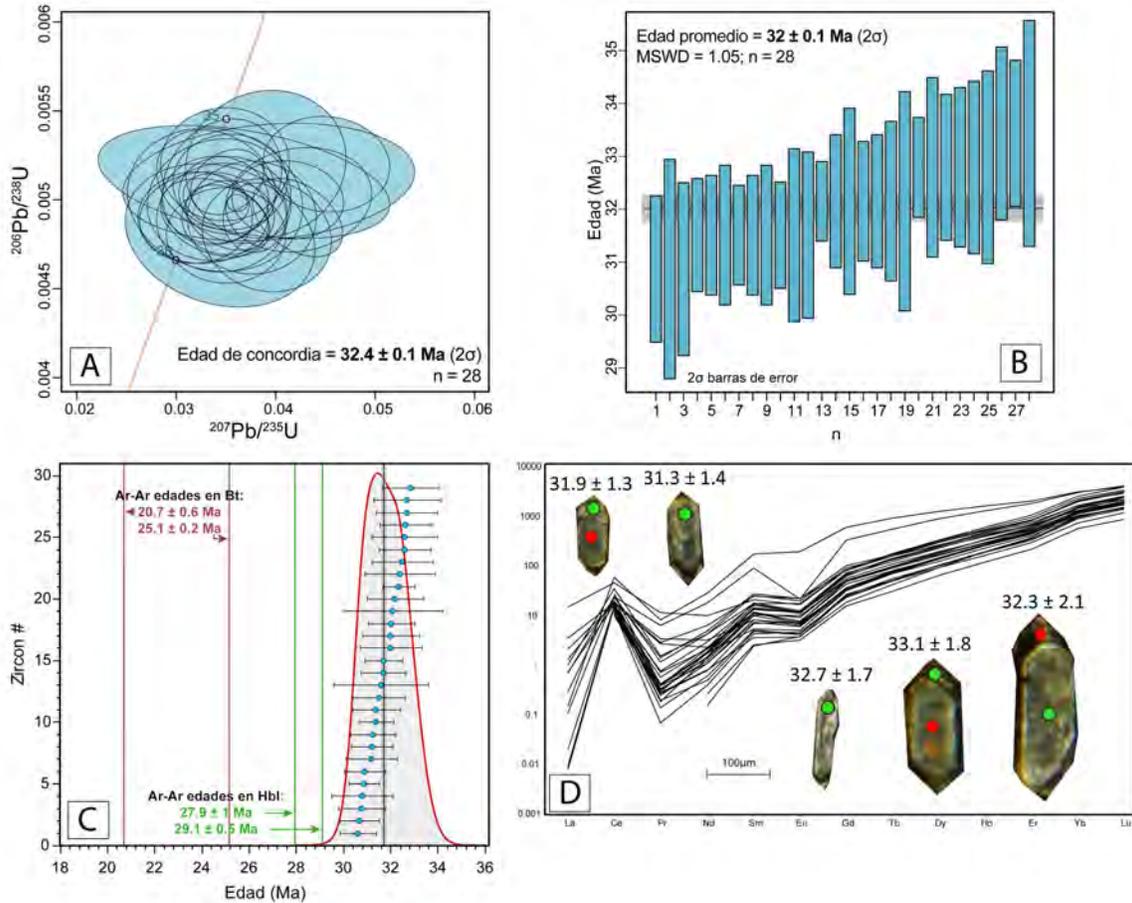


Figura 5.5. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-31. A) diagrama de concordia de Wetherill donde se presentan todos los datos obtenidos. Cabe resaltar la ausencia de antecristales o circones heredados. B) Diagrama de edad media ponderada a partir de 29 datos. C) Probability Density Plot. El pico de la curva coincide con la mayor densidad de datos, y por tanto con la edad reportada de cristalización. Asimismo, en verde se marcan dos edades de enfriamiento mediante Ar-Ar en Hbl, y en rojo edades Ar-Ar en biotita. D) Se muestra el diagrama de REE para los circones de cristalización, así como algunas imágenes de catodoluminiscencia de circones con el fin de representar la zona de ablación con la edad que se obtuvo.

Figura 5.6. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-44. A) diagrama de concordia de Wetherill donde se presentan todos los datos obtenidos. Cabe resaltar la ausencia de antecristales o circones heredados. B) Diagrama de edad media ponderada a partir de 28 datos. C) Probability Density Plot. El pico de la curva coincide con la mayor densidad de datos, y por tanto con la edad reportada de cristalización. Asimismo, en verde se marcan dos edades de enfriamiento mediante Ar-Ar en Hbl, y en rojo edades Ar-Ar en biotita. D) Se muestra el diagrama de REE para los circones de cristalización, así como algunas imágenes de catodoluminiscencia de circones con el fin de representar la zona de ablación con la edad que se obtuvo.



Granitoides paleozoicos

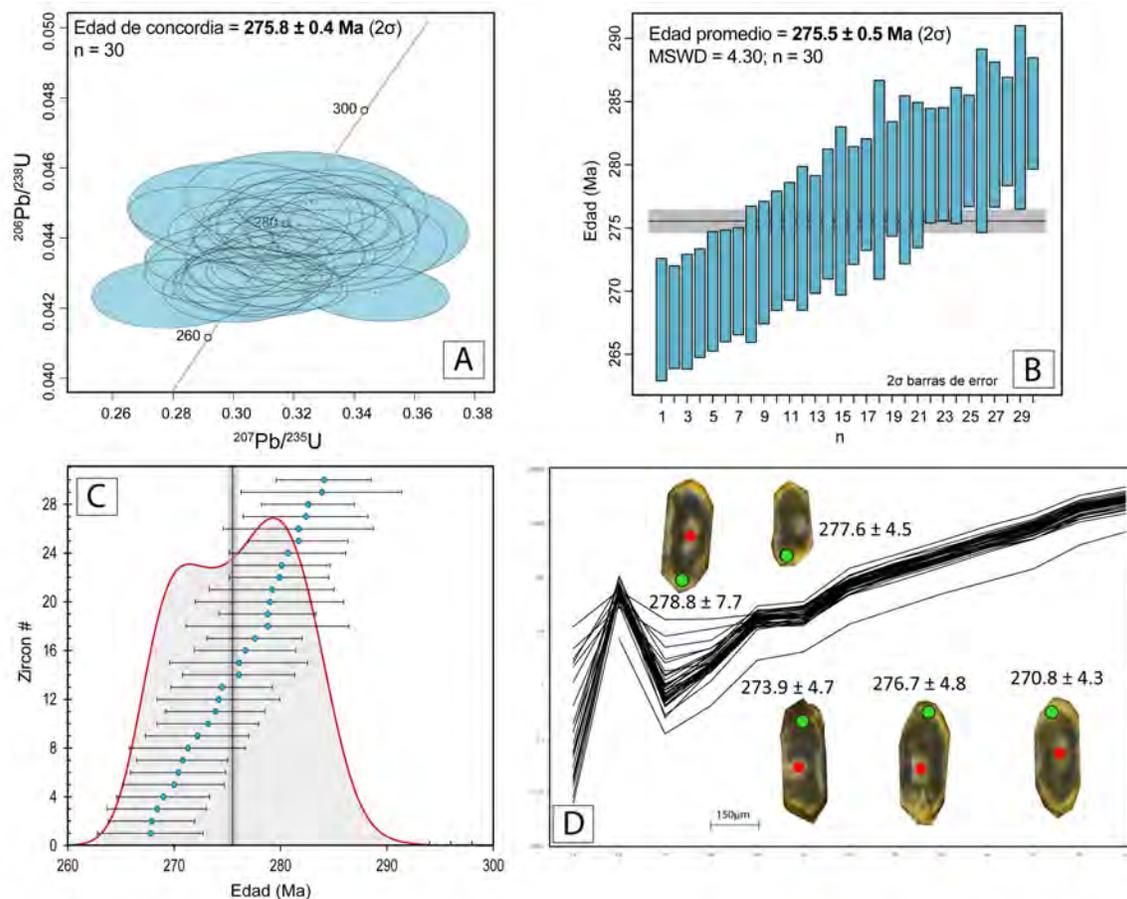
A partir de los análisis de geocronología se obtuvieron resultados inesperados que permitieron identificar tres intrusivos paleozoicos cuya presencia no había sido reportada previamente. De estos, dos poseen edades de cristalización pérmicas (Sy-48, Sy-43) y una carbonífera (Sy-27a).

La muestra Sy-48 corresponde al Granitoide Pérmico Colotepec y está conformada por una población de circones relativamente homogénea, tienen formas principalmente euédricas aunque se observan algunos bordes redondeados. El tamaño promedio es de ~300 μm de largo y ~150 μm de ancho. La mayoría presenta zoneamiento magmático concéntrico y en algunos casos se pueden identificar núcleos heredados de afinidad precámbrica de 916 ± 16 , 990 ± 15 y 1093.3 ± 9.4 Ma (Figura 5.7D). Se seleccionaron 42 puntos de ablación considerando zonas de núcleos y bordes que representan sobrecrecimientos magmáticos. Del total, nueve datos fueron descartados debido a anomalías en la concentración de U y tres más por representar edades heredadas, por lo que el cálculo

de la edad de cristalización se obtuvo a partir de 30 datos. Estos muestran un incremento continuo en la edad, de tal manera que varían desde 267.8 hasta 284.1 Ma tal como se observa en el diagrama de PDP (Figura 5.7C), lo cual podría representar un episodio de cristalización continua. No obstante, la curva muestra dos picos que bien pueden representar dos episodios de cristalización de ca. 270 y ca. 280 Ma. Para este patrón se obtuvo una edad a partir de la media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en **275.5 ± 0.5 Ma** con un MSWD de 4.3, que puede representar una mezcla entre los dos episodios de cristalización o el comienzo/fin de alguno de estos. Asimismo, se presenta una edad de concordia de 275.8 ± 0.4 Ma (Figura 5.7A y B). La geoquímica de los circones define patrones de REE típicos de origen magmático, aunque en algunos no es tan notoria la anomalía positiva de Ce. Asimismo, las relaciones Th/U son > 0.1 con un rango de 0.18 a 1.14.

Del Granitoide Pérmico Chacalapa se fechó la muestra Sy-43 cuya población de circones permite distinguir dos tamaños principales: los mayores tienen ~ 350 μm de largo y ~ 120 μm de ancho; en cambio, los menores son de ~ 100 μm de largo y ~ 50 μm de ancho. Ambos grupos presentan morfologías subédricas con bordes redondeados a euédricas con buen desarrollo prismático. Pueden observarse cristales con algunas fracturas y escasas inclusiones. Las imágenes de catodoluminiscencia revelan el desarrollo de zoneamiento magmático concéntrico, además de la presencia de algunos núcleos. En este caso, se realizaron 40 puntos de ablación de los cuales 24 se consideraron para el cálculo de la edad de cristalización e incluyen zonas de análisis de bordes y algunos núcleos. Similar al caso anterior, la continuidad en las edades (Figura 5.8C) no permite distinguir entre pulsos magmáticos por lo que se calculó la edad media ponderada $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en **283.4 ± 0.7 Ma** con un MSWD de 2.56, mientras que la edad de concordia es de 283.9 ± 0.6 Ma (Figura 5.8A y B). Nuevamente se observan patrones de REE típicos de circones magmáticos, con relaciones de Th/U > 0.1 (Figura 5.8D). Por otro lado, 5 circones corresponden a edades heredadas tomadas principalmente en la región de núcleo, las cuales son de 789 ± 41 , 900 ± 63 , 1044 ± 23 , 1093 ± 18 y 1195 ± 22 Ma.

Figura 5.7. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-48. A) diagrama de concordia de Wetherill donde se presentan todos los datos obtenidos. B) Diagrama de MSWD. C) En el diagrama de PDP se observa un incremento continuo en los datos, donde aparentemente la curva indica dos posibles agrupaciones principales. Sin embargo, se decidió obtener una edad media ponderada del conjunto de datos ya que no existe un cambio significativo entre ellos. D) Diagrama de REE para los circones de cristalización y también se muestran imágenes de circones con la zona de ablación.



Los circones de la muestra Sy-27a mantienen una relación de tamaño casi homogénea con un eje largo de ~ 180 μm y ~ 50 de ancho. La mayor parte de los cristales definen formas subédricas con bordes redondeados y con un zoneamiento concéntrico bien definido a partir de una región de núcleo. Llegan a presentar coloraciones rosadas y escasas inclusiones. Se tomaron 41 puntos de análisis de los cuales fueron rechazados 10 datos debido a anomalías en el contenido de U y/o altos valores de dispersión. De acuerdo con el diagrama PDP, realizado en los circones restantes, se pueden distinguir dos picos principales en la curva los cuales definen dos grupos de edades posiblemente asociados a diferentes pulsos magmáticos (Figura 5.9A). El primer grupo está conformado por 11 circones concordantes cuya edad varía entre 308.4 y 311.8 Ma donde la edad media ponderada es de 309.7 ± 0.4 Ma con un MSWD de 0.58 (Figura 5.9B). El segundo grupo contiene 12 cristales concordantes con edades entre 315.1 y 318.5, los cuales definen una edad media ponderada de 316.4 ± 0.4 Ma con un MSWD de 0.67 (Figura 5.9C y D). Dado que se trata de una muestra antigua y pudo sufrir algún evento de pérdida de plomo, se considera que la edad que mejor representa el evento de cristalización corresponde al grupo más antiguo, es decir, el de

316.4 Ma. Los patrones de REE también poseen comportamientos de circones magmáticos, mientras que la relación Th/U siempre es > 0.1 (Figura 5.9E).

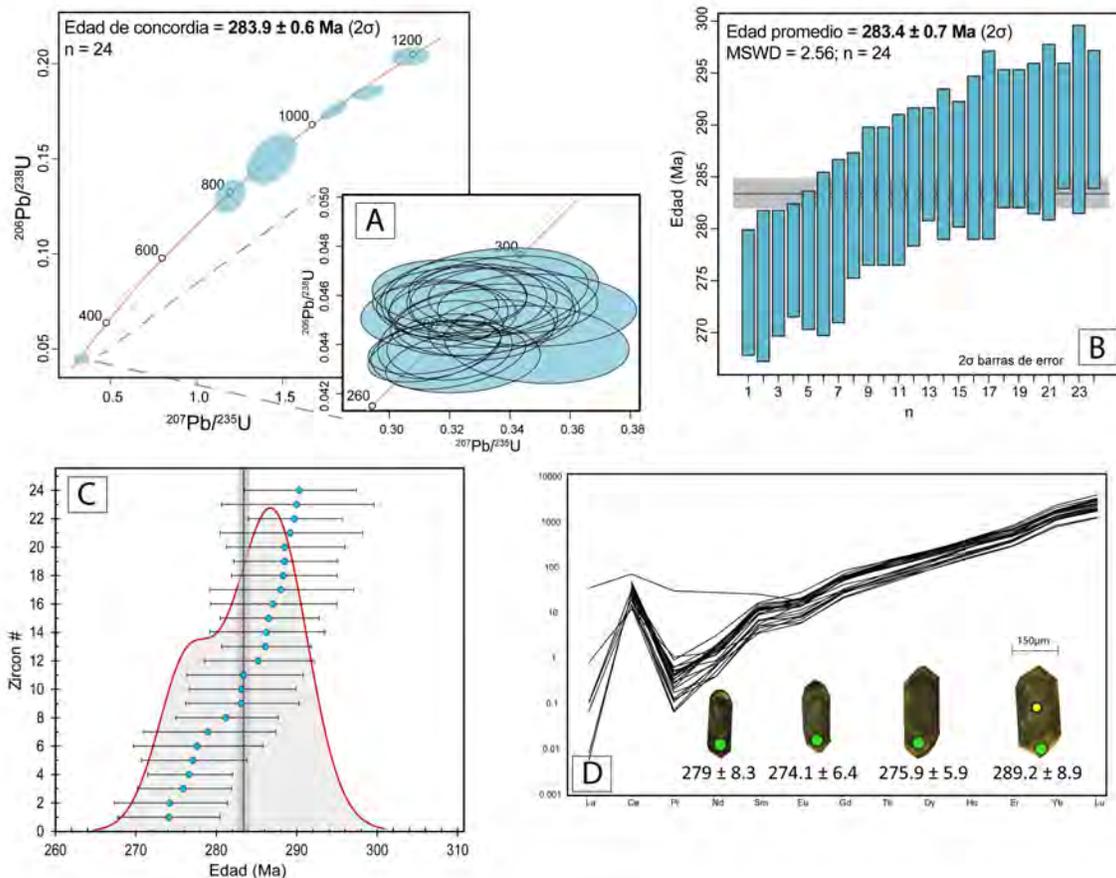


Figura 5.8. Resultados de los análisis U-Pb en circones de la muestra Sy-43. A) Diagrama de concordia de Wetherill donde se presentan todos los datos obtenidos, mientras que en el zoom se encuentran únicamente los cristales con los que se determinó la edad de magmatismo. B) Diagrama de MSWD. C) En el diagrama de PDP se observa un incremento continuo en los datos, donde el pico principal de la curva se ajusta a la edad de cristalización obtenida. D) Diagrama de REE para los circones de cristalización y también se muestran imágenes de circones con la zona de ablación.

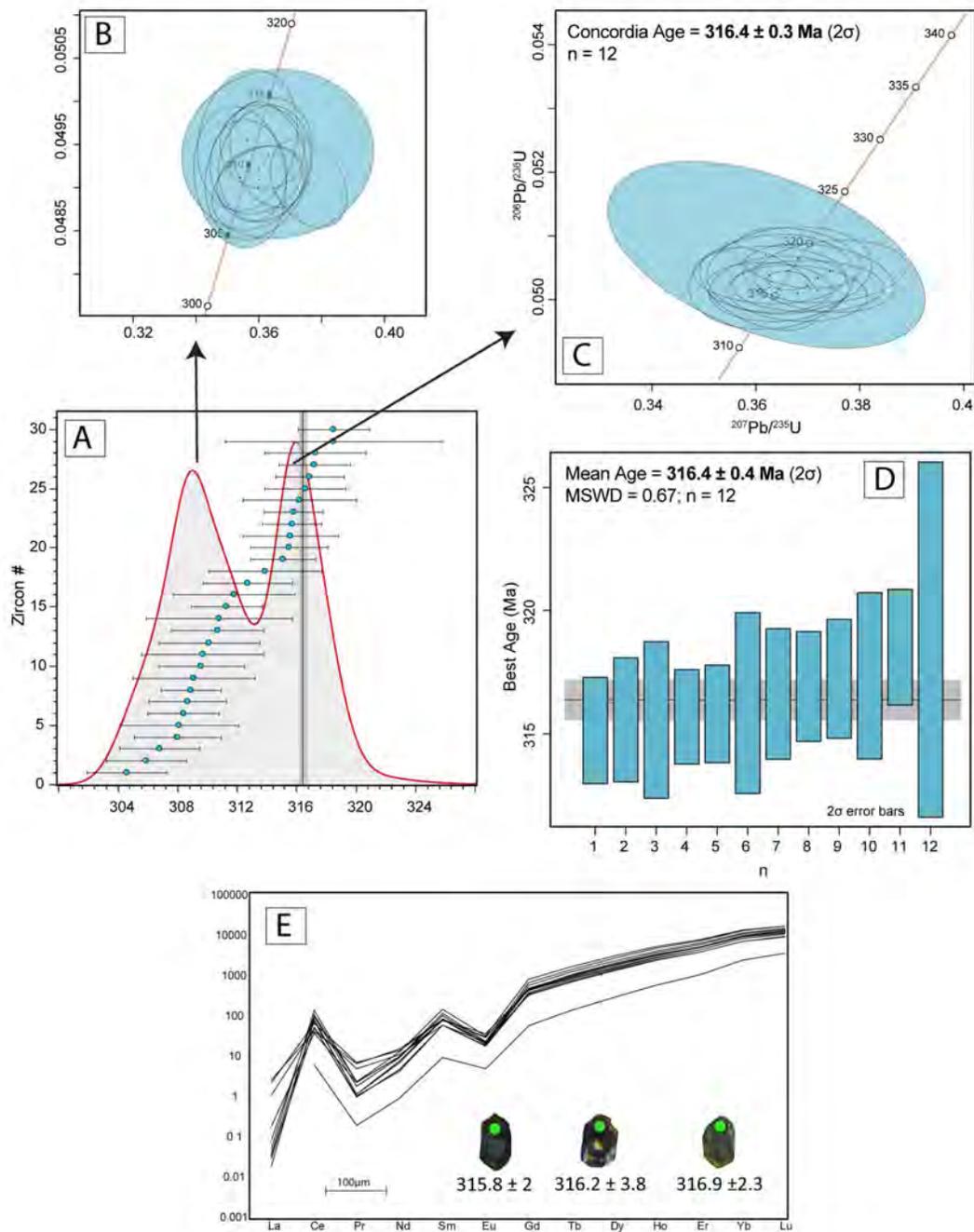


Figura 5.9. Resultados de los análisis U-Pb en circón de la muestra Sy-27a. A) En el diagrama de PDP se observan dos picos bien definidos para todo el set de datos. Sin embargo, se propone que la edad que mejor representa el evento de cristalización es el más antiguo. B) Diagrama de concordia de Wetherill donde se grafican los 11 datos más antiguos. C) Diagrama de concordia de Wetherill donde se grafican los 12 datos más jóvenes. D) Edad promedio obtenida para el grupo de circones más joven. E) Diagrama de REE donde casi todos los circones muestran patrones homogéneos con enriquecimiento en HREE, así como anomalías negativas de Eu y positivas de Ce. También se añaden algunas imágenes de la catodoluminiscencia de tres circones.

Roof Pendant Precámbrico

Se colectó una muestra de un *roof pendant* migmatítico contenido en el Batolito Colotepec para realizar fechamiento mediante U-Pb. Los circones exhiben formas subédricas con bordes casi o totalmente redondeados, con tamaños de hasta 200 μm en su eje largo. En las imágenes de catodoluminiscencia puede observarse que solo algunos cristales se encuentran ligeramente zoneados y se percibe una zona de núcleo, sin embargo, la mayoría carece de estas características (Figura 5.10C). Se realizaron 40 puntos de ablación de los cuales 5 fueron rechazadas debido a contenidos anómalos de U. Las edades que se obtuvieron son claramente de afinidad precámbrica, la mayor parte mesoproterozoica, y varían desde 892.3 ± 8.2 a 1267 ± 25 Ma con % de discordancia de -0.01 hasta 7.5 (Figura 5.10A). El grupo de circones más jóvenes que se despliegan en la concordia muestran un comportamiento discordante que sugiere un evento de pérdida de plomo por lo que seguramente su edad resulta más antigua. Las edades de los circones de esta muestra pueden estar relacionadas con un evento de migmatización (¿o más?) correlacionable con los que ocurrieron en el Complejo Oaxaqueño. Sin embargo, la dispersión de los datos no permite asignar una única edad para este evento de migmatización. Los patrones de REE muestran un enriquecimiento en HREE respecto a las LREE, mientras que la mayoría exhiben anomalías positivas de Ce y negativas de Eu (Figura 5.10B). Asimismo, en todos los casos las relaciones Th/U son > 0.1 .

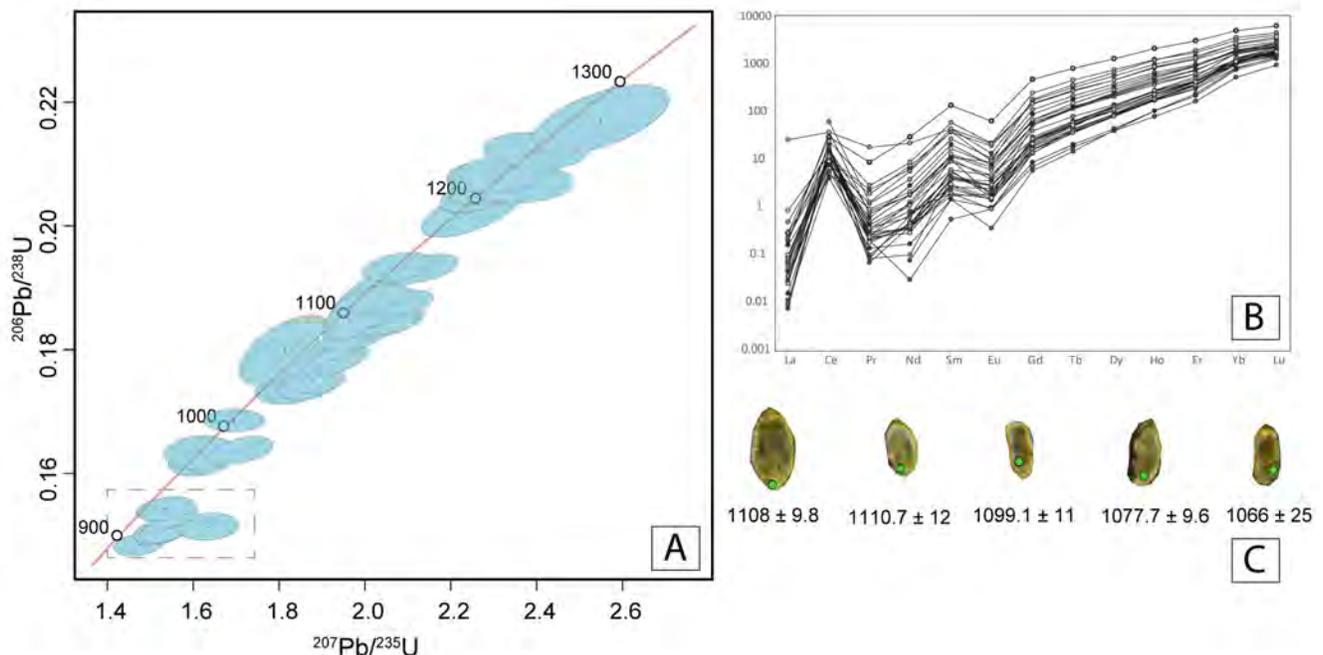


Figura 5.10. A) Diagrama de concordia donde se aprecia la afinidad precámbrica de los circones. B) Diagrama de REE donde la mayor parte de los circones muestra enriquecimiento en HREE, así como notables anomalías negativas de Eu y positivas de Ce. No obstante, algunos circones muestran un patrón que carece de dichas anomalías. D) Se muestran algunas imágenes de circones de esta muestra, y se observa que la mayor parte de las edades obtenidas provienen de puntos de ablación en zonas de borde.

VI. GEOQUÍMICA E ISOTOPIA

En la siguiente sección se muestran los resultados de los análisis químicos realizados únicamente en las rocas de los batolitos cenozoicos y en algunos diques ya que son el objeto principal de estudio del presente trabajo. Los datos de elementos mayores se recalcularon a 100% con base anhidra (sin PxC) y el hierro total FeO* fue calculado de acuerdo con $FeO^* = Fe_2O_3 * 0.8998$. Los patrones de elementos traza se normalizaron respecto a los valores del manto primitivo de [Sun y McDonough \(1989\)](#), mientras los diagramas de tierras raras se graficaron de acuerdo con la normalización respecto a la condrita de [McDonough y Sun \(1995\)](#).

Elementos mayores

La clasificación química de las muestras mediante elementos mayores se realizó con el diagrama de [De la Roche et al. \(1980\)](#) que, en contraste con el diagrama TAS de [Cox et al. \(1979\)](#) y [Wilson \(1989\)](#) para rocas plutónicas, considera la química total de la roca y toma los valores de los elementos en su forma catiónica ([Figura 6.1A](#)). De esta manera, se graficaron siete muestras correspondientes al Batolito Colotepec, siete del Batolito Pochutla y tres muestras de diques. Se observa que la composición del Batolito Colotepec se mantiene homogénea ya que todas sus muestras se clasifican como *granitos sensu stricto*. En contraste, las muestras del Batolito Pochutla presentan una amplia variación composicional que comprende dioritas, tonalitas y granodioritas. Finalmente, dos de los diques analizados se clasifican químicamente como gabros de olivino (Sy-11a y Sy-27b), mientras que la muestra Sy-41 define una composición diorítica. No obstante, en el caso de los diques se da mayor peso a la clasificación modal realizada previamente, por lo que se refiere a ellos como diques anfibolíticos.

En el diagrama de evolución magmática ([Figura 6.1B](#)) de [Irvine y Baragar \(1971\)](#) se observa que las muestras graníticas del Batolito Colotepec representan las rocas con mayor enriquecimiento de álcalis respecto al FeO y MgO, en contraste, los diques se encuentran más enriquecidos en estos elementos respecto al álcalis. Por su parte, las granodioritas y tonalitas del Batolito Pochutla mantienen una composición intermedia, y la muestra más granítica se agrupa con las del Batolito Colotepec. A excepción de la muestra Sy-41 que se encuentra en el límite toleítico-calcoalcalino, el resto de las muestras presentan un carácter predominante calcoalcalino. La química de los batolitos y diques se graficaron de acuerdo con el esquema de clasificación de [Frost et al. \(2001\)](#) y [Frost y Frost \(2008\)](#) para rocas graníticas. De esta manera, se observa que según el índice MALI la mayoría de las muestras despliegan un carácter calcoalcalino. No obstante, un dique (Sy-41), cuatro muestras del Batolito Pochutla (Sy-30, Sy-31, Sy-44 y Sy-29) y una del Batolito Colotepec (Sy-32) se encuentran en el campo cálcico ([Figura 6.1C](#)). En

particular, el Batolito Colotepec exhibe un aparente patrón de variación vertical, donde las muestras van desde una composición cálcica hacia una álcali-cálcica. Este comportamiento puede observarse nuevamente en la [Figura 6.1E](#) para el índice de Fe, donde las muestras del Batolito Colotepec presentan una afinidad magnesiana y que varía progresivamente a ferroana. En contraste, el resto de las muestras son magnesianas.

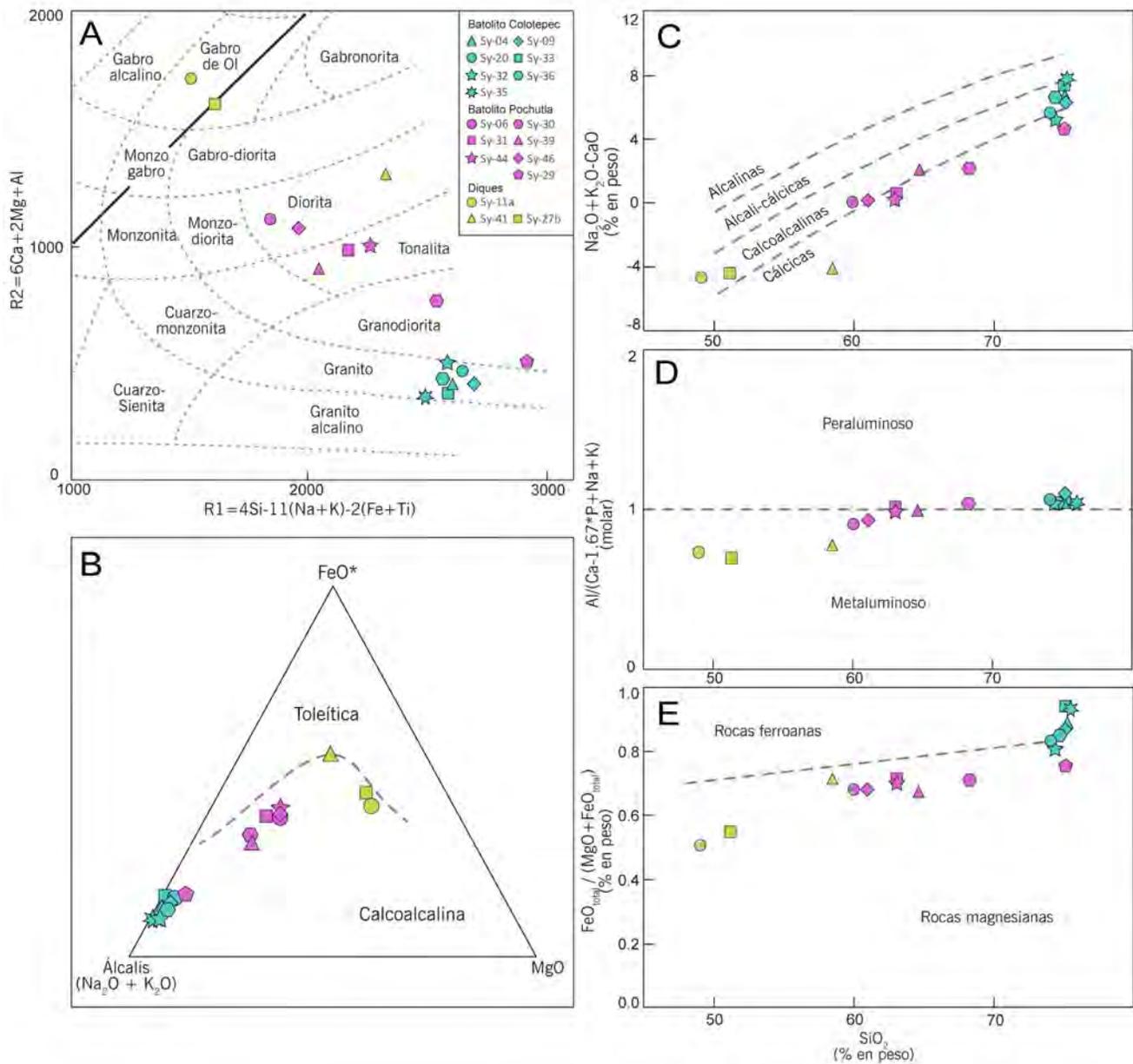


Figura 6.1. A) Diagrama de clasificación de De la Roche et al. (1980). Se grafican las muestras de los dos batolitos, así como de los diques. B) Diagrama AFM de discriminación entre series toleíticas y calcoalcalinas. C D y E) Diagramas de clasificación de Frost et al. (2001).

Según el índice ASI (Figura 6.1D) se observa un aparente incremento gradual en el contenido de alúmina hacia las muestras más ricas en sílice. Los diques máficos se encuentran en el campo metaluminoso, las muestras del Batolito Pochutla varían su posición desde metaluminosas hasta ligeramente peraluminosas, mientras que las muestras del Batolito Colotepec se agrupan ligeramente por encima del límite peraluminoso.

Elementos traza y tierras raras (REE)

Para el análisis de elementos traza se eligieron dos muestras del Batolito Colotepec (Sy-33; Sy-20), tres del Batolito Pochutla (Sy-06; Sy-31; Sy-44) y uno de los diques máficos (Sy-11a). Estas muestras se clasificaron de acuerdo con el esquema tectónico de Pearce *et al.* (1984); además, se consideró el diagrama de Whalen *et al.* (1987) para diferenciar entre los diferentes tipos de rocas graníticas (Figura 6.2A y B). Los resultados indican que en todos los casos las muestras pertenecen a un ambiente de arco volcánico y clasifican como granitos tipo S, I & M.

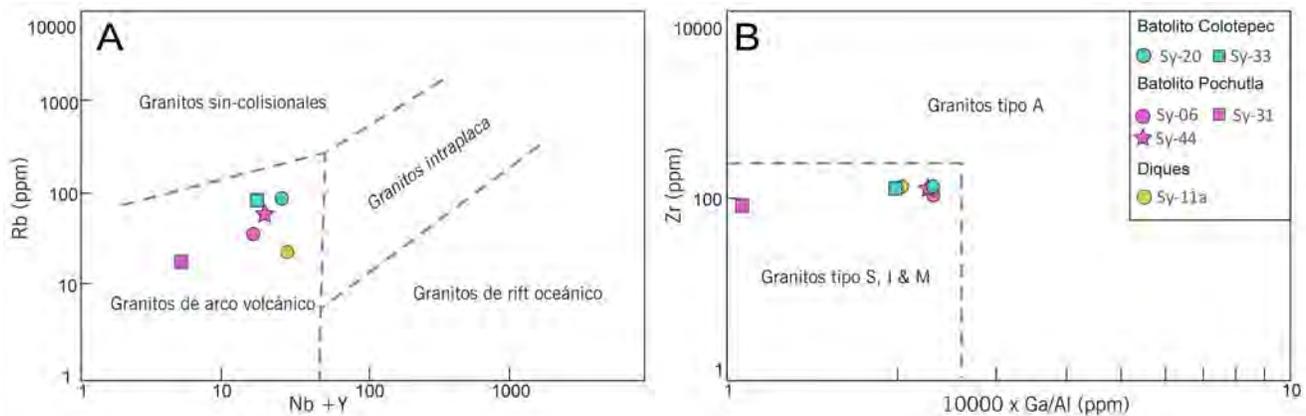


Figura 6.2. A) Diagrama de discriminación tectónica de Pearce *et al.* (1984). B) Diagrama de Whalen *et al.* (1987) utilizado con el fin de diferenciar entre granitos tipo A y otros (S, I & M).

En el diagrama multielemental se observa que los patrones de elementos traza de los batolitos Colotepec y Pochutla resaltan el enriquecimiento de elementos tipo LIL respecto a los de alto potencial, un rasgo particular descrito para rocas magmáticas asociadas a un régimen de subducción (Figura 6.3A). Ambos batolitos presentan anomalías positivas en elementos como K y Pb, así como negativas en Nb y Ta. En particular, las muestras del Batolito Colotepec exhiben fuertes picos negativos en P y Ti, lo que puede indicar fraccionamiento en la fuente de minerales accesorios como apatito, titanita y óxidos de Fe y Ti (ilmenita y titanomagnetita). El comportamiento del Cs y Ba contrasta entre ambos batolitos ya que Colotepec muestra un ligero pico positivo para el Ba respecto

al Cs, mientras que el Batolito Pochutla exhibe lo contrario. Por otro lado, la concentración de los elementos en las muestras Sy-06, Sy-31 y Sy-44 es, en general, menor respecto a las del Batolito Colotepec, destacándose la muestra Sy-31 cuyos valores de tierras raras pesadas (Dy, Y, Yb y Lu) se encuentran por debajo de 1. El patrón que despliega el dique tiende a ser semi-horizontal, es decir, no es claro el enriquecimiento en elementos tipo LIL respecto a HFS aunque, como en los casos anteriores, presenta ligeros picos positivos para el K y Pb, así como negativos de Nb y Ta.

Respecto a las tierras raras (Figura 6.3B) se puede observar que ambos batolitos se encuentran enriquecidos en tierras raras ligeras (LREE) respecto a las tierras raras pesadas (HREE). De la misma manera, el patrón que despliega el dique muestra un ligero fraccionamiento de LREE respecto a las HREE. El grado de fraccionamiento de las REE para los tres grupos se ha calculado mediante la relación $(La/Yb)_N$ donde las muestras del Batolito Colotepec tienen valores de 13.1 y 21.8, mientras que el Batolito Pochutla presenta valores de 7.4, 17 y la más alta de 25.9; finalmente, para el dique se obtuvo un valor de 3.8. Asimismo, la relación $(Sm/Yb)_N$ se encuentra entre 5 y 3.3 para Colotepec; 2.9, 4.4 y 5.9 para Pochutla y el dique tiene un valor de 2.1. De manera general, las rocas más diferenciadas tienen un mayor grado de fraccionamiento. Aunque es posible observar una alta dispersión en los datos, nuevamente la muestra Sy-31 tiene las concentraciones más bajas de REE, e incluso muestra una curvatura en las HREE que posiblemente implique el fraccionamiento de una fase mineral en la fuente que es compatible con estos elementos, tales como anfíbol o granate. Las muestras Sy-06 y Sy-31 muestran, además, características particulares como alta relación Sr/Y y La/Yb que han sido interpretadas como de rocas adakíticas. Sin embargo, como se discutirá más adelante, el término de “adakita” aún es controversial. Para todas las muestras se calculó el valor de la anomalía de Eu (Taylor y McLennan, 1985) con valores normalizados respecto a la condrita de Nakamura (1974) como:

$$\frac{Eu}{Eu^*} = \frac{Eu_N}{\sqrt{(Sm_N)(Gd_N)}}$$

Se observa que únicamente la muestra Sy-31 presenta una anomalía positiva con valor de 1.35 que se asocia principalmente a una acumulación de plagioclasa en esta roca, tal como se observa en la lámina delgada. Las otras dos muestras del Batolito Pochutla muestran una ligera anomalía negativa, aunque tienen valores relativamente altos, en comparación con los de Colotepec, de 0.93 y 0.88 en las muestras Sy-06 y Sy-44, respectivamente. En cambio, el patrón del Batolito Colotepec tiene los picos negativos de Eu más pronunciados con valores bajos de 0.63 y 0.66, lo que podría sugerir fraccionamiento de plagioclasa en la fuente, tal como lo evidencia la escasa presencia de este mineral en las láminas delgadas. Finalmente, el dique tiene un valor de 0.97.

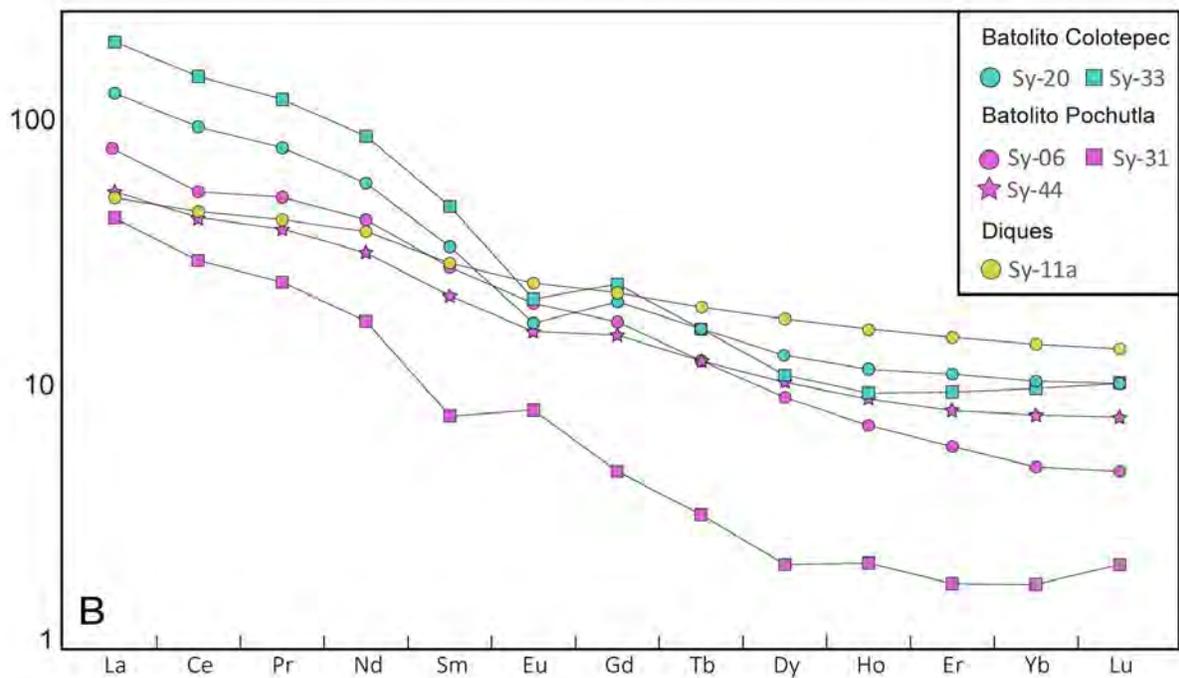
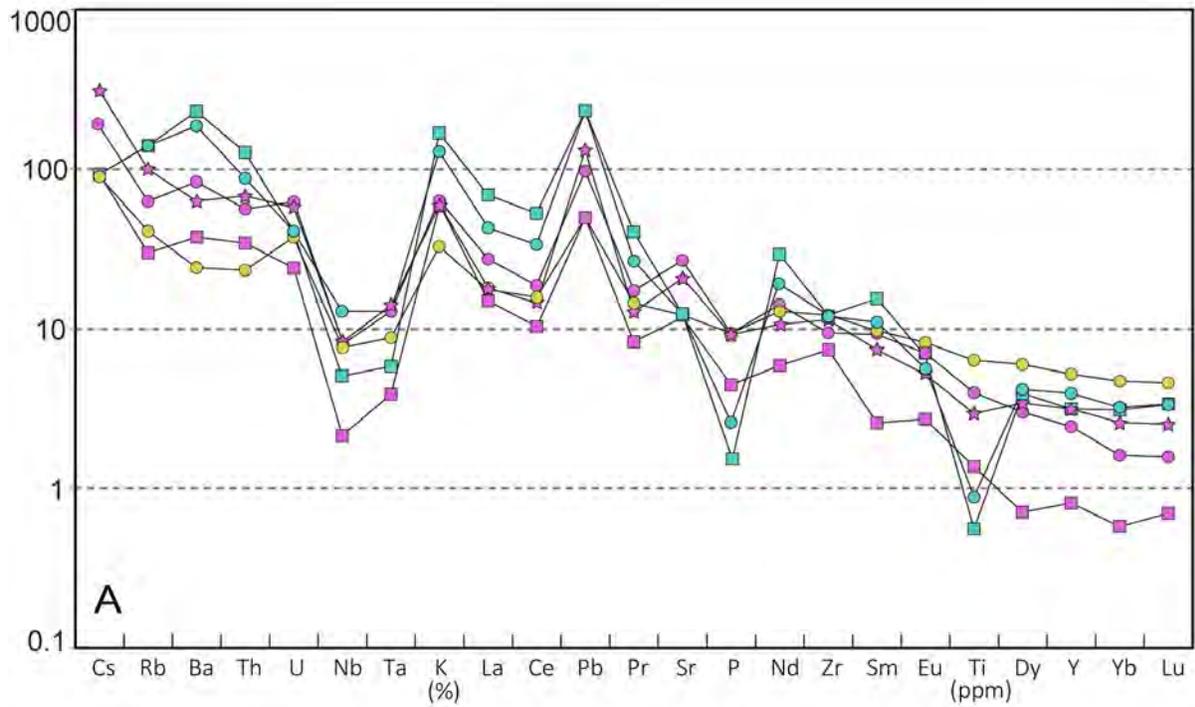


Figura 6.3. A) Diagrama multielemental y B) diagrama de tierras raras (REE) para las muestras del área de estudio.

Isótopos de Sr y Nd

Se tomaron únicamente cuatro muestras para análisis isotópico de Sr y Nd. Dos muestras del Batolito Colotepec (Sy-33; Sy-20), una del Batolito Pochutla (Sy-44) y un dique (Sy-11a). Las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se calcularon a 30 Ma para el Batolito Pochutla y 20 Ma para el Batolito Colotepec y para el dique. Para cada sistema isotópico se utilizaron los valores de $\lambda=1.42 \times 10^{-11}$ y $\lambda=6.54 \times 10^{-12}$, respectivamente. Los resultados más altos de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ corresponden al Batolito Colotepec (0.706656 y 0.706037), en cambio el dique presenta el valor más bajo (0.704749). Las firmas isotópicas de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(i)}$ son de 0.512343 y 0.512410 para el Batolito Colotepec, para Pochutla es de 0.512664 y el dique tiene un valor de 0.512811. Los valores calculados de ϵNd_i son, respectivamente: -5.746882, 0.518559, -4.444301 y 3.377070 (Figura 6.4). En el diagrama se tomaron como referencia los datos del MORB (White, 2015), algunos xenolitos granulíticos (Ortega-Gutiérrez y Elías-Herrera, 1997) y los datos isotópicos reportados para rocas intrusivas de la SMS (Morán-Zenteno *et al.*, 2018). Los datos de la SMS se distinguen en áreas de diferente color de acuerdo con la edad. Se puede observar que en general, los datos del presente trabajo se encuentran más enriquecidos isotópicamente respecto al MORB, lo cual podría deberse a un proceso de contaminación cortical durante su evolución. Asimismo, existe una ligera concordancia entre la composición que despliegan los intrusivos del Oligoceno tardío - Mioceno temprano con las muestras del presente trabajo.

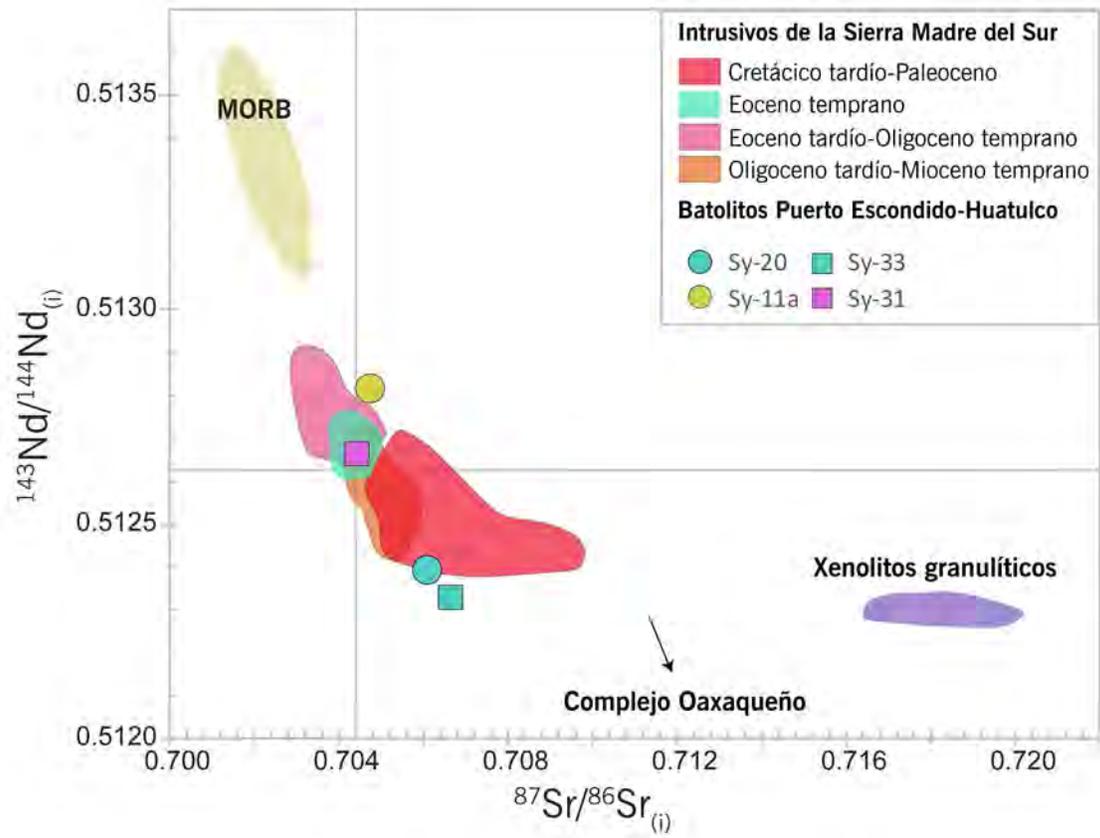


Figura 6.4. Relaciones isotópicas iniciales representativas de ambos batolitos y de un dique. Las regiones coloradas representan las composiciones promedio obtenidas a lo largo de los intrusivos de la SMS. Estas se acomodan por edad.

VII. CONDICIONES P-T-fO₂ DE CRISTALIZACIÓN

Las condiciones P-T-fO₂ de equilibrio durante la cristalización de los dos batolitos cenozoicos del área de estudio se calcularon mediante diferentes metodologías de acuerdo con la composición mineralógica de cada uno. Como ya se ha descrito en el capítulo V, el Batolito Pochutla presenta un ensamble mineralógico característico con el cual fue posible aplicar el barómetro de [Anderson y Smith \(1995\)](#), el de [Mutch \(2016\)](#) y el termómetro de [Ridolfi y Renzulli \(2012\)](#). En contraste, para el Batolito Colotepec, que carece de anfíbol, únicamente se obtuvo una estimación de la presión mediante el modelo de [Yang \(2017\)](#). Adicionalmente, en ambos batolitos se aplicó el termómetro Ti en zircón de [Ferry y Watson \(2007\)](#) únicamente para las muestras que fueron fechadas por el método U-Pb. Posteriormente, el valor de la presión de ambos batolitos se utilizó con el fin de estimar la profundidad de emplazamiento, para la cual se empleó la ecuación de $P = \rho \cdot g \cdot h$ donde ρ se consideró como un valor de densidad media cortical de 2,700 km·m⁻³ y g es el valor de gravedad (9.8 m·s⁻²). A continuación, se describen los resultados obtenidos conforme a cada batolito y que se resumen en la tabla A5 de Anexos.

Batolito Pochutla

Química mineral: anfíbol

Del Batolito Pochutla se seleccionaron las muestras Sy-46 y H-219 para realizar química elemental de anfíbol mediante microsonda electrónica de barrido ([Figura 7.1](#)). Por un lado, la muestra Sy-46 presenta una asociación mineral de: Pl > Qz > Kfs > Hbl > Bt > Ttn > Aln > Ap > Zr > Mgt que, de acuerdo con la clasificación modal de [Streckeisen \(1976\)](#) corresponde a una tonalita. Por otro lado, la muestra H-219, que fue colectada en las inmediaciones de Huatulco, se clasifica como una granodiorita de biotita y hornblenda. Esta muestra fue estudiada previamente en la tesis doctoral de [Tolson, \(1998\)](#), para la cual se obtuvo una profundidad de emplazamiento de 20.4 km ([Morán-Zenteno et al., 1996](#)) usando el barómetro de [Schmidt \(1992\)](#). Como parte de los objetivos del presente trabajo, se analizaron ambas muestras para re-calcular las condiciones de presión, temperatura y profundidad de emplazamiento de este cuerpo intrusivo.

La selección de cristales de anfíbol por cada muestra se realizó con base en observaciones petrográficas, donde se marcaron zonas con rasgos texturales de estabilidad o equilibrio de este mineral con las fases adyacentes (p.ej. plagioclasa). Asimismo, se evitaron texturas de desequilibrio como bordes de reacción, tamiz, reabsorción o zoneamiento. En cada uno de los cristales se marcaron cinco puntos de ablación de tal manera que se

consideraron centros y bordes. Posteriormente, del total de resultados se desecharon algunos debido a errores durante la medición, anomalías químicas o que fueran estadísticamente *outliers*. De tal forma que, en la muestra Sy-46 se obtuvo un total de 42 puntos de análisis con únicamente 18 válidos; mientras que en la H-219 se realizaron 36 mediciones de las cuales únicamente se tomaron 13 como confiables.

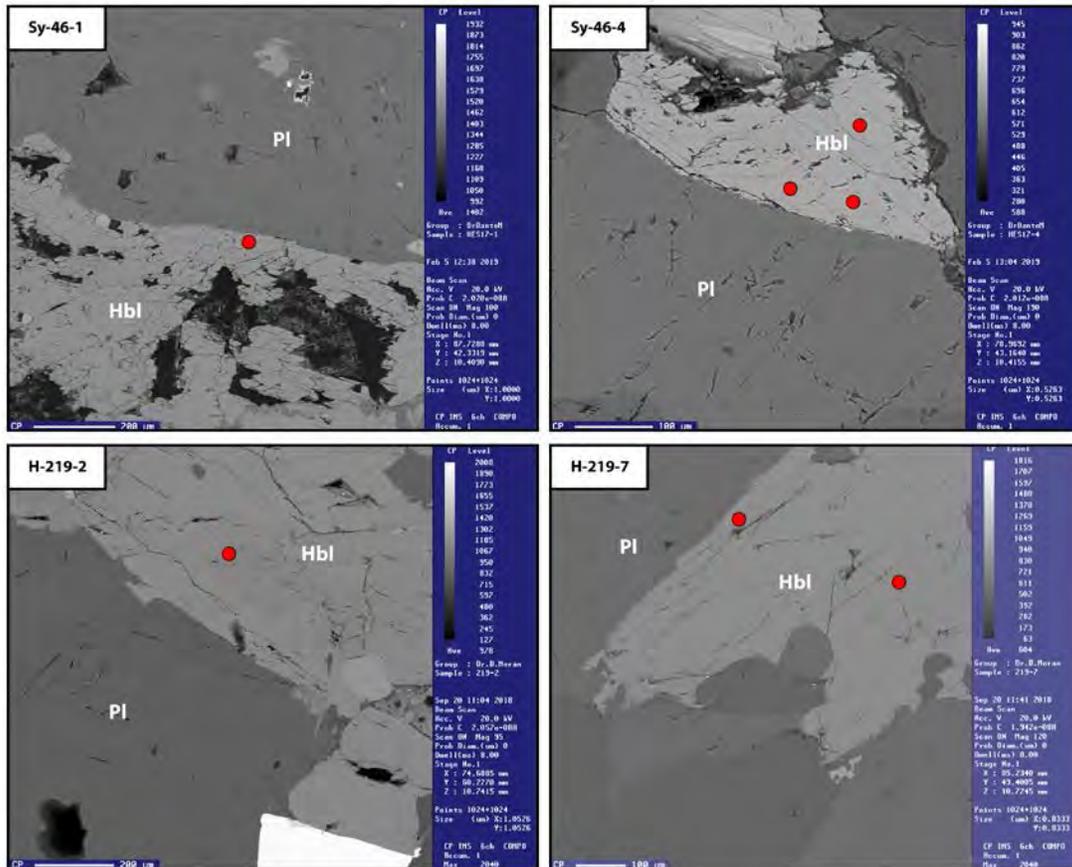


Figura 7.1. Ejemplos de cristales de anfíbol seleccionados en las muestras Sy-46 y H-219. Se indica también el número de cristal analizado. En rojo se indican los puntos de análisis de la hornblenda.

La fórmula estructural del anfíbol se obtuvo con base en 23 oxígenos: 2(OH, F, Cl) y 13 cationes, excluyendo Na, Ca y K; de acuerdo con el criterio de [Robinson et al. \(1982\)](#). Asimismo, para los cálculos elementales se utilizó una hoja de cálculo de Excel de [Molina et al. \(2015\)](#). La asignación de elementos por sitio se muestra en la tabla 7.1.

Fórmula estructural	$A_{0-1}B_2C_5T_8O_{22}(OH)_2$
Sitios estructurales	T= Si, Al _{IV} C= Al _{VI} , Ti, Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Mg, Mn B=Na, Ca A=Na, K

Tabla 7.1. La fórmula estructural que se utilizó para el anfíbol considera 23O y dos moléculas OH. Asimismo, se indican los cationes asignados para cada sitio.

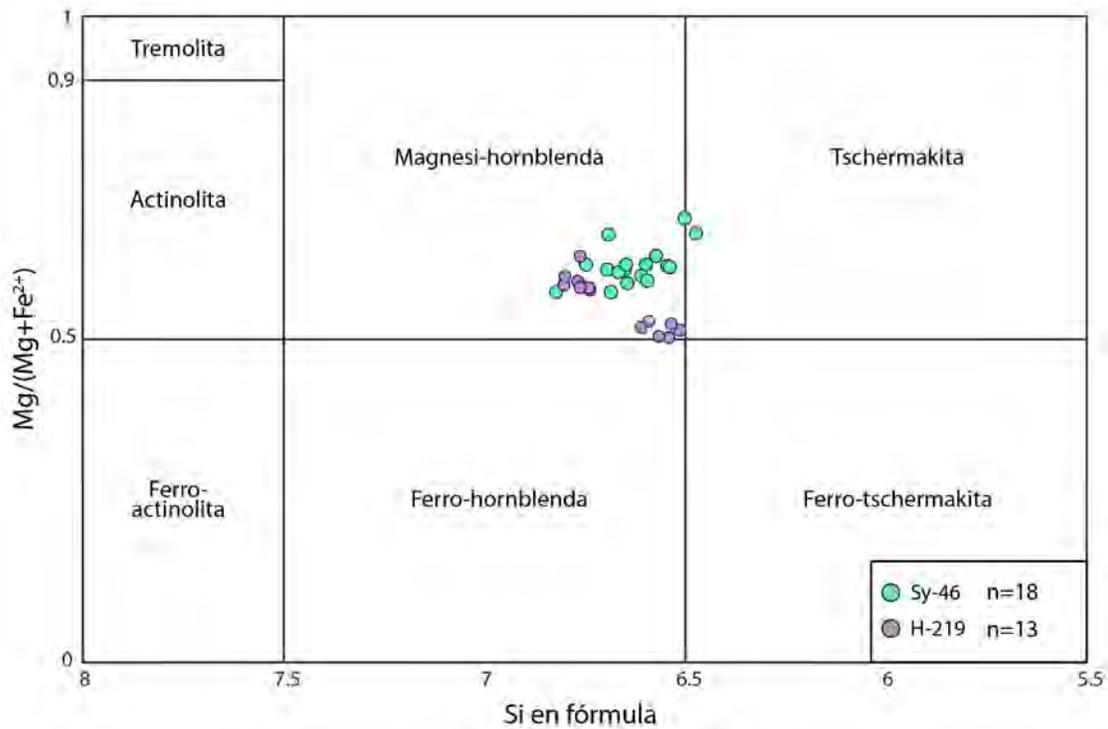


Figura 7.2. Clasificación de anfíboles de acuerdo con Leake (1997). En ambas muestras, los puntos de análisis utilizados para los termobarómetros concuerdan con la nomenclatura de magnesi-hornblendas. No obstante, uno de los análisis tiende ligeramente a una clasificación tschermakítica. En diferente color se indican los puntos de las muestras Sy-46 y H-219. Asimismo, se añade el número de puntos de análisis utilizados por muestra.

Los análisis filtrados de las dos muestras fueron clasificados de acuerdo con la nomenclatura química de Leake (1997). En el diagrama es posible ver que, a excepción de un punto, el resto corresponde a una composición de magnesi-hornblenda (Figura 7.2). Asimismo, en ambas muestras se graficaron por separado bordes y centros, aunque no se observaron diferencias importantes en la composición.

Termobarometría

Los análisis químicos de las magnesi-hornblendas se utilizaron para aplicar el termómetro de acuerdo con la ecuación 2 de [Ridolfi y Renzulli \(2012\)](#) cuya calibración está dada para anfíboles que cristalizan en el rango de 800-1,130°C:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 17,098 - \text{Si}(1,322.3) - \text{Ti}(1,035.1) - \text{Al}(1,208.2) - \text{Fe}(1,230.4) - \text{Mg}(1,152.9) - \text{Ca}(130.4) + \text{Na}(200.54) \\ + \text{K}(29.408) + \ln P(24.410)$$

Adicionalmente, el termómetro Ti en zircón se aplicó en las muestras Sy-44 y Sy-31 que modalmente se clasifican como tonalitas. En este caso, se consideró un valor de 0.75 para la actividad del SiO₂ y para la del TiO₂ un valor de 0.5, de acuerdo con [Schiller y Finger \(2019\)](#).

Se utilizó el barómetro convencional de Al-en-hornblenda de [Anderson y Smith \(1995\)](#) quienes recalibran la ecuación de su geobarómetro con base en los resultados experimentales previos de [Johnson y Rutherford \(1989\)](#) y [Schmidt \(1992\)](#), basados en el contenido de Al_T en hornblenda. Asimismo, añaden una corrección por temperatura que, para este trabajo, se utiliza el valor del termómetro de la ecuación anterior:

$$P(\text{kbar}) = 4.76\text{Al} - 3.01 - \left[\left(\frac{T^{\circ}\text{C} - 675}{85} \right) \right] \times [0.530\text{Al} + 0.005294(T^{\circ}\text{C} - 675)]$$

Con fines de comparación, también se calcularon valores de presión de acuerdo con la calibración de [Mutch \(2016\)](#) para magmas graníticos a temperaturas cerca del *solidus* y un rango de presión entre 0.8-10 kbar.

De acuerdo con [Ridolfi y Renzulli \(2012\)](#), los valores de temperatura de la muestra Sy-47 varían entre 711.3 y 763.7°C con una mediana reportada en **735°C**, mientras que en el caso de la muestra H-219 varía de 702.4 a 731°C con una mediana de **714.9°C**. La temperatura calculada por medio del Ti en zircón arroja una mediana de **722°C** para la muestra Sy-44 y **700°C** en el caso de Sy-31, lo cual es consistente con el algoritmo anterior. Los rangos de presión de acuerdo con [Anderson y Smith \(1995\)](#) para la muestra Sy-47 varían entre 3.0 y 4.6 kbar con una mediana calculada de **3.8 kbar**; mientras que para H-219 se encuentra en un rango de 3.0 y 4.6 con una mediana de **3.3 kbar**. Por otro lado, el barómetro de [Mutch \(2016\)](#) arroja resultados entre 2.8 y 4 kbar donde la mediana es de **3.5 kbar** para la muestra Sy-47, mientras que la H-219 oscila entre un valor mínimo de 2.7 kbar, un máximo de 4.1 kbar y una mediana de **2.9 kbar**. Finalmente, con los resultados de la mediana de la presión se calculó la profundidad de emplazamiento del batolito para ambos barómetros. En este caso se observa que la profundidad para la muestra Sy-47 se calcula en **14.4 km** y **13.3 km**, mientras que la H-219 se encuentra entre **12.4 km** y **11.1**

km. En general, ambas muestras arrojan profundidades menores respecto a las previamente reportadas para este cuerpo.

Batolito Colotepec: termobarometría

El Batolito Colotepec se caracteriza por la ausencia de anfíbol, además de la escasa la presencia de cristales de biotita y minerales opacos. Con el fin de tratar de estimar las condiciones de P-T-d de este cuerpo, se implementó el modelo empírico de [Yang \(2016\)](#). En este estudio, el autor se basa en que la concentración de sílice es inversamente proporcional a la presión, según los experimentos previos de [Gualda y Ghiorso \(2013\)](#). Asimismo, considera el trabajo experimental previo en el sistema ternario Qtz-Ab-Or, donde se muestra que el campo de estabilidad del cuarzo incrementa con la presión. De esta manera, obtiene las ecuaciones:

$$P_1 = -0.2426 \times (Qz)^3 + 26.392 \times (Qz)^2 - 980.74 \times (Qz) + 12563$$

$$P_2 = 0.2426 \times (Ab + Or)^3 - 46.397 \times (Ab + Or)^2 + 2981.3 \times (Ab + Or) - 64224$$

Donde P es la presión en MPa y los valores de Qz, Ab y Or son los porcentajes normativos (CIPW) recalculados al 100%. En este caso, los valores que se consideran para las estimaciones de profundidad son los obtenidos mediante la ecuación P_1 . Para ello, se calculó la norma CIPW de siete muestras graníticas del Batolito Colotepec de las cuales se reporta previamente su composición de elementos mayores (ver Anexos). Los resultados arrojan valores relativamente homogéneos, con una presión que varía entre **1.2 y 1.5 kbar**, lo que implica profundidades de emplazamiento de **4.4 y 5.8 km**, respectivamente. No obstante, se obtuvo también un valor de presión de 0.9 kbar para la muestra Sy-09 y una de 1.9 kbar en el caso de la muestra Sy-35, que corresponden a profundidades de 3.3 km y 7.1 km, respectivamente. Por otro lado, para obtener la temperatura de cristalización del Batolito Colotepec se aplicó el termómetro de Ti en circón de [Ferry y Watson \(2007\)](#) únicamente para dos de las tres muestras fechadas por U-Pb en circón, donde se tomaron valores de actividad del SiO₂ de 1 y TiO₂ igual a 0.45 [Schiller y Finger \(2019\)](#). En este caso, también se considera el valor de la mediana del total de los datos por cada muestra. La temperatura que se calculó para la muestra Sy-33 es de **743.6°C** y para la muestra Sy-20 es de **778.4°C**.

Oximetría de los batolitos cenozoicos

Además de los parámetros fisicoquímicos previamente calculados, en el presente trabajo también se obtuvo el valor de la fugacidad de oxígeno (fO_2) que prevalece durante la cristalización de los magmas de los batolitos. La

fugacidad de oxígeno de un magma es un parámetro termodinámico relacionado a la fuente magmática y, por ende, al arreglo tectónico de donde proviene. Para el cálculo de la fO_2 se utilizó la ecuación respecto al *buffer* NNO tomada de [Hirschmann et al, \(2008\)](#) y basada en los modelos de [O'Neill y Pownceby \(1993\)](#) y [Frost \(1991\)](#):

$$\log_{10}fO_2 = \frac{-25018.7}{T(K)} + 12.981 + \frac{0.046(P(\text{bars}) - 1)}{T(K)} - 0.5117\ln(T)$$

En la ecuación se requiere de valores de T y P previos. Para el Batolito Colotepec (Sy-33 y Sy-20) se utilizaron los valores de T obtenidos mediante el termómetro de Ti en circón con un valor de P constante igual a 1400 bar que es un promedio de las presiones que se obtuvieron mediante el modelo de [Yang, \(2016\)](#). En cambio, para Pochutla (Sy-47 y H-219) se ocupó la temperatura de [Ridolfi & Renzulli \(2012\)](#) y la presión de [Mutch \(2016\)](#) basados en la química de las magnesi-hornblendas. Al graficar las cuatro muestras en un diagrama $\log fO_2$ contra $T(^{\circ}C)$ se observa que su distribución sigue la curva definida por el *buffer* NNO. En general, todas las muestras tienden a agruparse a excepción de un punto de la muestra Sy-33 que representa el valor de mayor temperatura y fugacidad. Asimismo, es posible determinar que los batolitos están más oxidados que el *buffer* FQM pero menos que el NNO2+ ([Figura 7.3](#)).

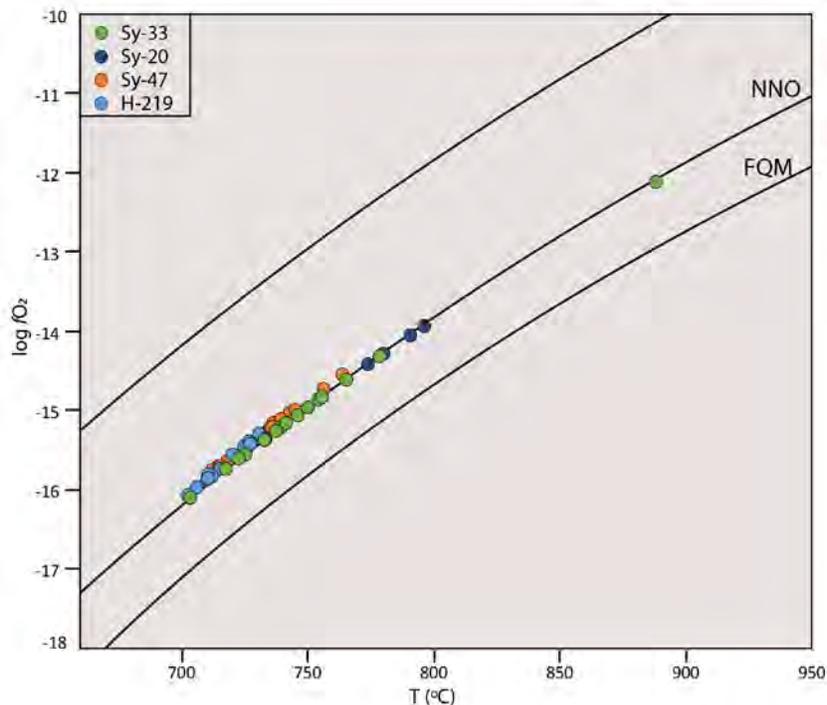


Figura 7.3. En el diagrama se muestra la disposición de las cuatro muestras de los batolitos de acuerdo con el *buffer* NNO. Se observa que todas caen sobre la curva de este *buffer*.

VIII. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

die Erde und der Mond



Los resultados obtenidos revelan la presencia de dos cuerpos intrusivos cenozoicos: el Batolito Colotepec y el Batolito Pochutla. Estos se distinguen claramente por su edad de cristalización, su distribución espacial, así como por su composición modal y química. Asimismo, como se explicará más adelante, ambos batolitos se encuentran en estrecha relación con rocas metamórficas del Complejo Xolapa, granitoides paleozoicos y rocas migmatíticas del Complejo Oaxaqueño. Todas estas litologías en conjunto se encuentran afectadas por al menos un evento de deformación relacionado a las zonas de cizalla cenozoicas presentes en el área. Para ilustrar la manera en que las diferentes litologías del área de estudio se distribuyen e interactúan entre sí, se realizó una sección geológica esquemática (Figura 8.2). En este trabajo nos enfocamos en describir las características petrográficas, geoquímicas, geocronológicas y las condiciones de emplazamiento y deformación de los batolitos cenozoicos, su relación con las litologías adyacentes y tratar de proponer un modelo de evolución tectónica para esta porción del sur de México. Adicionalmente,

La distribución espacial del Batolito Pochutla, tal como lo sugiere el mapa geológico propuesto en el presente trabajo, así como los estudios previos (Tolson, 1998), abarca la porción sur del área de estudio (ver capítulo IV, Figura 4) extendiéndose de extremo a extremo. Define el pulso cenozoico más antiguo del área en 32 Ma correspondiente al Oligoceno temprano, de acuerdo con las edades de cristalización U-Pb realizadas en este estudio. Sin embargo, si se consideran los análisis previos obtenidos en este mismo cuerpo, la edad de cristalización comprende un periodo entre los 25.5 a 32 Ma (Keppie *et al.*, 2012). Presenta una composición modal con variaciones graníticas, granodioríticas y tonalíticas, las cuales son parcialmente congruentes con la clasificación química de De la Roche, (1980), donde además se extienden al campo diorítico. Asimismo, se caracteriza por mantener un ensamble mineralógico que consiste en $Pl + Qz + Kfs + Bt + Hbl + Ttn + Aln + Ap + Zr$, con sus respectivas variaciones.

Por otro lado, el Batolito Colotepec representa el pulso magmático más joven del área con un rango de edad de emplazamiento restringido entre 20.4-21.9 Ma y se distribuye preferentemente al norte de la región. En contraste con Pochutla, este cuerpo se caracteriza por su ensamble mineralógico donde predominan el $Qz + Pl + Kfs$ y la biotita que es la principal fase máfica se encuentra escasa o nula, lo cual le otorga una clasificación de

“leucogranito”. También incluye algunas fases accesorias como alanita, apatito y circón. De esta manera, posee una composición mineralógica que se mantiene homogénea dentro de todo el cuerpo, aunque con variaciones texturales. Lo anterior se refleja en la composición química de elementos mayores donde todas las muestras analizadas corresponden a una clasificación granítica (De la Roche, 1980).

Rasgos petrográficos de los batolitos cenozoicos del transecto Puerto Escondido-Huatulco

Como ya se ha descrito en el capítulo IV, las secciones delgadas asociadas a los batolitos cenozoicos del área de estudio presentan rasgos texturales que son resultado de deformación frágil y/o cristalplástica. Sin embargo, en algunos ejemplares aún se preservan relictos texturales que develan los procesos magmáticos que experimentaron los batolitos previamente a su emplazamiento y evento de deformación.

Los batolitos presentan algunos rasgos de desequilibrio visibles en cristales de plagioclasa, tales como las texturas de reabsorción de borde, zoneamiento concéntrico y textura de tamiz al centro de los cristales con un consecuente crecimiento de borde sano. Estas texturas representan evidencias de que la cámara magmática sufrió perturbaciones en las condiciones P-T, cambios en el contenido de agua, así como variaciones composicionales antes del último episodio de cristalización donde los cristales tratan de reequilibrarse a las condiciones del fundido. Estas perturbaciones se pueden deber a algún evento de descompresión adiabática y/o a una anomalía térmica generada por la inyección de un cuerpo magmático con mayor temperatura (Gill, 2010). Actualmente se reconoce que las anomalías térmicas generadas en una cámara magmática pueden deberse a la continua inyección de *batches* de magmas máficos en forma de diques y/o *sills* (Sparks *et al.*, 2019). Como se explicará más adelante, el Batolito Colotepec y Pochutla presentan evidencias de que se construyeron contemporáneamente a intrusiones máficas ya que se ven en constante interacción con diques máficos y además contienen abundantes enclaves.

En los batolitos Colotepec y Pochutla son abundantes las texturas de exsolución en feldespatos y las de tipo mirmekíticas. Las pertitas y mesopertitas que se observaron son texturas de exsolución en estado sólido compuestas por venas de plagioclasa albitica en cristales de feldespato alcalino (Castro-Dorado, 2015). Se pueden producir en un granito *subsolvus* donde un feldespato alcalino formado en el eutéctico puede contener Ab en solución sólida. Al descender la temperatura en condiciones *subsolidus* ocurre la desmezcla y el feldespato comienza a exsolver venas o parches de Na-feldespato (Gill, 2010; Castro-Dorado, 2015). Por su parte, las mirmekitas son intercrecimientos entre cuarzo vermicular y Na-plagioclasa que ocurren adyacentes a los contactos con feldespato alcalino. La génesis de las mirmekitas se atribuye a dos posibles modelos: 1) el modelo

de difusión y exsolución (Schwantke, 1909); y 2) modelo de reemplazamiento (Becke, 1908), no obstante, se ha propuesto que estos modelos representan los miembros extremos de una serie de reacciones que producen mirmekitas (Ashworth, 1986; Phillips 1980; Cisneros-Lázaro *et al.*, 2017). El primer modelo explica que las mirmekitas se forman por la exsolución de algún componente rico en Na-Ca inmerso en un cristal de feldespato (Menegon *et al.*, 2006). Mientras, el segundo modelo dice que las mirmekitas se desarrollan debido a la alteración metasomática de Kfs a Pl + Qz mediante un intercambio catiónico favorecido por la presencia de fluidos. Asimismo, el modelo de difusión y exsolución se ha aplicado para explicar la presencia de mirmekitas en granitoides masivos no deformados, mientras que el modelo de reemplazamiento se utiliza para rocas con alto grado de deformación (Phillips, 1980). Dado que el feldespato es uno de los minerales que condicionan la reología de las rocas graníticas, diversos estudios demuestran que la formación de mirmekitas favorece la deformación ya que estos intercrecimientos actúan como catalizadores en la reducción del tamaño de grano y del *strain-softening* (Cisneros-Lázaro., 2017 y referencias incluidas). De esta manera, la presencia de mirmekitas en las muestras graníticas de los batolitos se interpretan como el resultado de un proceso de reemplazamiento debido a la alta tasa de deformación que experimentan por las zonas de cizalla. Asimismo, es posible entender que además son más abundantes en los ejemplares donde el grado de deformación es mayor.

En términos mineralógicos, la principal diferencia entre estos batolitos es que Pochutla desarrolla un alto contenido de minerales feromagnesianos como biotita y hornblenda, además de titanita. La presencia de cristales de titanita se ha reportado también en regiones adyacentes al área de estudio como en el batolito Progreso donde estas alcanzan un tamaño de casi 1 cm (p.ej. Ortiz-Olvera., 2019; García-Rodríguez., 2020; Muñoz-Rojas, en preparación). La titanita se ha definido como un mineral común en magmas félsicos cuya ocurrencia está controlada por reacciones con biotita e ilmenita que a su vez dependen de la fO_2 y la fH_2O (Glazner *et al.*, 2008; Kohn-Matthew, 2017; Loader *et al.*, 2017). De acuerdo con Glazner *et al.*, (2008) y referencias incluidas, la cristalización de la titanita se ve favorecida en altos niveles de fO_2 , aproximadamente dos unidades logarítmicas por encima del *buffer* NNO. Asimismo, también se ha estudiado que los magmas félsicos calcoalcalinos cristalizan a relativamente altos niveles de fO_2 y a moderada o baja T donde la titanita y el anfíbol cristalizan tarde en la secuencia de cristalización (Kohn-Matthew, 2017). La ocurrencia de titanita en el Batolito Pochutla indicaría que este magma cristalizó a valores altos de fO_2 , sin embargo, ambos batolitos despliegan valores similares sobre la curva del *buffer* NNO (Figura 7.3). Esto podría deberse a la presencia de anfíbol en Pochutla, ya que la alta solubilidad de Ti en este mineral tiende a incrementar el campo de estabilidad de la titanita hacia mayores temperaturas y bajos niveles de fO_2 (Kohn-Matthew, 2017).

Por su parte, el Batolito Colotepec se caracteriza, además de su composición, por la presencia de cristales de feldespatos alcalinos de hasta 1 cm en su eje largo. A pesar de que los reportes de megacristales de Kfs en rocas graníticas son comunes (p.ej. Touloumne Intrusive Complex; [Chambers et al., 2020](#)), el origen de estos continúa como un tema de debate. Algunas evidencias como la forma euédrica, desarrollo de maclas simples, inclusiones mineralógicas cristalográficamente alineadas, zoneamiento geoquímico oscilatorio, además de recientes estudios geocronológicos que demuestran un patrón de edad progresivo hacia los bordes de los cristales, sugieren un origen ígneo ([Vernon y Paterson 2008](#); [Holness et al., 2018](#); [Chambers et al., 2020](#)). Los experimentos de equilibrio de fases del sistema Ab-An-Or demuestran que el feldespato alcalino es una fase que satura tardíamente en la secuencia de cristalización de magmas félsicos calcoalcalinos ([Chambers et al., 2020 y referencias incluidas](#)), de tal manera que en este punto el magma aún contiene 50-60% de fundido lo que permite el crecimiento del Kfs ([Holness et al., 2018](#)). Sobre el o los factores que favorecen el crecimiento del Kfs se pueden resumir en cuatro propuestas: 1) el tamaño refleja una alta tasa de crecimiento en conjunto con bajas tasas de nucleación; 2) crecimiento prolongado dada la continua transferencia cristalina ocasionada por procesos advectivos como mingling/mezcla de diferentes *batches* de magma; 3) engrosamiento textural *in situ* durante las últimas etapas de cristalización a bajos % de fundido y 4) representan engrosamiento metasomático de hasta 400°C favorecido por la inmersión de fluidos durante el crecimiento de los plutones ([Johnson y Glazner, 2009](#); [Chambers et al., 2020](#)). Así como se muestra en la [Figura 5.3](#), las características descritas de los fenocristales de Kfs del Batolito Colotepec son consistentes con los mencionados anteriormente, por lo que estos denotan una cristalización en un ambiente magmático. No obstante, no es posible definir cuál fue el o los procesos que favorecieron su crecimiento.

Zonas de cizalla: microtexturas y condiciones de la deformación

La naturaleza de las zonas de cizalla se puede definir de acuerdo con la distribución que despliegan en macroescala y mediante los mecanismos de deformación que activan a microescala. Dado que las rocas afectadas por las zonas de cizalla presentan una composición cuarzofeldespática, se considera que el grado de deformación está en función de la reología de ambos minerales. De acuerdo con los mecanismos de deformación que activan el cuarzo y el feldespato, en las zonas de cizalla se pueden distinguir de 2 a 3 *facies* o etapas que están relacionadas con la exhumación de los batolitos cenozoicos. En el presente trabajo se considera que ambos batolitos son sin-cinemáticos, donde la dinámica de la cizalla estuvo activa durante la cristalización del magma y facilitó su emplazamiento. Entre las evidencias que podrían favorecer esta idea se puede considerar la proximidad entre la edad de cristalización U-Pb y la de enfriamiento K-Ar de los batolitos

(Phillips y Searle, 2007). Asimismo, en pocos ejemplares se pudo identificar la orientación de la foliación magmática semi paralela a la milonítica, sin embargo, en la mayoría de los casos se infiere que la última pudo haberse sobreimpuesto a la magmática.

La *facies I* está representada por los mecanismos de temperatura media-alta entre 400-600°C (Stipp *et al.*, 2002; Passchier y Trouw, 2005). En esta etapa el cuarzo se comporta de manera cristal-plástica: predominan las texturas de rotación de subgranos con algunas evidencias de procesos de migración de borde de alta T y formación de listones de cuarzo. A estas condiciones los feldespatos se deforman principalmente por microfracturamiento interno que se refleja en el desarrollo de maclas de deformación, extinción ondulante e incluso *kink bands*. Asimismo, la formación de estructuras “núcleo-manto” en los feldespatos que se observan en algunas muestras ocurre a temperaturas entre 450-600° (Passchier y Trouw, 2005). De acuerdo con las condiciones de T° descritas, y si se toma en cuenta el gradiente geotérmico de 30°C/km, se puede considerar que esta primera etapa de deformación ocurrió en una zona transicional entre la corteza inferior y media a ~17 km (Fossen y Cavalcante, 2017). Sin embargo, dado que la deformación tuvo que suceder a la profundidad de emplazamiento y cristalización de los batolitos, es decir, a ~13 km, se considera que el calor advectivo de los magmas pudo crear un segmento de la corteza debilitado a una profundidad más somera. Adicionalmente, la presencia de hornblenda y rutilo en los diques máficos que se encuentran dentro de la zona de cizalla indican que la deformación alcanzó facies de anfibolita (Best, 2013), lo cual es coherente con lo que reportan Keppie *et al.* (2012). La *facies II* se caracteriza porque predominan texturas de *bulging* en el cuarzo además de que desarrolla extinción ondulante y algunas lamelas por deformación. Estas microtexturas se activan a los 280°C-400°C (Stipp *et al.*, 2002) en una zona transicional entre corteza media y superior (Fossen y Cavalcante, 2017). Finalmente, la *facies III* está dominada por estructuras frágiles como fallas y fracturas, además de la presencia de cataclasitas y pseudotaquilitas. Este último evento de deformación debió ocurrir en condiciones corticales superficiales. Las tres *facies* descritas se desarrollan bien en la Falla Chacalapa Norte, sin embargo, en la Falla Chacalapa se tienen las *facies I* y *II*, y en la Falla Chacalapa Sur únicamente la *facies II*. No obstante, dado que las tres zonas de cizalla pertenecen al SFC, se infiere que las condiciones de deformación pudieron haber sido las mismas a lo largo del área. La secuencia de las *facies* sugiere una exhumación progresiva de la margen continental, de los batolitos y también de la zona de cizalla. Mediante estudios de distorsión en las rocas miloníticas, Tolson (1998) sugiere que estas zonas de cizalla se generaron bajo un régimen transtensivo, lo cual es compatible con la presencia de tectonitas L>S en el presente estudio.

A partir de los indicadores cinemáticos observados en las muestras orientadas, se considera que el desplazamiento del SFC en general es de tipo sinistral, sin embargo, no se descarta que debido a la interacción

entre las tres zonas de cizalla se puedan generar sentidos dextrales tal como se muestra en la Falla Chacalapa. Para la traza de la FC también se tiene reporte de desplazamiento semi-vertical con indicadores de falla inversa (Keppie *et al.*, 2012), sin embargo, en el presente trabajo no se tienen evidencias de este movimiento.

La edad de la deformación (Figura 8.1) ha sido constreñida en la región de Huatulco entre 29 ± 0.2 Ma y 23.7 ± 1.2 Ma (Tolson, 2007). La edad superior proviene de un fechamiento U-Pb en el intrusivo Huatulco mientras que el límite inferior fue obtenido mediante un fechamiento K-Ar en hornblenda realizado en un dique granodiorítico que corta a las rocas cizalladas. Por otro lado, para la zona oeste de la Falla Chacalapa se propone que la deformación está constreñida entre ~ 21 -26 Ma, mientras que en la Falla Chacalapa Sur está entre ~ 28 -25 Ma. La edad superior se obtuvo mediante fechamientos U-Pb y las inferiores con el método Ar-Ar en biotita (Keppie *et al.*, 2012). De acuerdo con los nuevos fechamientos obtenidos en este trabajo, se propone que la edad máxima de la deformación se amplía a 32 Ma y la mínima a 20.4 Ma, al menos para la región de Puerto Escondido-Puerto Ángel. De lo anterior resalta que la deformación en las zonas de cizalla no es homogénea en el sur de México.



Figura 8.1. En esta figura se muestra el patrón de edades de deformación que se han estimado para las zonas de cizalla del SFC. Se observa que este evento de deformación no homogéneo al menos para esta porción del sur de México.

Sobre las características geoquímicas

El comportamiento geoquímico que despliegan los tres grupos en los diagramas de clasificación (Irvine y Baragar, 1971; Frost y Frost, 2008) se pueden asociar a los descritos para rocas de arco. Por un lado, en el diagrama AFM muestran un comportamiento calcoalcalino (Winter, 2014). De acuerdo con el índice ASI, se puede considerar que las rocas de los tres grupos son de carácter metaluminoso. Aunque las muestras de Colotepec grafiquen ligeramente en el campo peraluminoso, se les otorga esta clasificación ya que carecen de una fase cristalina rica en aluminio (p.ej. corindón-granate). Por otro lado, las muestras de los diques máficos, así

como las de Pochutla son parte de la serie de rocas magnesianas calcoalcalinas o cálcicas. Esta característica define el comportamiento de los batolitos cordilleranos (Frost, 2001) y son magmas formados a partir de la diferenciación de basaltos y andesitas ricas en Al (Frost *et al.*, 2016). Sobresale el patrón de las muestras miocénicas del Batolito Colotepec, ya que según el número de Fe estas pertenecen a la serie de rocas ferroanas calcoalcalinas que se producen por la fusión parcial de tonalitas y granodioritas. Sin embargo, dentro de las *suites* magmáticas tradicionales de arco se han reportado también ligeras señales de rocas ricas en sílice que pueden abarcar el campo peraluminoso y ferroano (Frost *et al.*, 2016).

Las concentraciones de Nb e Y son altas en magmas reducidos, mientras que en magmas oxidados o de arco la abundancia es baja (Frost *et al.*, 2016). De acuerdo con la concentración del Rb respecto a estos elementos, las tres *suites* analizadas pertenecen a rocas de arco (Pearce *et al.*, 1984). Asimismo, la relación de Zr vs. Ga/Al los excluye de clasificarse como granitos tipo A o anorogénicos (Whalen *et al.*, 1987).

Los patrones de elementos traza de los batolitos Colotepec y Pochutla, así como del dique son coherentes con los típicos descritos para rocas generadas en un ambiente de subducción. En estas regiones, la interacción de los fluidos de la placa subducida arrastra elementos móviles (Wilson, 2007). Como resultado, las muestras del presente trabajo exhiben un enriquecimiento en elementos tipo LIL (*Large-Ion Lithophile Elements*) respecto a los de alto potencial o HFSE (*High Field Strength Elements*) y tierras raras. Despliegan conspicuas anomalías positivas de Pb y K, aunque negativas en el Nb, Ta y P. Adicionalmente, Colotepec muestra un pico negativo en Ti posiblemente generado por el fraccionamiento de óxidos de titanio (ilmenita y titanomagnetita) o de minerales accesorios como apatito y titanita. En contraste con el comportamiento que muestra Colotepec, el ligero pico positivo de Sr de Pochutla se asocia con una acumulación de plagioclasa, lo cual es coherente con los altos porcentajes en la abundancia de este mineral que se observa en lámina delgada.

La presencia de ciertas fases minerales accesorias en el magma parental moldea el patrón que despliegan las tierras raras. En el caso de las muestras de los batolitos Colotepec y Pochutla estos se encuentran enriquecidos en LREE respecto a las HREE, lo que se refleja en valores altos de las relaciones $(La/Yb)_N$ y $(Sm/Yb)_N$. Bajo condiciones reducidas, el Eu^{3+} cambia el valor de su valencia a $2+$ lo que le concede una carga similar al Ca y permite el intercambio catiónico en la plagioclasa. De esta manera, la plagioclasa es capaz de retener el Eu en su estructura. El Batolito Colotepec muestra anomalías negativas de Eu lo cual es indicador de que este elemento fue retenido por una fuente rica en plagioclasa. En cambio, Pochutla desarrolla ligeras anomalías negativas e incluso una positiva para el Eu. También, el patrón de las REE puede ser indicador de la posible fuente a partir de la cual evolucionaron los magmas. A excepción de los patrones de las muestras Sy-31 y Sy-06, el comportamiento de las HREE y el Y para el resto muestran una tendencia plana que indican la ausencia de una

fase mineral estable con alto grado de compatibilidad para estos elementos (p.ej. granate y anfíbol). En contraste, el empobrecimiento de HREE de las muestras Sy-31 y Sy-06 se asocia con el fraccionamiento de granate en la fuente (Castillo *et al.*, 1999; Müntener *et al.*, 2001).

La relación Sr/Y es un buen indicador de la presión a la que ocurre la fusión parcial de la roca fuente. En un proceso de fusión de rocas de alta presión se producen altos valores de la relación Sr/Y ya que la plagioclasa es inestable y libera Sr al fundido, mientras que el granate que es una fase estable a alta P retiene el Y en su estructura (Frost *et al.*, 2016). De acuerdo con el diagrama de Martin, (1986), las muestras Sy-06 y Sy-31 presentan altos valores para esta relación, lo que les confiere una señal adakítica. Las adakitas se han definido tradicionalmente como rocas volcánicas y plutónicas intermedias a félsicas con características geoquímicas peculiares como altos contenidos de LREE, así como altos valores de las relaciones Sr/Y y La/Yb (Defant y Drummond, 1990). Estudios recientes indican que las adakitas comprenden un amplio abanico de rocas generadas en diferentes escenarios asociados a una zona de subducción, por ejemplo: la fusión del *slab*, fusión del *slab* hibridizado por la interacción de peridotitas y fusión de peridotitas metasomatizadas por la fusión del *slab* (Castillo, 2012). Sin embargo, otros estudios demuestran que las adakitas son producto de la fusión de la corteza inferior o de acumulaciones de magma basáltico, de la cristalización fraccionada a alta presión de magma basáltico, o de la cristalización fraccionada a baja presión de magma basáltico rico en agua, además de procesos de mezcla de magmas que pueden ocurrir en un ambiente o no de arco (Castillo, 2012). En la Sierra Madre del Sur se han reportado pulsos magmáticos con firmas adakíticas, por ejemplo, el magmatismo del Cretácico tardío-Oligoceno (Ferrari *et al.*, 2014). Asimismo, algunos cuerpos plutónicos también muestran estas señales como en los intrusivos de Mezcala-Tetelcingo, Guerrero, algunos de la región Petatlán-Tecpan y más recientemente en el área de Jamiltepec y Xadani, Oaxaca (Martiny, 2008; Morán-Zenteno *et al.*, 2018 y referencias incluidas; Ortiz-Olvera, 2019; García-Rodríguez, 2020).

Los datos isotópicos despliegan un *trend* negativo donde la muestra del dique tiene los valores más empobrecidos con una alta relación de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y baja de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. En cambio, el Batolito Colotepec muestra los valores más enriquecidos. Pochutla muestra valores isotópicos intermedios entre los dos anteriores. En conjunto, las tres unidades se encuentran más enriquecidos respecto al MORB, lo que sugiere la interacción de estos magmas con un componente cortical radiogénico durante su evolución. Se observa también que las muestras del presente trabajo tienen valores isotópicos que son coherentes con las áreas composicionales de los intrusivos de la SMS (Figura 6.4).

Análisis e implicaciones de la geocronología U-Pb de circones individuales: pulsos magmáticos en el área de estudio

Las características morfológicas (Corfu *et al.*, 2003), así como la composición química de los circones analizados (Belousova *et al.*, 2002; Rubatto, 2002; Hoskin y Schaltegger, 2003) de las ocho muestras de los intrusivos del área de estudio confirman su carácter ígneo. De esta manera, resultan eficaces para obtener la edad de cristalización del circón y por ende la de la cristalización del magma. Asimismo, se interpreta que, dado que los circones de la migmatita precámbrica también comparten estas características, reflejan la edad de migmatización de esta unidad.

Los resultados del presente trabajo indican que en esta región del sur de México se conjuntan al menos tres episodios magmáticos y un evento migmatítico adicionales a los que se han reportado dentro del Complejo Xolapa.

La edad más antigua obtenida para el transecto Puerto Escondido-Huatulco corresponde a un melanosoma de biotita y anfíbol de una migmatita colectada al norte de la sección Colotepec cuyas edades son precámbricas. La afinidad precámbrica que despliegan los circones de esta migmatita es coherente con las edades reportadas para el Complejo Oaxaqueño. Lo anterior, como se explicará más adelante, tiene algunas implicaciones sobre el contacto tectónico entre el Complejo Xolapa y el Complejo Oaxaqueño en esta región del sur de México.

En cuanto a los pulsos magmáticos, los resultados indican la existencia de un arco magmático paleozoico, uno del Oligoceno y el más joven del Mioceno temprano. Una de las interrogantes respecto a las edades paleozoicas obtenidas es la continuidad que presentan los datos en las muestras Sy-43 y Sy-48 que, si bien podrían representar un proceso continuo en la cristalización del magma, también podría tratarse de un evento de pérdida de plomo debido a que son muestras antiguas. Similar con la muestra Sy-27a que, aunque no se observa esta continuidad, se despliegan dos picos donde la edad más antigua fue considerada como la mejor representación de la cristalización del magma. Otro aspecto importante es la distribución espacial que presentan debido a que el Granitoide Pérmico Chacalapa se expone entre las zonas de cizalla de las Fallas Chacalapa y Falla Chacalapa Norte, las cuales en esta parte del área de estudio representan el contacto entre el Complejo Xolapa y el Complejo Oaxaqueño. Lo anterior podría explicar cómo la interacción entre el Complejo Oaxaqueño y el Granitoide Pérmico Chacalapa causó que este último incorporara circones heredados precámbricos. De la misma manera, el Granitoide Pérmico Colotepec, que se encuentra al norte del área de la sección del mismo nombre, intrusión al Complejo Oaxaqueño y también se ve reflejado en la presencia de circones heredados precámbricos. Por otro lado, el Granitoide Carbonífero que se localiza en el sur de la sección Colotepec y en la

porción más occidental del área de estudio, carece de circones heredados. De acuerdo con estudios geocronológicos previos y algunos más recientes, se han reportado otras manifestaciones paleozoicas al oeste de este intrusivo carbonífero. Por un lado, cerca de Puerto Escondido [Latorre-Correa, \(2018\)](#) obtiene circones de un neosoma y un leucosoma cuyas edades son 268-30.5 Ma y 252.4-274.8 Ma, respectivamente. Asimismo, hacia Río Grande [García-Rodríguez, \(2020\)](#) fecha un leucosoma donde la edad es de 271 Ma, a lo cual este autor sugiere que se trata de un basamento pre-Mesozoico distinto al Complejo Oaxaqueño y al Complejo Xolapa el cual podría estar intrusionado por granitoides paleozoicos. La extensión del basamento pre-Mesozoico se ha propuesto únicamente mediante imágenes satelitales, sin embargo, dada la cercanía y las similitudes geocronológicas, se considera que es posible que se encuentre también en la porción oeste del área de estudio, donde el Granitoide Carbonífero podría tener una relación de intrusión con este ([Figura 8.2](#)). En el terreno Juchatengo se han descrito asociaciones litológicas similares por lo que es posible que se trate de una extensión de este terreno, aunque futuros trabajos podrían aportar nuevos datos que lo corroboraran. Ya sea como una extensión del terreno Juchatengo o como un nuevo basamento, resultaría necesario modificar los contactos y extensiones del Complejo Oaxaqueño y del Complejo Xolapa en esta porción del sur de México. Según el mapa propuesto en este trabajo y [García-Rodríguez, \(2020\)](#) el Complejo Xolapa sería más estrecho hacia la costa en la región de Puerto Escondido.

El Batolito Pochutla representa la ocurrencia de un arco magmático del Oligoceno cuya cristalización tuvo lugar en un periodo de ~ 6 Ma entre los 25.5 y 32 Ma. No es posible determinar si se trata de un único pulso magmático o si se trata de diferentes pulsos ya que no se pudieron observar en campo, aunque como se describirá más adelante, existen evidencias de que en la región los batolitos fueron construidos a partir del emplazamiento de diferentes *batches*. Este episodio magmático ha sido ampliamente reconocido en la costa sur de Oaxaca ([Figura 8.3B](#)), comprende un rango de edad de 32 a 25 Ma y se extiende desde la zona de Ometepec-Pinotepa Nacional ([Muñoz-Rojas, en preparación](#)) hasta Astata ([Ortiz-Olvera, 2019](#)). Esta distribución ha sido previamente asociada a la subducción de bajo ángulo de la placa de Farallón ([Morán-Zenteno et al., 2018 y referencias incluidas](#)). El pulso más joven reconocido en el área está representado por el Batolito Colotepec ([Figura 8.3C](#)). Este episodio representa el primer reporte de magmatismo miocénico en esta porción oeste de la SMS y es contemporáneo con las primeras manifestaciones volcánicas en la región central de la FVTM. En el caso de las muestras de Pochutla no se encontraron antecristales y/o circones heredados. En contraste, las muestras miocénicas del Batolito Colotepec presentan altos contenidos de antecristales y circones heredados. Sobre los últimos, poseen dos grupos principales: un grupo de afinidad precámbrica cuyas edades son concordantes con las obtenidas en la migmatita de la región de Colotepec; el segundo grupo contiene circones de edad pérmica que también concuerdan con las edades de los intrusivos paleozoicos descritos en este trabajo. Se encontraron

también un par de cristales de edad cretácica y uno del triásico. De la misma manera, se identificaron dos grupos de antecristales en las muestras del Batolito Colotepec: el más antiguo contiene edades de 40, 41.9 y 56.2 que podrían estar relacionadas con el arco magmático del Eoceno reportado en zonas aledañas (p.ej. [Ortiz-Olvera., 2019](#); [Muñoz-Rojas., en preparación](#)). Mientras que el segundo grupo son cristales con edades oligocénicas de 25.9, 27.5 y 31.7 Ma que son coherentes con las que despliega el Batolito Pochutla.

Condiciones de emplazamiento y exhumación

Sobre la construcción de los batolitos y la fuente magmática

Las evidencias sobre la composición de la fuente que dio origen a los batolitos cenozoicos Colotepec y Pochutla son escasas. No obstante, se considera que estos representan diferentes *batches* o pulsos de magma que evolucionaron a partir de distintas condiciones barométricas, tal como lo sugieren las diferencias en los elementos traza, REE e isótopos. Pochutla representa un pulso magmático poco diferenciado con una alta relación LREE/HREE que puede producirse por el fraccionamiento de minerales como anfíbol y granate ([Mori et al., 2011 y referencias incluidas](#)). A pesar del escaso número de análisis, los patrones de REE concuerdan mejor con la firma que genera el granate, el cual puede encontrarse como parte de la paragénesis residual de la fuente, o como parte del ensamble que se fracciona ([Mori et al., 2011 y referencias incluidas](#)). En rocas magmáticas de arco, la señal del granate puede reflejar la fusión parcial de basaltos en facies de eclogita, anatexis de la base de una corteza engrosada de composición máfica o mediante la fusión parcial de un manto profundo con granate ([Mori et al., 2011 y referencias incluidas](#)). No obstante, esta señal también es posible que se haya adquirido mediante la fusión parcial de rocas del Complejo Oaxaqueño, el cual conforma el basamento de esta región y tiene una distribución cercana con los intrusivos del área. En este sentido la composición isotópica podría dar información más contundente lo cual puede ser estudiado a detalle en trabajos posteriores. Asimismo, la alta relación Sr/Y que presentan y que señala una firma adakítica podría sugerir un escenario de formación distinto al de Colotepec. Sin embargo, es necesario realizar estudios más a detalle para proponer un origen petrogenético a las rocas “adakíticas” de Pochutla. La química del Batolito Colotepec indica que es un pulso magmático diferenciado cuyos patrones de tierras raras sugieren una fuente de baja presión donde se mantiene estable la plagioclasa a una profundidad de hasta 30 km o menos, quizás a condiciones de la corteza inferior la cual se considera lo suficientemente fértil como para producir magmas graníticos ([Castro, 2014](#)). Esto es coherente con el modelo de formación de magmas silíceos mediante la cristalización parcial de basaltos

hidratados en esta región, o por la fusión parcial de rocas corticales anfibolíticas preexistentes (Annen *et al.*, 2006).

El modelo tradicional de construcción de batolitos por inyecciones incrementales (p.ej. Annen, 2006; Annen *et al.*, 2015) explicaría la evolución consecuente de estos magmas silíceos mediante procesos MASH (*mixing, assimilation, storage, homogenization*) y AFC que ocurren en la corteza inferior o bien, durante su ascenso a la corteza donde se emplazan, es decir, ~13 km para Pochutla y ~5 km para Colotepec. Al respecto, los bajos valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y relativamente altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sugieren que los magmas involucraron una componente cortical, sin embargo, con los resultados actuales no es posible estimar el grado de influencia que pudo haber tenido este proceso en la evolución de los magmas. Cabe mencionar que actualmente se considera que la formación de batolitos ocurre, casi siempre, en conjunto con procesos de cristalización fraccionada, mezcla y *mingling* (Edmonds *et al.*, 2019). Estudios recientes también explican que la diversidad composicional que presentan ambos batolitos puede ser originada por la fusión parcial de distintas fuentes corticales (Clemens y Stevens, 2012), o por la fusión continua de una fuente común en diferentes etapas y condiciones (Hui-Lu *et al.*, 2020 y referencias incluidas).

Aunque los resultados antes descritos sugieren que ambos batolitos provienen de distintos reservorios, las observaciones geocronológicas y de campo indican que forman parte de un mismo sistema magmático. Las principales evidencias que respaldan esta hipótesis se describen a continuación. Las edades U-Pb disponibles para el Batolito Pochutla sugieren que este se construyó en un periodo de ~6 Ma. Otra evidencia reside en que a pesar de que existe un *gap* magmático de ~4 Ma entre ambos batolitos, Colotepec contiene antecristales de circón con edades oligocénicas lo que podría evidenciar un proceso continuo de emplazamiento de diferentes *batches* magmáticos. Al respecto, existen reportes en la literatura de cuerpos intrusivos que se emplazan de manera incremental en rangos de tiempo que varían desde 100 años hasta 10 Ma (Coleman *et al.*, 2004; De Saint Blanquat *et al.*, 2011; Matzel *et al.*, 2011; Schöpa *et al.*, 2017). Asimismo, se debe considerar la relación de corte e intrusión que mantienen entre sí ya que, aunque la distribución espacial de estos parece estar delimitada por la presencia de grandes zonas de cizalla, en pocos afloramientos se observan rocas graníticas posiblemente de Colotepec que intrusionan rocas granodioríticas de Pochutla.

A lo largo de la sección Colotepec se identificaron numerosos diques que intrusionan al menos al Batolito Colotepec y al Granitoide Pérmico Colotepec (Figura 4, Figura 8.2). De acuerdo con las observaciones de campo y relaciones de corte, a estos diques se les asigna una edad máxima en el Mioceno. La distribución de estos diques está focalizada dentro de la zona de cizalla de la FCN donde, como ya se definió, la deformación alcanzó facies de anfibolita. Estos diques en conjunto con la roca encajonante fueron deformados y desarrollan un

ensamble mineralógico que es coherente con esta facies, por lo anterior se les asigna el nombre de “diques anfibolíticos”. Además, los diques podrían registrar también la exhumación de las zonas de cizalla mediante rasgos petrográficos de retrogresión metamórfica, por ejemplo, las coronas de titanita en rutilo. Asimismo, resalta que la dirección de emplazamiento de los diques es semi-paralela a la dirección de la foliación milonítica en la mayoría de los casos (Figura 4.8).

La ocurrencia de texturas de desequilibrio, así como la presencia de enclaves y diques máficos en Pochutla y Colotepec, son indicadores de que estos se construyeron a partir de la inyección periódica de magmas. Asimismo, la presencia de los diques en superficie indica que el sistema magmático ha alcanzado un estado de *madurez* que favorece el ascenso de magmas profundos a la superficie. Otro factor que facilita el ascenso y emplazamiento de magmas incluso a superficie es la presencia de fallas. En el caso del área de estudio se tiene al Sistema de Falla Chacalapa que se conforma por zonas de cizalla cristal-plásticas de escala cortical que pudieron haber fungido como canales de ascenso para los batolitos Colotepec y Pochutla.

SECCIÓN GEOLÓGICA COLOTEPEC

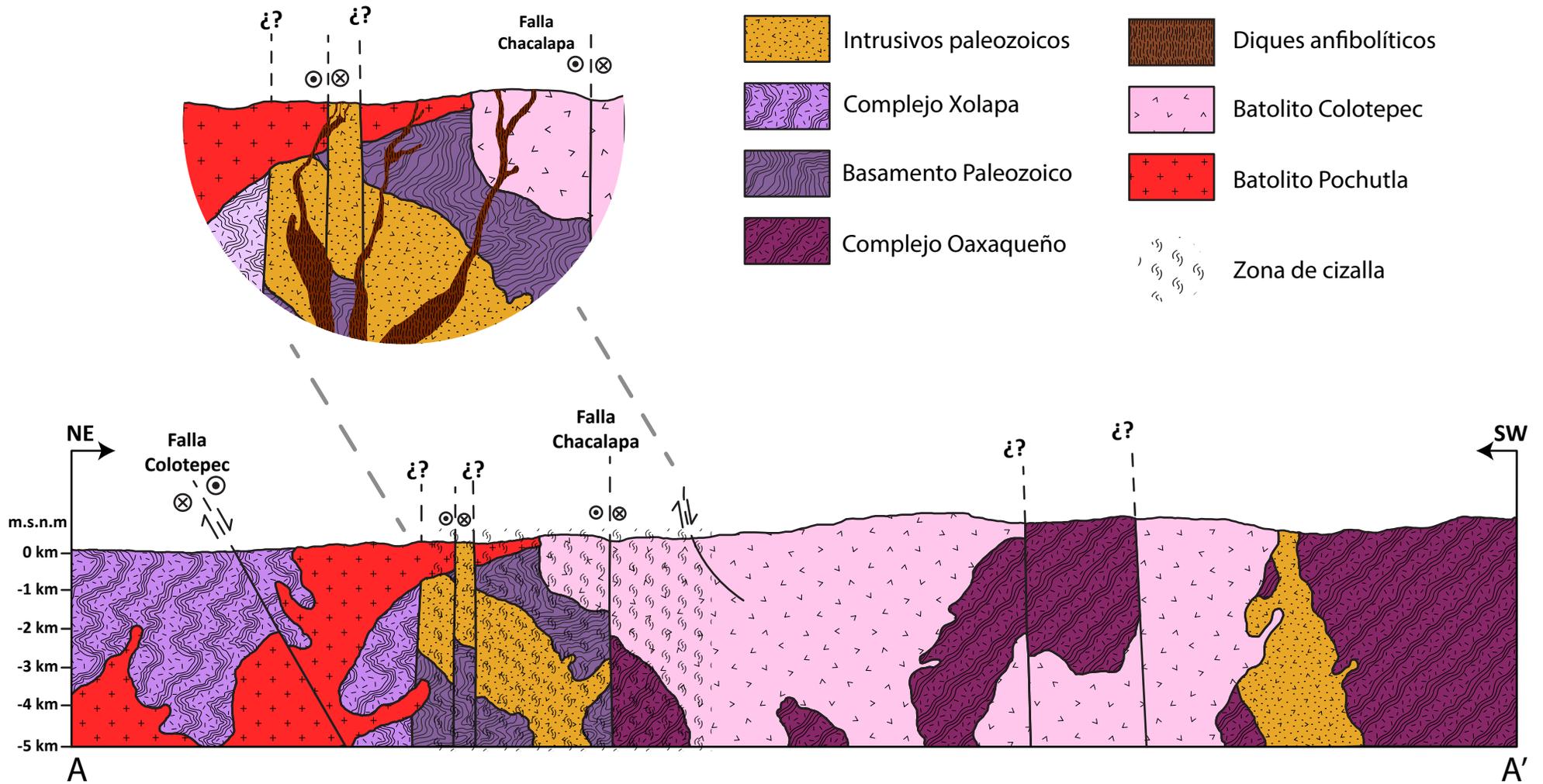


Figura 8.2. Sección geológica esquemática del transecto Colotepec. Se muestra también un acercamiento a la zona principal donde se encuentran los diques anfibolíticos.

Sobre las condiciones P-T de emplazamiento

Los resultados termobarométricos indican que los reservorios magmáticos de los batolitos Colotepec y Pochutla fueron emplazados a diferente profundidad y con relativamente distintos valores de temperatura. Por un lado, Pochutla se emplazó a una profundidad entre 12 y 14 km (de acuerdo con Anderson y Smith, 1995), mientras que el valor de la temperatura oscila entre 700 y 735°C (Ridolfi y Renzulli, 2012; Ferry y Watson, 2007). El barómetro utilizado para Colotepec indica una profundidad más somera entre 4 y 6 km. Los valores de temperatura en este caso varían entre 743 y 778 °C y además son relativamente mayores al Batolito Pochutla. La variabilidad que se observa tanto en los valores de temperatura como en los de presión no corresponde con un solo estado de equilibrio para las fases minerales utilizadas (i.e. circón y hornblenda), sino que reflejan la existencia de subsistemas en convección dentro de la cámara magmática.

La curva del *solidus* para rocas graníticas y tonalíticas muestra que, en general, los granitos cristalizan a menor temperatura que las tonalitas. Sin embargo, bajo condiciones de presencia de agua, esta modifica la curva del *solidus* (Brown y Solar, 1998; Patiño-Douce, 2005; Honarmand *et al.*, 2016). En el caso de las tonalitas-granodioritas del Batolito Pochutla, se considera que se formaron a partir de un magma rico en agua que baja la temperatura del *solidus*. Como evidencia de lo anterior se tiene la abundancia de minerales hidratados como biotita y hornblenda. Asimismo, la presencia de agua inhibiría la cristalización de plagioclasa, sin embargo, durante el ascenso del magma a condiciones relativamente anhidras esta fase puede cristalizar, lo que explicaría la abundancia de plagioclasa y ausencia en la anomalía de Eu. En cambio, la cristalización de una roca granítica con menor contenido de agua eleva la temperatura del *solidus*.

Los resultados de oximetría muestran que ambos batolitos se formaron bajo condiciones oxidantes, sobre la curva del *buffer* NNO. En términos magmáticos, la fugacidad en magmas de arco es relativamente alta, con valores entre FQM+2 y FQM+6, respecto a las rocas del MORB cuyos valores de fugacidad varían entre FQM-2 y FQM (Lee *et al.*, 2005).

Tasas de enfriamiento y exhumación

En conjunto, los valores de profundidad de emplazamiento, así como los fechamientos disponibles U-Pb en circones y K-Ar en biotita permiten calcular tasas de enfriamiento y exhumación para el Batolito Pochutla.

La primera etapa de enfriamiento se considera que ocurre a partir de ~900°C que corresponde con la temperatura de cierre del circón (Dahl, 1997; Cherniak y Watson, 2001) con una edad U-Pb de 25.5 a 32 Ma. El

descenso de la temperatura hasta los $\sim 280^{\circ}\text{C}$ que es la temperatura de cierre de la biotita (Harrison et al., 1985; Spear y Parrish, 1996) a los 25-20 Ma (Keppie et al., 2012), conlleva una tasa de enfriamiento de $\sim 620^{\circ}\text{C}$ en un rango de ~ 5 Ma que equivale a $\sim 120^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$. Morán-Zenteno et al. (1996) reportan la misma cifra para la tasa de enfriamiento en plutones oligocénicos de la SMS. Adicionalmente, Ducea et al. (2004b) obtienen datos termocronológicos (U-Th)/He en apatito obtenidos en plutones oligocénicos y gneisses metamórficos a lo largo de un transecto perpendicular a la trinchera de 48 km al norte de Puerto Escondido. Sus resultados arrojan edades de entre 17.7 Ma a 10.4 Ma. De esta manera, se registra un segundo pulso de enfriamiento para el Mioceno inferido a partir de la temperatura de cierre de la biotita hasta la temperatura de cierre del apatito en $68^{\circ}\text{C} \pm 5$ (Farley, 2000). La diferencia de temperatura de $\sim 212^{\circ}\text{C}$ ocurre en un periodo de tiempo desde 25-20 Ma a 17.7-10.4 Ma lo que resulta en una nueva tasa de enfriamiento de $\sim 21^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$.

¿Cuándo ocurrió la exhumación de los batolitos? Los resultados termobarométricos y geocronológicos revelan que la exhumación, al menos en esta porción de la margen del sur de México, ocurrió en dos etapas: una rápida y una lenta. La cercanía entre las edades de cristalización U-Pb y las edades K-Ar en biotita disponibles revelan una alta tasa de enfriamiento durante el Oligoceno, posiblemente como consecuencia de una rápida exhumación. Para esta etapa se han estimado velocidades de 1.5 km/Ma (Ratschbacher et al., 2009). Si se considera un gradiente geotérmico de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$, se estima que a los 25-20 Ma los batolitos del Oligoceno se encontraban a una profundidad de 9.3 km, que corresponde a una temperatura de 280°C (T de cierre de la biotita). Así, a los 17-10 Ma los batolitos se enfriaron a una temperatura de 68°C (T de cierre del apatito) que corresponde a una profundidad de 2.7 km. De esta manera, se tiene una segunda etapa de exhumación para el Mioceno temprano que ocurrió en aproximadamente 15 Ma a una tasa de ~ 0.4 km/Ma. Para el sector de Puerto Escondido Ducea et al. (2004b) infieren una velocidad de exhumación en $\sim 0.1-0.3$ km/Ma. Estos valores están sujetas a discusión debido a que durante esta etapa los batolitos se encontraban bajo un constante flujo de calor generado por las zonas de cizalla, lo que podría generar alta incertidumbre.

Por otro lado, si se considera que el Batolito Pochutla se emplazó a aproximadamente 13 km (promedio de la barometría) entre 25-32 Ma y ascendió hasta 5 km que es la profundidad estimada para el Batolito Colotepec a los 21-22 Ma, entonces Pochutla se exhumó a una tasa de 8 km en 5 Ma. Esto da una velocidad de exhumación de 1.6 km/Ma que podría correlacionarse con la calculada por Ratschbacher et al. (2009) para el Oligoceno. Si se realiza un cálculo para el caso de Colotepec, se consideraría una exhumación a partir de los 5 km de emplazamiento en un periodo de 22 Ma que da una velocidad de 0.22 km/Ma. Esta tasa calculada también es coherente para la que Ducea et al. (2004b) reportan como una exhumación lenta en el Mioceno.

A partir de nuevos datos termocronológicos de trazas de fisión en apatito y análisis U-Th/He en apatito y circón, estudios recientes reportan otros valores de enfriamiento y exhumación para la región de Puerto Ángel. Estos autores consideran que el bloque del Oligoceno se enfrió a una tasa de $\sim 18^\circ\text{C}/\text{Ma}$ durante el Mioceno entre 19-11 Ma a una tasa de exhumación de $\sim 0.6 \text{ km}/\text{Ma}$ (Villagómez y Pindel, 2020).

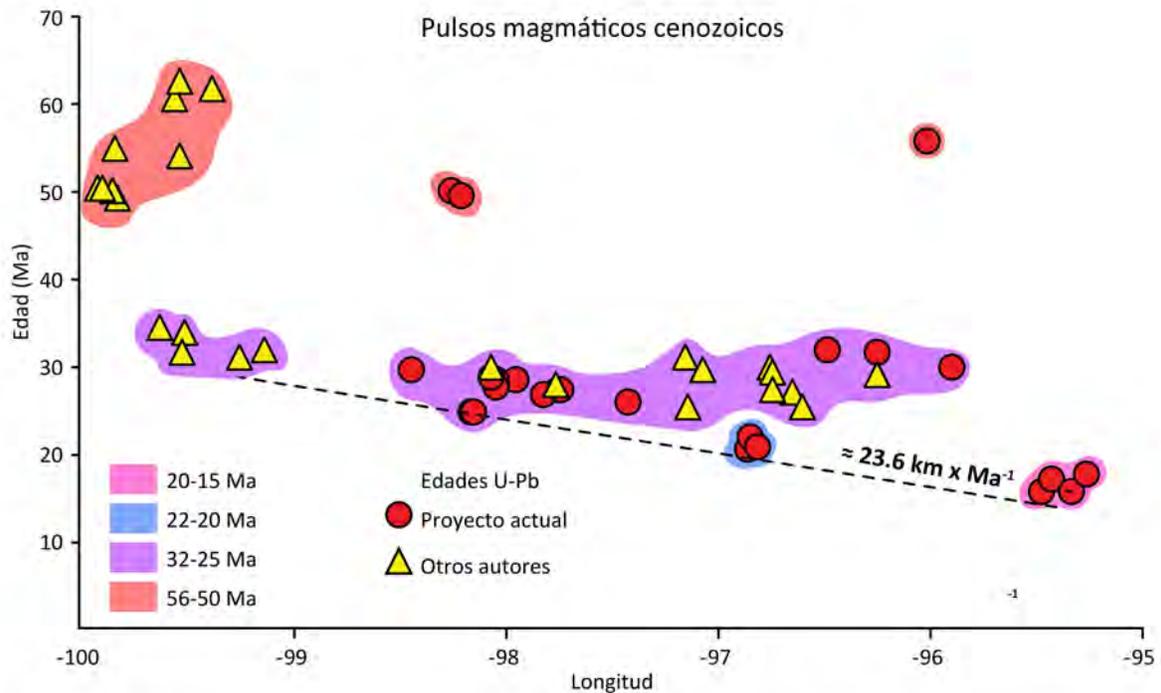


Figura 8.3. En el diagrama se muestran los cuatro pulsos magmáticos cenozoicos reconocidos en la región de la costa sur de Guerrero-Oaxaca, desde Tierra Colorada hasta Salina Cruz. Cada intervalo de edad está representado por un área de distinto color. En puntos rojos se muestran los nuevos fechamientos U-Pb en circón obtenidos en el presente trabajo, así como en áreas adyacentes (Ortiz-Olvera, 2019; García-Rodríguez, 2020; Muñoz-Rojas, en preparación). También se incluyen los fechamientos U-Pb en circón de trabajos anteriores y se indican en amarillo. A partir de la edad más joven de la región de Tierra Colorada y la más joven de Salina Cruz se obtuvo una tasa de migración de magmatismo de $\sim 23.6 \text{ km}/\text{Ma}$.

Remoción de la margen continental

Patrones de migración y extinción del magmatismo

En el contexto de los nuevos fechamientos U-Pb en circón obtenidos en los batolitos de la costa de Oaxaca (Ortiz-Olvera, 2019; García-Rodríguez, 2020; Muñoz-Rojas, en preparación, presente trabajo) se reconoce la existencia de cuatro pulsos magmáticos (Figura 8.3). En la región de Corralero, sur de Pinotepa Nacional y en el plutón de Xadani se registran edades de 56-50 Ma (Figura 8.4A) que corresponden a un primer pulso del Eoceno (Ortiz-Olvera, 2019; Muñoz-Rojas, en preparación). Edades similares se han reportado para intrusivos de la región occidental de la SMS, por ejemplo, en Puerto Vallarta, el complejo batolítico de Zihuatanejo, Atoyac y Acapulco (Ortega-Gutierrez *et al.*, 2014). El segundo pulso (Figura 8.4B) está representado por un arco del Oligoceno cuyo rango de edad abarca entre 32 a 24 Ma (Ortiz-Olvera, 2019; García-Rodríguez, 2020; Muñoz-Rojas, en preparación). Los batolitos oligocénicos se distribuyen desde Ometepec, hasta Astata. El Batolito Colotepec del Mioceno representa el tercer pulso magmático de la región restringido a 22-20 Ma (Figura 8.4B, C). Finalmente, hacia Huatulco y Salina Cruz se exponen intrusivos con un rango de edad entre 17-15 Ma que representan el último episodio magmático (Figura 8.4C, D) (Ortiz-Olvera, 2019).

A partir de los fechamientos U-Pb en circones realizados a lo largo de la costa, desde Acapulco hasta Salina Cruz se puede estimar una velocidad de migración del magmatismo para el Oligoceno-Mioceno. Para el cálculo se considera la edad reportada en Tierra Colorada en 34 Ma (Herrmann *et al.*, 1994; Schaaf *et al.*, 1995; Morán-Zenteno *et al.*, 2018) y la edad que arroja el intrusivo de Jalapa del Marqués en 15.4 Ma (Ortiz-Olvera, 2019). La diferencia entre estas es de ~19 Ma y la distancia que separa estas muestras es de ~450 km siguiendo la línea de costa. Esto da una velocidad de migración de ~23.6 km/Ma (Figura 8.3).

Desplazamiento del bloque Chortís y erosión por subducción

Los patrones de migración del magmatismo en la costa del sur de México se han asociado al paso del bloque de Chortís y a la migración del punto triple trinchera-trinchera-transforme de las placas Farallón, Norteamérica y Caribe (Figura 8.5). Los modelos tectónicos de la evolución de la placa del Caribe sugieren que el inicio del desplazamiento del bloque Chortís comenzó a los 49 Ma a partir de una posición juxtapuesta a las costas de Manzanillo (Rogers *et al.*, 2007; Boschman *et al.*, 2014). De acuerdo con las paleorreconstrucciones, este desplazamiento debió ocurrir una vez que el arco de las Antillas colisionara con la plataforma de las Bahamas.

El registro de la velocidad del desplazamiento del bloque Chortís se ha calculado con las anomalías magnéticas de la Fosa del Caimán. Se ha estimado una tasa de 15 ± 5 km/Ma para un periodo entre 25-30 Ma, mientras que antes de 30 Ma la velocidad se estima entre 20-30 km/Ma (Rosencrantz *et al.*, 1988; Morán-Zenteno *et al.*, 2009; 2018).

Estas velocidades reflejan el desplazamiento del frente del bloque, mientras que la tasa de migración del magmatismo debe corresponder con el movimiento del punto triple que conforma la parte trasera del bloque. Dado que Chortís tiene evidencias tectónicas de un régimen extensional evidenciado por la presencia de fallas normales perpendiculares a la costa (Gordon y Muehlberger, 1994) la velocidad del magmatismo debe ser menor a las que registra el frente. Al respecto, estudios previos han sugerido una tasa de migración del magmatismo en ~ 70 km/Ma (Morán-Zenteno *et al.*, 2018), las cuales son notablemente mayores que las reportadas para la velocidad del bloque Chortís. Sin embargo, a la luz de los nuevos fechamientos U-Pb la tasa de migración de magmatismo calculada en ~ 23.6 km/Ma se ajusta mejor a las propuestas por Rosencrantz *et al.* (1988).

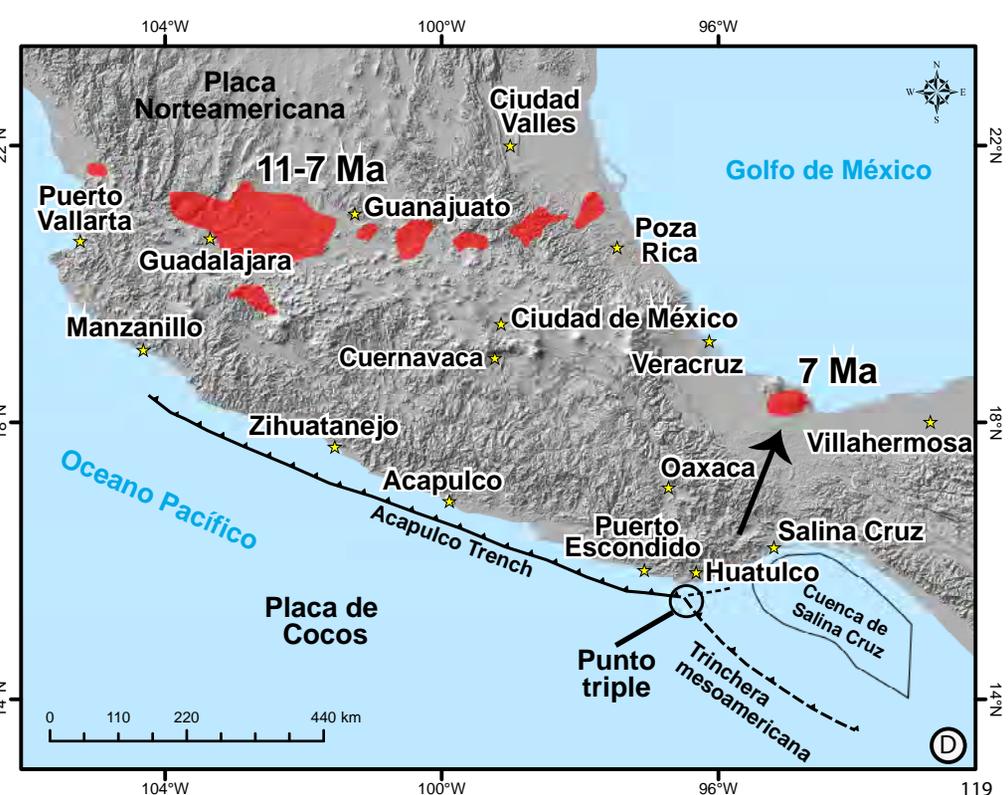
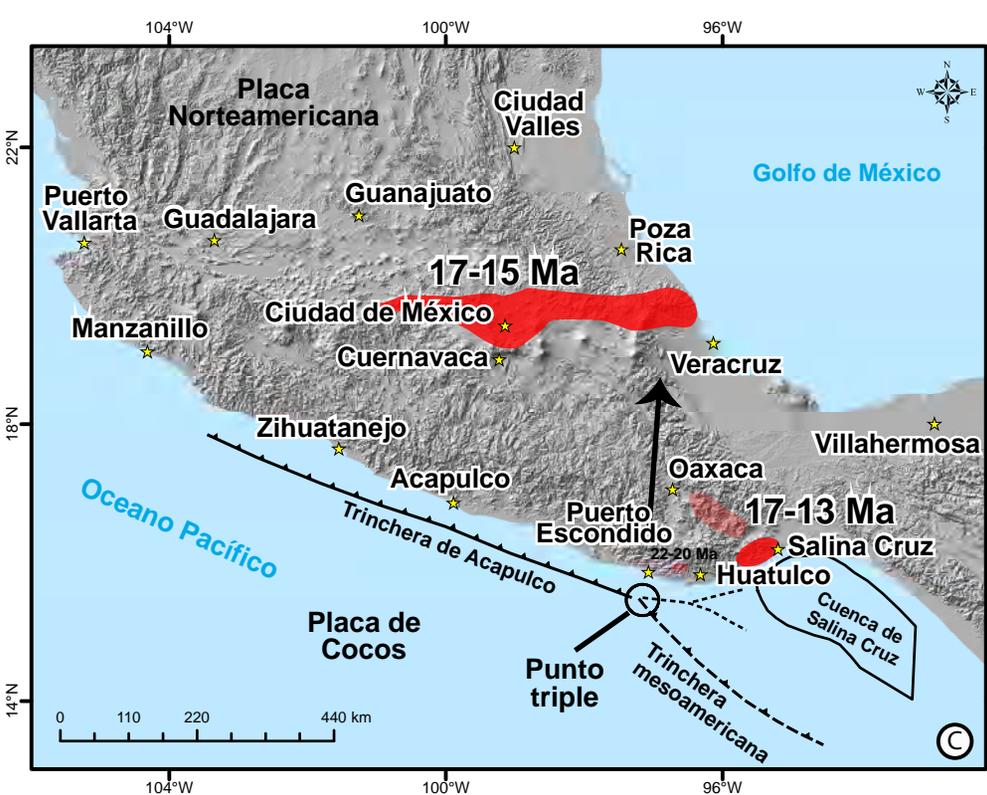
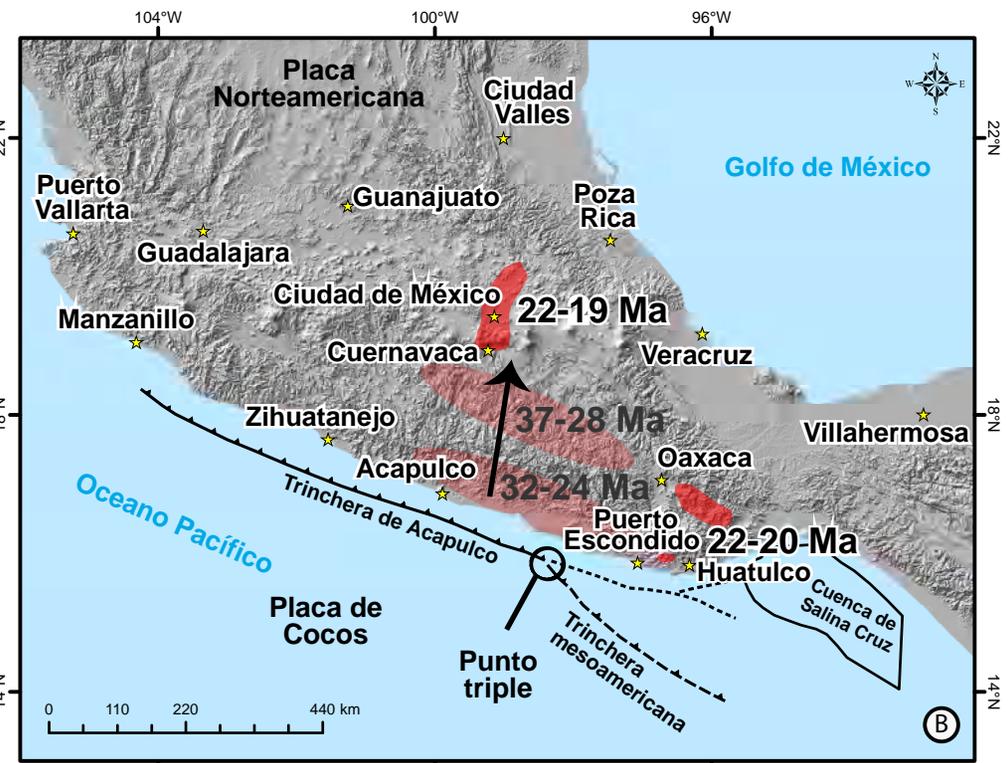
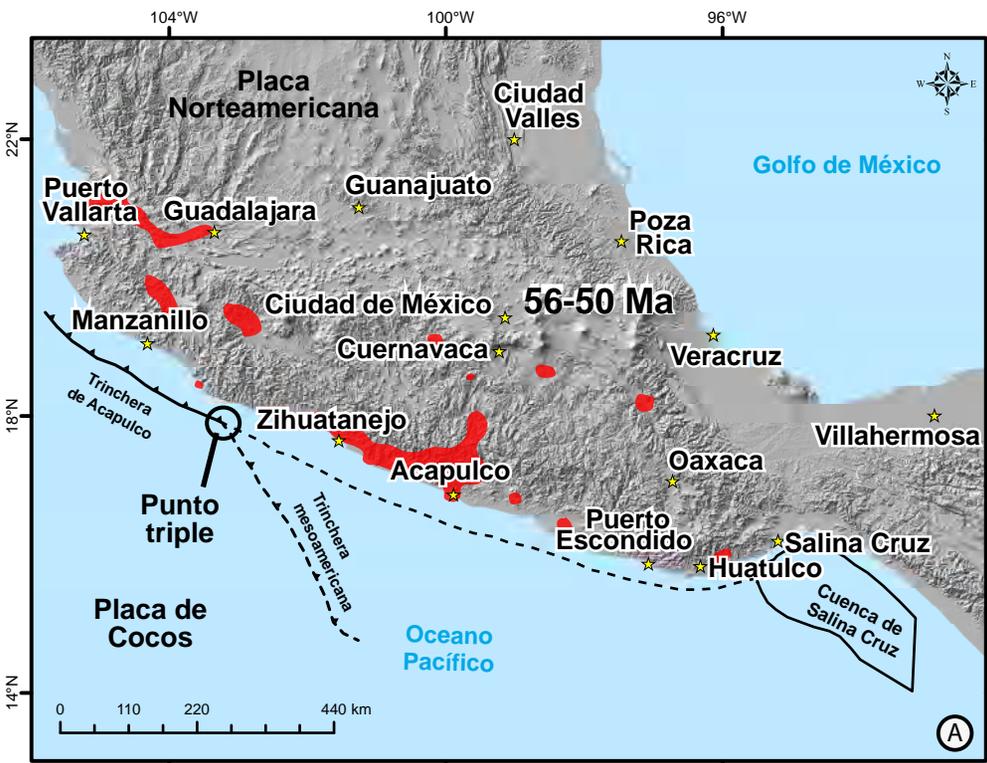
El desplazamiento del bloque de Chortís y la consecuente migración del punto triple hacia el este conlleva el cambio transicional de una margen transcurrente a una convergente (Figura 8.5). El desarrollo de las zonas de cizalla del SFC se han interpretado como el rasgo tectónico que refleja este movimiento lateral en la margen continental del sur de Oaxaca. Los resultados del presente trabajo corroboran que en la porción de Puerto Escondido-Huatulco el Sistema de Falla Chacalapa se forma en un régimen tectónico transtensivo donde predomina una cinemática lateral izquierda como consecuencia del desplazamiento del bloque Chortís. En esta misma región, los lineamientos del SFC se caracterizan por tener una orientación preferencial E-W cuyo rumbo de foliación es coincidente con dicha orientación. Sin embargo, a escala más regional, el SFC tiene una disposición paralela a la costa actual del Pacífico siguiendo la curvatura de Oaxaca y no se descarta que hacia el estado de Chiapas tenga alguna conexión con la falla Tonalá (Molina-Garza *et al.*, 2015). Esta zona de cizalla se ha interpretado como una posible continuación del sistema lateral Polochic-Motagua que representa el reflejo de la traza maestra del desplazamiento del bloque Chortís.

La ocurrencia de las zonas de cizalla evidencia la naturaleza de una corteza debilitada y susceptible a procesos de erosión. La erosión por subducción es un fenómeno relativamente común en zonas de arco (Stern, 2011) y en México se ha propuesto que juega un rol importante en la remoción de la margen continental del Pacífico (p.ej. Keppie *et al.*, 2009a; Keppie *et al.*, 2009b; Keppie *et al.*, 2012; Morán-Zenteno *et al.*, 2018). En este sentido, los nuevos resultados barométricos sugieren que los batolitos se emplazaron a una profundidad más somera de lo que se había calculado con los modelos anteriores (p.ej. Morán-Zenteno *et al.*, 1996). Si se considera un espesor

actual de la corteza continental a lo largo de la costa (~15-25 km) y la profundidad de emplazamiento de los batolitos cenozoicos (~13 km) se puede estimar un paleo-espesor de la corteza de ~35-40 km. Esto indicaría una remoción de material cortical debido a una mayor tasa de erosión por subducción. La rápida velocidad de exhumación de los batolitos podría estar relacionada también con la alta tasa de erosión por subducción debido al continuo aporte de grandes fragmentos corticales a la cuña del manto a partir de una corteza debilitada por el paso del bloque Chortís, la migración del punto triple y la consecuente formación de zonas de cizalla.

Se considera que la incorporación de segmentos corticales al canal de subducción genera variaciones en las propiedades reológicas de la cuña del manto, lo cual se refleja en modificaciones en la geometría de la placa subducida (Manea y Gurnis, 2007; Pérez-Campos *et al.*, 2008; Skinner y Clayton, 2011; Morán-Zenteno *et al.*, 2018). Como consecuencia de la erosión de la margen continental en el sur de México se infiere que el *slab* pudo configurar una estructura de tijera que es coincidente con el punto triple (Figura 8.5). Este arreglo daría lugar a la formación de una ventana astenosférica que explicaría la ocurrencia de magmatismo con firmas adakíticas a partir de la fusión del *slab* (Ferrari *et al.*, 2014).

*Figura 8.4. Mapas esquemáticos que ilustran espacial y temporalmente la migración del magmatismo de la SMS hacia el SE, así como tierra adentro. A) Magmatismo del Eoceno se identificó en las regiones de Corralero y Xadani con edades entre 56 y 50 Ma. Asimismo, los polígonos ilustran pulsos con edades similares del Eoceno a lo largo de la SMS. B) El evento magmático del Oligoceno que se identificó en el presente trabajo y en regiones aledañas (Ortíz-Olvera, 2019; García-Rodríguez, 2020; Muñoz-Rojas, en preparación) es correlacionable con magmatismo identificado tierra adentro (37-28 Ma; Morán-Zenteno *et al.*, 2018 y referencias incluidas). En esa misma dirección, el magmatismo migra y aparece en la porción central de la FVTM a los 22-19 Ma. Este periodo es contemporáneo con los últimos atisbos magmáticos registrados en la región de Puerto Escondido-Huatulco de 22-20 Ma. C) Las edades más jóvenes de intrusivos identificadas en la región de Salina Cruz comprende un rango de edad entre 17-13 Ma (Ortíz-Olvera, 2019; Pindell *et al.*, 2020) y resultan contemporáneos a diversas manifestaciones volcánicas en la porción central-oriental de la FVTM (Morán-Zenteno *et al.*, 2018). D) La consecuente migración del magmatismo expresa los pulsos más jóvenes a lo largo de la FVTM y en la región de Los Tuxtlas.*



La migración del magmatismo hacia el SE en la SMS indica que por delante del punto triple el *slab* presenta un ángulo de subducción moderado (Figura 8.5). Lo anterior es coherente con los fechamientos U-Pb en los intrusivos del sur de Oaxaca, los cuales definen un patrón de extinción que coinciden con la trayectoria del punto triple. Si se considera la velocidad del desplazamiento del punto triple y la trayectoria, se puede reconstruir que durante el Oligoceno los batolitos de la región Jamiltepec-Huatulco se emplazaron mientras el punto triple se encontraba frente a las costas de Puerto Escondido (Boschman *et al.*, 2014). Este pulso también se puede correlacionar con otros atisbos volcánicos y plutónicos de finales del Eoceno-Oligoceno temprano que se distribuyen tierra adentro (Morán-Zenteno *et al.*, 2018) (Figura 8.4B). De la misma manera, en el Mioceno el punto triple debió migrar hacia la región de Salina Cruz donde se encuentran expuestos batolitos más jóvenes con edades entre 17 y 13 Ma (Boschman *et al.*, 2014; Ortiz-Olvera, 2019; Pindell *et al.*, 2020). A su paso, el magmatismo por detrás del punto triple migra hacia el norte como consecuencia de una geometría sub-plana que se extiende por casi 200 km continente adentro (Figura 8.5). En la región de Puerto Escondido-Puerto Ángel, los últimos pulsos de magmatismo (~20-22 Ma) son contemporáneos con la aparición de los primeros indicios magmáticos en la porción central-oriental de la FVTM (Morán-Zenteno *et al.*, 2018 y referencias incluidas), por ejemplo, la Formación Tepoztlán fechada mediante K-Ar entre 21-19 Ma (Lenhardt, 2007) (Figura 8.4B,C). Asimismo, existe una correlación entre el magmatismo silícico de 14-17 Ma reportado para la ignimbrita Padre Miguel en la actual Honduras y el magmatismo del Mioceno (~15-11 Ma) reportado para la región de Anegada y Palma Sola en la provincia alcalina oriental (Ferrari *et al.*, 2005). La ignimbrita Padre Miguel forma parte del arco volcánico del Mioceno construido en el bloque Chortís y que de acuerdo con las paleoreconstrucciones se encontraba en una posición yuxtapuesta a las costas de Oaxaca (Molina-Garza *et al.*, 2012). Como parte de la consecuente migración del magmatismo de la SMS a la FVTM, las manifestaciones volcánicas más jóvenes del Mioceno (~11-7 Ma) se reconocen a lo largo de los tres sectores de la FVTM (Morán-Zenteno *et al.*, 2018 y referencias incluidas), así como en el Campo Volcánico de Los Tuxtlas (Figura 8.4D).

Actualmente se desconoce la posición del punto triple, sin embargo, es posible que se encuentre difuso en el actual istmo de Tehuantepec donde también se podría encontrar la posible conexión entre el sistema Chacalapa-Tonalá-Polochic-Motagua (Morán-Zenteno *et al.*, 2018). Los sedimentos vulcanosedimentarios de la cuenca de Tehuantepec registran un periodo de depositación desde el Cretácico superior al reciente, sin evidencia de deformación. Esto sugiere que la formación de la cuenca fue forzosamente previa al paso de Chortís. Al respecto, aún quedan numerosas incógnitas sobre la ausencia de deformación en la cuenca. Sin embargo, futuros estudios podrían considerar que es posible que esta región represente una zona con propiedades reológicas diferentes, de tal manera que la deformación producida por el paso del bloque Chortís se acomode en otra región (p.ej. el orógeno de Chiapas; Pindell y Kenan, 2009).

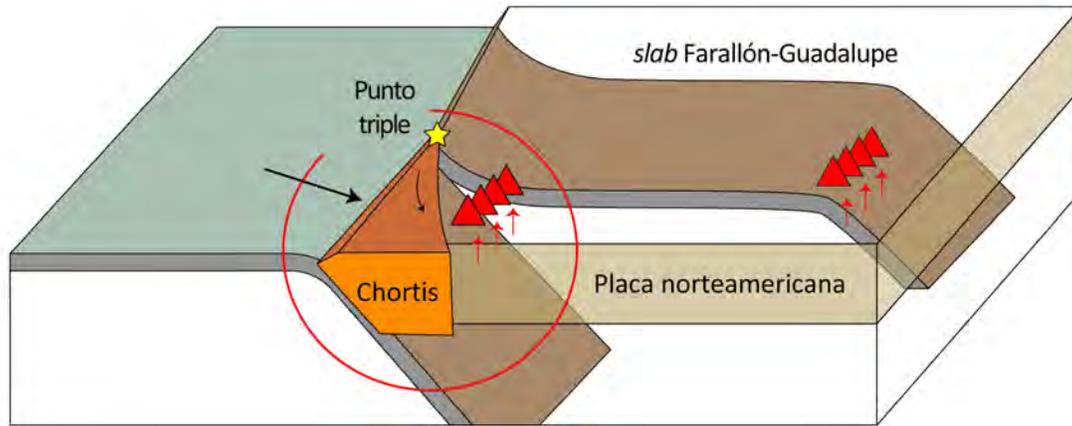


Figura 8.5. Esquema tectono-magmático para el sur de México donde se muestra el desplazamiento del punto triple trincher-trincher-transformante que coincide con la región trasera del bloque Chortís. De manera contemporánea al paso del bloque de Chortís por el sur de México se genera una corteza debilitada que es susceptible a la remoción por erosión por subducción. La incorporación de estos fragmentos corticales genera cambios reológicos en la cuña del manto que se manifiestan en cambios en la geometría de la placa. De esta manera, por detrás del punto triple la placa mantiene una geometría sub-plana mientras que por el frente la placa tiene un ángulo mayor. Como consecuencia, se forma una estructura de tijera por donde se infiere que se asciende magma astenosférico con firmas adakíticas (Ferrari et al., 2014). Asimismo, la migración del punto triple y de la tijera se manifiestan en la migración del magmatismo de la SMS hacia el SE y hacia adentro del continente.

Conclusiones

- En el área de estudio se exponen dos intrusivos cenozoicos: el Batolito Pochutla del Oligoceno y el Batolito Colotopec del Mioceno. Sus características geoquímicas son compatibles con las que se definen para rocas de arco, sin embargo, dos muestras de Pochutla exhiben ciertas firmas adakíticas. En regiones aledañas al área de estudio se ha reportado la presencia de adakitas, las cuales podrían ser resultado del ascenso de magma profundo por la ventana astenosférica originada en la estructura de tijera.
- Ambos batolitos pertenecen a un mismo sistema magmático, aunque provienen de dos distintos reservorios a diferente profundidad. La geoquímica de elementos traza e isotopía indica que los magmas de Pochutla son pulsos poco diferenciados que son resultado de un proceso de fusión parcial a alta presión. En cambio, Colotopec es un pulso más diferenciado cuyos magmas derivan de la fusión de una



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

fuelle más somera donde es estable la plagioclasa, por ejemplo, anfibolitas de la base de la corteza. Ambos magmas evolucionaron a partir de procesos como cristalización fraccionada y asimilación, aunque no fue posible estimar la magnitud de estos procesos.

- A partir de los resultados termocronológicos U-Pb, K-Ar y U-Th/He se infieren dos etapas de enfriamiento y exhumación para los batolitos cenozoicos. Una rápida durante el Oligoceno y una lenta desde el Mioceno.
- La rápida exhumación del Oligoceno está relacionada con un proceso intenso de erosión por subducción. Al respecto, los nuevos análisis barométricos sugieren un nivel de emplazamiento más somero de lo previamente calculado para el Batolito Pochutla. Este valor indica una mayor cantidad de material cortical removido de la base de la corteza por medio de erosión por subducción.
- Los nuevos datos U-Pb en el sur de Oaxaca permiten calcular una nueva tasa de migración del magmatismo hacia el SE y cuya velocidad es coherente con la tasa de desplazamiento calculada para el punto triple Farallón-Caribe-NA.
- Los resultados geocronológicos revelan la presencia de tres intrusivos paleozoicos, lo cual sugiere que se encuentran emplazados en un basamento más antiguo que el Xolapa. Este podría corresponder con el terreno Oaxaqueño ya que se tiene evidencia de que en la región de Puerto Escondido se extiende ligeramente más al sur de lo previamente descrito.
- Los lineamientos observados en el relieve corresponden con extensas zonas de cizalla cristal-plásticas y algunas otras de régimen frágil. Estos afectan en mayor o menor medida a todas las litologías observadas. La diferencia reológica entre los diques máficos y los intrusivos permite que los diques máficos desarrollen una mineralogía y textura de anfibolita que sugiere el grado de deformación alcanzado en las zonas de cizalla.
- Las zonas de cizalla del SFC muestran un rumbo predominante E-W cuya foliación milonítica y lineación es semi paralela a dicha orientación. Desarrollan una cinemática predominante que es coherente con un desplazamiento lateral izquierdo. Hacia la región de Pinotepa Nacional disminuye la presencia de lineamientos mientras que hacia Chiapas conforman una curvatura que sigue la línea de costa actual. Esto se ha relacionado a una posible continuidad con la falla Tonalá.
- Las zonas de cizalla que conforman el SFC tienen ultramilonitas, milonitas, protomilonitas, cataclasitas y pseudotaquilitas. Los rasgos de deformación frágil sobreimpuestos a la cristal-plástica sugiere la exhumación de la zona de cizalla en sí.

REFERENCIAS

- Aeolus Lee, C.-T., Leeman, W.P., Canil, D., Li, Z.-X.A., 2005, Similar V/Sc systematics in MORB and arc basalts: implications for the oxygen fugacities of their mantle source regions: *Journal of Petrology*, 46(11), 2313-2336.
- Álaniz-Álvarez, S.A., 1988, Geología y petrología del Complejo Xolapa, en la Barranca de Xolapa, Estado de Guerrero, Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Álaniz-Álvarez, S.A., y Ortega-Gutierrez, F., 1997, Geología y petrología de la Barranca de Xolapa, estado de Guerrero: *Boletín de Mineralogía*.
- Anderson, J.L., & Smith, D.R., 1995, The effects of temperature and f_{O_2} on the Al-in-hornblende barometer: *American Mineralogist*, 80(5-6), 549-559.
- Anderson, T.H., Schmidt, V.A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico–Caribbean Sea region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, 94(8), 941-966.
- Annen, C., Blundy, J., Sparks, R., 2006, The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones: *Journal of Petrology*, 47(3), 505-539.
- Annen, C., Blundy, J.D., Leuthold, J., Sparks, R.S.J., 2015, Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism: *Lithos*, 230, 206-221.
- Arculus, R.J., Gurnis, M., Ishizuka, O., Reagan, M.K., Pearce, J.A., Sutherland, R., 2019, How to create new subduction zones: *Oceanography*, 32(1), 160-174.
- Ashworth, J.R., 1986, Myrmekite replacing albite in prograde metamorphism: *American Mineralogist*, 71(7-8), 895-899.
- Barbarin, B., 1990, Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting: *Geological Journal*, 25(3-4), 227-238.
- Becke, F., 1908, Über myrmekit: *Mineralogie und Petrographie Mitteilungen*, 27, 377-390.
- Bellon, H., RC, M., FRANCOIS, S.J., 1982, Dioritic basement, Site 493; petrology, geochemistry, and geodynamics.
- Belousova, E., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N., 2002, Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type: *Contributions to mineralogy and petrology*, 143(5), 602-622.

- Best, M.G., 2013, *Igneous and metamorphic petrology*, John Wiley & Sons.
- Boschman, L.M., van Hinsbergen, D.J., Torsvik, T.H., Spakman, W., Pindell, J.L., 2014, Kinematic reconstruction of the Caribbean region since the Early Jurassic: *Earth-Science Reviews*, 138, 102-136.
- Brown, M., Solar, G.S., 1998, Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens: *Journal of Structural Geology*, 20(9-10), 1365-1393.
- Campa, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- Carfantan, J., 1976, La falla de Motozintla (Chiapas) prolongación de la falla Polochic y frontera entre dos provincias geológicas: *Acapulco (México): Cong. Latinoamer. Geología*, 3, 27.
- Castillo, P.R., 2012, Adakite petrogenesis: *Lithos*, 134, 304-316.
- Castillo, P.R., Janney, P.E., Solidum, R.U., 1999, Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting: *Contributions to mineralogy and petrology*, 134(1), 33-51.
- Castro-Dorado, A., 2014, The off-crust origin of granite batholiths: *Geoscience Frontiers*, 5(1), 63-75.
- Castro-Dorado, A., 2015, *Petrografía de Rocas Ígneas y Metamórficas*: Ediciones Paraninfo, Madrid, España, 260 pp.
- Chambers, M., Memeti, V., Eddy, M.P., Schoene, B., 2020, Half a million years of magmatic history recorded in a K-feldspar megacryst of the Tuolumne Intrusive Complex, California, USA: *Geology*, 48(4), 400-404.
- Chappell, B., White, A., 1974, Two constraining granite types, *Pacific: Geology*, 8, 172-174.
- Cherniak, D., Watson, E., 2001, Pb diffusion in zircon: *Chemical Geology*, 172(1-2), 5-24.
- Cisneros-Lazaro, D.G., Miller, J., Baumgartner, L., 2019, Role of myrmekite and associated deformation fabrics in controlling development of granitic mylonites in the Pofadder Shear Zone of southern Namibia: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 174(3), 22.
- Clemens, J., Stevens, G., 2012, What controls chemical variation in granitic magmas?: *Lithos*, 134, 317-329.
- Clift, P., Vannucchi, P., 2004, Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust: *Reviews of Geophysics*, 42(2).

- Cobbing, J., 2008, *The geology and mapping of granite batholiths* (Vo. 96), Springer Berlin Heidelberg.
- Coleman, D.S., Gray, W., Glazner, A.F., 2004, Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California: *Geology*, 32(5), 433-436.
- Cooper, K.M., 2019, Time scales and temperatures of crystal storage in magma reservoirs: Implications for magma reservoir dynamics: *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 377(2139), 20180009.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W., Kinny, P., 2003, Atlas of zircon textures: Reviews in mineralogy and geochemistry, 53(1), 469-500.
- Corona-Chávez, P., 1997, Deformazione, metamorfismo e meccanismi di segregazione migmatitica nel Complesso plutonico-metamorfico del terreno Xolapa, Messico, Tesis de doctorado, Università degli Studi di Milano, 78 pp.
- Corona-Chávez, P., Poli, S., Bigoggero, B., 2006, Syn-deformational migmatites and magmatic-arc metamorphism in the Xolapa Complex, southern Mexico: *Journal of Metamorphic Geology*, 24(3), 169-191.
- Cox, K., Bell, J., Pankhurst, R., 1979, *The Interpretation of Igneous Rocks*, 1979: George Allen and Union. London, 450.
- Cruden, A., McCaffrey, K., 2001, Growth of plutons by floor subsidence: implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt-extraction mechanisms: *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26(4-5), 303-315.
- Cserna, Z.d., 1965, Reconocimiento geológico en la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero: Univ: Nal. Autón. México, *Inst. Geología, Bol*, 62(76), 1977.
- Dahl, P.S., 1997, A crystal-chemical basis for Pb retention and fission-track annealing systematics in U-bearing minerals, with implications for geochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, 150(3-4), 277-290.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P., Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R 1 R 2 -diagram and major-element analyses — Its relationships with current nomenclature: *Chemical Geology*, 29(1-4), 183-210.
- de Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., Tikoff, B., 2011, Multiscale magmatic cyclicity, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs: *Tectonophysics*, 500(1-4), 20-33.

Defant, M.J., Drummond, M.S., 1990, A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B13), 21503-21521.

DePaolo, D.J., 1981, Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization: *Earth and planetary science letters*, 53(2), 189-202.

Díaz-Rocha, D., 2019. Revalidación de dos diferentes técnicas de separación de zircones para obtener edades de rocas por el método U-Pb. (Tesis de Licenciatura), Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias., México D.F.

Dickinson, W.R., Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 113(9), 1142-1160.

Drummond, M. S., & Defant, M. J., 1990. A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B13), 21503-21521.

Ducea, M.N., Gehrels, G.E., Shoemaker, S., Ruiz, J., Valencia, V.A., 2004a, Geologic evolution of the Xolapa Complex, southern Mexico: Evidence from U-Pb zircon geochronology: *Geological Society of America Bulletin*, 116(7-8), 1016-1025.

Ducea, M.N., Valencia, V.A., Shoemaker, S., Reiners, P.W., DeCelles, P.G., Campa, M.F., Morán-Zenteno, D., Ruiz, J., 2004b, Rates of sediment recycling beneath the Acapulco trench: Constraints from (U-Th)/He thermochronology: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B9).

Edmonds, M., Cashman, K.V., Holness, M., Jackson, M., 2019, *Architecture and dynamics of magma reservoirs*, The Royal Society Publishing.

Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 2002, Caltepec fault zone: An Early Permian dextral transpressional boundary between the Proterozoic Oaxacan and Paleozoic Acatlán complexes, southern Mexico, and regional tectonic implications: *Tectonics*, 21(3), 4-1-4-18.

Estrada-Carmona, J., Solari, L.A., Ortega-Obregón, C., 2016, Petrochronology of the migmatization event of the Xolapa Complex, Mexico, microchemistry and equilibrium growth of zircon and garnet: *International Geology Review*, 58(11), 1382-1397.

Farley, K., 2000, Helium diffusion from apatite: General behavior as illustrated by Durango fluorapatite: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B2), 2903-2914.

- Ferrari, L., Bergomi, 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(9), 1738-1765.
- Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M.T., Petrone, C.M., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005, Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: The Eastern Alkaline Province revisited: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146(4), 284-306.
- Ferry, J., Watson, E., 2007, New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4), 429-437.
- Fitz-Díaz, E., 2001. Evolución estructural del sinclinorio de Zacango en el límite oriental de la Plataforma Guerrero Morelos. Tesis de licenciatura. Instituto Politécnico Nacional ESIA, p. 103.
- Fossen, H., 2010, *Structural geology*, Cambridge University Press.
- Fossen, H., Cavalcante, G.C.G., 2017, Shear zones—A review: *Earth-Science Reviews*, 171, 434-455.
- Frost, B.R., 1991, Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 25, 1-9.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001, A geochemical classification for granitic rocks: *Journal of petrology*, 42(11), 2033-2048.
- Frost, B.R., Frost, C.D., 2008, A geochemical classification for feldspathic igneous rocks: *Journal of Petrology*, 49(11), 1955-1969.
- Frost, C.D., Frost, B.R., Beard, J.S., 2016, On silica-rich granitoids and their eruptive equivalents: *American Mineralogist*, 101(6), 1268-1284.
- García-Amador, B.I., Alva-Valdivia, L.M., Palacios-García, N.B., Pompa-Mera, V., 2020, Paleomagnetism and Geochronology of the Early Cretaceous Dipilto Batholith (NW Nicaragua): Chortís Block Large Rotation With Respect to SW North America: *Tectonics*, 39(1), e2019TC005540.
- García-Rodríguez, H.M., 2021, Relaciones espacio-temporales y petrología de los batolitos de la región de Jamiltepec - Puerto Escondido, Oaxaca, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gill, R., 2010, *Igneous rocks and processes: a practical guide*, John Wiley & Sons.

Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W., Taylor, R.Z., 2004, Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?: *GSA today*, 14(4/5), 4-12.

Glazner, A.F., Coleman, D.S., Bartley, J.M., 2008, The tenuous connection between high-silica rhyolites and granodiorite plutons: *Geology*, 36(2), 183-186.

Gómez-Rivera, F.J., 2010, Caracterización metamórfica y geotermobarométrica del Complejo Xolapa en el área de San Luis Acatlán-Marquelia, Guerrero, Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de Guerrero, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra, 101 pp.

Gómez-Tuena, A., Cavazos-Tovar, J.G., Parolari, M., Straub, S.M., Espinasa-Pereña, R., 2018, Geochronological and geochemical evidence of continental crust 'relamination' in the origin of intermediate arc magmas: *Lithos*, 322, 52-66.

Gordon, M.B., Muehlberger, W.R., 1994, Rotation of the Chortis block causes dextral slip on the Guayape fault: *Tectonics*, 13(4), 858-872.

Grajales-Nishimura, J., Centeno-García, E., Keppie, J., Dostal, J., 1999, Geochemistry of Paleozoic basalts from the Juchatengo complex of southern Mexico: Tectonic implications: *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 537-544.

Grajales-Nishimura, J.M., 1988, Geology, geochronology, geochemistry and tectonic implications of the Juchatengo green rock sequence, State of Oaxaca, southern Mexico.

Grajales-Nishimura, J.M., Ramos-Arias, M.A., Solari, L., Murillo-Muñetón, G., Centeno-García, E., Schaaf, P., Torres-Vargas, R., 2018, The Juchatengo complex: an upper-level ophiolite assemblage of late Paleozoic age in Oaxaca, southern Mexico: *International Journal of Earth Sciences*, 107(3), 1005-1031.

Gualda, G.A., Ghiorso, M.S., 2013, Low-pressure origin of high-silica rhyolites and granites: *The Journal of Geology*, 121(5), 537-545.

Gutiérrez-Aguilar, F., 2015, Estudio petrológico del Complejo Xolapa, en la región de Santa María Ipalapa, Oaxaca, Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería., 95 pp.

Hamilton, W., Myers, W.B., 1967, The nature of batholiths.

Hammarstrom, J.M., Zen, E.-a., 1986, Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer: *American Mineralogist*, 71(11-12), 1297-1313.

- Harrison, T.M., Duncan, I., McDougall, I., 1985, Diffusion of ^{40}Ar in biotite: temperature, pressure and compositional effects: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(11), 2461-2468.
- Hawkesworth, C.J., Dhuime, B., Pietranik, A., Cawood, P., Kemp, A.I., Storey, C., 2010, The generation and evolution of the continental crust: *Journal of the Geological Society*, 167(2), 229-248.
- Hernández-Bernal, M.d.S., 1995, Geoquímica y origen del batolito de Río Verde, Oax. terreno Xolapa, Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad de los Ciclos Profesional y de Posgrado, Colegio de Ciencias y Humanidades, 83 pp.
- Hernández-Bernal, M.d.S., Morán-Zenteno, D.J., 1996, Origin of the Rio Verde Batholith, southern Mexico, as inferred from its geochemical characteristics: *International Geology Review*, 38(4), 361-373.
- Hernández-Pineda, G.A., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Méndez-Cárdenas, D.L., Pérez-Arvizu, O., 2011, Petrogenesis and thermobarometry of the ~ 50 Ma rapakivi granite-syenite Acapulco intrusive: Implications for post-Laramide magmatism in southern Mexico: *Geosphere*, 7(6), 1419-1438.
- Herrmann, U.R., Nelson, B.K., Ratschbacher, L., 1994, The origin of a terrane: U/Pb zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico): *Tectonics*, 13(2), 455-474.
- Hildreth, W., Moorbath, S., 1988, Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile: *Contributions to mineralogy and petrology*, 98(4), 455-489.
- Hirschmann, M.M., Ghiorso, M.S., Davis, F.A., Gordon, S.M., Mukherjee, S., Grove, T.L., Krawczynski, M., Medard, E., Till, C.B., 2008, Library of Experimental Phase Relations (LEPR): A database and Web portal for experimental magmatic phase equilibria data: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(3), n/a-n/a.
- Holland, T., Blundy, J., 1994, Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry: *Contributions to mineralogy and petrology*, 116(4), 433-447.
- Holness, M., Clemens, J., Vernon, R., 2018, How deceptive are microstructures in granitic rocks? Answers from integrated physical theory, phase equilibrium, and direct observations: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(8), 62.
- Honarmand, M., Omran, N.R., Neubauer, F., Nabatian, G., Emami, M.H., Bernroider, M., Ahmadian, J., Ebrahimi, M., Liu, X., 2016, Mineral chemistry of a Cenozoic igneous complex, the Urumieh–Dokhtar magmatic belt, Iran: Petrological implications for the plutonic rocks: *Island arc*, 25(2), 137-153.

- Hoskin, P.W., Schaltegger, U., 2003, The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis: *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 53(1), 27-62.
- Hull, J., 1988, Thickness-displacement relationships for deformation zones: *Journal of Structural Geology*, 10(4), 431-435.
- INEGI, 1987, Carta topográfica Coyula D14B29, 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística y Geografía., scale ine1988a.
- INEGI, 1988a, Carta topográfica Santa María Colotepec D14B17, 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística y Geografía., scale ine1988a.
- INEGI, 1988a, Carta topográfica Santa María Colotepec D14B17, 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística y Geografía., scale ine1988a.
- INEGI, 1988b, Carta topográfica San José Chacalapa D14B18, 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística y Geografía., scale ine1988a.
- INEGI, 1988c, Carta topográfica Santa María Huatulco D14B19, 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística y Geografía., scale ine1988a.
- INEGI, 1988d, Carta topográfica Barra el Potrero D14B27, 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística y Geografía., scale ine1988a.
- INEGI, 1988e, Carta topográfica San Pedro Pochutla D14B28, 1:50,000, Instituto Nacional de Estadística y Geografía., scale ine1988a.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971, A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523-548.
- Ishihara, S., 1977, The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining geology*, 27(145), 293-305.
- Jagoutz, O., Schmidt, M.W., 2012, The formation and bulk composition of modern juvenile continental crust: The Kohistan arc: *Chemical Geology*, 298, 79-96.
- Johnson, B.R., Glazner, A.F., 2009, Formation of K-feldspar megacrysts in granodioritic plutons by thermal cycling and late-stage textural coarsening: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(5), 599-619.
- Johnson, M.C., Rutherford, M.J., 1989, Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks: *Geology*, 17(9), 837-841.

Juárez-Zuñiga, S., 2016, Geocronología U-Pb e isotopía de Hf en granitos del paleozoico inferior: implicaciones tectónicas para la evolución del océano rheico. (Tesis de licenciatura), Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de ingeniería., México D.F.

Karig, D., Cardwell, R., Moore, G., Moore, D., 1978, Late Cenozoic subduction and continental margin truncation along the northern Middle America Trench: Geological Society of America Bulletin, 89(2), 265-276.

Keppie, D.F., 2009, Subduction erosion processes with application to southern Mexico, Tesis de doctorado, McGill University, Montreal, Quebec, 150 pp.

Keppie, D.F., Hynes, A., Lee, J.K., Norman, M., 2012, Oligocene-Miocene back-thrusting in southern Mexico linked to the rapid subduction erosion of a large forearc block: Tectonics, 31(2).

Keppie, J.D., Currie, C.A., Warren, C., 2009b, Subduction erosion modes: comparing finite element numerical models with the geological record: Earth and Planetary Science Letters, 287(1-2), 241-254.

Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D.J., 2005, Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortis Block: International Geology Review, 47(5), 473-491.

Keppie, J.D., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., González-Torres, E., 2009a, Synchronous 29-19 Ma arc hiatus, exhumation and subduction of forearc in southwestern Mexico: Geological Society, London, Special Publications, 328(1), 169-179.

Kohn, M.J., 2017, Titanite petrochronology: Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 83(1), 419-441.

Latorre-Correa, C., 2018, Análisis de fábricas de las migmatitas del oligoceno terreno xolapa, localizadas entre Puerto Escondido y San Gabriel Mixtepec, Oaxaca, México, Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra., 79 pp.

Lazos-Ramírez, Z.G., Rodríguez-Rivera, R.D., 1995, Estudio petrológico y estructural de las rocas cristalinas del área Pochutla-Santo Domingo, Oaxaca, Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Youzhi, G., 1997, Nomenclature of amphiboles; report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names: The Canadian Mineralogist, 35(1), 219-246.

- Lenhardt, N., Hinderer, M., Hornung, J., Torres-Alvarado, I., Boehnel, H., 2007, The Miocene Tepoztlan Formation (Central Mexico)-Key to a Better Understanding of the Initial Phase of the Transmexican Volcanic Belt: AGUFM, 2007, V41D-0805.
- Lerner, K.L., Lerner, B.W., 2003, World of Earth Science (Volumes I (A-L) and II (M-Z, General Index). Thomson, Gayle Publishing (Detroit, New York, San Diego, San Francisco, Cleveland ...
- Leroy, S., Mauffret, A., Patriat, P., Mercier de Lépinay, B., 2000, An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies: *Geophysical Journal International*, 141(3), 539-557.
- Loader, M.A., Wilkinson, J.J., Armstrong, R.N., 2017, The effect of titanite crystallisation on Eu and Ce anomalies in zircon and its implications for the assessment of porphyry Cu deposit fertility: *Earth and Planetary Science Letters*, 472, 107-119.
- Lozano, R., y Bernal, J.P., 2005, Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: *Revista Mexicana De Ciencias Geologicas*, v. 22, no. 3, p. 329-344
- Lu, Y.-H., Gao, P., Zhao, Z.-F., Zheng, Y.-F., 2020, Whole-rock geochemical and zircon Hf-O isotopic constraints on the origin of granitoids and their mafic enclaves from the Triassic Mishuling pluton in West Qinling, central China: *Journal of Asian Earth Sciences*, 189, 104136.
- Ludwig, K.R., 2012, User's Manual for Isoplot 3.75: Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 5, 75.
- LUGIS, 2002, LUGIS: Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica. Área Isótopos Pesados. Retrieved from <http://www.geofisica.unam.mx/iframes/laboratorios/universitarios/lugis/index.html>
- Maldonado-Villanueva, R., 2011, Petrología metamórfica de la porción central del Complejo Xolapa, región de Cacahuatpec-Amuzgos, Oaxaca, Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra., 168 pp.
- Malfait, B.T., Dinkelman, M.G., 1972, Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate: *Geological Society of America Bulletin*, 83(2), 251-272.
- Manea, V., Gurnis, M., 2007, Subduction zone evolution and low viscosity wedges and channels: *Earth and Planetary Science Letters*, 264(1-2), 22-45.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoids: *Geological society of America bulletin*, 101(5), 635-643.

Martin, H., 1986, Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas: *Geology*, 14(9), 753-756.

Martiny, B., 2008, Estratigrafía y geoquímica de las rocas magmáticas del paleógeno en el Occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico, Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra., 196 pp.

Matzel, J.E.P., Bowring, S.A., Miller, R.B., 2006, Time scales of pluton construction at differing crustal levels: Examples from the Mount Stuart and Tenpeak intrusions, North Cascades, Washington: *Geological Society of America Bulletin*, 118(11-12), 1412-1430.

McDonough, W.F., Sun, S.s., 1995, The composition of the Earth: *Chemical Geology*, 120(3-4), 223-253.

Menand, T., 2008, The mechanics and dynamics of sills in layered elastic rocks and their implications for the growth of laccoliths and other igneous complexes: *Earth and Planetary Science Letters*, 267(1-2), 93-99.

Menegon, L., Pennacchioni, G., Stünitz, H., 2006, Nucleation and growth of myrmekite during ductile shear deformation in metagranites: *Journal of Metamorphic Geology*, 24(7), 553-568.

Meneses-Rocha, J.J., Bartolini, C., 2001, Tectonic evolution of the Ixtapa Graben, an example of a strike-slip basin of southeastern Mexico: Implications for regional petroleum systems: *MEMOIRS-AMERICAN ASSOCIATION OF PETROLEUM GEOLOGISTS*, 183-218.

Migoń, P., 2006, Granite landscapes of the world, *Geomorphological Landscapes of*.

Miller, J.S., Matzel, J.E., Miller, C.F., Burgess, S.D., Miller, R.B., 2007, Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167(1-4), 282-299.

Mitra, G., 1992, Deformation of granitic basement rocks along fault zones at shallow to intermediate crustal levels, *Structural Geology of Fold and Thrust Belts*, Johns Hopkins University Press Baltimore, 123-144.

Molina Garza, R.S., van Hinsbergen, D.J., Rogers, R.D., Ganerød, M., Dekkers, M.J., 2012, The Padre Miguel Ignimbrite Suite, central Honduras: paleomagnetism, geochronology, and tectonic implications: *Tectonophysics*, 574, 144-157.

Molina-Garza, R.S., Geissman, J.W., Wawrzyniec, T.F., Alonso, T.A.P., Iriondo, A., Weber, B., Aranda-Gómez, J., 2015, Geology of the coastal Chiapas (Mexico) Miocene plutons and the Tonalá shear zone: Syntectonic emplacement and rapid exhumation during sinistral transpression: *Lithosphere*, 7(3), 257-274.

Molina Garza, R.S., van Hinsbergen, D.J.J., Boschman, L.M., Rogers, R.D., Ganerød, M., 2019, Large-scale rotations of the Chortis Block (Honduras) at the southern termination of the Laramide flat slab: *Tectonophysics*, 760, 36-57.

Molina, J.F., Moreno, J.A., Castro, A., Rodríguez, C., Fershtater, G.B., 2015, Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning: *Lithos*, 232, 286-305.

Morán-Zenteno, D., Martiny, B., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., González-Torres, E., 2018, Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico: *Earth-Science Reviews*, 183, 85-114.

Morán-Zenteno, D.J., 1992, Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero, Tesis de Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, Unidad de los Ciclos Profesional y de Posgrado, Colegio de Ciencias y Humanidades, 186 pp.

Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, D.J., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), 319-341.

Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A., 2007, The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern Mexico: Advances and problems of interpretation: *SPECIAL PAPERS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA*, 422, 71.

Morán-Zenteno, D.J., Corona-Chavez, P., Tolson, G., 1996, Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints: *Earth and Planetary Science Letters*, 141(1-4), 51-65.

Morán-Zenteno, D.J., Keppie, D.J., Martiny, B., González-Torres, E., 2009, Reassessment of the Paleogene position of the Chortis block relative to southern Mexico: hierarchical ranking of data and features: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 177-188.

Mori, L., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., González-Torres, E.A., Chapela-Lara, M., Díaz-Bravo, B.A., Roberge, J., 2011, Thermomechanical maturation of the continental crust and its effects on the late Eocene–early Oligocene volcanic record of the Sierra Madre del Sur Province, southern Mexico: *International Geology Review*, 54(13), 1475-1496.

Motolinía-García, O., Cardoso-Vázquez, E. A., Castro-Rodríguez, M. G., & Loaeza-García, J. P. (Cartographer), 2002, Carta geológico-minera Puerto Escondido D14-3, 1:250,000, Pachuca Hidalgo, México, Servicio Geológico Mexicano.

Müntener, O., Kelemen, P.B., Grove, T.L., 2001, The role of H₂O during crystallization of primitive arc magmas under uppermost mantle conditions and genesis of igneous pyroxenites: an experimental study: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141(6), 643-658.

Muñoz-Rojas, E.R., (en preparación), Estudio de la geocronología y petrogénesis de los batolitos ubicados en la región de Pinotepa Nacional, Oaxaca, Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra.

Mutch, E., Blundy, J., Tattitch, B., Cooper, F., Brooker, R., 2016, An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(10), 85.

Nakamura, N., 1974, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775.

O'Neill, H.S.C., Pownceby, M.I., 1993, Thermodynamic data from redox reactions at high temperatures. I. An experimental and theoretical assessment of the electrochemical method using stabilized zirconia electrolytes, with revised values for the Fe-FeO, Co-CoO, Ni-NiO and Cu-Cu₂O oxygen buffers, and new data for the W-WO₂ buffer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114(3), 296-314.

Oriolo, S., Wemmer, K., Oyhantçabal, P., Fossen, H., Schulz, B., Siegesmund, S., 2018, Geochronology of shear zones—A review: *Earth-Science Reviews*, 185, 665-683.

Ortega-Gutiérrez, F., 1981, La evolución tectónica premisisípica del sur de México: *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 5(2), 140-157.

Ortega-Gutiérrez, F., Corona-Esquivel, R., 1986, La falla de Chacalapa: sutura críptica entre los terrenos Zapoteco y chatino. , *Geos*, número extraordinario, resúmenes de la Reunión Anual 1986 de la Unión Geofísica Mexicana.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., 1997, Petrology of high-grade metapelitic xenoliths in an Oligocene rhyodacite plug--Precambrian crust beneath the southern Guerrero terrane, Mexico?: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14(1), 9.

Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., Weber, B., Luna-González, L., 2018, The pre-Mesozoic metamorphic basement of Mexico, 1.5 billion years of crustal evolution: *Earth-Science Reviews*, 183, 2-37.

Ortega-Gutierrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995, Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic: *Geology*, 23(12), 1127-1130.

Ortega-Obregón, C., Solari, L., Gómez-Tuena, A., Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Macías-Romo, C., 2014, Permian–Carboniferous arc magmatism in southern Mexico: U–Pb dating, trace element and Hf isotopic evidence on zircons of earliest subduction beneath the western margin of Gondwana: *International Journal of Earth Sciences*, 103(5), 1287-1300.

Ortíz-Olvera, V., 2019, Petrología, geoquímica y geocronología de los batolitos cenozoicos de la zona ubicada entre Xadani y Salina Cruz, Oaxaca, Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias., 96 pp.

Passchier, C.W., Trouw, R.A., 2005, *Microtectonics*, Springer Science & Business Media.

Paterson, S.R., Okaya, D., Memeti, V., Economos, R., Miller, R.B., 2011, Magma addition and flux calculations of incrementally constructed magma chambers in continental margin arcs: Combined field, geochronologic, and thermal modeling studies: *Geosphere*, 7(6), 1439-1468.

Patino Douce, A.E., 2005, Vapor-absent melting of tonalite at 15–32 kbar: *Journal of Petrology*, 46(2), 275-290.

Pearce, J.A., Harris, N.B., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.

Peña-Alonso, T., Estrada-Carmona, J., Molina-Garza, R., Solari, L., Levresse, G., Latorre, C., 2017, Lateral spreading of the middle to lower crust inferred from Paleocene migmatites in the Xolapa Complex (Puerto Escondido, Mexico): Gravitational collapse of a Laramide orogen?: *Tectonophysics*, 706, 143-163.

Peña-Alonso, T., Molina-Garza, R., Villalobos-Escobar, G., Estrada-Carmona, J., Levresse, G., Solari, L., 2018, The opening and closure of the Jurassic-Cretaceous Xolapa basin, southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 88, 599-620.

Pérez-Campos, X., Kim, Y., Husker, A., Davis, P.M., Clayton, R.W., Iglesias, A., Pacheco, J.F., Singh, S.K., Manea, V.C., Gurnis, M., 2008, Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico: *Geophysical research letters*, 35(18).

Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Martens, U., 2009, Mesozoic geologic evolution of the Xolapa migmatitic complex north of Acapulco, southern Mexico: implications for paleogeographic reconstructions: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 201-221.

- Petford, N., 2003, Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 31(1), 399-427.
- Petrus, J. A., & Kamber, B. S., 2012, VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 36(3), 247-270.
- Phillips, E.R., 1980, On polygenetic myrmekite: *Geological Magazine*, 117(1), 29-36.
- Phillips, R.J., Searle, M.P., 2007, Macrostructural and microstructural architecture of the Karakoram Fault: Relationship between magmatism and strike-slip faulting: *Tectonics*, 26(3).
- Pindell, J., Dewey, J.F., 1982, Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, 1(2), 179-211.
- Pindell, J., Molina-Garza, R., Villagómez, D., Martens, U., Graham, R., Stockli, D., Weber, B., Sierra-Rojas, M.I., 2020, Provenance of the Miocene Nanchital conglomerate, western Chiapas Foldbelt, Mexico: implications for reservoir sands in the Sureste Basin, Greater Campeche Province: *Geological Society, London, Special Publications*, SP504-2020-2012.
- Pindell, J.L., 1990, Geologic evolution of the Caribbean region; A plate-tectonic perspective: *The Caribbean Region*.
- Pindell, J.L., Cande, S., Pitman III, W.C., Rowley, D.B., Dewey, J.F., LaBrecque, J., Haxby, W., 1988, A plate-kinematic framework for models of Caribbean evolution: *Tectonophysics*, 155(1-4), 121-138.
- Pindell, J.L., Kennan, L., 2009, Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update: *Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 1-55.
- Pitcher, W., Granite: typology, geological environment and melting relationships, in *Proceedings High grade metamorphism, migmatites and melting. Meeting of the Geochemical Group of the Mineralogical Society* 1983, p. 277-285.
- Pitcher, W., 1997, *The nature and origin of granite*: Netherlands, Springer Science & Business Media.
- Pitcher, W., 2012, *The origin and nature of granite*: Blackie Academic and Professional Publishers, London, 321 p.
- Ramírez-Salazar, A., 2015, *Petrogénesis de las granulitas del complejo oaxaqueño: área Nochistlán-Telixtlahuaca*, Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Ratschbacher, L., Riller, U., Meschede, M., Herrmann, U., Frisch, W., 1991, Second look at suspect terranes in southern Mexico: *Geology*, 19(12), 1233-1236.

Ridolfi, F., Renzulli, A., 2012, Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1,130° C and 2.2 GPa: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 163(5), 877-895.

Riller, U., Ratschbacher, L., Frisch, W., 1992, Left-lateral transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, 5(3-4), 237-249.

Robinson, P., Doolan, B.L., Schumacher, J.C., 1982, Chapter 1, Phase relations of metamorphic amphiboles; natural occurrence and theory; General review of metamorphic amphibole compositions; composition space of metamorphic amphiboles and its population: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 9(1), 22-43.

Rogers, R.D., Mann, P., Emmet, P.A., 2007, Tectonic terranes of the Chortis block based on integration of regional aeromagnetic and geologic data: *Special Papers-Geological Society of America*, 428, 65.

Rosencrantz, E., Ross, M.I., Sclater, J.G., 1988, Age and spreading history of the Cayman Trough as determined from depth, heat flow, and magnetic anomalies: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B3), 2141-2157.

Ross, M.I., Scotese, C.R., 1988, A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region: *Tectonophysics*, 155(1-4), 139-168.

Rubatto, D., 2002, Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism: *Chemical Geology*, 184(1-2), 123-138.

Rutter, E., 1986, On the nomenclature of mode of failure transitions in rocks: *Tectonophysics*, 122(3-4), 381-387.

Sarmiento-Villagrana, A., 2009, Trayectorias P-T-t del Complejo Xolapa en el sector Tierra Colorada-Acapulco, Guerrero y su relación con la migmatización., Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de Guerrero, Unidad Académica de Ciencias de la Tierra 123 pp.

Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M.d.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, 14(6), 1339-1350.

Schiller, D., Finger, F., 2019, Application of Ti-in-zircon thermometry to granite studies: problems and possible solutions: *Contrib Mineral Petrol*, 174(6), 51.

Schmidt, M.W., 1992, Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer: *Contributions to mineralogy and petrology*, 110(2-3), 304-310.

- Schöpa, A., Annen, C., 2013, The effects of magma flux variations on the formation and lifetime of large silicic magma chambers: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(3), 926-942.
- Schwantke, A., 1909, Die Beimischung von Ca im Kalifeldspat und die Myrmekitbildung: *Centr. Min. Geol*, 311-316.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico, Geological Society of America.
- Skinner, S.M., Clayton, R.W., 2011, An evaluation of proposed mechanisms of slab flattening in central Mexico: *Pure and Applied geophysics*, 168(8-9), 1461-1474.
- Solari, L.A., de León, R.T., Hernández Pineda, G., Solé, J., Solís-Pichardo, G., Hernández-Treviño, T., 2007, Tectonic significance of Cretaceous–Tertiary magmatic and structural evolution of the northern margin of the Xolapa Complex, Tierra Colorada area, southern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10), 1265-1279.
- Solari, L.A., Keppie, J., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K., Lopez, R., Hames, W., 2003, 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen: *Tectonophysics*, 365(1-4), 257-282.
- Sparks, R., Annen, C., Blundy, J., Cashman, K., Rust, A., Jackson, M., 2019, Formation and dynamics of magma reservoirs: *Philosophical Transactions of the Royal society A*, 377(2139), 20180019.
- Spear, F.S., Parrish, R.R., 1996, Petrology and cooling rates of the Valhalla complex, British Columbia, Canada: *Journal of Petrology*, 37(4), 733-765.
- Stern, C.R., 2011, Subduction erosion: rates, mechanisms, and its role in arc magmatism and the evolution of the continental crust and mantle: *Gondwana Research*, 20(2-3), 284-308.
- Stipp, M., StuÈnitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002, The eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 C: *Journal of structural geology*, 24(12), 1861-1884.
- Streckeisen, A., 1976, To each plutonic rock its proper name: *Earth-science reviews*, 12(1), 1-33.
- Sun, S.s., McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.
- Sykes, L. R., McCann, W. R., & Kafka, A. L., 1982, Motion of Caribbean plate during last 7 million years and implications for earlier Cenozoic movements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 87(B13), 10656-10676.

- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Corona-Chavez, P., Gehrels, G.E., Sarmiento-Villagrana, A., García-Díaz, J.L., Salgado-Souto, S.A., 2013, Origin and provenance of basement metasedimentary rocks from the Xolapa Complex: New constraints on the Chortis–southern Mexico connection: *Earth and Planetary Science Letters*, 369, 188-199.
- Taylor, S.R., McClennan, S.M., 1985, *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*, Blackwell Scientific Publications.
- Tibaldi, A., Pasquarè, F.A., 2008, A new mode of inner volcano growth: the “flower intrusive structure”: *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1-4), 202-208.
- Tolson, G., 1998, Deformación, exhumación y neotectónica de la margen continental de Oaxaca: datos estructurales, petrológicos y geotermobarométricos, Tesis de doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, 98 pp.
- Tolson, G., 2007, The Chacalapa fault, southern Oaxaca, Mexico, in: Álániz Álvarez, S.A. and Nieto Samaniego, A.F., eds *Geology of Mexico: Celebrating the Centenary of the Geological Society of Mexico: Geological Society of America Special Paper 422*, pp. 343-357.
- Trouw, R.A., Passchier, C.W., Wiersma, D.J., 2010, *Atlas of Mylonites-and related microstructures*, Springer Science & Business Media.
- Valencia, V.A., Richter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M., Grove, M., 2013, The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(3), 801-824.
- Van der Pluijm, B.A., Marshak, S., 2004, *Earth structure*: New York.
- Vauchez, A., Tommasi, A., Mainprice, D., 2012, Faults (shear zones) in the Earth's mantle: *Tectonophysics*, 558, 1-27.
- Vernon, R., Paterson, S., 2008, How late are K-feldspar megacrysts in granites?: *Lithos*, 104(1-4), 327-336.
- Villagómez, D., Pindell, J., 2020, Thermochronology of the southern Mexican Margin (Xolapa Belt), Acapulco to Puerto Angel: crustal dynamics of a trench–trench–transform triple junction: *Southern and Central Mexico: Basement Framework, Tectonic Evolution, and Provenance of Mesozoic–Cenozoic Basins*, Geological Society of America Special Paper, 546.
- Von Huene, R., Scholl, D.W., 1991, Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust: *Reviews of Geophysics*, 29(3), 279-316.

Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W., 1987, A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4), 407-419.

White, A., 1979, Sources of granite magmas: *Geological Society of America Bulletin*.

White, W.M., 2015, Section 5. MORB and the Upper Mantle: *Geochemical Perspectives*, 4(2), 127-135.

Whitney, D.L., Evans, B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American mineralogist*, 95(1), 185-187.

Wilson, B.M., 1989, *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*, Springer Science & Business Media.

Wilson, B.M., 2007, *Igneous petrogenesis a global tectonic approach*, Springer Science & Business Media.

Winter, J.D., 2014, *Principles of igneous and metamorphic petrology*, Pearson education Harlow, UK.

Yang, X.-M., 2017, Estimation of crystallization pressure of granite intrusions: *Lithos*, 286, 324-329.

Tabla A1. Clasificación tectónica y geoquímica de las rocas graníticas de acuerdo con los autores que se muestran. Se consideran los ambientes orogénicos, transicionales y anorogénicos.

	OROGÉNICO			TRANSICIONAL	ANOROGÉNICO	
	Arco de Islas	Arco continental	Colisión continental	Exhumación/Colapso post-orogénico	Rift-Hot spot continental	Dorsal meso-oceánica
GEOQUÍMICA	Calcoalcalino > toleítico Tipo M & M-I Metaluminoso	Calcoalcalino Tipo I > S Metaluminoso a ligeramente peraluminoso	Calcoalcalino Tipo S Peraluminoso	Calcoalcalino Tipo I, S A Metaluminoso a peraluminoso	Alcalino Tipo A Peralcalino	Toleítico Tipo M Metaluminoso
ROCK TYPE	Qz-diorita en arco maduro	Tonalita & granodiorita > granito o gabro	Migmatitas y leucogranitos	Bimodal granodiorita + diorita-gabro	Granito, sienita + diorita-gabro	Plagiogranito
ÓXIDOS (Ishihara, 1977)	Series de magnetita		Series de ilmenita			Series de magnetita
CLASIFICACIÓN						
Barbarin (1990)	T _{IA} Toleíta de arco de isla	H _{CA} Calcoalcalina-híbrido	C _{ST} C _{CA} C _{CI} Continetales	H _{LO} Orogénicos tardíos híbridos	A Alcalinos	T _{OR} Toleíta de rift oceánico
Barbarin (1999)	ATG Granitoides toleíticos de arco	ACG Granitoides calcoalcalinos de bajo K con anfíbol	MPG / CPG Granitoides peraluminosos de Ms y Crd	KCG Granitoides calcoalcalinos ricos en K	PAG Granitoides peralcalinos y alcalinos	RTG Granitoides toleíticos de rift meso-oceánico
Pearce et al. (1984)	VAG Granitos de arco volcánico		COLG Granitos de colisión		WPG y ORG Granitos intraplaca y de rift oceánico	
Maniar & Piccoli (1989)	IAG Granitos de arco de islas	CAG Granitos de arco continental	CCG Granitos de colisión continental	POG Granitos post-orogénicos	RRG	OP Plagiogranito
ORIGEN	Fusión parcial del manto y derivados máficos de la corteza inferior	Fusión parcial del manto y corteza inferior + contribución cortical	Fusión parcial de la corteza continental reciclada	Fusión parcial de la corteza inferior + manto y contribución de la corteza	Fusión parcial del manto y/o corteza inferior anhidra	Fusión parcial del manto y cristalización fraccionada
MECANISMO DE FUSIÓN	Subducción y transferencia de calor y fluidos desde la placa hasta la cuña del manto		Engrosamiento tectónico + calor radiogénico	Calor cortical y mantélico (ascenso de la astenósfera)	Punto caliente y/o ascenso adiabático del manto	

Tabla A2. Descripción breve de los diferentes mecanismos de deformación que pueden ocurrir al someter una roca a un evento de deformación. Se mencionan desde un régimen frágil hasta uno completamente dúctil.

	Régimen	MECANISMOS DE DEFORMACIÓN	
Ocurren a niveles corticales someros (corteza superior) o a altas tasas de deformación.	FRÁGIL Baja temperatura- alta tasa de deformación	Fracturamiento	Generación de fracturas
	↓	Flujo cataclástico	◦Flujo de partículas (Grain rotation)
			◦Flujo granular (Frictional grain boundary sliding)
		Disolución-precipitación	Disolución de los bordes de los granos en presencia de un fluido a altos esfuerzos diferenciales. El material disuelto se deposita nuevamente en sitios de menor esfuerzo diferencial.
Dominan en la corteza inferior. No pueden ser activados a altas tasas de deformación si no son acompañados por mecanismos que reduzcan el daño causado durante un proceso de deformación.	↓	Deformación intracristalina	Defectos puntuales y lineales (dislocaciones) en la red cristalina. ◦Extinción ondulante ◦Lamelas de deformación (Fairbairn) ◦Desarrollo de Orientación Preferencial de la red cristalina (LPO)
		Dislocation creep	Deslizamiento y climbing de dislocaciones Promueve la deformación o cambio permanente en la forma de los cristales.
		Maclado y Kinking	El esfuerzo en las rocas puede resultar en el doblado o maclado de la red cristalina de algunos minerales. También puede ocurrir a baja T.
		Recuperación	Reducción de dislocaciones mediante el reacomodo de las mismas preferentemente en zonas planares del cristal llamadas subgrain walls o subgrain boundaries . Formación de subgranos.
		Movilidad del borde de grano	
DÚCTIL Alta temperatura- baja tasa de deformación	↓	Recristalización	Dinámica
			Bulging
Subgrain rotation			
Grain Boundary Migration			
Estática	Grain Boundary Area Reduction		

Tabla A3. Edades de cristalización U-Pb en circón obtenidas en el presente trabajo.

Muestra	Litología	Latitud	Longitud	Edad (MSWD)	Error (2s)	Edades heredadas
<i>Batolito Colotepec</i>						
Sy-20	Granito	15°58'38.34"N	96°50'12.04"O	21.9	0.2	X
Sy-33	Granito	15°54'58.50"N	96°48'03.50"O	20.7	0.1	X
Sy-47	Granito	15°59'49.92"N	96°50'44.16"O	20.4	0.5	X
<i>Batolito Pochutla</i>						
Sy-31	Tonalita	15°46'26.80"N	96°14'09.60"O	31.7	0.1	
Sy-44	Tonalita	15°45'22.60"N	96°28'29.70"O	32	0.1	
<i>Granitoides Paleozoicos</i>						
Sy-27a	Granitoide	15°54'55.15"N	96°54'14.00"O	316.4	0.4	
Sy-43	Granitoide	15°50'57.60"N	96°27'42.50"O	283.4	0.7	X
Sy-48	Granitoide	15°59'18.60"N	96°50'28.68"O	275.5	0.5	X
<i>Roof Pendant</i>						
Muestra	Litología	Latitud	Longitud	Edad	Error (2s)	Edades heredadas
Sy-49	Melanosoma	16° 00'09.36"N	96°50'48.12"O	1084.8	1.5	

Tabla A4. Se presentan las edades previas obtenidas en el área de estudio. Se incluyen edades de cristalización y edades de enfriamiento.

Muestra	Latitud	Longitud	Material	Método	Edad	Error	Autor
277-K	15°47'32.80"N	96°44'5.10"O	Zircon	U-Pb	27.5	0.5	Keppie et al., 2012
246-K	15°46'52.70"N	96°44'19.80"O	Zircon	U-Pb	30	0.25	Keppie et al., 2012
312-K	15°50'33.50"N	96°35'13.70"O	Zircon	U-Pb	25.5	0.5	Keppie et al., 2012
Mu8	15°41'60.00"N	96°29'9.00"O	Zircon	U-Pb	120.5/113.5/155.3 /121.5/134.4		Herrmann et al., 1994
ML-39	15°51'48.00"N	96°29'47.00"O	Zircon	U-Pb	180	9	Herrmann et al., 1994
MM-50	15°52'39.00"N	96°30'0.00"O	Zircon	U-Pb	982	36	Herrmann et al., 1994
Mu9	15°50'60.00"N	96°38'7.00"O	Zircon	U-Pb	27	0.3	Herrmann et al., 1994
ML-52	15°45'16.00"N	96°14'17.00"O	Zircon	U-Pb	29	0.2	Herrmann et al., 1994
M01-11	15°56'40.00"N	96°27'55.00"O	Zircon	U-Pb	1252 ± 24 / 1106 ± 10		Ducea et al, 2007
M01-14	15°58'38.00"N	96°29'58.00"O	Zircon	U-Pb	1029	28	Ducea et al, 2007
M01-16	16° 2'51.00"N	96°30'22.00"O	Zircon	U-Pb	1119	24	Ducea et al, 2007
H-113	15°46'59.88"N	96° 9'0.00"O	Bt-Roca total	Rb-Sr	25.1	0.5	Moran et al., 2000
H-230	15°49'59.88"N	96°19'0.12"O	Bt-Roca total	Rb-Sr	25.2	0.5	Moran et al., 2000
H-231	15°49'59.88"N	96°19'0.12"O	Ms-Roca total	Rb-Sr	26.2	0.5	Moran et al., 2000
H-247	15°46'0.12"N	96° 7'0.12"O	Bt-Roca total	Rb-Sr	26.7	0.5	Moran et al., 2000
MF1-Bt	15°47'30.10"N	96°44'16.10"O	Biotita	Ar-Ar	25.14	0.22	Keppie et al., 2012
MF1-Hbl	15°47'30.10"N	96°44'16.10"O	Hornblenda	Ar-Ar	29.09	0.47	Keppie et al., 2012
MF2-Bt	15°50'33.50"N	96°35'13.70"O	Biotita	Ar-Ar	20.7	0.56	Keppie et al., 2012
MF2-Hbl	15°50'33.50"N	96°35'13.70"O	Hornblenda	Ar-Ar	27.93	0.97	Keppie et al., 2012

Tabla A5. Resultados termobarométricos realizados en el Batolito Pochutla y en Colotepec.

Batolito Pochutla						
Muestra	Temperatura (°C)		Presión (kbar)		Profundidad de emplazamiento (km)	
	Ridolfi & Renzulli (2012)	Ferry y Watson (2007)	Anderson & Smith (1995)	Mutch (2016)	Anderson & Smith (1995)	Mutch (2016)
Sy-46	735 ± 23.5		3.8 ± 0.6	3.5 ± 0.5	14.4	13.3
H-219	715 ± 23.5		3.3 ± 0.6	2.9 ± 0.5	12.4	11.1
Sy-44	722 ± 23.5					
Sy-31	700 ± 23.5					
Batolito Colotepec						
Muestra	Temperatura (°C)		Presión (kbar)		Profundidad de emplazamiento (km)	
	Ferry y Watson (2007)		Yang (2016)		Yang (2016)	
Sy-04			1.4		5.2	
Sy-09			0.9		3.3	
Sy-20	778.4 ± 23.5		1.2		4.4	
Sy-32			1.6		5.9	
Sy-33	743.6 ± 23.5		1.4		5.2	
Sy-35			1.9		7.1	
Sy-36			1.5		5.8	

Tabla A6- Se presentan los análisis realizados en las muestras del área de estudio. **BC**=Batolito Colotepec. **Met** = roca metamórfica. **BP** = Batolito Pochutla. **SGr** = Granitoide deformado. **Gps**= Granitoide pseudotaquilita. **Dy** = diques. **GPCh** = Granitoide Pérmico Chacalapa. **GPC** = Granitoide Pérmico Colotepec. **GC** = Granitoide Carbonífero. **RPM** = Roof Pendant Migmatítico. **FCN** = Falla Chacalapa Norte. **FC** = Falla Chacalapa. **FCS** = Falla Chacalapa Sur. **C**=Colotepec. **T**=Tonameca. **H** = Huatulco. **V** = Valdeflores.

Muestra	Litología	long	lat	Petrografía			Elem.Mayores	Elem.Traza	Isótopía Sr-Nd	Geocronología	Termobarometría Hbl	Zona de cizalla	Transecto
				Tinción	Orientada	# de láminas							
Sy-01	BC	-96.887436°	15.918756°	-	x	1	-	-	-	-	-	FCN	C
Sy-03	BC	-96.835950°	15.966650°	-	-	1	-	-	-	-	-	-	C
Sy-04	BC	-96.839700°	15.963900°	-	-	1	x	-	-	-	-	-	C
Sy-05	Met	-96.880628°	15.938800°	-	-	1	-	-	-	-	-	-	C
Sy-06	BP	-96.914580°	15.909230°	-	-	1	x	x	-	-	-	-	C
Sy-07	SGr	-96.908300°	15.910600°	-	x	1	-	-	-	-	-	CFN	C
Sy-09	BC	-96.858390°	15.946590°	-	-	1	-	-	-	-	-	-	C
Sy-10	Met	-96.881825°	15.938114°	-	-	1	-	-	-	-	-	-	C
Sy-11	Gps	-96.882950°	15.936930°	-	-	1	-	-	-	-	-	-	C
Sy-11	Dy	-96.882950°	15.936930°	-	-	1	x	-	-	-	-	-	C
Sy-12	Dy	-96.886200°	15.933960°	-	-	1	-	-	-	-	-	-	C
Sy-13	SGr	-96.552139°	15.785447°	-	x	1	-	-	-	-	-	FCS	T
Sy-14	SGr	-96.551764°	15.785219°	-	-	1	x	-	-	-	-	FCS	T
Sy-15	Met	-96.555864°	15.791136°	-	x	1	-	-	-	-	-	FCS	T
Sy-17	SGr	-96.572347°	15.822397°	-	x	2	-	-	-	-	-	FCS	T
Sy-18	Met	-96.578500°	15.820453°	-	x	1	-	-	-	-	-	FCS	T
Sy-19	Met	-96.837106°	15.980631°	-	x	3	-	-	-	-	-	-	C
Sy-20	BC	-96.836678°	15.977317°	-	-	1	x	x	x	x	-	-	C
Sy-21	BC	-96.862943°	15.944701°	-	x	1	-	-	-	-	-	-	C
Sy-22	Dy	-96.882950°	15.936930°	-	-	1	-	-	-	-	-	-	C
Sy-23	SGr	-96.891636°	15.929383°	-	x	1	-	-	-	-	-	FCN	C
Sy-24	SGr	-96.892633°	15.926261°	-	x	1	-	-	-	-	-	FCN	C
Sy-25	Hornfels	-96.892697°	15.926247°	-	x	2	-	-	-	-	-	FCN	C
Sy-26	SGr	-96.899833°	15.921244°	-	x	1	-	-	-	-	-	FCN	C
Sy-27	GC	-96.903889°	15.915319°	-	-	1	x	-	-	x	-	FCN	C
Sy-27	Dy	-96.903889°	15.915319°	-	-	2	x	-	-	-	-	FCN	C
Sy-29	BP	-96.128808°	15.790353°	x	-	1	x	-	-	-	-	-	H
Sy-30	BP	-96.148250°	15.784594°	x	-	1	x	-	-	-	-	-	H
Sy-31	BP	-96.236000°	15.774111°	x	-	1	x	x	x	x	-	-	H
Sy-32	BC	-96.779306°	15.920083°	x	-	2	x	-	-	-	-	-	V
Sy-33	BC	-96.800972°	15.916250°	x	-	1	x	x	x	x	-	-	V
Sy-35	BC	-96.808667°	15.900278°	x	-	1	x	-	-	-	-	-	V
Sy-36	BC	-96.812333°	15.899389°	x	-	1	x	-	-	-	-	-	V
Sy-37	BC	-96.814778°	15.896833°	-	-	1	-	-	-	-	-	FCN	V
Sy-37	Hornfels	-96.814778°	15.896833°	-	-	2	x	-	-	-	-	FCN	V
Sy-38	SGr	-96.822028°	15.889222°	-	x	2	-	-	-	-	-	FCN	V
Sy-39	BP	-96.832833°	15.868111°	x	-	1	-	-	-	-	-	-	V
Sy-40	BP	-96.826500°	15.864361°	x	x	2	-	-	-	-	-	-	V
Sy-41	Dy	-96.826667°	15.858528°	-	x	1	x	-	-	-	-	FC	V
Sy-42	Dy	-96.826361°	15.857750°	-	x	3	-	-	-	-	-	FC	V
Sy-43	GPCh	-96.461806°	15.849335°	-	x	1	x	-	-	x	-	FC	-
Sy-44	BP	-96.474917°	15.756278°	x	-	1	x	x	-	x	-	-	-
Sy-45	SGr	-96.714417°	15.834083°	-	x	1	-	-	-	-	-	FC	-
Sy-46	BP	-96.763139°	15.803167°	x	-	1	x	-	-	x	-	-	-
Sy-47	BC	-96.845600°	15.997200°	-	-	1	-	-	-	x	-	FCN	C
Sy-48	GPC	-96.841300°	15.988500°	-	-	1	-	-	-	x	-	FCN	C
Sy-49	RPM	-96.846700°	16.002600°	-	-	1	-	-	-	x	-	-	C

Tabla A7. Conteo de puntos realizados en muestras de los batolitos cenozoicos del área de estudio. Asimismo, se muestra la clasificación QAP mediante el criterio de Streckeisen (1976)

	Batolito Colotepec						Batolito Pochutla							
	Sy-04	Sy-20	Sy-32	Sy-33	Sy-35	Sy-36	Sy-06	Sy-29	Sy-30	Sy-31	Sy-39	Sy-40	Sy-44	Sy-46
<i>Cuarzo (Qz)</i>	317	342	298	297	297	299	267	234	362	222	251	168	245	171
<i>Feldespato K (Kfs)</i>	340	336	218	425	441	298	26	297	38	42	58	15	7	30
<i>Plagioclasa (Pl)</i>	363	339	458	280	216	288	643	410	437	509	545	506	467	533
<i>Biotita (Bt)</i>	36	70	50	35	8	32	308	54	147	203	123	220	147	88
<i>Hornblenda (Hbl)</i>	-	-	-	-	-	-	60	-	-	4	76	7	110	55
<i>Titanita (Ttn)</i>	-	-	-	-	-	-	15	-	-	7	1	-	5	11
<i>Allanita (Aln)</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	7	4	1	-	8	11
<i>Óxidos (Op)</i>	1	2	3	7	3	4	15	5	8	9	1	4	-	5
<i>Epidota</i>	-	6	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Apatito (Ap)</i>	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-
<i>Muscovita (Ms)</i>	-	-	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-
<i>Total</i>	1057	1095	1027	1048	965	925	1334	1000	1000	1000	1056	920	989	904
<i>Q</i>	31	34	31	30	31	33	29	25	43	29	29	24	34	23
<i>A</i>	33	33	22	42	46	34	3	32	5	5	7	3	1	4
<i>P</i>	36	33	47	28	23	33	68	43	52	66	64	73	65	73
<i>Total</i>	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
<i>Clasificación</i>	<i>Granito</i>	<i>Granito</i>	<i>Granodiorita</i>	<i>Granito</i>	<i>Granito</i>	<i>Granito</i>	<i>Tonalita</i>	<i>Granito</i>	<i>Granodiorita</i>	<i>Tonalita</i>	<i>Tonalita</i>	<i>Tonalita</i>	<i>Tonalita</i>	<i>Tonalita</i>

Tabla A8. Cálculos de la norma CIPW con los cuales se estimó la presión para las muestras graníticas del Batolito Colotepec.

Batolito Colotepec							
<i>CIPW</i>	Sy-04	Sy-09	Sy-20	Sy-32	Sy-33	Sy-35	Sy-36
<i>Qz</i>	32.80	34.35	32.44	31.14	33.09	31.96	31.97
<i>Ab</i>	31.68	31.49	31.33	43.11	27.34	29.32	31.93
<i>Or</i>	26.30	24.10	23.69	13.73	31.04	32.27	26.13
<i>an</i>	5.94	5.74	8.02	9.22	4.77	3.96	6.30
<i>c</i>	0.68	1.36	0.90	0.82	0.65	0.48	0.66
<i>hy</i>	2.08	2.32	2.86	1.59	2.51	1.64	2.37
<i>mt</i>	0.23	0.26	0.30	0.16	0.31	0.20	0.25
<i>il</i>	0.22	0.29	0.36	0.17	0.23	0.14	0.30
<i>ap</i>	0.07	0.09	0.11	0.05	0.06	0.04	0.10
<i>Total</i>	100	100	100	100	100	100	100
<i>Qz+Ab+Or</i>	90.77	89.94	87.45	87.98	91.47	93.55	90.02
<i>Qz (%)</i>	36.13	38.19	37.09	35.39	36.18	34.16	35.51
<i>Ab (%)</i>	34.90	35.01	35.82	49.00	29.89	31.34	35.47
<i>Or (%)</i>	28.97	26.79	27.09	15.61	33.93	34.50	29.02
<i>Total</i>	100	100	100	100	100	100	100
<i>P1 (MPa)</i>	138.54	87.98	115.68	156.20	137.39	187.47	153.37
Profundidad de emplazamiento (km)	5.2	3.3	4.4	5.9	5.2	7.1	5.8
<i>P2 (MPa)</i>	130.14	79.94	107.46	147.66	129.00	178.67	144.85
Profundidad de emplazamiento (km)	4.9	3.0	4.1	5.6	4.9	6.8	5.5

Tabla A9. Relaciones isotópicas de los sistemas Sm-Nd y Rb-Sr.

1 sd* = 1 desviación estándar en las dos últimas cifras. D.I. = dilución isotópica. n = número de medidas por corrida. 1 SE (M) = 1sd / raíz (n). i = valores iniciales

Muestra	Sy-33	Sy-44	SY-20	SY-11a	G2	BCR-2
Tipo de roca	Granito	Tonalita	Granito	Anfibolita	Granito	Basalto
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.962	0.388	0.906	0.270	0.978	0.385
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.706930	0.704588	0.706295	0.704826	0.709793	0.705018
1 sd*	25	23	31	27	32	26
1 SE(M)	3	3	4	4	4	3
n	57	57	56	58	57	57
Rb (ppm) (D.I.)	84.78	59.19	79.14	27.55	160.87	45.28
Sr (ppm) (D.I.)	255.01	441.55	252.85	295.13	476.07	339.87
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.089	0.114	0.106	0.144	0.082	0.140
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512355	0.512687	0.512424	0.512830	0.512218	0.512626
1 sd*	13	16	18	15	15	16
1 SE(M)	1	2	2	2	2	2
n	67	69	68	66	67	67
ϵNd	-5.52	0.96	-4.17	3.75	-8.19	-0.23
1 σ	0.25	0.31	0.35	0.29	0.29	0.31
Sm (ppm) (D.I.)	5.42	2.78	4.30	3.89	7.09	6.51
Nd (ppm) (D.I.)	36.90	14.73	24.56	16.30	52.10	28.11
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	0.706657	0.704423	0.706038	0.704749	-	-
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	0.512343	0.512665	0.512410	0.512811	-	-

Tabla A10. Concentración de elementos mayores y traza de las muestras.

%en peso	Batolito Colotepec							Batolito Pochutla						Diques anfibolíticos			
	Sy-04	Sy-09	Sy-20	Sy-32	Sy-33	Sy-35	Sy-36	Sy-06	Sy-29	Sy-30	Sy-31	Sy-39	Sy-44	Sy-46	Sy-11a	Sy-27b	Sy-41
SiO ₂	74.94	74.74	73.70	74.03	74.74	75.14	74.14	59.80	74.86	68.10	62.86	64.25	62.46	60.41	46.59	50.74	57.75
TiO ₂	0.12	0.15	0.19	0.09	0.12	0.07	0.16	0.87	0.20	0.55	0.57	0.46	0.63	0.87	1.34	1.05	0.97
Al ₂ O ₃	13.79	13.91	14.18	15.02	13.31	13.48	13.85	18.13	13.51	15.69	18.06	17.34	17.02	17.62	15.97	15.44	15.05
Fe ₂ O ₃	1.31	1.47	1.71	0.92	1.77	1.13	1.45	5.90	1.66	4.06	5.17	4.18	5.77	5.84	9.56	10.88	9.69
MnO	0.04	0.02	0.03	0.00	0.01	0.02	0.03	0.09	0.04	0.07	0.06	0.07	0.08	0.08	0.21	0.20	0.16
MgO	0.17	0.21	0.31	0.20	0.11	0.08	0.24	2.54	0.48	1.51	1.85	1.84	2.24	2.47	8.41	7.99	3.54
CaO	1.23	1.20	1.67	1.87	0.99	0.82	1.31	5.93	1.97	3.54	5.02	4.43	5.13	5.62	8.49	8.44	7.71
Na ₂ O	3.73	3.70	3.68	5.07	3.21	3.45	3.74	4.36	3.42	3.97	4.15	4.64	3.75	4.23	3.33	4.07	3.42
K ₂ O	4.44	4.05	3.98	2.31	5.22	5.44	4.39	1.87	3.49	2.06	1.76	2.08	1.84	1.77	0.94	0.21	0.31
P ₂ O ₅	0.03	0.04	0.05	0.02	0.03	0.02	0.04	0.21	0.05	0.14	0.19	0.12	0.20	0.21	0.21	0.13	0.16
PxC	0.20	0.51	0.51	0.18	0.19	0.17	0.35	0.33	0.32	0.32	0.30	0.29	0.59	0.57	4.96	0.87	0.89
Li (ppm)	-	-	21.997	-	3.580	-	-	15.873	-	-	13.803	-	22.084	-	46.209	-	-
Be	-	-	1.568	-	1.024	-	-	1.296	-	-	0.850	-	1.741	-	1.092	-	-
B	-	-	3.261	-	3.273	-	-	3.487	-	-	1.756	-	3.243	-	2.919	-	-
P	-	-	0.055	-	0.032	-	-	0.200	-	-	0.097	-	0.204	-	0.201	-	-
Sc	-	-	2.153	-	2.319	-	-	6.537	-	-	-1.352	-	8.418	-	26.554	-	-
Ti	-	-	0.184	-	0.118	-	-	0.865	-	-	0.297	-	0.646	-	1.379	-	-
V	-	-	7.977	-	7.180	-	-	134.572	-	-	38.510	-	116.389	-	193.290	-	-
Cr	-	-	149.811	-	200.502	-	-	97.631	-	-	41.068	-	167.413	-	418.680	-	-
Co	-	-	1.247	-	0.837	-	-	13.840	-	-	4.698	-	14.607	-	31.956	-	-
Ni	-	-	3.338	-	4.374	-	-	8.607	-	-	2.155	-	10.603	-	154.972	-	-
Cu	-	-	1.087	-	1.680	-	-	22.957	-	-	7.227	-	13.449	-	6.035	-	-
Zn	-	-	32.755	-	21.640	-	-	77.046	-	-	33.006	-	76.426	-	91.355	-	-
Ga	-	-	17.564	-	14.193	-	-	22.210	-	-	10.145	-	20.067	-	17.970	-	-
Rb	-	-	89.447	-	89.205	-	-	40.016	-	-	19.058	-	64.813	-	25.969	-	-
Sr	-	-	245.075	-	252.890	-	-	564.606	-	-	252.293	-	440.098	-	279.539	-	-
Y	-	-	17.967	-	14.169	-	-	11.099	-	-	3.678	-	14.507	-	23.700	-	-
Zr	-	-	144.726	-	127.078	-	-	104.738	-	-	82.584	-	134.533	-	136.560	-	-
Nb	-	-	9.166	-	3.668	-	-	5.794	-	-	1.524	-	5.938	-	5.395	-	-
Mo	-	-	1.958	-	1.118	-	-	1.280	-	-	0.587	-	1.044	-	0.838	-	-
Sn	-	-	1.599	-	0.890	-	-	1.156	-	-	0.365	-	1.962	-	1.560	-	-
Sb	-	-	0.093	-	0.120	-	-	0.110	-	-	0.063	-	0.088	-	0.533	-	-
Cs	-	-	0.740	-	0.735	-	-	1.535	-	-	0.728	-	2.472	-	0.711	-	-
Ba	-	-	1348.609	-	1612.954	-	-	578.619	-	-	261.881	-	447.184	-	168.556	-	-
La	-	-	30.372	-	47.733	-	-	18.828	-	-	10.293	-	12.840	-	12.256	-	-
Ce	-	-	58.907	-	91.386	-	-	33.249	-	-	18.316	-	26.261	-	28.117	-	-
Pr	-	-	7.428	-	11.332	-	-	4.807	-	-	2.293	-	3.553	-	4.007	-	-
Nd	-	-	26.831	-	40.459	-	-	19.462	-	-	8.003	-	14.387	-	17.611	-	-
Sm	-	-	4.988	-	7.093	-	-	4.180	-	-	1.140	-	3.267	-	4.315	-	-
Eu	-	-	0.972	-	1.206	-	-	1.157	-	-	0.456	-	0.902	-	1.382	-	-
Tb	-	-	0.594	-	0.594	-	-	0.453	-	-	0.117	-	0.450	-	0.710	-	-
Gd	-	-	4.137	-	4.875	-	-	3.474	-	-	0.945	-	3.052	-	4.489	-	-
Dy	-	-	3.227	-	2.706	-	-	2.223	-	-	0.524	-	2.553	-	4.410	-	-
Ho	-	-	0.632	-	0.522	-	-	0.386	-	-	0.116	-	0.491	-	0.890	-	-
Er	-	-	1.757	-	1.517	-	-	0.943	-	-	0.285	-	1.296	-	2.450	-	-
Yb	-	-	1.661	-	1.572	-	-	0.794	-	-	0.285	-	1.247	-	2.314	-	-
Lu	-	-	0.251	-	0.253	-	-	0.117	-	-	0.052	-	0.186	-	0.340	-	-
Hf	-	-	4.005	-	3.388	-	-	2.729	-	-	1.990	-	3.633	-	3.171	-	-
Ta	-	-	0.477	-	0.238	-	-	0.533	-	-	0.159	-	0.593	-	0.361	-	-
W	-	-	0.321	-	0.309	-	-	0.305	-	-	0.214	-	0.314	-	0.613	-	-
Tl	-	-	0.603	-	0.529	-	-	0.305	-	-	0.167	-	0.434	-	0.193	-	-
Pb	-	-	16.858	-	16.826	-	-	6.895	-	-	3.569	-	9.199	-	3.541	-	-
Th	-	-	7.830	-	10.744	-	-	4.746	-	-	2.938	-	5.900	-	1.985	-	-
U	-	-	0.985	-	0.874	-	-	1.338	-	-	0.502	-	1.214	-	0.798	-	-

Tabla A11. Resultados isotópicos U-Pb en circones. Resultados geocronológicos.

Sy-33	ppm			Relaciones corregidas									Edades corregidas								
	U	Th	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_01	483	27.7	0.0573	0.054	0.0034	0.0262	0.03	0.0035	0.0036	0.0031	0.0011	0.1072	22.5	23	26.2	25	220	130	22.5	23	14.122
Zircon_02	770	43.5	0.0565	0.058	0.0043	0.0326	0.025	0.00415	0.003	0.0055	0.0013	0.0347	26.7	19	32.5	22	480	170	26.7	19	17.846
Zircon_04	911	950	1.0428	0.0582	0.0046	0.0266	0.0021	0.00326	0.0001	0.001151	0.000059	0.452	20.97	0.65	26.6	2.1	510	170	20.97	0.65	21.165
Zircon_06	1110	1150	1.036	0.065	0.0096	0.0246	0.0052	0.0032	0.0001	0.00099	0.000092	-0.5133	20.59	0.65	24.5	5	450	260	20.59	0.65	15.959
Zircon_08	552	581	1.0525	0.0526	0.0063	0.0242	0.0031	0.00348	0.00013	0.00115	0.000074	-0.0214	22.4	0.81	24.2	3.1	320	250	22.4	0.81	7.438
Zircon_09	1760	2320	1.3182	0.0586	0.004	0.0261	0.0015	0.003209	0.000079	0.001047	0.000045	-0.0852	20.65	0.51	26.2	1.5	570	150	20.65	0.51	21.183
Zircon_10	1950	2000	1.0256	0.0604	0.0088	0.0279	0.0055	0.00343	0.0001	0.001125	0.000088	0.1166	22.08	0.67	27.9	5.3	590	210	22.08	0.67	20.86
Zircon_11	3347	3901	1.1655	0.0495	0.0031	0.0222	0.0014	0.003285	0.000093	0.001025	0.000034	0.0247	21.14	0.6	22.2	1.4	150	140	21.14	0.6	4.7748
Zircon_12	217	130	0.5991	0.052	0.012	0.0285	0.0062	0.00403	0.00022	0.00188	0.00023	-0.1222	25.9	1.4	28.3	6.1	160	370	25.9	1.4	8.4806
Zircon_13	932	716	0.7682	0.057	0.0062	0.024	0.0028	0.00318	0.00012	0.001064	0.000067	-0.1169	20.5	0.75	24.1	2.8	510	220	20.5	0.75	14.938
Zircon_15	1830	2060	1.1257	0.0503	0.0038	0.0225	0.0015	0.003189	0.000085	0.001005	0.000041	0.1297	20.52	0.55	22.5	1.5	210	160	20.52	0.55	8.8
Zircon_16	577	973	1.6863	0.0519	0.0071	0.0236	0.0028	0.00328	0.00013	0.000988	0.000056	-0.2249	21.11	0.83	23.7	2.8	250	260	21.11	0.83	10.928
Zircon_17	1370	2210	1.6131	0.046	0.0046	0.0203	0.0019	0.003201	0.0001	0.001021	0.000038	-0.1117	20.6	0.65	20.4	1.9	0	200	20.6	0.65	-0.9804
Zircon_18	1193	1104	0.9254	0.0532	0.0042	0.024	0.0018	0.00333	0.00017	0.001003	0.000071	-0.083	21.4	1.1	24.1	1.8	330	170	21.4	1.1	11.203
Zircon_19	262	242	0.9237	0.058	0.014	0.0245	0.0058	0.00323	0.00016	0.00118	0.00012	-0.002	20.8	1	24.4	5.7	220	410	20.8	1	14.754
Zircon_20	838	1198	1.4296	0.049	0.0054	0.0219	0.0023	0.00316	0.00011	0.000999	0.00005	0.0445	20.32	0.71	22	2.2	170	210	20.32	0.71	7.6364
Zircon_22	1523	1820	1.195	0.053	0.0051	0.0229	0.0023	0.003103	0.000085	0.000959	0.00005	0.4066	19.97	0.54	23	2.3	340	180	19.97	0.54	13.174
Zircon_26	173	161	0.9306	0.063	0.012	0.039	0.007	0.00491	0.00023	0.00196	0.00018	-0.0275	31.5	1.5	38	6.8	440	320	31.5	1.5	17.105
Zircon_27	432.9	478	1.1042	0.0467	0.0062	0.0205	0.0027	0.00336	0.00014	0.001022	0.000074	-0.0823	21.63	0.87	20.6	2.7	0	240	21.63	0.87	-5
Zircon_31	1220	1500	1.2295	0.0487	0.0047	0.0221	0.0021	0.003237	0.000088	0.001039	0.000052	0.165	20.83	0.56	22.1	2.2	170	180	20.83	0.56	5.7466
Zircon_32	119.9	92.8	0.774	0.044	0.017	0.0208	0.0074	0.00313	0.00025	0.00097	0.00023	-0.0564	20.2	1.6	20.6	7.3	-110	630	20.2	1.6	1.9417
Zircon_33	97.1	70.2	0.723	0.058	0.019	0.028	0.0084	0.00344	0.00031	0.00137	0.00028	-0.1639	22.2	2	29	8.2	300	520	22.2	2	23.448
Zircon_37	558.6	650	1.1636	0.049	0.0061	0.0255	0.0031	0.00381	0.00013	0.001314	0.000076	0.041	24.53	0.82	26.1	3.2	100	230	24.53	0.82	6.0153
Zircon_40	86.6	68	0.7852	0.063	0.026	0.024	0.0097	0.00353	0.0004	0.00137	0.00027	-0.0939	22.7	2.5	23	9.6	-170	710	22.7	2.5	1.3043
Sy-20																					
Zircon_01	1240	133.2	0.1074	0.0485	0.0044	0.0223	0.0023	0.00335	0.00015	0.00114	0.00014	0.0929	21.59	0.95	22.3	2.3	150	180	21.59	0.95	3.1839
Zircon_02	110.6	118.3	1.0696	0.052	0.014	0.0243	0.006	0.00344	0.00023	0.00134	0.00017	-0.2877	22.1	1.5	24.2	5.9	70	490	22.1	1.5	8.6777
Zircon_03	719	189.2	0.2631	0.0526	0.0026	0.166	0.012	0.02248	0.0011	0.00866	0.00048	0.2231	143.3	7	156	9.7	280	110	143.3	7	8.141
Zircon_05	178	77.5	0.4354	0.0481	0.0078	0.0388	0.007	0.00628	0.00047	0.00306	0.00033	0.0842	40.3	3	40.2	6.8	0	320	40.3	3	-0.2488
Zircon_07	1780	160.6	0.0902	0.0471	0.004	0.0226	0.0021	0.003358	0.000093	0.00133	0.00015	0.155	21.61	0.6	23	2.1	30	170	21.61	0.6	6.0435
Zircon_10	748	118.3	0.1582	0.0563	0.0061	0.0251	0.0028	0.00323	0.00011	0.00158	0.00021	0.3359	20.76	0.7	25.1	2.8	310	220	20.76	0.7	17.291
Zircon_12	643	176.5	0.2745	0.0522	0.0071	0.0228	0.0029	0.00322	0.00012	0.00149	0.00017	-0.0925	20.71	0.77	22.9	2.9	300	260	20.71	0.77	9.5633
Zircon_12	136.4	104.3	0.7647	0.055	0.017	0.0238	0.0066	0.0035	0.00024	0.00123	0.00019	0.0282	22.5	1.5	23.6	6.5	70	500	22.5	1.5	4.661
Zircon_14	780	171	0.2192	0.0482	0.0062	0.0247	0.0035	0.00372	0.0002	0.00122	0.00015	-0.1169	23.9	1.3	24.8	3.4	80	230	23.9	1.3	3.629
Zircon_15	900	343	0.3811	0.0538	0.0088	0.0294	0.0054	0.00368	0.0002	0.00138	0.00022	-0.0267	23.65	1.3	29.3	5.2	330	290	23.65	1.3	19.283
Zircon_17	347	52.5	0.1513	0.0701	0.0032	0.901	0.041	0.0941	0.0019	0.0307	0.0015	0.0695	579.9	11	651	22	949	84	579.9	11	10.922
Zircon_21	752	84.4	0.1122	0.072	0.0029	1.667	0.13	0.1669	0.0087	0.0531	0.0021	0.3764	995	47	995	44	983	76	995	47	0
Zircon_22	326	119	0.365	0.0494	0.0067	0.0255	0.0026	0.0038	0.00017	0.00134	0.00018	-0.4033	24.4	1.1	26.8	2.6	240	240	24.4	1.1	8.9552
Zircon_23	242	71.8	0.2967	0.0469	0.0096	0.0221	0.0046	0.00331	0.00016	0.00162	0.00028	-0.0184	21.3	1.1	22.8	4.6	30	380	21.3	1.1	6.5789
Zircon_25	59.2	52.9	0.8936	0.06	0.026	0.0229	0.0092	0.00332	0.00035	0.00096	0.0002	0.109	21.4	2.3	22.5	9	-200	670	21.4	2.3	4.8889
Zircon_26	495	820	1.6566	0.055	0.0072	0.0261	0.0037	0.00339	0.00012	0.000979	0.000097	0.2251	21.81	0.78	26.1	3.6	350	260	21.81	0.78	16.437
Zircon_28	515	101	0.1961	0.061	0.0076	0.0297	0.0036	0.00356	0.00019	0.00119	0.00046	-0.0081	22.9	1.2	29.7	3.4	600	250	22.9	1.2	22.896
Zircon_29	404.3	13.91	0.0344	0.0528	0.0045	0.0315	0.013	0.00428	0.0018	0.0045	0.0014	-0.1156	27.5	12	31.4	13	350	180	27.5	12	12.42
Zircon_31	268	64	0.2388	0.059	0.014	0.0239	0.006	0.00338	0.00024	0.00174	0.0004	-0.1889	21.8	1.5	23.8	5.9	170	440	21.8	1.5	8.4034
Zircon_35	237	59.5	0.2511	0.0539	0.0027	0.329	0.015	0.04458	0.00065	0.0137	0.0011	0.0713	281.1	4	288	11	350	110	281.1	4	2.3958
Zircon_36	126.8	31.1	0.2453	0.0525	0.0036	0.324	0.022	0.0447	0.001	0.01422	0.0011	0.0254	281.6	6.3	283	17	280	150	281.6	6.3	0.4947

Tabla A11. Resultados isotópicos U-Pb en circones. Resultados geocronológicos. Continuación

Sy-47	ppm			Relaciones corregidas									Edades corregidas								
	U	Th	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
COL-A1_Zrn-01	1329	146.4	0.1102	0.0722	0.0029	1.46	0.049	0.1469	0.0015	0.045	0.0026	0.2624	883.5	8.2	913.8	20	996	78	883.5	8.2	3.3158
COL-A1_Zrn-02	324	72.6	0.2241	0.0818	0.0034	2.331	0.085	0.2088	0.0031	0.0629	0.0042	0.5918	1223	16	1221	26	1236	82	1223	16	-0.1638
COL-A1_Zrn-03	137.7	144.3	1.0479	0.067	0.019	0.029	0.0075	0.00321	0.00021	0.00111	0.00018	0.1275	20.6	1.4	28.8	7.4	670	510	20.6	1.4	28.472
COL-A1_Zrn-04	1168	876	0.75	0.0471	0.0062	0.0223	0.0028	0.00334	0.00015	0.00117	0.00013	0.2663	21.5	0.95	22.4	2.8	90	280	21.5	0.95	4.0179
COL-A1_Zrn-05	477	114.6	0.2403	0.048	0.0067	0.0439	0.0061	0.00651	0.00016	0.00257	0.00038	0.2648	41.83	1	44.9	5.6	130	270	41.83	1	6.8374
COL-A1_Zrn-06	92.4	29.98	0.3245	0.0696	0.0042	1.432	0.088	0.1496	0.0024	0.0463	0.0036	0.3131	899	13	906	39	894	120	899	13	0.7726
COL-A1_Zrn-07	584	301.7	0.5166	0.0514	0.0022	0.3255	0.013	0.04517	0.00062	0.01431	0.00086	0.256	284.8	3.8	285.9	9.8	250	99	284.8	3.8	0.3847
COL-A1_Zrn-08	197	3.17	0.0161	0.0456	0.0092	0.0428	0.0079	0.00652	0.0003	0.0047	0.0053	-0.0653	41.9	1.9	42.3	7.7	-10	330	41.9	1.9	0.9456
COL-A1_Zrn-09	318	174.5	0.5487	0.071	0.003	1.408	0.053	0.1441	0.0018	0.045	0.0026	0.4503	867.5	10	891	22	958	84	867.5	10	2.6375
COL-A1_Zrn-10	174	115	0.6609	0.055	0.011	0.066	0.013	0.00876	0.00033	0.00288	0.00033	0.0676	56.2	2.1	64	12	470	370	56.2	2.1	12.188
COL-A1_Zrn-11	253.1	118.1	0.4666	0.0523	0.0028	0.314	0.015	0.04361	0.00079	0.01407	0.001	0.3039	275.1	4.9	276.8	12	282	120	275.1	4.9	0.6142
COL-A1_Zrn-12	299.5	55.9	0.1866	0.0512	0.0038	0.25	0.019	0.003546	0.00082	0.01035	0.0011	0.5208	224.6	5.1	226	15	220	160	224.6	5.1	0.6195
COL-A1_Zrn-13	60.9	51.45	0.8448	0.093	0.042	0.024	0.012	0.00314	0.0003	0.00138	0.00032	-0.0654	20.2	1.9	23	12	-160	900	20.2	1.9	12.174
COL-A1_Zrn-14	217.1	35.8	0.1649	0.0784	0.0041	1.685	0.075	0.1543	0.0026	0.0608	0.0043	0.3455	928	16	1002	28	1146	100	928	16	7.3852
COL-A1_Zrn-15	493	526	1.0669	0.0533	0.0029	0.338	0.017	0.04618	0.00057	0.01509	0.00088	0.0947	291	3.5	295	13	321	120	291	3.5	1.3559
COL-A1_Zrn-16	1217	329	0.2703	0.0533	0.0028	0.313	0.015	0.04277	0.00049	0.01345	0.00085	0.0782	270	3	276.1	11	325	120	270	3	2.2093
COL-A2_Zrn-01	114	85.1	0.7465	0.059	0.017	0.0292	0.0097	0.00401	0.00027	0.00148	0.00032	0.1519	25.8	1.8	28.9	9.6	250	600	25.8	1.8	10.727
COL-A2_Zrn-02	493	40.64	0.0824	0.0516	0.0029	0.314	0.016	0.04373	0.00056	0.0159	0.0017	-0.0117	275.9	3.5	277	13	260	130	275.9	3.5	0.3971
COL-A2_Zrn-03	88.5	65.3	0.7379	0.074	0.0043	1.683	0.093	0.1668	0.0027	0.0504	0.0031	0.3963	994	15	998	36	1016	120	994	15	0.4008
COL-A2_Zrn-04	364	237	0.6511	0.0524	0.0045	0.3	0.025	0.04192	0.00078	0.01419	0.00091	0.129	264.7	4.8	269	18	260	180	264.7	4.8	1.5985
COL-A2_Zrn-05	85.6	90.2	1.0537	0.133	0.038	0.066	0.018	0.0037	0.00031	0.00198	0.0003	0.066	23.8	2	63	17	1640	570	23.8	2	62.222
COL-A2_Zrn-06	62.8	46.7	0.7436	0.279	0.058	0.142	0.031	0.00387	0.00037	0.00331	0.00072	0.3232	24.9	2.4	138	29	3180	420	24.9	2.4	81.957
COL-A2_Zrn-07	68.3	19.4	0.284	0.44	0.065	0.24	0.026	0.00414	0.0003	0.013	0.0016	-0.0708	26.6	1.9	216	22	3920	240	26.6	1.9	87.685
COL-A2_Zrn-08	28.84	12.64	0.4383	0.51	0.13	0.367	0.066	0.006	0.00079	0.016	0.0038	-0.2297	38.6	5.1	312	50	4020	480	38.6	5.1	87.628
COL-A2_Zrn-09	412.9	359.2	0.8699	0.095	0.013	0.0479	0.0064	0.00359	0.00013	0.00148	0.00015	0.1832	23.09	0.84	47.3	6.2	1440	280	23.09	0.84	51.184
COL-A2_Zrn-10	462	25.2	0.0545	0.069	0.01	0.0344	0.0049	0.00354	0.00013	0.00404	0.00084	0.2832	22.79	0.84	34.2	4.8	710	310	22.79	0.84	33.363
COL-A2_Zrn-11	310	5.14	0.0166	0.142	0.014	0.1221	0.01	0.00621	0.00024	0.078	0.012	-0.4148	39.9	1.6	116.8	9.1	2220	190	39.9	1.6	65.839
COL-A2_Zrn-12	219.3	102.8	0.4688	0.085	0.027	0.036	0.011	0.0032	0.00022	0.002	0.00038	0.1431	20.6	1.4	36	11	1260	540	20.6	1.4	42.778
COL-A2_Zrn-13	35.77	17.88	0.4999	0.123	0.094	0.025	0.028	0.00306	0.00044	0.0023	0.0012	0.0945	19.7	2.8	23	27	-200	1900	19.7	2.8	14.348
COL-A2_Zrn-14	1200	376	0.3133	0.0557	0.0084	0.0232	0.0034	0.00305	0.00012	0.00117	0.00015	-0.0006	19.6	0.75	23.2	3.3	430	270	19.6	0.75	15.517
COL-A2_Zrn-15	153.5	60.8	0.3961	0.074	0.025	0.032	0.011	0.00346	0.00021	0.00154	0.00043	-0.0762	22.3	1.3	32	11	360	710	22.3	1.3	30.313
COL-A2_Zrn-16	170	167.6	0.9859	0.26	0.039	0.174	0.027	0.00454	0.0003	0.0041	0.00045	0.2467	29.2	1.9	162	24	3320	250	29.2	1.9	81.975
COL-A2_Zrn-17	129.6	90.9	0.7014	0.143	0.038	0.066	0.016	0.00358	0.00023	0.00257	0.00034	-0.2055	23	1.5	64	15	2030	530	23	1.5	64.063
COL-A2_Zrn-18	307	163.1	0.5313	0.063	0.0042	0.431	0.025	0.05018	0.001	0.0265	0.0018	0.0498	315.6	6.3	363	18	700	140	315.6	6.3	13.058
COL-A2_Zrn-19	369	167	0.4526	0.0725	0.0032	1.547	0.06	0.1552	0.002	0.051	0.0031	0.0804	930.1	11	949	24	993	93	930.1	11	1.9916
COL-A2_Zrn-20	235.3	127.1	0.5402	0.092	0.014	0.0452	0.0069	0.00352	0.00017	0.00162	0.00031	0.302	22.7	1.1	44.7	6.7	1260	370	22.7	1.1	49.217
COL-A2_Zrn-21	66.71	2.8	0.042	0.0777	0.0043	2.09	0.12	0.1935	0.0041	0.055	0.017	0.313	1140	22	1155	45	1160	130	1140	22	1.2987
COL-A2_Zrn-22	173.6	27	0.1555	0.0532	0.0044	0.238	0.018	0.0331	0.0012	0.0139	0.0016	0.285	209.7	7.8	216	15	310	170	209.7	7.8	2.9167
COL-A2_Zrn-23	76.4	3.89	0.0509	0.0714	0.0045	1.456	0.09	0.1531	0.003	0.0461	0.007	0.4085	918	17	907	37	950	130	918	17	-1.2128
COL-A2_Zrn-24	119.8	19.4	0.1619	0.0605	0.006	0.478	0.048	0.0583	0.0017	0.0129	0.0018	0.2751	365	10	393	33	580	210	365	10	7.1247
COL-A2_Zrn-25	51.3	30.93	0.6029	0.443	0.07	0.263	0.033	0.00439	0.0005	0.0082	0.0013	0.2634	28.2	3.2	234	26	3930	260	28.2	3.2	87.949

Tabla A11. Resultados isotópicos U-Pb en circones. Resultados geocronológicos. Continuación

Sy-31	ppm			Relaciones corregidas									Edades corregidas								
	U	Th	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_01	392	226	0.5765	0.0506	0.0061	0.0335	0.0034	0.00497	0.00021	0.00148	0.00014	-0.1101	32	1.3	33.4	3.3	170	240	32	1.3	4.1916
Zircon_02	1811	2220	1.2258	0.0482	0.0032	0.0298	0.002	0.004547	0.0001	0.001384	0.000055	0.1479	29.24	0.65	29.8	1.9	90	140	29.24	0.65	1.8792
Zircon_04	822	449	0.5462	0.046	0.0051	0.0313	0.0034	0.00497	0.00018	0.001575	0.00008	0.1069	32	1.2	31.2	3.3	-40	210	32	1.2	-2.5641
Zircon_05	1450	776	0.5352	0.0481	0.0039	0.0295	0.0022	0.004519	0.00011	0.001429	0.000074	-0.0711	29.06	0.72	29.4	2.1	90	160	29.06	0.72	1.1565
Zircon_06	854	533	0.6241	0.051	0.0043	0.0349	0.0027	0.00508	0.00017	0.001598	0.000098	-0.0167	32.6	1.1	34.8	2.7	220	180	32.6	1.1	6.3218
Zircon_07	840	526	0.6262	0.0491	0.0045	0.0323	0.0029	0.00493	0.00015	0.001575	0.0001	0.0255	31.7	0.94	32.2	2.8	130	190	31.7	0.94	1.5528
Zircon_08	805	677	0.841	0.0599	0.0064	0.0404	0.0045	0.00498	0.00015	0.00175	0.00013	0.1759	32.04	0.97	40.1	4.4	550	210	32.04	0.97	20.1
Zircon_09	311	200	0.6431	0.0528	0.0067	0.0326	0.0049	0.00479	0.0002	0.00157	0.00017	0.1357	30.8	1.3	34.1	4.8	240	260	30.8	1.3	9.6774
Zircon_10	337	160	0.4748	0.0507	0.0084	0.0343	0.0063	0.00508	0.00022	0.00214	0.00028	0.084	32.6	1.4	34.1	6.1	110	310	32.6	1.4	4.3988
Zircon_11	130.9	51.1	0.3904	0.06	0.014	0.0376	0.0082	0.00499	0.00033	0.00169	0.00035	0.0911	32.1	2.1	37.1	8	240	430	32.1	2.1	13.477
Zircon_12	648	250	0.3858	0.0477	0.0066	0.0305	0.0037	0.00474	0.00017	0.00135	0.00019	-0.0201	30.5	1.1	30.4	3.6	30	250	30.5	1.1	-0.3289
Zircon_13	609	241	0.3957	0.0522	0.0056	0.0338	0.0035	0.00479	0.00016	0.00149	0.00017	0.0947	30.78	1	33.7	3.5	240	220	30.78	1	8.6647
Zircon_14	421	158	0.3753	0.052	0.0056	0.0358	0.0039	0.00505	0.00021	0.0018	0.00018	0.1286	32.5	1.3	35.6	3.9	210	220	32.5	1.3	8.7079
Zircon_15	763	309	0.405	0.05	0.0047	0.0344	0.003	0.00489	0.00017	0.00155	0.00012	0.1144	31.5	1.1	34.2	3	160	180	31.5	1.1	7.8947
Zircon_16	117.6	36.4	0.3095	0.066	0.014	0.0399	0.0087	0.00491	0.00031	0.00218	0.00036	-0.3046	31.6	2	39.4	8.4	390	430	31.6	2	19.797
Zircon_17	704	356	0.5057	0.0519	0.0048	0.0346	0.0033	0.00481	0.00013	0.00149	0.00011	0.0351	30.9	0.86	34.5	3.2	230	190	30.9	0.86	10.435
Zircon_18	769	774	1.0065	0.049	0.0039	0.0328	0.0026	0.00485	0.00014	0.001581	0.000089	0.0677	31.22	0.88	32.7	2.6	140	170	31.22	0.88	4.526
Zircon_19	1078.7	473.2	0.4387	0.0472	0.004	0.0315	0.0024	0.00477	0.00013	0.001578	0.0001	0.0682	30.68	0.83	31.5	2.4	90	160	30.68	0.83	2.6032
Zircon_20	1197	516	0.4311	0.0485	0.0037	0.0347	0.0025	0.00526	0.00016	0.001722	0.000099	0.0044	33.8	1	34.6	2.5	100	160	33.8	1	2.3121
Zircon_21	2038	1233	0.605	0.0461	0.0028	0.0308	0.0019	0.004802	0.0001	0.001498	0.000076	0.0858	30.88	0.65	30.8	1.9	30	130	30.88	0.65	-0.2597
Zircon_22	913	930	1.0186	0.0479	0.0041	0.0318	0.0029	0.00486	0.00015	0.001582	0.000082	0.1841	31.26	0.96	32.1	2.9	90	180	31.26	0.96	2.6168
Zircon_23	554	263	0.4747	0.0553	0.0057	0.0378	0.0034	0.00509	0.0002	0.00189	0.00014	0.0402	32.7	1.3	38.2	3.3	350	200	32.7	1.3	14.398
Zircon_25	931	1108	1.1901	0.0484	0.0039	0.0342	0.0029	0.00511	0.00018	0.00167	0.00013	0.1965	32.85	1.2	34.1	2.8	110	170	32.85	1.2	3.6657
Zircon_26	694	483	0.696	0.0496	0.005	0.0345	0.0032	0.00508	0.00017	0.00164	0.00011	-0.0968	32.64	1.1	34.9	3.1	140	190	32.64	1.1	6.4756
Zircon_27	494	226	0.4575	0.0606	0.006	0.0429	0.0042	0.00501	0.00019	0.00204	0.00022	0.0604	32.2	1.2	42.6	4.1	600	200	32.2	1.2	24.413
Zircon_28	1900	1450	0.7632	0.0489	0.0033	0.0331	0.002	0.00493	0.00012	0.001631	0.000077	0.0266	31.71	0.79	33	2	130	130	31.71	0.79	3.9091
Zircon_29	628	300	0.4777	0.0495	0.0055	0.0332	0.0035	0.00485	0.00016	0.00151	0.00013	0.0208	31.2	1.1	33.1	3.4	140	220	31.2	1.1	5.7402
Zircon_30	388	116	0.299	0.0459	0.0063	0.032	0.0048	0.00504	0.00023	0.00214	0.00021	0.2064	32.4	1.5	31.9	4.7	-20	250	32.4	1.5	-1.5674
Zircon_31	1730	1163	0.6723	0.0472	0.0031	0.0319	0.0021	0.004882	0.00012	0.001494	0.00006	0.0064	31.39	0.74	31.8	2.1	60	130	31.39	0.74	1.2893
Zircon_32	3280	990	0.3018	0.0452	0.0029	0.035	0.0021	0.00549	0.00012	0.001745	0.000087	-0.1201	35.29	0.78	34.9	2.1	-30	130	35.29	0.78	-1.1175
Zircon_33	790	306	0.3873	0.065	0.0069	0.0473	0.0045	0.00536	0.00016	0.00246	0.00019	-0.1907	34.45	1	46.8	4.4	610	220	34.45	1	26.389
Zircon_34	822	311.7	0.3792	0.0493	0.005	0.0319	0.0033	0.00476	0.00012	0.00169	0.00016	0.1335	30.62	0.76	31.9	3.3	130	200	30.62	0.76	4.0125
Zircon_35	1409	964	0.6842	0.0469	0.0034	0.0326	0.0022	0.005031	0.0001	0.001784	0.000073	-0.0656	32.35	0.67	32.5	2.2	80	160	32.35	0.67	0.4615
Zircon_36	261	85	0.3257	0.0492	0.0076	0.0332	0.0045	0.00508	0.00022	0.00233	0.00024	-0.2472	32.7	1.4	33.1	4.4	60	270	32.7	1.4	1.2085
Zircon_37	2124	2100	0.9887	0.0448	0.003	0.0317	0.002	0.005122	0.00011	0.001741	0.000066	-0.1606	32.93	0.73	31.7	2	-60	130	32.93	0.73	-3.8801
Zircon_38	417	174.3	0.418	0.051	0.007	0.0339	0.0046	0.00488	0.00016	0.00173	0.00018	0.0664	31.4	1	33.8	4.5	150	250	31.4	1	7.1006
Sy-44																					
Zircon_01	284.7	116.4	0.4089	0.0594	0.0084	0.0391	0.0053	0.00483	0.00026	0.00167	0.00019	-0.0998	31.1	1.7	38.8	5.2	440	280	31.1	1.7	19.845
Zircon_02	363	167	0.4601	0.0528	0.0068	0.0359	0.0046	0.00496	0.0002	0.00152	0.00017	-0.1545	31.9	1.3	35.7	4.5	190	270	31.9	1.3	10.644
Zircon_03	275.9	118.7	0.4302	0.0474	0.0071	0.0319	0.0047	0.00486	0.00021	0.0016	0.00019	0.0066	31.3	1.3	31.7	4.6	20	270	31.3	1.3	1.2618
Zircon_04	257.1	93.8	0.3648	0.0637	0.0098	0.046	0.0069	0.0053	0.00022	0.00234	0.00032	0.0751	34.1	1.4	45.5	6.6	680	280	34.1	1.4	25.055
Zircon_05	243	83.9	0.3453	0.063	0.0087	0.0423	0.006	0.00499	0.00024	0.00203	0.00026	0.1254	32.1	1.6	41.8	5.8	510	300	32.1	1.6	23.206
Zircon_06	526	326	0.6198	0.0494	0.0043	0.0351	0.003	0.00505	0.00015	0.0017	0.00011	0.2674	32.5	0.99	34.9	2.9	150	160	32.5	0.99	6.8768
Zircon_07	530	395	0.7453	0.055	0.0056	0.0351	0.0034	0.00487	0.00015	0.00159	0.00014	-0.3199	31.3	0.97	35	3.3	320	220	31.3	0.97	10.571
Zircon_09	1860	149	0.0801	0.0466	0.0034	0.0339	0.0025	0.0053	0.00016	0.0021	0.00022	0.2216	34.05	1	33.8	2.5	70	160	34.05	1	-0.7396
Zircon_10	248	96	0.3871	0.057	0.015	0.0368	0.012	0.00513	0.00026	0.00173	0.00045	-0.3968	33	1.7	36.5	11	350	380	33	1.7	9.589
Zircon_11	838	104.6	0.1248	0.0638	0.0063	0.0422	0.0037	0.00487	0.00018	0.00272	0.00026	-0.4046	31.3	1.1	41.9	3.6	590	210	31.3	1.1	25.298
Zircon_12	478	207.5	0.4341	0.053	0.0061	0.0352	0.0038	0.00485	0.00017	0.00169	0.00014	0.0082	31.2	1.1	35.1	3.7	300	240	31.2	1.1	11.111
Zircon_16	308	127	0.4123	0.0473	0.0079	0.0328	0.0053	0.00487	0.00021	0.00162	0.00023	0.0587	31.3	1.4	32.6	5.2	-20	300	31.3	1.4	3.9877
Zircon_17	489	582	1.1902	0.0557	0.014	0.0393	0.012	0.00506	0.00027	0.00165	0.00027	0.1731	32.5	1.7	39.1	11	330	320	32.5	1.7	16.88
Zircon_18	234	128	0.547	0.0485	0.0085	0.0343	0.0059	0.00496	0.00028	0.00159	0.0002	0.0831	31.9	1.8	35	5.9	200	330	31.9	1.8	8.8571
Zircon_19	212.5	72.8	0.3426	0.054	0.0094	0.0376	0.0053	0.00492	0.00026	0.00222	0.00027	0.0004	31.7	1.7	37.3	5.2	320	300	31.7	1.7	15.013
Zircon_20	751	360	0.4794	0.0504	0.0046	0.034	0.0027	0.00495	0.00012	0.00179	0.00011	-0.1969	31.8	0.8	33.9	2.7	180	180	31.8	0.8	6.1947
Zircon_22	636	327	0.5142	0.0571	0.0042	0.0379	0.0026	0.0049	0.00016	0.00168	0.00015	0.0235	31.5	1	37.8	2.6	430	150	31.5	1	16.667
Zircon_23	436	281	0.6445																		

Tabla A11. Resultados isotópicos U-Pb en circones. Resultados geocronológicos. Continuación

ppm	Relaciones corregidas											Edades corregidas										
	U	Th	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %	
Sy-44																						
Zircon_24	267	105	0.3933	0.0483	0.0068	0.0346	0.0049	0.00514	0.00029	0.00183	0.00027	0.1909	33.1	1.8	34.4	4.8	90	260	33.1	1.8	3.7791	
Zircon_25	193	91.2	0.4725	0.0518	0.0087	0.0346	0.0054	0.00493	0.00025	0.00153	0.00025	0.0348	31.7	1.6	34.4	5.3	230	300	31.7	1.6	7.8488	
Zircon_26	110.3	32.9	0.2983	0.057	0.016	0.0344	0.0078	0.00482	0.00033	0.00172	0.00035	-0.202	31	2.1	34	7.7	80	460	31	2.1	8.8235	
Zircon_28	130.9	80.5	0.615	0.048	0.011	0.0339	0.0072	0.00502	0.00033	0.00162	0.00027	-0.1068	32.3	2.1	33.6	7.1	-50	400	32.3	2.1	3.869	
Zircon_29	322	110.2	0.3422	0.0526	0.0076	0.035	0.0049	0.00477	0.00022	0.00153	0.00021	-0.0064	30.7	1.4	34.8	4.8	280	270	30.7	1.4	11.782	
Zircon_31	296	167.5	0.5659	0.061	0.0074	0.0412	0.0046	0.00498	0.00018	0.00169	0.0002	-0.0668	32	1.2	40.9	4.8	560	240	32	1.2	21.76	
Zircon_33	358	161	0.4497	0.0541	0.0071	0.0339	0.0044	0.00497	0.0002	0.00162	0.00022	0.0126	32	1.3	35.5	4.4	270	260	32	1.3	9.8592	
Zircon_34	552	314	0.5688	0.0522	0.0074	0.0339	0.0045	0.00485	0.00018	0.00178	0.00017	-0.3062	31.2	1.2	33.7	4.4	160	280	31.2	1.2	7.4184	
Zircon_35	339	121.7	0.359	0.0517	0.0074	0.0354	0.0047	0.00506	0.00022	0.00183	0.00018	0.0048	32.5	1.4	35.2	4.6	200	270	32.5	1.4	7.6705	
Zircon_37	129.4	57.1	0.4413	0.057	0.0098	0.039	0.0066	0.00524	0.00034	0.0015	0.00024	0.0757	33.7	2.2	38.6	6.5	250	340	33.7	2.2	12.694	
Zircon_38	255	85.4	0.3349	0.0468	0.0066	0.0349	0.0053	0.00516	0.00026	0.00181	0.00026	0.0136	33.1	1.6	34.6	5.2	10	250	33.1	1.6	4.3353	
Zircon_39	339	99.1	0.2923	0.0487	0.0077	0.034	0.0049	0.00511	0.00024	0.00204	0.00021	-0.2295	32.9	1.5	33.8	4.8	40	280	32.9	1.5	2.6627	
Zircon_40	347	151.3	0.436	0.0639	0.008	0.0451	0.0052	0.00523	0.00022	0.002	0.0002	-0.062	33.6	1.4	44.6	5.1	650	240	33.6	1.4	24.664	
Sy-27a																						
Zircon_01	1128	799	0.7083	0.0535	0.0019	0.372	0.012	0.05034	0.00044	0.01592	0.00086	0.3485	316.6	2.7	320.5	9.1	337	80	316.6	2.7	1.2168	
Zircon_02	2325	4540	1.9527	0.0647	0.0018	0.366	0.011	0.04167	0.00055	0.01309	0.00081	0.2874	263.2	3.4	316.4	8	761	65	263.2	3.4	16.814	
Zircon_03	1870	2440	1.3048	0.0588	0.0021	0.333	0.011	0.04134	0.00088	0.01391	0.00098	0.4606	261.1	5.5	292	8.3	572	71	261.1	5.5	10.582	
Zircon_04	681	278	0.4082	0.0564	0.0023	0.284	0.015	0.03651	0.00081	0.01576	0.0011	0.5362	231.2	5	254	11	458	89	231.2	5	8.9764	
Zircon_05	1492	1326	0.8887	0.0515	0.0019	0.3564	0.013	0.04955	0.00067	0.01565	0.00096	0.3702	311.8	4.1	309.4	9.9	283	78	311.8	4.1	-0.7757	
Zircon_06	655	414	0.6321	0.0525	0.002	0.354	0.012	0.04912	0.00067	0.01516	0.00086	0.205	309.1	4.1	308.5	9.5	294	88	309.1	4.1	-0.1945	
Zircon_06	1232	967	0.7849	0.0532	0.0018	0.332	0.011	0.04506	0.00048	0.01467	0.00078	0.2324	284.1	3	290.6	8.2	325	73	284.1	3	2.2368	
Zircon_07	1281	1167	0.911	0.0538	0.0016	0.3601	0.011	0.04909	0.00032	0.01471	0.0008	0.1892	308.9	2	312.2	7.9	362	67	308.9	2	1.057	
Zircon_08	1186	1193	1.0059	0.0524	0.0016	0.3567	0.01	0.0492	0.00048	0.01419	0.00077	0.159	309.6	2.9	310.4	7.4	295	71	309.6	2.9	0.2577	
Zircon_09	992	944	0.9516	0.0534	0.0017	0.3598	0.012	0.049	0.0004	0.01397	0.0008	0.2413	308.4	2.4	311.9	8.6	355	74	308.4	2.4	1.1222	
Zircon_10	933	844	0.9046	0.0536	0.0018	0.3575	0.012	0.04839	0.00044	0.01493	0.00084	0.4069	304.6	2.7	311.5	8.8	347	78	304.6	2.7	2.2151	
Zircon_11	1307	1313	1.0046	0.05215	0.0017	0.3609	0.0096	0.05017	0.00053	0.0149	0.0008	0.1613	315.6	3.2	313.7	7.2	286	70	315.6	3.2	-0.6057	
Zircon_12	2089	2679	1.2824	0.056	0.0017	0.3759	0.01	0.04905	0.00042	0.01523	0.00082	0.0847	308.7	2.6	323.9	7.7	447	67	308.7	2.6	4.6928	
Zircon_13	1947	2715	1.3945	0.05257	0.0015	0.3543	0.0098	0.04875	0.00045	0.01466	0.0008	0.3707	306.8	2.7	307.8	7.3	318	68	306.8	2.7	0.3249	
Zircon_14	999	1069	1.0701	0.0537	0.0017	0.3743	0.012	0.05044	0.0004	0.01594	0.00085	0.0376	317.2	2.4	322.6	9.1	348	73	317.2	2.4	1.6739	
Zircon_15	803	685	0.8531	0.0539	0.0019	0.3663	0.012	0.0497	0.00049	0.01539	0.00083	0.0643	312.7	3	316.7	8.9	361	79	312.7	3	1.263	
Zircon_16	163.4	104.7	0.6408	0.0532	0.0037	0.366	0.025	0.04939	0.0008	0.01459	0.001	-0.1905	310.8	4.9	318	18	330	150	310.8	4.9	2.2642	
Zircon_17	983	1090	1.1089	0.054	0.0018	0.37	0.012	0.05021	0.00033	0.01483	0.00083	0.145	315.8	2	319	9.2	362	76	315.8	2	1.0031	
Zircon_18	1574	2090	1.3278	0.0534	0.0017	0.363	0.01	0.04938	0.0005	0.01431	0.00075	0.3619	310.7	3.1	313.9	8.1	336	72	310.7	3.1	1.0194	
Zircon_19	426	285	0.669	0.053	0.0027	0.39	0.039	0.0528	0.0049	0.0181	0.0077	-0.2552	331.8	29	338	26	340	110	331.8	29	1.8343	
Zircon_20	134	86.4	0.6448	0.0613	0.0051	0.4	0.029	0.0476	0.0017	0.0167	0.0014	0.1411	299	11	346	20	680	150	299	11	13.584	
Zircon_21	868	679	0.7823	0.0531	0.0019	0.3664	0.013	0.05046	0.00056	0.01556	0.00088	0.0765	317.3	3.4	316.7	9.5	333	79	317.3	3.4	-0.1895	
Zircon_22	540	406.6	0.753	0.0523	0.0019	0.363	0.013	0.05028	0.00061	0.01533	0.00085	0.3511	316.2	3.8	314.1	10	285	83	316.2	3.8	-0.6686	
Zircon_24	78	25.99	0.3332	0.0506	0.0042	0.362	0.025	0.0507	0.0012	0.0148	0.0018	-0.1183	318.5	7.3	312	19	180	180	318.5	7.3	-2.0833	
Zircon_25	208.4	125.4	0.6017	0.0541	0.003	0.379	0.02	0.05114	0.00096	0.01526	0.00097	-0.0087	321.5	5.7	330	15	380	120	321.5	5.7	2.5758	
Zircon_26	523	315	0.6023	0.0538	0.0022	0.36	0.013	0.04896	0.00065	0.01601	0.00088	0.1138	308.1	4	311.7	9.9	355	93	308.1	4	1.155	
Zircon_28	738.9	489.1	0.6619	0.0528	0.002	0.36	0.014	0.04922	0.00067	0.01532	0.0009	0.1597	309.7	4.1	313.4	10	317	83	309.7	4.1	1.1806	
Zircon_29	1570	1698	1.0815	0.05295	0.0016	0.3681	0.01	0.05065	0.00039	0.01564	0.00084	0.0232	318.5	2.4	318.1	7.8	319	68	318.5	2.4	-0.1257	
Zircon_30	706	757	1.0722	0.0537	0.0018	0.3618	0.012	0.04928	0.00055	0.01501	0.00084	0.0933	310.1	3.4	313.3	8.9	346	78	310.1	3.4	1.0214	
Zircon_31	1089	1196	1.0983	0.0539	0.0017	0.368	0.011	0.0501	0.00036	0.01536	0.00083	0.2312	315.1	2.2	318	7.9	369	69	315.1	2.2	0.9119	
Zircon_32	118.7	50.4	0.4246	0.0635	0.0039	0.428	0.027	0.0505	0.0011	0.0184	0.0016	0.1253	317.7	6.6	361	20	690	120	317.7	6.6	11.994	
Zircon_33	959	883	0.9208	0.0529	0.0019	0.3562	0.012	0.04894	0.00047	0.01508	0.00082	0.1624	308	2.9	309.1	8.9	312	77	308	2.9	0.3559	
Zircon_34	543	350.6	0.6457	0.0538	0.0022	0.363	0.013	0.0499	0.00062	0.01521	0.00093	-0.0517	313.9	3.8	314.1	9.8	360	87	313.9	3.8	0.0637	
Zircon_35	728	468	0.6429	0.05238	0.0016	0.3644	0.011	0.05017	0.00042	0.01576	0.00089	0.1638	315.5	2.6	315.3	7.9	295	70	315.5	2.6	-0.0634	
Zircon_36	1207	1323	1.0961	0.0523	0.0018	0.3626	0.012	0.05039	0.00037	0.01596	0.00085	-0.0918	316.9	2.3	313.9	8.6	286	76	316.9	2.3	-0.9557	
Zircon_37	2100	2957	1.4081	0.05243	0.0015	0.3625	0.0099	0.05019	0.00032	0.01573	0.00084	0.3002	315.7	2	314	7.2	304	66	315.7	2	-0.5414	
Zircon_38	1261	1166	0.9247	0.0532	0.0017	0.3611	0.011	0.04947	0.0004	0.01622	0.0009	0.2616	311.3	2.4	312.8	8	329	71	311.3	2.4	0.4795	
Zircon_39	1618	1500	0.9271	0.053	0.0017	0.3478	0.011	0.04746	0.00044	0.01437	0.00078	0.1682	298.9	2.7	303	8.2	322	73	298.9	2.7	1.3531	
Zircon_40	1508	1928	1.2785	0.0529	0.0018	0.3529	0.011	0.0486	0.00044	0.01475	0.00079	0.1751	305.9	2.7	306.7	8.4	321	74	305.9	2.7	0.2608	

Tabla A11. Resultados isotópicos U-Pb en circones. Resultados geocronológicos. Continuación

Sy-43	ppm			Relaciones corregidas									Edades corregidas								
	U	Th	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %
Zircon_01	126	65.6	0.5206	0.0539	0.0033	0.346	0.019	0.0475	0.0014	0.01407	0.00071	0.1019	298.9	8.3	301	14	320	130	298.9	8.3	0.6977
Zircon_02	433	31.6	0.073	0.058	0.0042	0.146	0.012	0.01811	0.00078	0.0189	0.0016	0.1068	115.7	5	138	10	510	160	115.7	5	16.159
Zircon_03	94.5	38.33	0.4056	0.06	0.0046	0.393	0.029	0.0462	0.0014	0.0172	0.0013	0.032	290.9	8.3	337	21	620	160	290.9	8.3	13.68
Zircon_04	244	107.6	0.441	0.0533	0.0033	0.239	0.016	0.033	0.00086	0.01496	0.00058	0.1844	209.1	5.3	217	13	300	130	209.1	5.3	3.6406
Zircon_05	60.6	18.86	0.3112	0.0523	0.0045	0.334	0.029	0.0461	0.0015	0.0137	0.0015	0.2214	290	9.5	296	22	270	180	290	9.5	2.027
Zircon_06	391	179	0.4578	0.0545	0.0027	0.334	0.017	0.0446	0.001	0.01332	0.00079	0.1693	281.2	6.4	294	13	370	120	281.2	6.4	4.3537
Zircon_07	403.2	116.5	0.2889	0.0697	0.0029	1.438	0.12	0.1499	0.011	0.0409	0.0015	0.4169	900	63	904	60	916	89	900	63	0.4425
Zircon_08	662	174.3	0.2633	0.07489	0.0025	1.797	0.063	0.1754	0.004	0.0521	0.0015	0.7096	1044	23	1045	22	1062	68	1044	23	0.0957
Zircon_09	227	50	0.2203	0.0529	0.0031	0.32	0.017	0.0439	0.0011	0.0157	0.00091	0.0925	277.1	6.6	281	13	320	120	277.1	6.6	1.3879
Zircon_10	287	32.42	0.113	0.0517	0.0029	0.317	0.017	0.04424	0.0013	0.0137	0.0012	0.2955	279	8.3	279	13	290	120	279	8.3	0
Zircon_11	665	316	0.4752	0.0519	0.0021	0.3141	0.012	0.04349	0.00076	0.0127	0.00039	-0.1611	274.4	4.7	277.1	9.5	299	97	274.4	4.7	0.9744
Zircon_12	132.6	57.9	0.4367	0.0513	0.004	0.325	0.025	0.04575	0.0011	0.01434	0.00096	0.0462	288.3	6.6	284	19	230	160	288.3	6.6	-1.5141
Zircon_13	828	136	0.1643	0.073	0.0026	0.81	0.044	0.0803	0.0032	0.0404	0.0014	0.1994	498.2	19	602.3	23	1011	72	498.2	19	17.284
Zircon_14	215	70.6	0.3284	0.0545	0.0038	0.329	0.022	0.0449	0.0011	0.01343	0.0008	0.1469	283.1	7.1	287	16	330	150	283.1	7.1	1.3589
Zircon_15	136.8	74.9	0.5475	0.0504	0.0038	0.32	0.021	0.0461	0.0011	0.01445	0.00078	-0.0895	290.3	7	281	17	190	160	290.3	7	-3.3096
Zircon_16	189	43.9	0.2323	0.0541	0.0039	0.368	0.027	0.04841	0.0012	0.0166	0.0011	-0.2053	304.7	7.6	316	18	390	130	304.7	7.6	3.5759
Zircon_17	128.9	30.3	0.2351	0.0668	0.003	1.192	0.075	0.1302	0.0071	0.0396	0.0026	0.3214	789	41	794	42	810	99	789	41	0.6297
Zircon_18	288	44.8	0.1556	0.0519	0.0028	0.326	0.016	0.04597	0.00095	0.01398	0.00082	-0.0883	289.7	5.9	286	12	266	120	289.7	5.9	-1.2937
Zircon_19	99.2	46.5	0.4688	0.0583	0.0042	0.349	0.025	0.044	0.0013	0.01478	0.00099	-0.1227	277.6	8.1	302	19	530	150	277.6	8.1	8.0795
Zircon_20	362	65.4	0.1807	0.079	0.0029	1.996	0.075	0.1848	0.0033	0.0574	0.0021	0.4522	1093	18	1117	27	1167	74	1093	18	2.1486
Zircon_21	154.4	97.7	0.6328	0.0548	0.0044	0.322	0.023	0.04345	0.0012	0.0152	0.00075	0.0705	274.2	7.1	286	18	400	160	274.2	7.1	4.1259
Zircon_22	178.7	86.4	0.4835	0.051	0.0034	0.315	0.02	0.04523	0.0011	0.01458	0.00078	0.1095	285.2	6.9	280	15	260	150	285.2	6.9	-1.8571
Zircon_23	118.6	57.4	0.484	0.0534	0.0038	0.331	0.025	0.045	0.0012	0.0143	0.00085	0.2775	283.4	7.3	291	20	360	160	283.4	7.3	2.6117
Zircon_24	260.9	127.2	0.4875	0.0516	0.0028	0.315	0.018	0.04385	0.00087	0.01263	0.00057	0.361	276.6	5.3	279	13	263	110	276.6	5.3	8.8602
Zircon_25	223	125.1	0.561	0.0543	0.0038	0.341	0.023	0.04578	0.0011	0.01372	0.0005	-0.0542	288.5	6.5	299	17	370	150	288.5	6.5	3.5117
Zircon_26	146.3	38.7	0.2645	0.0507	0.0039	0.331	0.021	0.04685	0.0011	0.0151	0.0012	-0.2015	295.1	6.9	292	15	220	150	295.1	6.9	-1.0616
Zircon_27	108	36.2	0.3352	0.0519	0.004	0.335	0.023	0.0455	0.0013	0.0151	0.001	-0.0861	287	7.9	294	18	250	150	287	7.9	2.381
Zircon_28	910	92	0.1011	0.0582	0.0024	0.24	0.013	0.02935	0.0016	0.0158	0.00071	0.0101	186.5	10	218.5	11	520	98	186.5	10	14.645
Zircon_29	115	48.4	0.4209	0.0796	0.0033	2.241	0.091	0.2038	0.004	0.0552	0.0022	0.1291	1195	22	1192	29	1183	79	1195	22	-0.2517
Zircon_30	376	100.2	0.2665	0.0507	0.0025	0.318	0.015	0.04539	0.00091	0.0134	0.0008	0.1471	286.1	5.6	281.1	12	221	110	286.1	5.6	-1.7787
Zircon_31	117.3	48.67	0.4149	0.056	0.0046	0.349	0.027	0.0454	0.0012	0.014	0.0011	-0.0044	286.2	7.2	301	21	370	180	286.2	7.2	4.9169
Zircon_32	126.9	63.7	0.502	0.0532	0.0032	0.322	0.019	0.04344	0.001	0.01418	0.00082	0.4359	274.1	6.4	283	15	340	140	274.1	6.4	3.1449
Zircon_33	141.2	76.5	0.5418	0.0515	0.0038	0.329	0.026	0.0457	0.0015	0.01443	0.00097	0.0074	288	9	288	20	230	160	288	9	0
Zircon_34	221	158	0.7149	0.0535	0.0036	0.329	0.022	0.0449	0.0011	0.01383	0.00052	0.1529	283.1	6.7	287	17	320	150	283.1	6.7	1.3589
Zircon_35	603	249	0.4129	0.0533	0.0024	0.3119	0.013	0.04285	0.00081	0.01279	0.0006	0.102	270.4	5	275.3	10	323	100	270.4	5	1.7799
Zircon_36	104.9	47.6	0.4538	0.0518	0.0039	0.333	0.027	0.0459	0.0014	0.01341	0.0009	0.337	289.2	8.9	289	20	270	160	289.2	8.9	-0.0692
Zircon_37	279	77.3	0.2771	0.0522	0.0027	0.315	0.018	0.04373	0.00096	0.01349	0.00062	0.4426	275.9	5.9	277	14	282	120	275.9	5.9	0.3971
Zircon_38	157.5	86.3	0.5479	0.0523	0.0034	0.328	0.021	0.04653	0.0012	0.01511	0.00085	0.0896	293.1	7.1	290	16	300	140	293.1	7.1	-1.069
Zircon_39	142.6	65.1	0.4565	0.0517	0.0031	0.329	0.019	0.0458	0.0012	0.01321	0.00077	0.0863	288.5	7.4	288	15	260	130	288.5	7.4	-0.1736
Zircon_40	342	103	0.3012	0.0506	0.0032	0.319	0.019	0.04544	0.001	0.01451	0.00085	-0.0998	286.5	6.2	280	15	230	130	286.5	6.2	-2.3214
Sy-48																					
Zrn-01	168.4	116.3	0.6906	0.055	0.0038	0.301	0.02	0.03944	0.00065	0.01304	0.00096	0.1618	249.4	4.1	266	16	440	160	249.4	4.1	6.2406
Zrn-02	123.4	80.2	0.6499	0.0533	0.0051	0.33	0.026	0.04478	0.00095	0.01436	0.0011	-0.3823	282.4	5.9	288	20	300	190	282.4	5.9	1.9444
Zrn-03	165.5	105.8	0.6393	0.0514	0.0036	0.301	0.02	0.04251	0.00075	0.01415	0.0009	0.0298	268.4	4.7	266	16	290	150	268.4	4.7	-0.9023
Zrn-04	159.1	94	0.5908	0.0485	0.0041	0.28	0.022	0.04241	0.0008	0.0145	0.00092	0.0988	267.8	5	250	18	140	170	267.8	5	-7.12
Zrn-05	162.6	123.9	0.762	0.0525	0.0042	0.313	0.022	0.04401	0.00073	0.01383	0.00092	-0.1014	277.6	4.5	276	17	260	170	277.6	4.5	-0.5797
Zrn-06	103.5	45.5	0.4396	0.0472	0.004	0.292	0.022	0.04457	0.00073	0.01459	0.0012	-0.2179	281.7	4.7	259	18	100	170	281.7	4.7	-8.7645
Zrn-07	186.4	140.9	0.7559	0.0601	0.0036	0.347	0.02	0.04244	0.00067	0.01281	0.00089	-0.1335	267.9	4.1	304	14	590	140	267.9	4.1	11.875
Zrn-08	170.6	136.2	0.7984	0.0505	0.0037	0.295	0.02	0.04314	0.0008	0.01318	0.00096	0.1308	272.2	4.9	261	16	210	160	272.2	4.9	-4.2912
Zrn-09	97.7	64.2	0.6571	0.0562	0.0048	0.345	0.027	0.0442	0.0011	0.01412	0.00097	-0.0388	279	7	299	21	420	190	279	7	6.689
Zrn-10	197.5	162	0.8203	0.0514	0.0046	0.36	0.1	0.0464	0.0045	0.02	0.01	0.9809	292	27	296	50	300	170	292	27	1.3514
Zrn-11	110.3	79.3	0.7189	0.0519	0.0042	0.322	0.025	0.04438	0.00075	0.01504	0.001	0.0242	279.9	4.7	281	19	310	180	279.9	4.7	0.3915
Zrn-12	128.7	91.8	0.7133	0.0526	0.0043	0.315	0.023	0.04376	0.00085	0.01401	0.001	-0.2534	276.1	5.3	277	17	280	170	276.1	5.3	0.3249
Zrn-13	70.8	46.8	0.661	0.056	0.0045	0.333	0.023	0.0442	0.0013	0.0139	0.0013	-0.0028	278.8	7.7	291	18	430	180	278.8	7.7	4.1924

Tabla A11. Resultados isotópicos U-Pb en circones. Resultados geocronológicos. Continuación

Sy-48	ppm			Relaciones corregidas									Edades corregidas									
	U	Th	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s	Best age (Ma)	±2s	Disc %	
Zrn-14	184.3	148.2	0.8041	0.0532	0.0037	0.306	0.02	0.04106	0.00081	0.01303	0.00088	0.1041	259.4	5	270	15	300	150	259.4	5	3.9259	
Zrn-15	466	121	0.2597	0.0817	0.0034	1.726	0.071	0.1527	0.0028	0.0391	0.0027	0.6119	916	16	1024	28	1241	84	916	16	10.547	
Zrn-16	137.4	85.9	0.6252	0.0514	0.0036	0.326	0.023	0.04505	0.00073	0.01496	0.0011	0.29	284.1	4.5	288	17	280	160	284.1	4.5	1.3542	
Zrn-17	209.8	137.4	0.6549	0.0519	0.0031	0.295	0.017	0.04201	0.00063	0.01361	0.00087	-0.0258	265.3	3.9	262	14	260	140	265.3	3.9	-1.2595	
Zrn-18	44.1	7.9	0.1791	0.0526	0.0062	0.336	0.035	0.0461	0.0012	0.0181	0.0028	-0.1124	290.7	7.5	294	27	270	230	290.7	7.5	1.1224	
Zrn-19	169.5	128.4	0.7575	0.0515	0.0034	0.305	0.02	0.04277	0.00078	0.0133	0.0009	-0.0224	270	4.8	269	15	260	150	270	4.8	-0.3717	
Zrn-20	144.7	96.4	0.6662	0.0501	0.0044	0.301	0.025	0.0435	0.00077	0.01333	0.00094	0.1102	274.5	4.8	271	20	200	180	274.5	4.8	-1.2915	
Zrn-21	159.1	144	0.9051	0.0515	0.0036	0.308	0.021	0.04299	0.00089	0.01407	0.00093	0.2338	271.3	5.5	271	16	250	150	271.3	5.5	-0.1107	
Zrn-22	139.5	82.4	0.5907	0.054	0.0036	0.327	0.02	0.0444	0.00074	0.01384	0.00099	0.0374	280.1	4.6	289	15	360	140	280.1	4.6	3.0796	
Zrn-23	148.1	95.6	0.6455	0.0517	0.0036	0.324	0.019	0.04482	0.00071	0.01389	0.001	-0.1716	282.6	4.4	284	15	330	160	282.6	4.4	0.493	
Zrn-24	144.5	79.5	0.5502	0.0532	0.0035	0.318	0.021	0.04341	0.00077	0.0131	0.00089	0.1523	273.9	4.7	279	16	320	150	273.9	4.7	1.828	
Zrn-25	120.8	71	0.5877	0.05	0.0035	0.304	0.021	0.04421	0.00075	0.01462	0.001	0.0701	278.8	4.6	268	16	160	140	278.8	4.6	-4.0299	
Zrn-26	123.7	71.2	0.5756	0.0492	0.0052	0.304	0.032	0.0447	0.0012	0.01425	0.0012	-0.1128	281.7	7.1	267	25	120	220	281.7	7.1	-5.5056	
Zrn-27	173.4	131.9	0.7607	0.0531	0.0041	0.326	0.025	0.04387	0.00077	0.01327	0.00085	0.1037	276.7	4.8	285	19	340	170	276.7	4.8	2.9123	
Zrn-28	91.6	26.53	0.2896	0.064	0.012	0.277	0.055	0.0305	0.0013	0.0144	0.0017	0.0066	193.9	8.1	245	43	830	390	193.9	8.1	20.857	
Zrn-29	189.8	141.4	0.745	0.0522	0.0032	0.302	0.018	0.04171	0.00075	0.01271	0.0008	0.2157	263.4	4.7	267	14	270	130	263.4	4.7	1.3483	
Zrn-30	123.1	77.4	0.6288	0.0553	0.0053	0.334	0.03	0.0438	0.0011	0.01392	0.0011	0.0605	276.1	6.5	290	23	370	190	276.1	6.5	4.7931	
Zrn-31	162.5	98.3	0.6049	0.0518	0.0036	0.308	0.02	0.0429	0.0007	0.01384	0.001	-0.0234	270.8	4.3	274	16	260	150	270.8	4.3	1.1679	
Zrn-32	1015	14.57	0.0144	0.08251	0.0032	2.102	0.068	0.1848	0.0017	0.0619	0.0058	0.3521	1093.3	9.4	1151	21	1256	76	1093.3	9.4	5.013	
Zrn-33	454.8	520	1.1434	0.0516	0.0026	0.322	0.015	0.04492	0.00051	0.01398	0.00081	0.1051	283.2	3.2	284.4	12	285	120	283.2	3.2	0.4219	
Zrn-34	498	467.9	0.9396	0.0525	0.0025	0.282	0.013	0.03915	0.00071	0.01299	0.00072	0.5153	247.5	4.4	251.9	10	300	110	247.5	4.4	1.7467	
Zrn-35	180.5	146.3	0.8105	0.0527	0.0042	0.311	0.022	0.04284	0.00073	0.01306	0.00092	-0.3592	270.4	4.5	276	18	290	180	270.4	4.5	2.029	
Zrn-36	139.2	85.6	0.6149	0.053	0.0039	0.308	0.023	0.04262	0.00071	0.01388	0.00093	-0.0246	269	4.4	271	18	290	160	269	4.4	0.738	
Zrn-37	132.1	93.3	0.7063	0.0513	0.0035	0.314	0.02	0.04451	0.00089	0.01375	0.00089	0.0585	280.7	5.5	277	15	230	150	280.7	5.5	-1.3357	
Zrn-38	75.9	34.59	0.4557	0.0529	0.0063	0.324	0.033	0.045	0.0012	0.0156	0.0017	-0.1155	283.9	7.6	284	25	260	250	283.9	7.6	0.0352	
Zrn-39	131.1	87.1	0.6644	0.0509	0.0034	0.305	0.017	0.04345	0.00094	0.01376	0.00092	0.0532	274.2	5.8	270	14	230	140	274.2	5.8	-1.5556	
Zrn-40	154.6	115.8	0.749	0.0533	0.0045	0.325	0.025	0.04426	0.00095	0.01442	0.001	-0.0833	279.2	5.9	284	19	320	180	279.2	5.9	1.6901	
Zrn-41	415	133	0.3205	0.0775	0.0033	1.777	0.073	0.1661	0.0028	0.0409	0.0026	0.6542	990	15	1036	27	1130	82	990	15	4.4402	
Zrn-42	188.6	145.6	0.772	0.0524	0.0038	0.319	0.023	0.04329	0.00078	0.01411	0.00096	0.2681	273.2	4.8	280	17	280	160	273.2	4.8	2.4286	
Sy-49																						
Zrn-01	1515	55.1	0.0364	0.07045	0.0027	1.453	0.047	0.1506	0.0014	0.0465	0.0031	0.4167	904.3	7.7	910.9	19	939	80	904.3	7.7	0.7246	
Zrn-02	715.4	153.4	0.2144	0.0764	0.0031	1.815	0.059	0.1733	0.0017	0.0559	0.0033	0.1024	1030.1	9.5	1052.9	20	1103	82	1030.1	9.5	2.1654	
Zrn-03	165.2	120.6	0.73	0.0818	0.0035	2.306	0.09	0.2064	0.0024	0.0602	0.0035	0.4808	1209	13	1216	27	1242	80	1209	13	0.5757	
Zrn-04	341	102.9	0.3018	0.0834	0.0039	2.55	0.13	0.2172	0.0046	0.067	0.0045	0.5918	1267	25	1292	40	1293	100	1267	25	1.935	
Zrn-05	934	89.6	0.0959	0.0761	0.003	1.716	0.057	0.1638	0.0018	0.0525	0.0037	0.3778	977.6	9.8	1014	21	1097	79	977.6	9.8	3.5897	
Zrn-06	750	458	0.6107	0.0893	0.0035	2.912	0.1	0.2361	0.003	0.0689	0.0039	0.4699	1366	16	1384	26	1414	80	1366	16	1.3006	
Zrn-07	327	158.7	0.4853	0.0956	0.0038	3.589	0.12	0.2706	0.0028	0.0817	0.0044	0.3022	1544	14	1548	25	1539	73	1539	73	0.2584	
Zrn-08	341	95.1	0.2789	0.0718	0.003	1.536	0.056	0.1543	0.0016	0.0473	0.0029	0.3439	924.9	9.2	944	22	977	84	924.9	9.2	2.0233	
Zrn-09	293.4	131.9	0.4496	0.0517	0.0036	0.179	0.012	0.02598	0.00047	0.00815	0.00057	0.0322	165.3	2.9	166.8	11	230	150	165.3	2.9	0.8993	
Zrn-10	938	146.2	0.1559	0.0781	0.0031	1.874	0.062	0.1747	0.0023	0.0381	0.0023	0.407	1038	13	1072	22	1148	79	1038	13	3.1716	
Zrn-11	155	94.2	0.6077	0.0822	0.0034	2.344	0.083	0.2069	0.0024	0.0611	0.0035	0.1655	1212	13	1225	25	1251	83	1212	13	1.0612	
Zrn-12	830	119.4	0.1439	0.07323	0.0028	1.55	0.051	0.1531	0.0015	0.0462	0.0027	0.3399	918.5	8.2	950.1	20	1017	79	918.5	8.2	3.326	
Zrn-13	196.2	202	1.0296	0.0803	0.0035	2.31	0.088	0.2083	0.0025	0.06673	0.0036	0.222	1220	13	1214	27	1197	86	1220	13	-0.4942	
Zrn-14	270	121.9	0.4515	0.0773	0.0031	2.001	0.068	0.1859	0.0019	0.0563	0.0032	0.3483	1099.1	11	1115	23	1124	80	1099.1	11	1.426	
Zrn-15	135	216	1.6	0.075	0.0038	1.814	0.088	0.1799	0.0046	0.0571	0.0033	0.5774	1066	25	1056	35	1057	100	1066	25	-0.947	
Zrn-16	77.8	45.6	0.5861	0.0823	0.0043	2.397	0.1	0.2122	0.0024	0.0681	0.0045	-0.0849	1240	13	1243	30	1236	100	1240	13	0.2414	
Zrn-17	544.2	133.2	0.2448	0.0729	0.0029	1.521	0.049	0.1505	0.0016	0.0463	0.0029	0.2635	903.6	8.7	938.7	20	1007	81	903.6	8.7	3.7392	
Zrn-18	592	337	0.5693	0.0771	0.003	2.015	0.07	0.188	0.0021	0.05873	0.0033	0.6133	1110.7	12	1120	24	1127	83	1110.7	12	0.8304	
Zrn-19	318	175.3	0.5513	0.106	0.0041	3.826	0.13	0.2614	0.003	0.0812	0.0047	0.3604	1497	15	1598	26	1730	71	1730	71	6.3204	
Zrn-20	609.3	86.8	0.1425	0.0731	0.003	1.543	0.054	0.1512	0.002	0.045	0.0031	0.4792	907.7	11	950	23	1012	83	907.7	11	4.4526	
Zrn-21	321	132.2	0.4118	0.0777	0.003	2.077	0.067	0.1933	0.0019	0.0553	0.0031	0.341	1139.2	10	1140.8	22	1143	82	1139.2	10	0.1403	
Zrn-22	808	1008	1.2475	0.0803	0.0033	2.05	0.073	0.1844	0.0022	0.05089	0.0028	0.5743	1090.7	12	1132	24	1200	80	1090.7	12	3.6484	
Zrn-23	555	71.5	0.1288	0.0796	0.0032	2.037	0.069	0.1846	0.0019	0.0637	0.0042	0.1914	1091.8	11	1128	23	1184	81	1091.8	11	3.2092	
Zrn-24	471	115.8	0.2459	0.0728	0.003	1.695	0.058	0.1686	0.0015	0.0486	0.0029	-0.0103	1004.6	8.5	1006	22	1017	90	1004.6	8.5	0.1392	

Tabla A11. Resultados isotópicos U-Pb en circones. Resultados geocronológicos. Continuación

Sy-49	ppm			Relaciones corregidas									Edades corregidas								
	U	Th	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$ abs	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$ abs	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$ abs	$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$	$\pm 2s$ abs	Rho	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2s$	Best age (Ma)	$\pm 2s$	Disc %
Zrn-25	255.7	183	0.7157	0.0808	0.0036	2.249	0.096	0.2024	0.0035	0.0595	0.0034	0.6423	1188	19	1201	32	1212	88	1188	19	1.0824
Zrn-26	564	149.7	0.2654	0.0786	0.0031	1.927	0.067	0.1785	0.0022	0.0586	0.0034	0.522	1058.8	12	1092	22	1159	79	1058.8	12	3.0403
Zrn-27	704.3	193	0.274	0.0788	0.0031	2.034	0.071	0.1859	0.0022	0.0607	0.0034	0.6624	1099.3	12	1126	24	1165	79	1099.3	12	2.3712
Zrn-28	149.4	23.3	0.156	0.0724	0.0033	1.624	0.067	0.1624	0.0023	0.0475	0.0035	0.3249	970	13	978	26	989	95	970	13	0.818
Zrn-29	555	528	0.9514	0.0796	0.0032	2.13	0.071	0.193	0.002	0.05763	0.0032	0.5023	1137.8	11	1158	23	1183	79	1137.8	11	1.7444
Zrn-30	586	153.6	0.2621	0.0783	0.0033	1.635	0.059	0.1514	0.0018	0.052	0.003	0.15	909	10	983	23	1158	88	909	10	7.528
Zrn-31	659	404.4	0.6137	0.0797	0.0033	2.282	0.087	0.2059	0.0031	0.06038	0.0033	0.6149	1207	17	1206	27	1187	83	1207	17	-0.0829
Zrn-32	772	59	0.0764	0.0771	0.0031	1.995	0.073	0.187	0.0047	0.0586	0.0042	0.6786	1105	25	1113	24	1121	80	1105	25	0.7188
Zrn-33	329	146.6	0.4456	0.0803	0.0033	2.297	0.078	0.2059	0.0022	0.0627	0.0037	0.2756	1206.8	12	1211	24	1205	78	1206.8	12	0.3468
Zrn-34	125	63.5	0.508	0.0711	0.0035	1.617	0.068	0.1633	0.0023	0.0494	0.0032	0.0911	975	13	975	26	958	99	975	13	0
Zrn-35	100.5	55	0.5473	0.0809	0.0044	2.338	0.12	0.2073	0.0029	0.066	0.0043	-0.0871	1214	15	1225	36	1214	110	1214	15	0.898
Zrn-36	1125	116.3	0.1034	0.0741	0.0031	1.701	0.07	0.166	0.0022	0.0493	0.0032	0.6108	990	12	1008	26	1041	85	990	12	1.7857
Zrn-37	935	134.6	0.144	0.07163	0.0028	1.474	0.048	0.1485	0.0015	0.04537	0.0026	0.2862	892.3	8.2	920.8	19	976	82	892.3	8.2	3.0951
Zrn-38	564	173	0.3067	0.07845	0.003	1.966	0.063	0.182	0.0018	0.0552	0.0035	0.2905	1077.7	9.6	1105.4	20	1156	76	1077.7	9.6	2.5059
Zrn-39	868	113.4	0.1306	0.07982	0.0031	2.078	0.066	0.1875	0.0018	0.056	0.0032	0.3669	1108	9.8	1141.2	22	1189	76	1108	9.8	2.9092
Zrn-40	514	129.1	0.2512	0.0776	0.003	1.879	0.06	0.175	0.0016	0.0534	0.003	0.1783	1039.3	8.6	1073.3	21	1133	78	1039.3	8.6	3.1678

Tabla A12. Número de análisis realizados en cristales de anfíbol mediante microsonda electrónica para las muestras del Batolito Pochutla.

*El algoritmo de Anderson & Smith (1995) se calculó con el valor de T obtenido mediante Ridolfi & Renzulli (2012).

**El valor de la presión se calculó de acuerdo a las ecuaciones 1a-1e de Ridolfi & Renzulli (2012). Con este valor se obtuvo la T(°C) mediante la ecuación 2 del mismo autor.

***La profundidad de emplazamiento se calculó utilizando el valor de la mediana calculado en la presión

	Especie	Temperatura (°C)	Presión (kbar)		
		Ridolfi & Renzulli (2012)	Anderson & Smith (1995)*	Mutch (2016)	**Ridolfi & Renzulli (2012)
H-219					
219-2-Anf-4	Mg-Hbl	724.8	4.1	3.7	1.6
219-3-Anf-2	Mg-Hbl	726.5	4.6	4.1	2.0
219-3-Anf-3	Mg-Hbl	731.0	4.3	4.0	1.9
219-4-Anf-2	Mg-Hbl	709.6	3.3	2.9	0.9
219-4-Anf-3	Mg-Hbl	705.9	3.2	2.8	0.8
219-4-Anf-4	Mg-Hbl	727.3	3.1	2.9	1.0
219-4-Anf-5	Mg-Hbl	714.9	3.1	2.8	0.9
219-4-Anf-6	Mg-Hbl	711.7	3.2	2.9	0.8
219-5-Anf-3	Mg-Hbl	710.6	4.4	3.7	1.7
219-6-Anf-2	Mg-Hbl	702.4	3.0	2.7	0.6
219-6-Anf-3	Mg-Hbl	710.5	3.0	2.7	0.7
219-7-Anf-4	Mg-Hbl	720.2	4.3	3.8	1.8
219-7-Anf-6	Mg-Hbl	730.5	4.4	4.1	2.1
Mediana		714.9	3.3	2.9	-
***Profundidad de emplazamiento (km)			12.4	11.1	-
Sy-46					
Sy-1-Anf-2	Mg-Hbl	712.1	4.6	3.9	1.7
Sy-2-Anf-1	Mg-Hbl	735.5	4.0	3.7	1.7
Sy-3-Anf-1	Mg-Hbl	730.5	4.0	3.7	1.7
Sy-3-Anf-3	Mg-Hbl	734.5	4.0	3.7	1.8
Sy-4-Anf-1	Mg-Hbl	743.0	3.7	3.6	1.8
Sy-4-Anf-2	Mg-Hbl	717.8	3.9	3.5	1.3
Sy-4-Anf-3	Mg-Hbl	756.0	3.3	3.5	1.6
Sy-5-Anf-2	Mg-Hbl	739.0	3.7	3.5	1.6
Sy-5-Anf-4	Mg-Hbl	714.5	4.5	3.9	1.9
Sy-5-Anf-6	Mg-Hbl	736.4	4.4	4.1	2.1
Sy-5-Anf-8	Mg-Hbl	739.3	3.6	3.5	1.7
Sy-6-Anf-3	Mg-Hbl	735.7	3.5	3.4	1.4
Sy-7-Anf-1	Mg-Hbl	763.7	3.0	3.4	1.7
Sy-7-Anf-4	Mg-Hbl	715.1	3.9	3.4	1.5
Sy-8-Anf-2	Mg-Hbl	726.0	4.2	3.8	1.7
Sy-8-Anf-3	Mg-Hbl	711.3	3.1	2.8	0.7
Sy-8-Anf-4	Mg-Hbl	725.3	3.2	3.0	1.1
Sy-10-Anf-5	Mg-Hbl	744.9	3.0	3.1	1.4
Mediana		735.0	3.8	3.5	-
***Profundidad de emplazamiento (km)			14.4	13.3	-

Tabla A13. Análisis estequiométricos de anfíbol de la muestra H-219

<i>Cristal de anfíbol</i>	219-1				219-2				219-3				219-4						219-5				219-6					
<i>Punto de ablación</i>	Anf-1	Anf-2	Anf-3	Anf-4	Anf-5	Anf-6	Anf-1	Anf-2	Anf-3	Anf-4	Anf-1	Anf-2	Anf-3	Anf-4														
<i>CaO</i>	11.748	11.726	0.016	12.026	11.870	11.827	11.963	11.789	11.879	11.818	11.741	11.780	11.877	11.763	11.825	11.673	11.964	11.739	11.866	11.894	11.869	12.054	11.761	11.606	11.643	23.302		
<i>K₂O</i>	1.523	1.522	11.814	1.434	1.626	1.561	1.502	1.303	1.486	1.408	1.478	1.478	1.087	1.118	1.071	1.056	1.061	1.076	1.105	1.062	1.339	0.997	1.522	0.982	1.039	0.000		
<i>Na₂O</i>	1.376	1.272	0.133	1.101	1.178	1.206	1.040	1.182	1.051	1.078	1.182	1.320	1.053	1.076	0.978	1.183	0.973	1.106	0.815	0.990	0.925	0.797	1.362	1.046	1.159	0.033		
<i>Cr₂O₃</i>	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000		
<i>FeO</i>	21.241	21.349	22.803	23.169	21.211	21.159	22.013	20.468	21.369	20.524	20.795	21.078	19.521	19.111	18.545	18.822	17.384	18.033	19.028	19.492	19.928	18.450	21.219	18.575	19.603	13.126		
<i>SiO₂</i>	43.488	43.228	36.830	41.734	43.491	43.388	43.038	44.566	42.909	43.741	43.885	43.395	45.970	45.636	45.999	45.719	46.109	46.126	45.974	46.021	44.161	46.306	43.162	46.037	46.146	38.111		
<i>TiO₂</i>	1.054	1.030	2.783	0.262	0.971	0.952	0.915	1.011	0.947	1.117	1.122	1.166	1.044	1.171	1.249	1.274	1.239	1.280	1.002	0.962	1.131	1.152	1.081	1.171	1.242	0.186		
<i>Al₂O₃</i>	10.099	9.996	14.744	11.732	10.468	10.625	10.117	9.349	10.389	9.965	9.714	9.938	8.016	8.057	7.950	8.096	7.947	7.975	8.113	8.231	9.348	8.162	10.155	7.597	7.710	21.621		
<i>MnO</i>	0.316	0.335	0.222	0.298	0.319	0.329	0.278	0.332	0.325	0.309	0.329	0.335	0.346	0.349	0.359	0.379	0.338	0.349	0.320	0.319	0.344	0.337	0.303	0.360	0.349	0.137		
<i>MgO</i>	8.885	8.986	10.107	7.658	8.950	8.950	8.223	9.521	8.485	9.111	8.999	9.009	10.352	10.614	10.914	10.683	11.714	10.944	10.214	10.175	9.333	10.400	8.678	10.954	10.669	0.034		
<i>Total</i>	99.730	99.459	99.452	99.414	100.1	99.997	99.089	99.521	98.840	99.071	99.245	99.499	99.266	98.895	98.890	98.885	98.729	98.628	98.437	99.146	98.378	98.655	99.243	98.332	99.560	96.550		
Sitio T																												
<i>Si</i>	6.464	6.435	5.283	6.250	6.432	6.414	6.464	6.589	6.437	6.511	6.538	6.460	6.772	6.733	6.765	6.738	6.758	6.800	6.815	6.784	6.607	6.840	6.458	6.798	6.759	6.617		
<i>Al_{IV}</i>	1.536	1.565	2.717	1.750	1.568	1.586	1.536	1.411	1.563	1.489	1.462	1.540	1.228	1.267	1.235	1.262	1.242	1.200	1.185	1.216	1.393	1.160	1.542	1.202	1.241	1.383		
<i>Suma en T</i>	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	
Sitio C																												
<i>Al_{VI}</i>	0.233	0.189	-0.224	0.321	0.256	0.265	0.255	0.217	0.274	0.259	0.244	0.204	0.163	0.134	0.143	0.145	0.131	0.186	0.232	0.214	0.255	0.261	0.249	0.120	0.090	3.041		
<i>Cr</i>	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000		
<i>Fe³⁺</i>	0.640	0.747	4.136	0.916	0.691	0.723	0.633	0.650	0.667	0.631	0.597	0.656	0.580	0.636	0.609	0.612	0.605	0.503	0.517	0.548	0.556	0.412	0.593	0.666	0.701	-6.387		
<i>Ti</i>	0.118	0.115	0.300	0.030	0.108	0.106	0.103	0.112	0.107	0.125	0.126	0.131	0.116	0.130	0.138	0.141	0.137	0.142	0.112	0.107	0.127	0.128	0.122	0.130	0.137	0.024		
<i>Mg</i>	1.969	1.994	2.162	1.710	1.973	1.972	1.841	2.098	1.898	2.022	1.999	1.999	2.273	2.335	2.393	2.347	2.560	2.405	2.257	2.236	2.082	2.290	1.936	2.411	2.330	0.009		
<i>Fe²⁺</i>	2.000	1.910	-1.401	1.985	1.932	1.892	2.132	1.880	2.013	1.923	1.994	1.968	1.824	1.722	1.672	1.708	1.526	1.720	1.841	1.855	1.937	1.867	2.062	1.628	1.700	8.292		
<i>Mn</i>	0.040	0.042	0.027	0.038	0.040	0.041	0.035	0.042	0.041	0.039	0.042	0.042	0.043	0.044	0.045	0.047	0.042	0.044	0.040	0.040	0.044	0.042	0.038	0.045	0.043	0.020		
<i>Suma en C</i>	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	
Sitio B																												
<i>Na</i>	0.129	0.130	1.998	0.070	0.119	0.127	0.075	0.133	0.091	0.115	0.126	0.121	0.126	0.141	0.137	0.157	0.121	0.146	0.116	0.122	0.098	0.092	0.115	0.164	0.173	-2.334		
<i>Ca</i>	1.871	1.870	0.002	1.930	1.881	1.873	1.925	1.867	1.909	1.885	1.874	1.879	1.874	1.859	1.863	1.843	1.879	1.854	1.884	1.878	1.902	1.908	1.885	1.836	1.827	4.334		
<i>Suma en B</i>	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	
Sitio A																												
<i>Na</i>	0.267	0.237	-1.961	0.249	0.218	0.219	0.228	0.206	0.215	0.196	0.215	0.260	0.175	0.167	0.142	0.181	0.155	0.170	0.119	0.161	0.171	0.136	0.280	0.135	0.156	2.346		
<i>K</i>	0.289	0.289	2.162	0.274	0.307	0.294	0.288	0.246	0.284	0.267	0.281	0.281	0.204	0.210	0.201	0.199	0.198	0.202	0.209	0.200	0.256	0.188	0.291	0.185	0.194	0.000		
<i>Suma en A</i>	0.556	0.526	0.201	0.523	0.525	0.513	0.516	0.452	0.499	0.463	0.496	0.540	0.379	0.377	0.343	0.380	0.354	0.373	0.328	0.361	0.426	0.324	0.571	0.320	0.350	2.346		
<i>Suma de cationes</i>	15.556	15.526	15.201	15.523	15.525	15.513	15.516	15.452	15.499	15.463	15.496	15.540	15.379	15.377	15.343	15.380	15.354	15.373	15.328	15.361	15.426	15.324	15.571	15.320	15.350	17.346		
<i>Al_{total}</i>	1.769	1.754	2.493	2.071	1.824	1.851	1.791	1.629	1.837	1.748	1.706	1.744	1.392	1.401	1.378	1.406	1.373	1.386	1.417	1.430	1.648	1.421	1.791	1.322	1.331	4.424		
<i>Mg/(Mg+Fe²⁺)</i>	0.496	0.511	2.843	0.463	0.505	0.510	0.463	0.527	0.485	0.513	0.501	0.504	0.555	0.576	0.589	0.579	0.627	0.583	0.551	0.547	0.518	0.551	0.484	0.597	0.578	0.001		

Muestra H-219. Continuación.

Cristal de anfíbol	219-7						219-8			
	Anf-1	Anf-2	Anf-3	Anf-4	Anf-5	Anf-6	Anf-1	Anf-2	Anf-3	Anf-4
Punto de ablación										
CaO	11.832	11.884	11.818	11.879	11.817	11.923	11.937	12.000	11.904	11.873
K ₂ O	1.464	1.496	1.408	1.448	1.507	1.472	1.644	1.250	1.557	1.139
Na ₂ O	1.021	1.009	1.102	1.105	1.093	1.027	1.138	1.071	1.031	0.985
Cr ₂ O ₃	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000
FeO	20.319	20.184	20.558	20.573	21.524	19.970	22.614	20.657	21.748	19.830
SiO ₂	44.517	43.710	43.638	43.653	42.781	43.950	42.617	45.123	43.107	46.368
TiO ₂	1.140	1.107	0.936	0.942	0.869	1.142	0.745	1.131	0.922	1.013
Al ₂ O ₃	9.496	10.028	9.755	9.380	10.613	9.879	11.404	8.976	10.826	8.219
MnO	0.354	0.289	0.321	0.354	0.322	0.338	0.313	0.320	0.331	0.341
MgO	9.701	9.562	9.308	9.092	8.437	9.421	8.519	9.592	8.422	10.411
Total	99.844	99.269	98.865	98.426	98.963	99.122	100.93	100.12	99.862	100.18
Sitio T										
Si	6.553	6.476	6.506	6.563	6.408	6.531	6.261	6.636	6.398	6.757
Al _{IV}	1.447	1.524	1.494	1.437	1.592	1.469	1.739	1.364	1.602	1.243
Suma en T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Sitio C										
Al _{VI}	0.200	0.227	0.220	0.224	0.281	0.261	0.235	0.192	0.291	0.169
Cr	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Fe ³⁺	0.697	0.704	0.700	0.574	0.717	0.581	0.950	0.601	0.726	0.655
Ti	0.126	0.123	0.105	0.107	0.098	0.128	0.082	0.125	0.103	0.111
Mg	2.129	2.112	2.069	2.038	1.884	2.087	1.866	2.103	1.863	2.262
Fe ²⁺	1.804	1.797	1.863	2.012	1.979	1.900	1.828	1.939	1.973	1.762
Mn	0.044	0.036	0.041	0.045	0.041	0.043	0.039	0.040	0.042	0.042
Suma en C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Sitio B										
Na	0.134	0.114	0.112	0.087	0.104	0.102	0.121	0.109	0.107	0.146
Ca	1.866	1.886	1.888	1.913	1.896	1.898	1.879	1.891	1.893	1.854
Suma en B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Sitio A										
Na	0.157	0.176	0.206	0.235	0.214	0.194	0.203	0.196	0.189	0.132
K	0.275	0.283	0.268	0.278	0.288	0.279	0.308	0.234	0.295	0.212
Suma en A	0.432	0.459	0.474	0.513	0.502	0.473	0.511	0.431	0.484	0.344
Suma de cationes	15.432	15.459	15.474	15.513	15.502	15.473	15.511	15.431	15.484	15.344
Al _{total}	1.647	1.751	1.714	1.662	1.873	1.730	1.974	1.556	1.894	1.412
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.541	0.540	0.526	0.503	0.488	0.523	0.505	0.520	0.486	0.562

Tabla A13. Análisis estequiométricos de anfíbol de la muestra Sy-46

Cristal de anfíbol	Sy46-1			Sy46-2				Sy46-3				Sy46-4				Sy46-5								Sy46-6			
Punto de ablación	Anf-1	Anf-2	Anf-3	Anf-1	Anf-2	Anf-3	Anf-4	Anf-5	Anf-6	Anf-7	Anf-8	Anf-1	Anf-2	Anf-3	Anf-4												
K_2O	1.027	1.186	1.238	1.216	1.161	1.286	1.116	1.243	1.309	1.274	1.106	1.239	1.294	1.238	1.084	1.192	1.176	1.104	1.267	1.174	1.316	1.191	1.237	0.978	1.194	1.191	1.037
Na_2O	1.254	1.034	1.000	1.153	1.214	1.010	1.192	1.136	1.258	1.129	1.134	1.083	1.242	1.274	1.187	1.122	1.117	0.947	0.892	0.750	1.131	1.158	1.067	0.743	0.990	1.144	1.147
TiO_2	0.843	0.540	0.767	0.696	0.463	0.868	0.694	0.803	0.805	0.767	0.570	0.939	1.060	1.279	1.096	1.247	1.140	1.145	0.976	0.947	0.882	1.262	1.008	0.940	1.145	1.162	1.166
SiO_2	44.422	44.033	43.632	43.740	44.909	44.035	43.019	45.100	43.176	44.735	45.253	44.325	46.447	44.286	44.277	46.188	45.236	46.776	45.171	43.634	44.560	42.754	44.124	46.689	45.613	44.719	46.737
CaO	9.447	11.386	10.647	11.274	11.572	11.279	11.281	11.241	11.380	11.474	11.486	11.385	11.296	11.312	11.375	10.969	11.212	11.503	10.926	11.243	11.364	11.321	11.436	11.538	11.445	11.263	11.194
FeO	14.218	18.294	16.235	18.128	17.981	16.878	19.459	17.843	19.083	18.927	17.150	18.493	17.495	19.130	19.072	17.649	18.698	17.320	17.452	19.401	17.253	19.364	19.581	17.853	18.396	18.296	17.094
Al_2O_3	14.181	9.500	9.217	9.230	9.953	8.940	9.088	9.289	9.626	9.429	8.987	9.240	9.067	9.039	8.644	9.418	9.161	8.945	9.604	9.776	9.843	9.432	9.078	7.762	8.546	8.765	7.984
Cr_2O_3	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.000	0.004	0.011	0.000	0.000	0.006	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.006
MnO	0.211	0.261	0.246	0.253	0.244	0.264	0.276	0.273	0.256	0.301	0.229	0.277	0.253	0.238	0.310	0.280	0.279	0.284	0.272	0.303	0.284	0.258	0.290	0.263	0.287	0.274	0.254
MgO	9.182	10.088	9.603	10.534	10.060	10.303	10.828	10.620	10.761	10.414	10.655	10.796	10.573	10.662	11.438	11.083	10.525	10.935	9.981	10.590	10.176	10.770	10.449	11.499	11.242	10.601	12.023
Cl	0.271	0.062	0.109	0.135	0.076	0.154	0.076	0.092	0.062	0.046	0.049	0.114	0.111	0.165	0.103	0.258	0.315	0.103	0.166	0.206	0.109	0.230	0.119	0.030	0.092	0.157	0.103
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	95.056	96.384	92.694	96.364	97.6	95.017	97.029	97.641	97.716	98.496	96.619	97.891	98.838	98.640	98.586	99.410	98.870	99.062	96.707	98.030	96.939	97.740	98.389	98.295	98.950	97.578	98.745
Sitio T																											
Si	6.598	6.641	6.820	6.595	6.693	6.741	6.436	6.690	6.426	6.606	6.786	6.569	6.820	6.542	6.500	6.690	6.648	6.817	6.755	6.436	6.683	6.368	6.535	6.832	6.668	6.662	6.792
Al_{IV}	1.402	1.359	1.180	1.405	1.307	1.259	1.564	1.310	1.574	1.394	1.214	1.431	1.180	1.458	1.500	1.310	1.352	1.183	1.245	1.564	1.317	1.632	1.465	1.168	1.332	1.338	1.208
Suma en T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Sitio C																											
Al_{VI}	1.080	0.330	0.518	0.235	0.441	0.354	0.038	0.314	0.115	0.247	0.374	0.183	0.389	0.115	-0.004	0.298	0.234	0.353	0.448	0.135	0.423	0.023	0.119	0.171	0.140	0.201	0.159
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Fe^{3+}	0.571	0.696	0.367	0.799	0.495	0.455	1.196	0.682	1.038	0.782	0.480	0.877	0.407	0.878	1.143	0.799	0.795	0.514	0.576	1.230	0.460	1.153	0.952	0.779	0.853	0.724	0.793
Ti	0.094	0.061	0.090	0.079	0.052	0.100	0.078	0.090	0.090	0.085	0.064	0.105	0.117	0.142	0.121	0.136	0.126	0.126	0.110	0.105	0.099	0.141	0.112	0.103	0.126	0.130	0.127
Mg	2.033	2.268	2.238	2.368	2.235	2.351	2.415	2.349	2.388	2.293	2.382	2.385	2.314	2.348	2.503	2.393	2.306	2.376	2.225	2.329	2.275	2.391	2.307	2.509	2.450	2.354	2.605
Fe^{2+}	1.195	1.611	1.755	1.487	1.746	1.706	1.238	1.532	1.337	1.555	1.671	1.415	1.741	1.485	1.198	1.338	1.502	1.596	1.607	1.163	1.704	1.259	1.473	1.405	1.396	1.555	1.284
Mn	0.027	0.033	0.033	0.032	0.031	0.034	0.035	0.034	0.032	0.038	0.029	0.035	0.031	0.030	0.039	0.034	0.035	0.035	0.034	0.038	0.036	0.033	0.036	0.033	0.036	0.035	0.031
Suma en C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Sitio B																											
Na	0.497	0.160	0.217	0.179	0.152	0.150	0.192	0.214	0.185	0.185	0.155	0.192	0.223	0.210	0.211	0.298	0.235	0.204	0.249	0.223	0.174	0.194	0.185	0.191	0.208	0.202	0.257
Ca	1.503	1.840	1.783	1.821	1.848	1.850	1.808	1.786	1.815	1.815	1.845	1.808	1.777	1.790	1.789	1.702	1.765	1.796	1.751	1.777	1.826	1.806	1.815	1.809	1.792	1.798	1.743
Suma en B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Sitio A																											
Na	-0.136	0.142	0.086	0.158	0.198	0.150	0.154	0.113	0.178	0.139	0.175	0.119	0.130	0.155	0.127	0.017	0.083	0.063	0.009	-0.009	0.155	0.141	0.121	0.020	0.073	0.128	0.066
K	0.195	0.228	0.247	0.234	0.221	0.251	0.213	0.235	0.249	0.240	0.212	0.234	0.242	0.233	0.203	0.220	0.220	0.205	0.242	0.221	0.252	0.226	0.234	0.183	0.223	0.226	0.192
Suma en A	0.059	0.370	0.333	0.392	0.419	0.401	0.367	0.348	0.426	0.379	0.386	0.353	0.373	0.388	0.330	0.238	0.304	0.269	0.251	0.212	0.407	0.367	0.355	0.202	0.296	0.354	0.258
Suma de cationes	15.059	15.370	15.333	15.392	15.419	15.401	15.367	15.348	15.426	15.379	15.386	15.353	15.373	15.388	15.330	15.238	15.304	15.269	15.251	15.212	15.407	15.367	15.355	15.202	15.296	15.354	15.258
Al_{total}	2.482	1.689	1.698	1.640	1.748	1.613	1.602	1.624	1.688	1.641	1.588	1.614	1.569	1.574	1.496	1.608	1.587	1.536	1.693	1.699	1.740	1.656	1.584	1.339	1.472	1.539	1.367
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.630	0.585	0.560	0.614	0.561	0.580	0.661	0.605	0.641	0.596	0.588	0.628	0.571	0.613	0.676	0.641	0.606	0.598	0.581	0.667	0.572	0.655	0.610	0.641	0.637	0.602	0.670

Muestra Sy-46. Continuación

Cristal de anfíbol	Sy46-7					Sy46-8				Sy46-10					
	Anf-1	Anf-2	Anf-3	Anf-4	Anf-5	Anf-1	Anf-2	Anf-3	Anf-4	Anf-1	Anf-2	Anf-3	Anf-4	Anf-5	Anf-6
K_2O	1.027	1.186	1.238	1.216	1.161	1.286	1.116	1.243	1.309	1.274	1.106	1.239	1.294	1.238	1.084
Na_2O	1.254	1.034	1.000	1.153	1.214	1.010	1.192	1.136	1.258	1.129	1.134	1.083	1.242	1.274	1.187
TiO_2	0.843	0.540	0.767	0.696	0.463	0.868	0.694	0.803	0.805	0.767	0.570	0.939	1.060	1.279	1.096
SiO_2	44.422	44.033	43.632	43.740	44.909	44.035	43.019	45.100	43.176	44.735	45.253	44.325	46.447	44.286	44.277
CaO	9.447	11.386	10.647	11.274	11.572	11.279	11.281	11.241	11.380	11.474	11.486	11.385	11.296	11.312	11.375
FeO	14.218	18.294	16.235	18.128	17.981	16.878	19.459	17.843	19.083	18.927	17.150	18.493	17.495	19.130	19.072
Al_2O_3	14.181	9.500	9.217	9.230	9.953	8.940	9.088	9.289	9.626	9.429	8.987	9.240	9.067	9.039	8.644
Cr_2O_3	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.000
MnO	0.211	0.261	0.246	0.253	0.244	0.264	0.276	0.273	0.256	0.301	0.229	0.277	0.253	0.238	0.310
MgO	9.182	10.088	9.603	10.534	10.060	10.303	10.828	10.620	10.761	10.414	10.655	10.796	10.573	10.662	11.438
Cl	0.271	0.062	0.109	0.135	0.076	0.154	0.076	0.092	0.062	0.046	0.049	0.114	0.111	0.165	0.103
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	95.056	96.384	92.694	96.364	97.6	95.017	97.029	97.641	97.716	98.496	96.619	97.891	98.838	98.640	98.586
Sitio T															
Si	6.598	6.641	6.820	6.595	6.693	6.741	6.436	6.690	6.426	6.606	6.786	6.569	6.820	6.542	6.500
Al_{IV}	1.402	1.359	1.180	1.405	1.307	1.259	1.564	1.310	1.574	1.394	1.214	1.431	1.180	1.458	1.500
Suma en T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Sitio C															
Al_{VI}	1.080	0.330	0.518	0.235	0.441	0.354	0.038	0.314	0.115	0.247	0.374	0.183	0.389	0.115	-0.004
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Fe^{3+}	0.571	0.696	0.367	0.799	0.495	0.455	1.196	0.682	1.038	0.782	0.480	0.877	0.407	0.878	1.143
Ti	0.094	0.061	0.090	0.079	0.052	0.100	0.078	0.090	0.090	0.085	0.064	0.105	0.117	0.142	0.121
Mg	2.033	2.268	2.238	2.368	2.235	2.351	2.415	2.349	2.388	2.293	2.382	2.385	2.314	2.348	2.503
Fe^{2+}	1.195	1.611	1.755	1.487	1.746	1.706	1.238	1.532	1.337	1.555	1.671	1.415	1.741	1.485	1.198
Mn	0.027	0.033	0.033	0.032	0.031	0.034	0.035	0.034	0.032	0.038	0.029	0.035	0.031	0.030	0.039
Suma en C	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Sitio B															
Na	0.497	0.160	0.217	0.179	0.152	0.150	0.192	0.214	0.185	0.185	0.155	0.192	0.223	0.210	0.211
Ca	1.503	1.840	1.783	1.821	1.848	1.850	1.808	1.786	1.815	1.815	1.845	1.808	1.777	1.790	1.789
Suma en B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Sitio A															
Na	-0.136	0.142	0.086	0.158	0.198	0.150	0.154	0.113	0.178	0.139	0.175	0.119	0.130	0.155	0.127
K	0.195	0.228	0.247	0.234	0.221	0.251	0.213	0.235	0.249	0.240	0.212	0.234	0.242	0.233	0.203
Suma en A	0.059	0.370	0.333	0.392	0.419	0.401	0.367	0.348	0.426	0.379	0.386	0.353	0.373	0.388	0.330
Suma de cationes	15.059	15.370	15.333	15.392	15.419	15.401	15.367	15.348	15.426	15.379	15.386	15.353	15.373	15.388	15.330
Al_{total}	2.482	1.689	1.698	1.640	1.748	1.613	1.602	1.624	1.688	1.641	1.588	1.614	1.569	1.574	1.496
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.630	0.585	0.560	0.614	0.561	0.580	0.661	0.605	0.641	0.596	0.588	0.628	0.571	0.613	0.676

Tabla A14. Concentración de tierras raras (REE) de los circones

ppm	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Sy-33																						
Zircon_01	-450	224	1.8	233	1.59	0.062	2.76	0.055	0.035	0.53	0.071	1.38	0.57	13.3	5.9	39.4	138	37.5	18300	1.625	27.7	483
Zircon_02	-100	235	3.9	379	2.09	0.084	4.53	0.006	0.22	0.59	0.155	3.35	1.51	20	10.3	62	222	58	17800	3	43.5	770
Zircon_04	-15400	506	3.6	4690	42.1	0.087	45.8	0.17	2.73	10.3	1.31	76	32.3	413	159	730	1360	280	14400	3.85	950	911
Zircon_06	-50500	559	3.3	10500	32.2	0.057	45.6	0.44	10.6	45	19.7	257	88	1010	357	1640	2670	506	10300	5.375	1150	1110
Zircon_08	-34200	307	3.8	2430	15.2	0.0029	17.5	0.035	1.31	5.75	0.75	45.5	17.2	220	87	384	689	137	11200	1.925	581	552
Zircon_09	-308000	483	3.9	6220	68	1.04	61	0.73	6.5	15.4	2.16	126	45.5	567	234	1010	1790	342	14600	6.8	2320	1760
Zircon_10	636000	839	4.5	14500	43.3	9.7	90	6.1	45	47	4.3	262	103	1350	515	2230	3960	734	16200	6.85	2000	1950
Zircon_11	15400	527	5.3	10100	116	0.07	82	0.219	3.43	23.2	2.58	180	73	900	340	1460	2610	508	18000	14.475	3901	3347
Zircon_12	3300	337	4.2	1560	9.2	0	14.8	0.04	0.99	3.35	0.57	25.7	10.4	129	53.1	243	490	100	15600	1.08	130	217
Zircon_13	5300	421	6.3	3840	31.2	0	40.1	0.048	1.49	6.8	1.15	61.4	24.9	332	127	608	1190	238	14100	3	716	932
Zircon_15	6600	423	3.5	5750	61	0	43	0.085	2	9.9	1.46	99	39.8	500	204	880	1640	306	13500	5.65	2060	1830
Zircon_16	3430	394	4.5	3080	16.1	0	38.3	0.083	2.35	8.3	1.21	60.9	22.8	274	108	475	886	181	11300	1.85	973	577
Zircon_17	3940	398	5	4850	40.4	0.041	51.8	0.153	4.17	13.5	1.97	101	37.9	456	174	744	1300	251	10890	3.95	2210	1370
Zircon_18	3100	393	2.8	4340	36.3	0.102	30.7	0.067	1.73	7.7	0.97	69.4	28.5	368	152	698	1320	262	12000	3.475	1104	1193
Zircon_19	3930	386	4.2	2410	7.91	0	18.3	0.053	1.37	4.95	0.81	39	15.3	197	81.8	379	765	158	11660	0.91	242	262
Zircon_20	3360	437	4.9	4740	36.4	0.024	73	0.09	2.63	9.6	1.67	90	34.4	424	164	730	1330	259	16400	3.725	1198	838
Zircon_22	6600	850	17	13500	145	0.076	102	0.072	5.2	23.6	3.7	250	99	1240	480	2100	3600	720	26300	14.75	1820	1523
Zircon_26	1460	317	9.9	1410	3.65	0.014	26.6	0.32	5.02	9.8	2.72	51	13.2	135	47.8	204	355	68	11200	1.175	161	173
Zircon_27	1220	383	4.7	3070	15	0	38.9	0.116	2.32	6.98	1.17	58.3	21.8	273	106	472	883	174	11900	1.5675	478	432.9
Zircon_31	1420	434	5	6010	45.9	0.015	50.1	0.123	2.1	11.5	1.93	102.3	42.1	534	214	947	1710	327	11740	3.575	1500	1220
Zircon_32	390	359	4.1	1390	4.23	0.0093	9.4	0.028	0.83	3.25	0.481	22	8.43	107	44.5	218	457	96.2	11540	0.415	92.8	119.9
Zircon_33	500	392	4.3	1730	6.1	0	12.6	0.056	1.33	4.19	0.79	28	10.8	142	59	281	568	119.4	10050	0.375	70.2	97.1
Zircon_37	880	327	3.12	2600	22.5	0	22.5	0.061	1.29	5.91	0.89	45.3	17.8	224	89.8	407	770	153	10090	2.0275	650	558.6
Zircon_40	320	340	5.5	1020	3.59	0	11.1	0.035	0.7	2.13	0.44	16.3	6.61	83.5	34.8	162	344	71.3	12100	0.355	68	86.6
Sy-20																						
Zircon_01	2910	543	24	4680	8.42	0	4.43	0.078	1.3	5.44	0.401	52	27.3	389	154.5	746	1760	351	16200	3.65	133.2	1240
Zircon_02	1240	340	3.93	1860	2.63	0.0016	15.8	0.099	2	6.22	1.1	36.6	13.5	161.2	61.3	281	539	111.6	8980	0.3675	118.3	110.6
Zircon_03	280	180	6.4	464	2.06	0.064	10.2	0.037	0.48	0.61	0.53	5.02	1.88	25.7	11.8	73	247	70.6	15100	13.2	189.2	719
Zircon_05	400	223	4.6	630	2.95	0.015	10.6	0.069	1.08	2.58	0.43	12.7	4.57	55.7	21	94	183	37.9	9840	0.9125	77.5	178
Zircon_07	2510	509	1.77	3980	13.79	0.0087	4.29	0.018	0.38	3.91	0.215	40.9	22.6	332	132.9	633	1480	298	17040	5.75	160.6	1780
Zircon_10	2610	508	2.69	4970	15	0	6.17	0.029	0.55	3.23	0.357	46.3	24.4	383	160	764	1470	284	13760	2.4025	118.3	748
Zircon_12	1900	586	5.3	4610	20.9	0	11.26	0.037	1.53	5.95	0.58	55.4	25.9	380	158	726	1360	264	14370	1.9725	176.5	643
Zircon_12	760	515	6.3	2330	7.5	0	17.2	0.107	2.17	6.33	1.54	39.6	14.8	186	76.6	354	710	148.7	9110	0.4575	104.3	136.4
Zircon_14	1650	435	4.2	3620	13.7	0.024	6.66	0.049	1.17	4.27	0.56	40.9	19.8	288	117	568	1070	205	13460	2.1975	171	780
Zircon_15	1210	352	3.4	2820	15.1	0.137	12.7	0.099	1.28	5.33	0.52	42.8	18.5	245	94	426	780	149	11090	2.4	343	900
Zircon_17	250	195	198	543	2.12	0.0035	2.3	0.031	0.56	1.74	0.173	13.2	4.16	48.8	18.6	83	162	36	10870	29.75	52.5	347
Zircon_21	561	339	16	1031	1.27	0.029	9.4	0.083	1.87	3.18	0.54	17.7	5.71	74.5	32.1	162	382	85	10700	106.5	84.4	752
Zircon_22	474	338	4.9	1960	8.03	0	13.1	0.048	0.78	3.93	0.57	30.7	12.3	164	64.8	305	598	121	11330	1.4375	119	326
Zircon_23	719	430	7.5	2230	5.61	0	5.52	0.027	1.22	3.65	0.565	30.4	13.3	180	75.7	341	653	129.1	10920	0.855	71.8	242
Zircon_25	630	376	6.4	1104	1.25	0	3.03	0.044	0.97	2.52	0.548	18.5	7.01	89.8	35.7	164	344	75.2	7700	0.21	52.9	59.2
Zircon_26	3600	539	7.1	4370	10.6	2620	4800	560	2150	352	8	278	43.9	421	148	628	1090	206	11100	1.6575	820	495
Zircon_28	1160	453	3.6	2960	12.2	0	7.14	0.028	0.59	2.68	0.36	31.5	15.6	229	103	469	900	175	12000	1.585	101	515
Zircon_29	110	152	3.4	330	1.28	0.0034	3.13	0.012	0.063	0.33	0.117	2.36	0.95	15.2	7.76	48.5	199	56	12050	1.5325	13.91	404.3
Zircon_31	710	316	6	1920	4.73	0.013	5.04	0.026	0.64	2.96	0.329	26	11.7	156	66	300	585	113	10800	0.8125	64	268
Zircon_35	102	181	3.4	812	1.21	0	12.31	0.0083	0.265	0.57	0.67	7.77	2.68	41	20.4	117	386	104.8	11040	10.925	59.5	237
Zircon_36	13	175.1	1.81	614	0.92	0	9.59	0.027	0.25	0.68	0.635	6.38	2.44	33	15.78	91.2	282	75	10180	5.85	31.1	126.8

Tabla A14. Concentración de tierras raras (REE) de los circones. Continuación

ppm	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	
Sy-47																							
COL-A1_Zrn-01	80	84.8	3.6	464	11.87	0.039	8.7	0.027	0.23	0.66	0.055	4.58	2.04	31.8	14.19	80.2	201.1	41.8	11440	182.25	146.4	1329	
COL-A1_Zrn-02	2150	97.9	7.4	517	2.31	12.2	35	3.03	12	2.68	0.373	9.16	3.18	37.5	15.73	80.5	187.7	41.8	7700	64.5	72.6	324	
COL-A1_Zrn-03	750	422	8.7	2027	3.91	0.106	9.63	0.108	1.88	4.25	1.003	35.9	13.42	170.6	69.2	314	600	122.5	6980	0.38	144.3	137.7	
COL-A1_Zrn-04	1970	493	1.5	7180	18.3	0.16	36.7	0.152	3.56	15.6	1.61	135	51.3	645	241	1070	1700	308	11100	2.8	876	1168	
COL-A1_Zrn-05	4110	214	2	1390	7.67	18.3	58.2	8.06	39.8	14.66	1.56	32.5	9.75	116.6	45.7	216	414	83.2	10830	2.6	114.6	477	
COL-A1_Zrn-06	260	129.6	11.1	215	0.76	-1.28E-07	2.97	0.07	0.93	2.45	0.171	10.4	2.45	23.51	7.05	25.4	36	6.6	7970	12.775	29.98	92.4	
COL-A1_Zrn-07	150	104.8	79	420	1.49	0.29	14.7	0.19	1.31	1.48	0.94	6.91	2.2	25.3	11.2	58.3	170.2	44	9920	22.925	301.7	584	
COL-A1_Zrn-08	90	113.8	1.72	77	0.69	-1.13E-07	0.164	-4.14E-06	-1.25E-06	-2.15E-05	0.027	0.17	0.183	2.95	2.1	12.8	63.7	20	10750	1.01	3.17	197	
COL-A1_Zrn-09	350	110.7	5.6	200.4	1.063	-1.1E-07	12.87	0.032	0.64	1.08	0.396	4.79	1.4	16.64	6.09	28.7	69.1	16.36	7490	36.85	174.5	318	
COL-A1_Zrn-10	110	117.8	2.6	585	2.31	0.008	8.29	0.071	1.27	3.29	0.38	16.9	5.05	55.6	20.4	88.3	166	34.5	7000	1.3825	115	174	
COL-A1_Zrn-11	130	119.9	2	617	1.67	-1.14E-07	14.36	0.019	0.47	1.43	0.474	7.14	2.77	38	18.1	99	278	70.7	8010	9.975	118.1	253.1	
COL-A1_Zrn-12	300	153.3	3	361	0.77	-1.12E-07	7.98	0.0031	0.23	0.54	0.275	4.54	1.35	20.2	9.75	54.8	173.4	49.4	9180	9.9	55.9	299.5	
COL-A1_Zrn-13	420	253.7	5.4	1063	2.62	-1.05E-07	10.42	0.041	1.09	3.11	0.783	19.7	7.01	85.7	35.9	167.1	354	75.8	7250	0.16175	51.45	60.9	
COL-A1_Zrn-14	430	125.1	6.9	461	2.35	0.41	5.54	0.214	2	1.82	0.185	11.1	3.41	39.1	15.2	69.9	136.1	29.1	9310	27.55	35.8	217.1	
COL-A1_Zrn-15	70	132	3.4	948	1.34	0.014	31.8	0.106	1.63	2.76	1.73	16.29	4.66	59.6	26.2	134.5	366	91	7610	19.1	526	493	
COL-A1_Zrn-16	100	156.3	12.5	1423	8.29	47	86	6.9	18	6	2.81	24.1	7.88	103.4	41.7	197.7	429	91.4	9600	41.25	329	1217	
COL-A2_Zrn-01	920	366	8	1590	3.61	3.05E-10	4.9	0.066	1.41	3.68	0.81	28.4	10.92	138.4	54.7	235	402	78.7	7180	0.43	85.1	114	
COL-A2_Zrn-02	550	213.3	3.5	1090	1.38	0.044	5.09	0.0131	0.205	0.83	0.7	8.17	3.86	61.2	30.5	175	485	124	8870	17	40.64	493	
COL-A2_Zrn-03	1070	122.1	10.2	700	4.14	1.163E-08	21.81	0.06	1.01	2.16	0.137	13.03	4.86	59.3	22.6	106	230	48.8	9800	12.25	65.3	88.5	
COL-A2_Zrn-04	360	129.2	4.3	857	1.78	0.0049	21.2	0.066	0.65	1.65	1.44	12.19	3.89	48.4	22.1	122.8	360	94.9	8880	13.85	237	364	
COL-A2_Zrn-05	5900	280	4.8	1463	2.15	9.1	31.3	3.44	18.5	7.44	1.84	31.9	11.03	130.7	49.8	221.9	414	87.6	7240	0.2875	90.2	85.6	
COL-A2_Zrn-06	1330	195.8	4	762	1.35	1.4	6.1	0.237	1.5	2.36	0.448	12.8	5.18	63.6	25.7	117.2	241	53.8	7170	0.24025	46.7	62.8	
COL-A2_Zrn-07	2900	486	229	2230	8	0.14	12.7	0.34	2.6	5.7	0.93	33.6	12.9	186	74.8	330	751	163	18600	1.9	19.4	68.3	
COL-A2_Zrn-08	5300	410	24	1960	3.1	2.1	14.5	0.4	2.7	3.5	1.29	32.8	11.8	156	64	289	640	135	18000	1.325	12.64	28.84	
COL-A2_Zrn-09	1960	318	4.3	3390	9.02	6	31.2	0.36	3.03	10.2	1.59	67.5	24.47	303	117.5	508	854	166.3	9360	1.4325	359.2	412.9	
COL-A2_Zrn-10	50	97.1	0.87	110.9	0.461	0.028	3.89	0.0065	0.058	0.097	0.056	0.97	0.444	5.68	2.95	18	64.4	20	10170	1.495	25.2	462	
COL-A2_Zrn-11	-700	230	108	560	3.4	0.27	3.84	0.086	0.3	0.28	0.26	5.3	2.05	36.2	16	87	272	74	18700	5.075	5.14	310	
COL-A2_Zrn-12	1300	290	4.8	2310	9.6	9.3E-08	32.4	0.041	0.35	3.8	0.7	35.7	12.7	176	73	331	730	161	16200	1.95	102.8	219.3	
COL-A2_Zrn-13	120	123.3	1.7	283	0.71	4.1E-08	2.12	0.018	0.149	0.52	0.079	4.68	1.82	22.3	9.29	44.1	98.3	21.8	7860	0.0985	17.88	35.77	
COL-A2_Zrn-14	16100	1022	15.6	16000	92.6	0.106	59.5	0.23	4.25	20.5	1.66	229	99.8	1360	520	2280	3880	730	24800	16.45	376	1200	
COL-A2_Zrn-15	1460	359	12.9	1299	2.34	0.009	3.98	0.057	1.45	3.44	0.58	22.6	8.91	114.2	44	197	365	73.5	7990	0.4775	60.8	153.5	
COL-A2_Zrn-16	4180	379	48	1980	6.15	6.2	39	2.11	7.2	6.4	1.04	38.8	13.9	163	67	302	580	127	9900	0.99	167.6	170	
COL-A2_Zrn-17	14500	373	58	2080	6.5	13.9	55	5.4	22.1	8.4	1.18	37.7	13.2	177	69	317	590	131	12100	0.8325	90.9	129.6	
COL-A2_Zrn-18	1350	135.2	6.7	667	2	0.26	7.41	0.1	1.49	1.92	1.29	13.4	4.7	54.4	20.6	94.6	203	44.8	10900	11.425	163.1	307	
COL-A2_Zrn-19	2600	161.1	19	878	1.69	0.013	10.5	0.043	0.72	2.78	0.069	14.4	5.29	68.3	29.1	132.7	257	55	9680	52.75	167	369	
COL-A2_Zrn-20	960	204	2.8	1076	4.38	0.012	17.3	0.038	0.95	2.38	0.72	19.5	7.64	92.1	36.9	166	335	69.1	8950	0.795	127.1	235.3	
COL-A2_Zrn-21	1040	163	15.2	134	0.89	6.8E-08	2.32	0.013	0.29	0.67	0.083	3.6	1.34	12	4.2	17.8	30.9	6.13	9990	14.75	2.8	66.71	
COL-A2_Zrn-22	600	113.3	1.07	283	0.76	0.272	4.35	0.062	0.156	0.219	0.248	1.68	0.89	12.69	6.98	43.8	162.4	47.9	11250	4.9675	27	173.6	
COL-A2_Zrn-23	970	119.2	9.1	239	0.92	6.78E-08	1.71	0.014	0.36	0.86	0.26	4.27	1.65	18.4	7.56	33.9	76.9	16.8	8110	10.4	3.89	76.4	
COL-A2_Zrn-24	410	110.3	2	214	0.57	5.94E-08	2.9	0.012	0.092	0.24	0.15	1.87	0.98	13	5.97	34	100.6	27.3	10290	5.875	19.4	119.8	
COL-A2_Zrn-25	1800	187	4.4	555	2.06	4	10.3	0.4	1.39	2.14	0.274	8.5	3.41	43.1	17.4	82	181	37.6	12600	0.335	30.93	51.3	

Tabla A14. Concentración de tierras raras (REE) de los circones. Continuación

ppm	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Sy-31																						
Zircon_01	360	277	4.5	1159	1.65	0.0038	19.6	0.08	1.54	3.38	1.18	19.2	7.37	87.1	35.5	172	394	88.9	9670	1.985	226	392
Zircon_02	490	241	5.8	1830	6.85	0.083	70	0.141	2.25	6.25	1.97	38.7	13.15	156.5	59.3	265	546	112.9	9040	7.3	2220	1811
Zircon_04	670	311	5	1630	5.08	0.27	43.7	0.171	1.65	3.51	1.19	21.9	9.09	120.5	49.9	249	567	124.8	9740	3.93	449	822
Zircon_05	230	254	3.1	1364	6.72	0.0014	34.4	0.04	0.84	2.36	0.568	20.8	7.98	107.9	42.7	204	428	90.5	11350	6.5	776	1450
Zircon_06	660	286	6.6	1750	5.05	0	41.3	0.044	0.96	3.07	1.02	25.3	10.09	132	54.6	264	573	124.1	9250	4.625	533	854
Zircon_07	620	296	5.5	2170	5.32	0.29	36.6	0.182	2.63	6.51	2.01	41.2	14.57	178	69.5	319	652	135.6	10150	4.025	526	840
Zircon_08	380	231	3.54	1450	3.72	0.032	33.5	0.087	1.53	4.12	1.1	25.2	9.9	125	48.4	217	421	87.5	8990	3.675	677	805
Zircon_09	830	391	11.2	2020	1.75	0.0056	20.2	0.103	2.32	5.43	2.72	32.8	12.4	155	63.4	308	708	161	7770	1.6225	200	311
Zircon_10	-360	239	3.6	589	2.07	0	17	0.016	0.48	1.05	0.47	9.1	3.09	43.3	18	92.8	225	50.3	11880	1.835	160	337
Zircon_11	20	191	4.8	319	0.79	0	7.18	0.0069	0.28	0.53	0.286	4.37	1.77	22.5	9.5	49.4	125	29.4	10120	0.62	51.1	130.9
Zircon_12	290	246	3.2	910	2.65	0	17.7	0.022	0.45	1.69	0.46	11.9	4.99	68	28.4	139	321	72.6	10900	3.075	250	648
Zircon_13	420	234	1.88	899	2.39	0	18.2	0.02	0.37	1.5	0.47	12.6	5.23	65.8	27.4	136	309	71.4	9950	2.8875	241	609
Zircon_14	770	242	2.6	745	1.67	0	13.7	0.03	0.44	1.14	0.345	10.1	4.28	54.6	23	113.9	275	65.2	10350	2.175	158	421
Zircon_15	570	283	2.8	1200	4.81	0	26.9	0.021	0.6	1.95	0.59	16.3	6.59	89.5	36.9	183	423	96.1	11400	3.55	309	763
Zircon_16	150	182	2.23	238	0.78	0	6.92	0.0016	0.011	0.36	0.137	2.91	1.36	16.7	7.44	37.6	98.3	23.4	10810	0.5725	36.4	117.6
Zircon_17	690	263	3.7	1400	5.03	0	35.9	0.02	1.02	2.82	0.94	19.9	8.02	105	44	211	465	100.9	10200	3.225	356	704
Zircon_18	780	266	4.3	2390	3.11	0.021	61.5	0.314	5.83	11.02	4.45	57.7	18.5	210	75	336	643	130.9	10180	3.7	774	769
Zircon_19	310	209	2.77	1005	4.78	0	26.3	0.0139	0.55	1.56	0.506	15.4	6.11	79.1	32.2	149.7	323	69.2	11020	4.575	473.2	1078.7
Zircon_20	260	258	3.7	1170	4.98	0.036	30.4	0.07	1.01	2.51	0.63	18.3	6.88	92.2	37.1	171	387	83.3	10700	6.4	516	1197
Zircon_21	730	351	4.7	3460	14.2	0	86.4	0.07	1.79	5.71	1.9	50.8	20.8	277	111	511	1040	218	10950	9.775	1233	2038
Zircon_22	440	222	4.4	1644	5.92	0	68.8	0.086	2.34	4.92	2.17	28.6	10.73	128.5	51.8	242	507	107.1	10790	4.575	930	913
Zircon_23	10900	252	4.7	1293	3.86	0.67	39.4	0.45	3.61	4.36	1.44	23.8	8.43	105.9	40.5	197	421	93.1	10500	2.945	263	554
Zircon_25	450	210	4.8	1417	7.51	0.149	65.2	0.146	2.03	3.91	0.96	27.2	10.03	120.8	45.9	210	419	88.3	9640	4.35	1108	931
Zircon_26	700	244	3.8	1620	2.73	0.003	34.4	0.116	2.24	5.53	1.73	36.1	12.4	144	52.6	231	463	97.6	9450	3.425	483	694
Zircon_27	620	205	9.7	978	2.66	0	18.2	0.038	0.65	2.35	0.74	16.1	6.18	77.9	30.7	146.1	307	68.1	10340	2.7275	226	494
Zircon_28	860	288	3.15	2290	9.9	0.091	66	0.153	2.38	5.72	1.82	39.3	14.6	191	73.5	338	675	141.1	9440	9.525	1450	1900
Zircon_29	700	299	5.3	1350	4.39	0.027	32.5	0.056	0.97	2.55	1.02	18.2	7.01	96.5	41.5	204	489	109	9580	3.275	300	628
Zircon_30	170	201.7	2.2	574	1.68	0	13.95	0.0099	0.214	0.76	0.296	6.88	2.81	38.3	17.4	93.2	247	59.3	10430	1.9575	116	388
Zircon_31	440	285	3.42	3130	6.63	0.0071	55.6	0.133	3.85	10.09	2.7	61.9	22	272	101.6	456	908	185	10210	7.85	1163	1730
Zircon_32	630	287	1.71	1940	12.2	0	25.5	0.017	0.9	3.43	0.525	30.6	12.5	157	61.8	280	602	130	11710	15.65	990	3280
Zircon_33	330	237	4.4	1047	4.36	0.022	22.4	0.032	0.58	1.8	0.522	13.6	5.96	77.5	32.2	157	368	81.7	10010	3.85	306	790
Zircon_34	920	311	6	1430	6.82	1.12	35.5	0.44	2.8	2.99	0.81	18.5	7.62	103.2	44.6	226	525	117	10950	4.25	311.7	822
Zircon_35	380	232	4	1550	7.61	0.0015	56.1	0.042	1.21	3.74	0.92	26.7	10.34	129.8	49.3	230	465	100.1	11160	6.875	964	1409
Zircon_36	70	176	2.1	263	1.1	0	9.82	-2.73E-06	0.064	0.52	0.122	3.09	1.37	18.5	7.89	40.8	102.8	23.5	10740	1.305	85	261
Zircon_37	1210	420	5.2	4530	10.6	0.015	159	0.201	4.35	12.5	3.87	89	31.6	392	150	673	1260	260	7980	11.65	2100	2124
Zircon_38	380	224	3.9	810	1.95	0.0026	17.4	0.018	0.59	1.7	0.63	11.4	4.67	60.8	25.6	127.4	299	69.4	9370	2.0575	174.3	417
Sy-44																						
Zircon_01	140	224	5.2	535	1.25	0.179	10.8	0.07	1.01	1.72	0.45	9	3.04	36.8	15.3	77.7	201	47.1	12500	1.6275	116.4	284.7
Zircon_02	230	221	4.9	772	1.23	0	10.22	0.074	1.42	2.62	0.704	13.8	4.73	59.6	23.2	116	286	66.9	11230	1.9275	167	363
Zircon_03	250	240	5.9	581	1.04	0.0019	9.4	0.018	0.67	1.72	0.54	10.4	3.4	44.1	17	89	217	50.7	12440	1.555	118.7	275.9
Zircon_04	320	219	4.9	528	1.42	0.52	11	0.26	1.11	1.79	0.405	7.09	2.79	36.8	15.3	78.7	209	50.2	10900	1.5125	93.8	257.1
Zircon_05	220	190	5.4	326	1.01	0	7.78	0.0067	0.19	0.66	0.272	4.92	1.87	23.8	9.3	50.1	126	30.6	11370	1.3175	83.9	243
Zircon_06	400	230	3.9	1091	2.26	0.253	22.6	0.15	2.05	2.74	1.04	17.5	6.51	83	32.1	159	385	87.2	9990	3.275	326	526
Zircon_07	470	305	2.39	2080	2.28	0.174	15.6	0.62	8.7	14	1.28	69	21.3	229	74	306	520	106	10160	2.825	395	530
Zircon_09	360	197	3.02	583	1.87	0.0018	7.05	0.0042	0.137	1.09	0.348	5.45	2.47	35.2	16.1	91	307	82	16600	9.075	149	1860
Zircon_10	260	199	5.4	438	1	0	6.43	0.028	0.84	0.82	0.3	6.6	2.65	31.9	13.3	68	169	39.6	11900	1.0825	96	248
Zircon_11	70	186	1.91	425	0.88	0	5.02	-2.35E-06	0.074	0.38	0.223	3.91	1.58	24.4	11.3	62.9	222	61.8	16600	3.7	104.6	838
Zircon_12	260	216	5.4	669	1.82	0	12.91	0.04	0.65	1.57	0.585	10.16	3.61	46.2	19.9	100.8	263	62.9	10620	2.3025	207.5	478
Zircon_16	90	206	4.4	506	1.43	0.86	11.6	0.33	1.52	1.28	0.411	7.15	2.9	36.7	15.2	78.2	202	48.6	10450	1.5725	127	308
Zircon_17	630	268	8.2	2810	2.09	0.036	38.4	0.8	13.6	26.8	11.6	128	34.8	324	93	339	529	101	8920	2.4	582	489

Tabla A14. Concentración de tierras raras (REE) de los circones. Continuación

ppm	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Sy-44																						
Zircon_18	60	191	5	752	0.82	0	8.69	0.055	1.06	2.8	0.74	15.3	5.06	61.8	22.6	107.6	252	56.6	9770	1.1025	128	234
Zircon_19	290	194	3.8	371	0.98	0	7.04	0.027	0.38	0.56	0.219	5.3	2.1	26.2	10.9	56.7	151	36.6	11200	1.2325	72.8	212.5
Zircon_20	1480	276	8.5	1180	3.47	3.7	30	1.13	4.8	3.19	0.97	17.6	6.76	87	34.9	179	433	100.2	10640	3.525	360	751
Zircon_22	370	223	5.3	949	2.32	0	17.7	0.038	1.04	2.08	0.68	13.1	5.33	66.3	27.9	139	360	82.7	10970	2.7225	327	636
Zircon_23	220	211	5.2	1000	1.58	0.027	15.2	0.139	2.37	4.31	1.29	21.2	6.5	80	30.2	143	342	77.1	10310	1.985	281	436
Zircon_24	100	196	5.6	493	1.2	0	8.05	0.024	0.52	1.27	0.373	7.33	2.64	36.2	14.7	74.6	192	45.6	10370	1.23	105	267
Zircon_25	220	188	5.4	610	0.781	0	7.99	0.031	0.72	2.16	0.66	11.8	4.14	49.9	19.4	91.1	211	46.9	10630	1	91.2	193
Zircon_26	210	174.5	4.9	237	0.621	0	4.14	-2.45E-06	0.127	0.4	0.187	3.24	1.17	16.6	6.87	36.2	96.2	22.7	10740	0.525	32.9	110.3
Zircon_28	290	210	3.77	762	0.91	0	7.87	0.037	0.91	2.51	0.67	14.5	5.38	64.6	24.6	112.2	228	48	10230	0.6775	80.5	130.9
Zircon_29	180	195	4.9	500	1.18	0	8.85	0.037	0.52	1.13	0.355	6.71	2.85	35.4	14.8	77.3	202	48.1	10930	1.6125	110.2	322
Zircon_31	430	245	6.6	829	0.94	0.32	12.3	0.28	3.05	3.87	1.29	17.1	6.06	69.4	25.9	126	279	65	11390	1.5	167.5	296
Zircon_33	510	214	6	651	1.12	0.0023	10.45	0.041	0.85	2.24	0.67	10.8	3.79	48.4	19.4	96.2	247	57.9	10410	1.96	161	358
Zircon_34	580	206	4.26	940	1.56	0.071	15.8	0.112	2.04	3.94	1.15	18.9	6.05	76	29.2	139	334	77.6	9340	2.675	314	552
Zircon_35	380	202	5.4	536	1.22	0.0049	10.11	0.032	0.58	1.54	0.396	7.55	2.95	38	15.9	83	222	52.6	10690	1.705	121.7	339
Zircon_37	70	201	6.2	551	0.88	0	7.34	0.038	0.83	1.84	0.439	10.3	3.41	42.9	16.6	81.3	177	37.9	10950	0.755	57.1	129.4
Zircon_38	70	180	3.32	392	1.02	0	9.45	0.019	0.238	0.74	0.244	5.68	1.97	26	11.19	59.6	165.3	39	11700	1.2875	85.4	255
Zircon_39	0	171.9	2.8	377	0.99	0	8.05	0.0133	0.289	0.79	0.255	5.05	1.97	26.7	11.08	58.8	163	39.6	11670	1.6525	99.1	339
Zircon_40	280	182	5.1	496	1.26	0	10.43	0.026	0.37	1.07	0.433	7.06	3.02	35.7	14.94	75	191	45	9530	1.575	151.3	347
Sy-27a																						
Zircon_01	1620	444	5.9	6450	17.1	0.009	53.2	0.119	3.59	13.45	1.23	103.9	41.7	542	224	1025	1950	388	9700	55.5	799	1128
Zircon_02	2150	422	8.6	10300	29.5	0.017	120	0.353	10	33.7	2.71	226	80.1	960	367	1530	2500	478	7290	110.5	4540	2325
Zircon_03	3570	497	15	13800	27.1	0.138	107	1.33	31.2	107	35.8	497	140	1420	480	1890	3030	565	8070	97.5	2440	1870
Zircon_04	1210	301	21.3	3920	6.6	0	18.1	0.069	1.46	6.8	0.81	55.5	22.4	319	134	629	1260	261	7900	22.65	278	681
Zircon_05	4370	553	6.5	14600	16.4	0.36	55.2	2.03	49	164	45	620	158	1530	503	1990	3280	626	8700	70.5	1326	1492
Zircon_06	1298	361	3.16	5640	4.73	0.008	24.5	0.165	3.9	11.97	1.46	90.6	34.9	468	198.1	902	1765	358	7830	31.525	414	655
Zircon_06	1450	441	7.6	6690	13.95	0.02	51.3	0.199	4.03	14.1	1.67	113.6	44.3	578	233	1059	2050	405	9750	51.5	967	1232
Zircon_07	3420	468	5.6	9320	17.82	0.34	72.5	0.6	9.9	25.8	3.52	176	64.5	825	324	1421	2580	511	8680	62.25	1167	1281
Zircon_08	1273	370	5	5420	12.43	0	45.6	0.094	3.37	11.74	1.23	95.3	36.8	468	188.9	849	1567	314	9100	57	1193	1186
Zircon_09	1580	357	6.5	5900	11	0.049	37.2	0.153	4.41	13.2	1.02	100.5	39.2	509	205	911	1692	334	9140	49	944	992
Zircon_10	1520	411	6.5	6790	11.26	0	46.6	0.194	4.77	14.7	1.55	115	45.2	572	233	1053	1950	392	9050	49.75	844	933
Zircon_11	1660	444	7.4	7180	19.04	0.0048	66.5	0.182	4.68	16.9	1.31	125.5	49.4	627	250	1142	2099	409	8810	70.25	1313	1307
Zircon_12	3340	591	28.5	13700	25.2	0.044	117.1	0.621	14.3	46.6	8.89	308	105.9	1287	483	2060	3510	673	8490	103	2679	2089
Zircon_13	2200	459	8.2	9460	26	0.041	95.5	0.313	8.35	26.7	2.04	187.5	67.8	852	329	1419	2420	472	8790	98.75	2715	1947
Zircon_14	930	339	7.7	4460	9.19	0.0074	35.1	0.106	2.18	9.75	1.1	78.4	30	383	152	692	1273	258	8260	50.5	1069	999
Zircon_15	1230	396	4.4	5850	8.91	0.0018	36.1	0.156	3.5	12.8	1.67	95.7	37.8	490	202	904	1730	349	8340	42.5	685	803
Zircon_16	369	241	5.4	1392	1.66	0	6.76	0.026	0.59	2.1	0.353	18.2	7.46	105.5	46.7	232	490	104.6	8590	8.725	104.7	163.4
Zircon_17	1450	336	6	4160	7.6	0.28	33.6	0.51	5.5	9.83	1.39	73.8	28.2	362	149	680	1253	250	9030	43.5	1090	983
Zircon_18	1540	453	9.2	6990	14.95	0	60.5	0.168	4.6	16.3	2.15	127.5	49	613	242	1085	1980	393	9120	69.5	2090	1574
Zircon_19	550	300	3.4	2700	4.26	0.0038	16.2	0.049	1.27	4.52	0.73	41.4	16.4	220	92.7	436	882	175	8400	20.025	285	426
Zircon_20	650	255	10.1	2090	4.5	0.35	14.1	0.29	1.59	4.4	0.55	28.7	11.2	161	68	337	660	139	9200	17	86.4	134
Zircon_21	1250	376	4.7	5060	9.59	0	36.3	0.099	2.41	9.61	1.15	81.7	32.2	415	169.1	787	1500	304	8560	42.625	679	868
Zircon_22	860	325	4.7	4940	5.22	0.047	25.4	0.235	5.01	12.56	2.29	93.1	34.5	434	175.3	785	1481	300	7760	26.5	406.6	540
Zircon_24	250	264	4.4	1087	1.34	0	4.18	0.02	0.46	1.56	0.302	12.7	5.54	78.1	36	189	434	97.9	8500	4.175	25.99	78
Zircon_25	687	307	6.2	3060	2.56	0.012	10.84	0.088	1.95	4.56	1.323	39.8	16.94	236	102.7	505	1046	222	7000	11.775	125.4	208.4
Zircon_26	1560	363	10.4	4630	5.92	0.024	18	0.144	2.91	10.3	2.33	77.5	29.9	379	157	726	1476	309	8650	26.175	315	523
Zircon_28	977	323	4.03	4290	7.59	0.16	28.1	0.149	2.43	8.52	0.723	68.2	26.8	361	147.9	687	1319	268	10390	32.825	489.1	738.9
Zircon_29	2450	467	5.3	8340	21	0.021	72.6	0.242	4.86	19.1	1.46	147.5	56.1	737	292	1312	2350	463	9820	86.5	1698	1570
Zircon_30	5630	341	7.6	4360	6.78	1.16	34.4	0.74	6.2	12.2	2.16	82.2	30	384	146.9	685	1313	263	8680	38.55	757	706
Zircon_31	2010	387	6.4	5680	11.23	0.576	43.7	0.72	6.99	13.6	1.41	101.2	38.1	490	195	890	1659	331	8900	55.5	1196	1089
Zircon_32	540	207	7.4	1430	1.3	0.116	4.51	0.138	1.38	2.76	0.8	20.6	8.13	113.2	48	233	506	107.6	7650	5.975	50.4	118.7
Zircon_33	2050	392	6.1	6190	8.53	0.0063	30.1	0.083	3.12	11.77	1.14	97.8	38.3	516	212	971	1850	368	9420	46.5	883	959

Tabla A14. Concentración de tierras raras (REE) de los circones. Continuación

ppm	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Sy-27a																						
Zircon_34	1350	362	29.9	4180	6.16	0.129	24.08	0.137	2.61	8.81	1.29	68.6	26.2	345	141	665	1322	271.3	7900	27.875	350.6	543
Zircon_35	4390	412	4.26	5850	6.52	0.67	27.9	0.68	7.6	13.6	1.9	96.5	37.1	490	196	912	1768	355	8730	36.55	468	728
Zircon_36	1260	365	4.41	5970	13.24	0.0098	51.3	0.119	3.96	13.8	1.81	107.3	40.5	520	207	930	1728	343	8340	57.25	1323	1207
Zircon_37	2000	465	5.2	9230	25.3	0.013	92.4	0.24	6.57	23.7	1.99	182	67.1	846	319	1397	2460	464	9240	104.25	2957	2100
Zircon_38	1480	473	9.3	7090	19.11	0.014	64.5	0.164	4.9	16.61	2.34	127.9	47.6	624	246.8	1136	2135	425	8320	61.2	1166	1261
Zircon_39	2260	478	104	8720	22.3	0.104	73.1	0.261	7.4	19.9	1.64	157.1	58.9	783	306	1407	2490	496	9610	72	1500	1618
Zircon_40	1800	422	6.1	7890	16.24	1.17	68.6	0.83	11.3	22.7	3.04	158.1	56	698	268	1194	2160	421	9190	73.5	1928	1508
Sy-43																						
Zircon_01	-20	220	3.6	719	1.43	0.0016	18.6	0.086	1.36	3.01	1.26	14.8	4.56	53.6	21.1	104.3	255	61	11530	5.95	65.6	126
Zircon_02	-20	216	890	415	1.4	1.42	8.7	0.55	2.3	1.08	0.53	4.66	1.66	23.1	10.7	60.9	184	48.9	12200	7.975	31.6	433
Zircon_03	8600	213	10	667	1.92	15	79	9.5	55.1	14.2	2.93	20	4.79	51.3	19.9	95	235	53	11800	5	38.33	94.5
Zircon_04	-250	222	31.6	751	1.89	0	30.6	0.036	0.77	2.03	0.95	13.5	4.39	49.5	21.1	109	275	66.4	10600	10.625	107.6	244
Zircon_05	-30	171	3.03	335	1.34	0	9.9	0.017	0.19	0.8	0.354	4.33	1.6	22.5	9.8	50.7	141	32.6	11300	2.7	18.86	60.6
Zircon_06	-70	257	5.2	883	1.72	0.026	19.8	0.087	1.51	2.61	1.64	17.3	5.1	57.3	23.9	119.5	305	73.4	11910	15.775	179	391
Zircon_07	160	219	9.1	303	1.35	0.006	19.8	0.046	0.82	1.21	0.22	6.3	1.99	22.5	9.3	43.9	114	26.5	12600	70.25	116.5	403.2
Zircon_08	290	257	9	756	1.89	0	27.7	0.033	0.76	2.5	1.16	16.1	4.98	60.7	22.8	102	239	54.3	12580	122.5	174.3	662
Zircon_09	0	247	1.71	509	0.98	0.017	9.81	0.0104	0.34	0.55	0.349	4.59	1.75	24.7	12.6	69.5	225	57.3	12800	9.9	50	227
Zircon_10	230	246	2.12	582	2	0.2	7.58	0.105	0.65	0.58	0.492	5.74	2.4	33.9	15.9	94	305	84.6	12310	13.225	32.42	287
Zircon_11	-60	256	2.8	912	2.16	0	26.9	0.044	0.81	1.92	1.02	12.1	4.16	53.3	23.4	122	329	78.5	13190	32.25	316	665
Zircon_12	-50	222	4.8	817	1.92	0	26.9	0.027	0.79	2.45	1.13	14.7	5.26	59.9	23.5	117	283	64.7	11220	6.75	57.9	132.6
Zircon_13	110	203	10.6	654	5.53	0.12	24.5	0.429	4.39	4.46	1.66	16.4	4.3	53.2	20.1	92	216	46.6	13100	73.75	136	828
Zircon_14	45	250	2.34	646	0.99	0	15.3	0.0123	0.32	1.02	0.579	6.85	2.67	35.6	16.4	92.5	282	75.3	10740	9.375	70.6	215
Zircon_15	126	189	5.5	780	2.56	0	27.3	0.039	0.72	1.86	0.84	11.1	4.14	52.8	22.2	113.6	291	66.5	9970	5.425	74.9	136.8
Zircon_16	75	207	5.9	470	1.22	0.0056	10.17	0.016	0.342	0.68	0.489	6.12	2.08	27.7	12.3	65.5	191	48.2	11650	7.675	43.9	189
Zircon_17	320	172	9.1	324	1.53	0	2.46	0.039	0.21	0.69	0.21	4.8	1.72	21.3	9.3	47.5	117	27.3	10700	18.875	30.3	128.9
Zircon_18	21	280	4	641	1.37	0	8.9	0.0064	0.243	0.78	0.52	6.01	2.18	31.2	15.7	92.2	296	79.3	14110	13.875	44.8	288
Zircon_19	1	188	3.5	633	1.29	0	20.3	0.033	0.93	1.99	1.14	12.7	4.09	47.5	19.5	95	222	50.4	10000	5.15	46.5	99.2
Zircon_20	80	230	14	712	2.88	0	5.94	0.075	1.18	3.25	0.345	15.9	5.16	64.4	24.5	108.3	217	46	11800	67.5	65.4	362
Zircon_21	1810	184	4.5	575	1.48	8.8	45.9	2.99	13.3	4.02	1.06	11.9	3.57	42.4	16.2	81.8	198	46.2	10560	7.5	97.7	154.4
Zircon_22	90	191	3.28	342	1.05	0	13.2	0.0068	0.32	1.07	0.455	5.89	1.88	22.5	9.3	48.6	131	32.2	11150	6.95	86.4	178.7
Zircon_23	150	200	2.7	467	0.99	0	12.1	0.061	0.88	1.68	0.93	8.7	2.64	33.9	13.1	67.6	185	45.4	10730	5.125	57.4	118.6
Zircon_24	110	218	3.4	449	0.93	0.002	16.7	0.029	0.36	1.04	0.68	6.14	2.13	27	11.6	63.7	185	49.7	11280	12.375	127.2	260.9
Zircon_25	117	213	4.2	730	1.93	0	27.1	0.043	0.81	1.94	1.19	12.43	4.68	52.5	21.3	102.9	255	60.5	10800	10.675	125.1	223
Zircon_26	110	229	1.93	409	0.97	0	8.57	0.0048	0.231	0.66	0.461	4.33	1.72	22.1	10.52	60.5	192	52.3	11770	6.975	38.7	146.3
Zircon_27	60	228	3.42	408	0.79	0	10	0.0117	0.189	0.71	0.414	5.72	1.95	25.3	11	61	183	49.3	10990	5.225	36.2	108
Zircon_28	100	294	13.2	480	1.42	0.101	6.74	0.033	0.32	0.39	0.317	2.63	0.99	16.7	9.96	68.3	298	87.6	16800	22.375	92	910
Zircon_29	340	229	14	868	0.94	1.9	15.5	0.97	4.9	5.09	0.8	21.7	6.83	76.8	29.2	130	249	50.2	10470	23.475	48.4	115
Zircon_30	-130	284	4.7	1004	1.74	0	21.8	0.02	0.4	0.86	0.92	10.51	3.99	55.3	24.9	139	395	102.5	12970	18.025	100.2	376
Zircon_31	-110	223	3.4	769	2.36	0	23.6	0.034	0.66	1.73	1.04	12.2	4.48	55.6	22.7	112	281	64.5	11860	5.55	48.67	117.3
Zircon_32	70	195	4.8	643	1.98	0.027	20.3	0.053	0.42	1.39	0.82	10.7	3.69	45	18.8	92.4	228	53.5	10520	5.55	63.7	126.9
Zircon_33	118	174	4	801	3.34	0	29.6	0.022	0.87	1.98	0.94	12.4	4.5	58.4	24.3	116	298	64.5	9840	5.375	76.5	141.2
Zircon_34	3	170	4.1	605	1.78	0	31.1	0.041	0.79	2.2	1.23	13.6	4.19	47.3	17.6	85	198	45.7	9530	9.025	158	221
Zircon_35	-21	228	3.1	804	1.94	0	23.8	0.02	0.61	1.94	1.18	12.8	4.22	49.3	21.6	111	278	66.7	11810	25.4	249	603
Zircon_36	242	178	3.43	596	1.31	0.0014	18	0.026	0.89	1.85	1.01	12	3.79	45.3	17.5	86.6	212	47.8	9690	4.65	47.6	104.9
Zircon_37	-110	215	2.52	492	1.18	0.026	12.78	0.063	0.56	1.52	0.86	6.47	2.23	27.7	12.3	66.1	187	45.5	11780	11.9	77.3	279
Zircon_38	-78	193	5	667	1.64	0	25.5	0.03	0.56	1.95	1.09	12.2	3.93	48.9	19.6	97.3	231	55.3	10130	7.1	86.3	157.5
Zircon_39	80	211	4.7	711	1.5	0	22.5	0.048	0.57	1.8	1.04	11.8	4.12	50	20.2	102.5	268	64.6	9970	6.7	65.1	142.6
Zircon_40	-160	261	5	960	1.45	0	15.6	0.048	0.65	1.43	1.24	13.2	4.83	57.9	24	129	345	85.6	11700	16.325	103	342

Tabla A14. Concentración de tierras raras (REE) de los circones. Continuación

ppm	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Sy-48																						
Zrn-01	-130	157	4.8	1010	3.93	0.0109	39.1	0.047	1.03	2.74	1.42	16.6	6.16	74.6	30.4	146	334	73	9900	6.6	116.3	168.4
Zrn-02	70	159	7.4	860	2.96	-5.3E-07	29.9	0.056	0.97	2.16	0.89	13.1	4.65	58.7	25.8	130	295	70.5	9960	6	80.2	123.4
Zrn-03	-200	166	5.6	979	3.89	0.0045	35.8	0.098	1.19	2.63	1.02	13.8	5.61	66.7	29.2	151	373	85	10800	7.825	105.8	165.5
Zrn-04	20	160	4.5	985	3.61	-4.79E-07	37.9	0.023	0.88	2.48	1.06	15.3	5.92	70.9	29.7	145	341	74.7	10660	7.025	94	159.1
Zrn-05	-340	158	6.2	930	3.06	0.0048	40.8	0.097	1.24	3.11	1.12	15.7	5.77	67.8	28.2	133	331	72.5	10200	7.85	123.9	162.6
Zrn-06	80	161	2.7	741	2.4	-5.7E-07	18.7	0.026	0.55	1.62	0.83	10	4.01	50.7	21.5	111	294	66.7	10400	5.125	45.5	103.5
Zrn-07	290	162	5.6	1090	3.88	0.62	45.8	0.285	2.23	3.12	1.72	19.1	6.73	79.7	32.6	167	380	84.9	10300	9	140.9	186.4
Zrn-08	-20	171	3.9	1040	3.76	0.0072	44.3	0.063	1.16	2.62	1.19	17.3	6.28	74.7	31.1	152	367	81	11000	8.4	136.2	170.6
Zrn-09	20	163	5.5	704	2.32	-5.7E-07	22.5	0.044	1.16	2.49	1.12	14.7	4.89	58.1	20.8	99	201	45.3	10600	4.75	64.2	97.7
Zrn-10	-220	165	8.8	1160	4.65	0.032	62	0.091	1.64	3.13	1.48	17.8	6.7	80	35	172	406	91	10200	12.5	162	197.5
Zrn-11	260	168	7.6	1096	2.91	0.033	25.2	0.076	1.5	3.44	1.6	21.4	7.78	87.5	33.1	147	296	64.9	8600	5	79.3	110.3
Zrn-12	10	158	3.9	884	2.17	0.0015	22	0.053	1.2	2.21	1.2	14.5	5.04	64.9	26.3	130	316	72.1	8360	5.125	91.8	128.7
Zrn-13	400	145	3.8	636	1.72	0.52	18.3	0.24	2.24	2.37	1.12	14.1	4.7	53.6	19.2	84.8	175	37.8	8900	3.375	46.8	70.8
Zrn-14	200	152	4	950	3.43	0.0039	37.7	0.059	1.08	2.35	1.16	15.3	5.28	67.9	28.1	141	346	76.8	9400	8.325	148.2	184.3
Zrn-15	770	165	7.7	1106	2.96	1.1	25.6	0.4	2.82	3.38	1.12	16.4	6.18	80	34	174	449	98.3	10000	62.25	121	466
Zrn-16	70	155	5.5	793	2.77	-4.61E-07	31.3	0.049	0.93	2.09	0.83	12.6	4.56	53.8	23.1	116.7	281	62.7	10760	5.925	85.9	137.4
Zrn-17	80	162	6.9	1300	4.21	0.014	41.4	0.084	1.73	3.58	1.69	22.3	7.8	97	39.1	193	449	100	9950	9.025	137.4	209.8
Zrn-18	-120	154	2.1	169	0.82	-4.88E-07	4.5	0.0116	0.192	0.43	0.236	2.7	0.95	12.3	4.69	23.4	64.8	17.3	12300	2.275	7.9	44.1
Zrn-19	110	157	3.3	1004	3.78	-4.74E-07	37	0.047	1.02	2.37	1.35	16.3	6.39	73.8	30.1	140	322	69.8	10510	7.5	128.4	169.5
Zrn-20	240	156	5.2	799	3.02	-5.03E-07	30.3	0.04	1.04	1.81	0.929	11.7	4.38	54.3	22.5	121.8	294	68.5	10320	7.225	96.4	144.7
Zrn-21	120	144	5	773	2.55	-4.96E-07	34.3	0.046	1.08	2.43	1.01	13.9	4.64	56.1	23.3	114.7	270	60.1	9960	7.25	144	159.1
Zrn-22	250	145	4	891	3.15	-4.2E-07	27.2	0.056	0.8	1.89	1.03	12.6	4.86	59.9	26.4	132	328	75.1	9610	6.15	82.4	139.5
Zrn-23	-10	153	5	830	3	0.002	37.3	0.052	0.88	2.01	0.91	14.1	4.87	58.8	24.6	120	292	64.8	10700	7.05	95.6	148.1
Zrn-24	80	173	4.5	1190	3.97	-4.48E-07	40.4	0.051	0.94	2.68	1.05	17	6.56	82.5	35.6	182	440	100	10800	7.15	79.5	144.5
Zrn-25	160	141	4.2	875	2.39	0.1	25.7	0.137	1.67	3.02	1.27	16	5.47	66	25.5	126	285	65.3	9260	5.225	71	120.8
Zrn-26	150	151	3.3	1000	2.29	-4.36E-07	23.8	0.144	1.86	3.24	1.53	19	6.51	75	31.1	144	341	75.5	9600	5.55	71.2	123.7
Zrn-27	220	142	2.5	920	3.09	-4.31E-07	43.5	0.054	1.05	2.55	1.15	16	5.49	68.4	28.2	135	314	68.2	9430	7.75	131.9	173.4
Zrn-28	140	126	2.7	302	1.23	-3.93E-07	14.8	0.028	0.1	0.78	0.32	4.5	1.67	22.1	8.9	44.9	119	27.5	11300	2.85	26.53	91.6
Zrn-29	140	130	4.2	642	2.22	-3.91E-07	31.2	0.04	1.04	1.85	0.723	11.2	3.75	46.7	19.3	94.2	223	49.3	10200	7.375	141.4	189.8
Zrn-30	570	150	2.6	922	2.26	0.72	29.3	0.47	3.11	3.67	1.61	18.3	5.95	72.2	28.2	131	294	65.6	9470	5.1	77.4	123.1
Zrn-31	120	121	3.2	566	2.1	0.27	26.4	0.169	1.17	1.75	0.76	9.7	3.53	42.4	17.6	84.1	197	44.1	10190	6.725	98.3	162.5
Zrn-32	420	193	9.5	782	1.24	0.023	2.23	0.021	0.25	0.93	0.179	6.08	3.57	53.8	25.2	141	452	98.4	11170	158.25	14.57	1015
Zrn-33	-20	192	5.6	1640	5.55	0.019	65.9	0.117	1.83	4.4	2.02	29.4	9.7	118.2	50.1	241	545	118.9	9480	21.025	520	454.8
Zrn-34	280	147	6.2	1085	4.35	0.045	51.4	0.076	1.35	2.9	1.21	18	6.06	74.6	32.1	160	396	92.4	9370	18.6	467.9	498
Zrn-35	-30	143	3.2	1047	3.27	0.012	40.3	0.067	1.13	2.74	1.12	18.1	6.06	76	31.6	155	360	80.7	9190	7.525	146.3	180.5
Zrn-36	-100	135	4.7	771	2.86	-4.61E-07	27.4	0.039	0.86	2.03	0.92	11.1	4.23	52.9	23.3	117	294	66.9	9370	6.45	85.6	139.2
Zrn-37	70	126	3.2	668	2.29	0.0031	30.1	0.037	0.86	1.87	0.8	11.2	3.89	48.8	20.1	98.5	235	52.7	9500	5.65	93.3	132.1
Zrn-38	2060	122	5	546	1.25	1.14	16.9	0.76	5.1	2.38	0.77	9.4	3.03	37.9	16.1	84	221	52.9	8000	3.625	34.59	75.9
Zrn-39	1000	134	4.2	719	2.35	2.9	35.7	1.55	7.8	3.06	0.99	11.8	3.92	49.5	21.5	108	279	63.4	9980	5.95	87.1	131.1
Zrn-40	80	129	5.3	691	2.3	-3.77E-07	32.5	0.053	0.8	2.32	1.06	11.6	4.28	53.4	21.1	105.8	247	56.3	10070	6.95	115.8	154.6
Zrn-41	630	138	8.4	910	2.9	0.34	30.4	0.215	2.78	3.36	1.19	17.3	5.66	66.6	28	130	307	67.3	9600	60.5	133	415
Zrn-42	290	141	5.4	1028	3.48	-3.66E-07	35.5	0.076	0.94	2.76	1.21	17.4	5.88	72.7	31	156	377	85.5	8980	8.1	145.6	188.6

Tabla A14. Concentración de tierras raras (REE) de los circones. Continuación

ppm	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Sy-49																						
Zrn-01	0	151	4.5	390	3.15	0.027	4.78	0.057	0.63	2.35	0.091	12.2	4.06	39.7	12.8	51.8	111	24.5	11840	212.75	55.1	1515
Zrn-02	180	132	6.8	313	1.22	0.018	5.61	0.029	0.161	0.41	0.082	3.9	1.45	20.2	9.6	50.1	142	36	10500	112.25	153.4	715.4
Zrn-03	360	150	6.1	1420	0.94	0.009	6.28	0.178	3.45	5.78	1.12	31.3	10.5	119	47.5	213	384	76.6	8750	33.75	120.6	165.2
Zrn-04	200	187	9.1	762	4.46	0.047	23.9	0.068	0.87	1.68	0.53	12.5	4.26	58.7	24.9	122	281	61.5	10770	68	102.9	341
Zrn-05	50	133	23.7	553	2.79	0.055	5.53	0.0081	0.046	0.6	0.204	4.36	1.85	32.9	15.9	92	291	72.2	10600	167	89.6	934
Zrn-06	720	140	25.8	2490	4.99	0.281	41.4	0.2	3.17	7.8	0.72	45.8	15.7	198	78	378	840	174	10420	140.25	458	750
Zrn-07	190	139.3	10.5	934	2.19	-3.59E-07	9.41	0.096	1.64	3.75	0.307	19.9	6.87	80.8	31.1	138.8	259	51.5	9500	85.75	158.7	327
Zrn-08	240	132	7.2	378	2.13	0.011	8.56	0.019	0.18	0.62	0.162	4.16	1.59	23.6	10.9	61.7	178	43.1	9450	57.5	95.1	341
Zrn-09	380	214	3.6	1180	1.01	0.0061	6.39	0.119	2.11	3.89	1.1	22.9	7.72	94.4	38.1	183	416	95	8140	7.125	131.9	293.4
Zrn-10	380	110	9.3	384	5.64	0.016	4.89	0.031	0.39	0.3	0.088	2.79	1.63	22.3	10.2	60.2	224	57.8	11700	143.5	146.2	938
Zrn-11	210	134.8	6.9	1690	1.98	0.067	6.62	0.224	2.98	6.71	0.77	35.2	12.22	147	57.6	247	440	88	9380	31.775	94.2	155
Zrn-12	120	126.8	6.6	364	3.01	0.0063	10.54	0.0093	0.227	0.37	0.084	3.21	1.41	21.5	10.58	63.3	198	49.3	10520	119.5	119.4	830
Zrn-13	570	135	5.9	960	2.73	0.0022	10.7	0.025	0.32	1.53	0.099	10.6	4.42	65.1	28.7	151	339	71.6	11800	44	202	196.2
Zrn-14	360	153	4.7	1125	2.26	-3.79E-07	5.2	0.114	1.78	4.06	0.62	23.1	8.13	96.6	37.8	168	316	63.5	9610	49.75	121.9	270
Zrn-15	170	240	14.8	543	1.54	0.118	10.5	0.079	0.84	1.39	0.27	8.3	3	36	15.6	81.4	214	51.3	11650	30	216	135
Zrn-16	160	127.8	8.7	708	0.89	0.0086	3.21	0.086	0.97	2.55	0.455	14	4.91	56.3	23.3	103.8	202	41.1	8990	15.025	45.6	77.8
Zrn-17	260	125	6	405	2.94	0.009	7.96	0.025	0.18	0.26	0.109	3.32	1.5	23.6	11.7	68.9	217	55.7	11390	87.5	133.2	544.2
Zrn-18	410	143	18.2	2050	4.75	0.013	15.6	0.27	4.09	9	1.27	51.7	17.3	197	72	295	540	106	9420	115	337	592
Zrn-19	380	125	9	982	4.67	0.059	19.7	0.127	1.66	3.22	0.209	19.4	6.81	82.9	34.1	153	312	65.5	10150	72	175.3	318
Zrn-20	200	152	22.7	164	1.29	0.007	3.56	0.019	0.014	0.085	0.053	1.45	0.68	10.1	4.56	27.7	89.7	24.4	9870	87.5	86.8	609.3
Zrn-21	170	123.3	7	479	2.27	-3.57E-07	7.13	0.0065	0.184	0.88	0.093	6.14	2.39	33.4	15.06	74.4	171.6	37.9	10920	65.75	132.2	321
Zrn-22	370	144	12.2	2180	5.94	-3.82E-07	39.1	0.123	2.65	5.97	0.54	38.2	13.8	170	69.3	327	608	119	10030	179.75	1008	808
Zrn-23	70	103.3	7	211	0.84	0.0027	2.61	-4.15E-06	0.036	0.22	0.021	1.19	0.553	10.4	5.87	40.3	137	37	10400	97.25	71.5	555
Zrn-24	240	117.3	5.1	388	2.35	0.021	8.47	0.02	0.169	0.57	0.162	5.07	2.07	27.1	11.7	62.7	166	38.9	9440	78.25	115.8	471
Zrn-25	360	146	7.7	668	1.04	-3.37E-07	6.95	0.047	0.87	1.84	0.349	10.9	4.26	53.8	20.8	106	203	42.5	12900	51	183	255.7
Zrn-26	180	133.8	11.9	976	5.83	0.0059	10.69	0.023	0.6	1.95	0.398	14.2	5.69	75.4	31.4	148	321	68	10430	86.75	149.7	564
Zrn-27	3500	144	14.3	1460	6.6	6.3	23.9	1.74	10.4	6.66	1.23	30.2	10.3	117.4	48.9	225	452	96	9960	131.5	193	704.3
Zrn-28	110	151	8.7	498	3.28	-3.67E-07	10.2	0.017	0.21	0.83	0.118	5.39	2.32	32.5	15.6	82.2	215	48.7	12200	26.175	23.3	149.4
Zrn-29	810	156	75.9	3620	8.4	0.07	19	0.83	13.8	21.1	3.69	100	31	338	123	519	849	166	9420	116.25	528	555
Zrn-30	470	119	7.1	429	2.2	0.208	7.97	0.036	0.29	0.68	0.17	4.79	2.03	28.5	13.2	71.6	195	47.8	11350	90.75	153.6	586
Zrn-31	870	183	47.3	4330	18.1	0.096	24.2	0.86	14.3	26	4.84	128	39.1	430	152	626	1085	204	7700	106	404.4	659
Zrn-32	80	137	9.6	211	0.99	0.038	2.57	0.013	0.079	0.22	0.056	1.79	0.77	11.3	5.93	36.1	127	33.3	13200	127.75	59	772
Zrn-33	430	145	6.4	815	2.89	0.0018	9.25	0.04	0.55	1.55	0.224	11.4	4.64	61	26	129.2	278	59.4	11730	67	146.6	329
Zrn-34	210	149	8.4	431	2.73	-3.65E-07	12.8	0.0079	0.32	0.68	0.12	5.33	2.05	28.2	13.2	70.1	193	44.4	11400	22.7	63.5	125
Zrn-35	460	160	19.8	1013	2.11	0.0038	4.92	0.057	1.32	3.18	0.45	18.5	6.86	85	34	155	301	62.1	9430	22.05	55	100.5
Zrn-36	190	118	7.2	396	3.16	0.023	7.7	0.048	0.09	0.13	0.161	3.17	1.5	23.1	11.5	65	217	55.9	9700	200	116.3	1125
Zrn-37	170	136	8.8	333	1.78	0.048	11.52	0.025	0.32	0.4	0.143	2.89	1.37	20.8	9.86	53.1	166	40.3	12000	157.25	134.6	935
Zrn-38	430	142	12.4	463	1.85	0.009	7.19	0.034	0.5	0.93	0.267	5.58	2.2	30.8	13.6	75.2	198	47.4	12200	114	173	564
Zrn-39	40	127.7	9.2	358	1.51	0.021	6.12	0.022	0.19	0.3	0.053	2.87	1.36	20.5	10.38	58.7	183.6	44.8	13100	172.25	113.4	868
Zrn-40	250	143	7.6	420	1.7	0.024	5.88	0.022	0.133	0.46	0.091	4.42	1.96	28.5	13.3	69.4	190	46.4	12710	104.25	129.1	514

METODOLOGÍA Y PROCEDIMIENTOS ANALÍTICOS

Trabajo de gabinete

La primera parte del trabajo incluye la investigación de los trabajos previos realizados en el área de estudio mediante la recopilación de bibliografía. Asimismo, para preparar las jornadas de campo se hicieron observaciones de imágenes satelitales con el fin de establecer las mejores vías de acceso a los puntos de interés.

Trabajo de campo

Se realizaron tres jornadas de campo al área de estudio de aproximadamente 15 días en total. En esta parte se visitaron los puntos de interés previamente definidos. De acuerdo con los objetivos del trabajo de tesis, se hizo una descripción minuciosa de los cuerpos graníticos observados, asimismo se trató de realizar una cartografía a semi-detalle de estas unidades. Se trataron de documentar las relaciones de corte de los granitoides respecto a las unidades adyacentes, lo que conlleva la distinción adecuada de rasgos magmáticos de los que son producto de fusión parcial o metamorfismo. El proceso de cartografía no pudo ser realizado con mayor precisión ya que existen dificultades para las vías de acceso tales como la presencia de una vasta cubierta vegetal y las condiciones sociales de la región. Se tomaron aproximadamente 70-80 muestras representativas de las unidades graníticas para su posterior análisis químico y petrográfico. Cabe mencionar que se hicieron transectos para corroborar la naturaleza y existencia de los lineamientos observados antes. En aquellos donde estos correspondían a una zona de cizalla se tomaron muestras orientadas de acuerdo con la foliación milonítica para las de régimen dúctil y de acuerdo con planos de fractura para las de régimen frágil.

Procesamiento de muestras

Al concluir las jornadas de campo el procesamiento de muestras comenzó al vaciar las coordenadas de muestreo a la aplicación Google Earth. Con ello y con la base del SGM se realizó el mapa preliminar de lo observado en el área de estudio con uso del sistema de información geográfica de ArcGis. Posteriormente, se seleccionaron las muestras representativas de las unidades para los análisis petrográficos. Se hicieron 80 láminas delgadas, de las cuales 15 que corresponden a muestras graníticas se tiñeron para facilitar el conteo modal. La preparación de las secciones delgadas se realizó en las instalaciones de Brand E&M, México; aunque la tinción fue realizada en el taller de laminación del Centro de Geociencias. Para conseguir la tinción de los feldespatos potásicos, las secciones delgadas deben exponerse a los vapores del ácido fluorhídrico (HF) y posteriormente se sumergen en una solución saturada de cobaltinitrito de sodio ($\text{CoN}_6\text{Na}_3\text{O}_{12}$). Por otro lado, 11 láminas deformadas y orientadas en las zonas de cizalla se cortaron según la metodología de [Passchier y Trouw \(2005\)](#) para identificar los indicadores cinemáticos ([Figura1](#)).

De acuerdo con lo observado en las secciones delgadas, se eligieron 18 muestras de los granitoides y diques máficos para análisis de elementos mayores, 6 para trazas, 4 para isotopía y 9 para los fechamientos U-Pb. Para los cálculos termobarométricos se utilizaron dos muestras, una recolectada durante el presente trabajo de campo y la segunda fue previamente analizada por [Tolson, \(1998\)](#) durante sus estudios de doctorado.

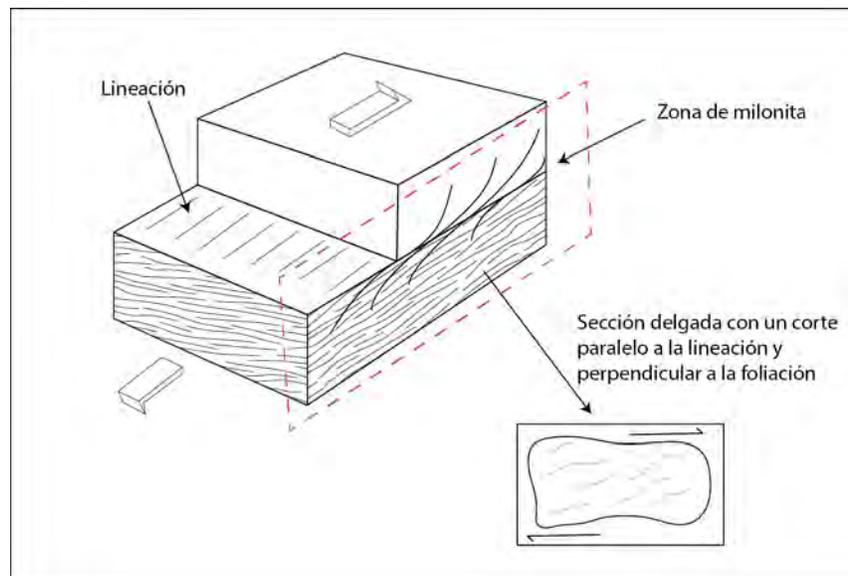


Figura 1. Esquema que muestra la manera en que se realizaron los cortes de las láminas orientadas. De acuerdo con este corte es posible visualizar e interpretar los indicadores cinemáticos.

Una vez seleccionadas, se lleva a cabo el procesamiento mecánico de las muestras. Cada una se debe descostrar para eliminar zonas intemperizadas, lavar y cepillar con agua mili-Q, y finalmente se dejan en el horno a $\sim 80^\circ$ hasta la sequedad total. Las muestras secas se llevan al taller de molienda del Instituto de Geología, UNAM. Estas deben fragmentarse y triturarse con ayuda de la prensa hidráulica donde parte del material se separa para su posterior tratamiento en la separación de circones. El proceso de pulverización se llevó a cabo en el taller de separación del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM. En este caso se utiliza una parte de la muestra para pre-contaminar los discos de acero y el resto se pulveriza en totalidad para su análisis geoquímico. Para empaquetar el polvo de análisis, la muestra debe ser completamente homogenizada y cuarteada.

Procedimientos y técnicas analíticas

Elementos mayores

Los análisis de 10 elementos mayores se obtuvieron mediante la técnica de Fluorescencia de Rayos X (FRX) realizados en el Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía (LANGEM), Instituto de Geología, UNAM. El procedimiento para la preparación y medición fue el descrito por [Bernal y Lozano \(2005\)](#). Se ocupó un espectrómetro secuencial marca RIGAKU PRIMUS II de FRX calibrado con estándares internacionales de acuerdo con el tipo de material.

Elementos traza

Los análisis de elementos traza se realizaron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), Centro de Geociencias, campus Juriquilla. Los resultados de 43 elementos se obtuvieron mediante un espectrómetro de masas cuadrupolar de plasma inductivamente acoplado (ICP-MS), marca Thermo Xii. Los estándares que se utilizaron para la calibración del equipo son las muestras AGV-2, BCR-2, BHVO-2, JB-2, JR-1 y ZZ.

Relaciones isotópicas de Rb, Sr, Sm y Nd

Los análisis isotópicos de 4 muestras se realizaron en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM. El procedimiento que se siguió para obtener las concentraciones de las muestras

consiste en tres partes principales: pesado, digestión y separación. Cada uno de los pasos que se siguieron fueron de acuerdo con el manual de Química Ultrapura del laboratorio (LUGIS, 2002). Las muestras recolectadas de Sr, Sm y Nd se cargaron como cloruros en filamentos dobles de Re y se midieron como iones metálicos. Los análisis isotópicos de estos elementos se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca THERMO SCIENTIFIC MODELO TRITON PLUS, que cuenta con 9 colectores Faraday ajustables. Por otro lado, el Rb fue cargado en un espectrómetro de masas tipo Finnigan MAT 262 que cuenta con 8 colectores. En cada corrida se analizaron 30 relaciones isotópicas para Sm, 60 para Sr y 70 para Nd. El software integrado arroja *outliers* dependiendo de la estabilidad de la señal. Los valores ($1sd = \pm 1\sigma_{abs}$) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $1 SE(M) = 1\sigma_{abs} / \text{raiz } n$. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710253 \pm 12 (\pm 1\sigma_{abs}, n = 78)$; para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511848 \pm 3 (\pm 1\sigma_{abs}, n = 26)$. La incertidumbre relativa de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$ (1σ). La reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Sr, Sm y Nd es de $\pm 1.8\%$, $\pm 3.2\%$ y $\pm 2.7\%$ respectivamente. Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 7.54 ng Sr, 0.10 ng Sm y 0.51 ng Nd.

Termobarometría mediante análisis de Al en hornblenda

Para estimar las condiciones de presión y temperatura de emplazamiento de los batolitos del área de estudio, se realizaron análisis composicionales en cristales de hornblenda. El proceso comprende la selección de las muestras de acuerdo con las observaciones petrográficas, la realización de las secciones delgadas, la selección de puntos de análisis, el recubrimiento de las muestras, el análisis mediante microsonda electrónica y finalmente el tratamiento de resultados. Para la selección de muestras se consideró la presencia de anfíbol con rasgos de crecimiento en equilibrio. Dada la composición mineralógica de los batolitos del área de estudio, únicamente se realizaron análisis químicos en dos muestras del Batolito Pochutla. Se seleccionaron de 10 a 12 cristales de hornblenda por cada muestra, asimismo se realizaron de 4 a 5 puntos de análisis cubriendo zonas de núcleo y borde por cada cristal (Figura 2C).

La cuantificación elemental se realizó en Laboratorio Universitario de Petrología (LUP), Instituto de Geofísica, UNAM (Figura 2 A y B). Los análisis se llevaron a cabo mediante una microsonda electrónica de barrido (EPMA) que cuenta con cinco espectrómetros de onda dispersada de rayos X, marca JEOL JXA-8900-R. Los silicatos y los

óxidos fueron medidos con una aceleración de voltaje de 20keV, una corriente de 20nA, un diámetro de haz de $1\mu\text{m}$ y un tiempo de adquisición de 40s para todos los elementos excepto para el K y el Na que fue de 10s. Todas las mediciones se realizaron con una magnificación de 4,000x. Los estándares utilizados para el anfíbol fueron: Kaersutite ($\text{SiK}\alpha$, $\text{CaK}\alpha$, $\text{FeK}\alpha$, $\text{AlK}\alpha$, $\text{TiK}\alpha$). Para realizar la medición por esta técnica, las secciones delgadas de las muestras deben presentar pulido espejo, así como una cubierta de grafito. Las láminas se cubrieron en el Laboratorio de Microscopía Electrónica de la Unidad de Servicios de Apoyo a la Investigación y a la Industria (USAI), UNAM.

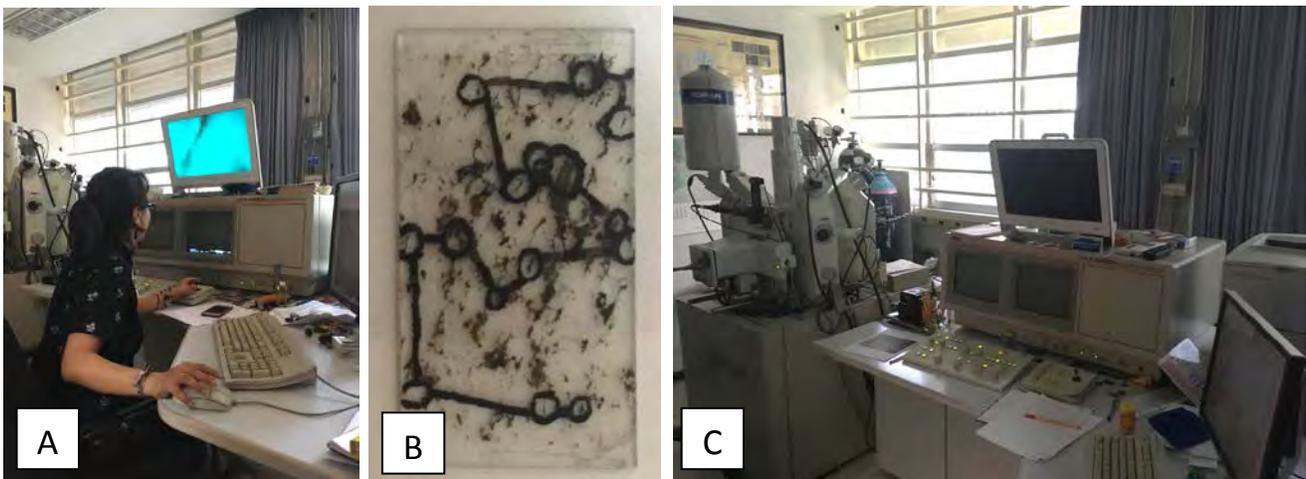


Figura 2. A y C) Análisis mediante microsonda electrónica de barrido (EPMA). B) Selección de puntos en una sección delgada con pulido espejo.

Fechaamiento U-Pb en circones

Con el fin de establecer las edades de las litologías del área de estudio, se seleccionaron 9 muestras para realizar fechamiento por U-Pb en circones. El proceso completo consiste en cuatro partes fundamentales: 1) la separación de cristales, cuyo método es descrito a detalle por [Díaz-Rocha \(2019\)](#) 2) el montaje y pulido 3) catodoluminiscencia y selección de granos y 4) geocronología U-Pb y elementos traza.

Separación de cristales

Para la primera parte de la separación se tomó el material que ya había pasado por el taller de molienda y la muestra se hizo pasar por un colador convencional de plástico con malla de $0.6 \times 0.6 \text{ mm}$. Los coladores son desechables por lo que únicamente se utilizó uno por muestra para evitar contaminación. Parte del material que

es colectado se coloca en un vaso de vidrio para realizar la primera limpieza por decantación. En este paso el vaso se llena de agua haciendo que floten las arcillas para que éstas puedan eliminarse. Cuando el agua ha tomado un tono más claro, el concentrado de minerales pesados del vaso se deposita en un plato o *bowl* de porcelana. El método de bateo consiste en hacer que los minerales se separen de acuerdo con su densidad haciendo girar el *bowl*, de esta manera los minerales pesados como circón y apatito irán quedando como residuos al completar el giro. Estos cristales son recolectados con ayuda de una piseta en una caja de petri para poder comenzar con la selección manual. Para la separación manual de circones se utilizó un microscopio esteresocópico con luz reflejada y transmitida marca LEICA MZ125 (Figura 3). Para manejar los cristales se ocupó una espina de cactus que también sirvió para el montaje. Por cada muestra se juntaron entre 80-100 circones, se consideraron cristales con formas euedrales y en ciertos casos algunos redondeados si es que existían. Todos los tamaños y colores también fueron considerados para el montaje. Para evitar resultados con altos errores analíticos y tener datos confiables trataron de excluir cristales con fracturas, inclusiones y alteraciones como algunos granos metamórficos, en mayor medida de lo posible.

Montaje y pulido

Una vez separados los circones, estos se montaron en una cinta doble-cara colocada en un vidrio de 0.5 cm de grosor. Los montajes se llevaron al taller de laminación del Centro de Geociencias, Juriquilla, donde se colocaron de manera horizontal en un anillo de aproximadamente 1.5 cm de diámetro con resina epóxica. Se dejó solidificar totalmente por un día. Posteriormente, la resina se pulió con el fin de exponer la superficie de todos los cristales.

Catodoluminiscencia y selección de granos

Los circones pulidos se llevaron a analizar por catodoluminiscencia con un luminoscopio OLYMPUS ELM 3R acoplado a una cámara digital. Se tomó una fotografía por muestra donde fue posible corroborar la presencia de circones, así como identificar texturas como zoneamiento e inclusiones en los cristales (Figura 4). Las imágenes se trabajaron mediante el software *Geostar* para elegir y georreferenciar 40-45 puntos en los cristales donde se desea realizar la ablación laser. Para las muestras representativas de los batolitos se eligieron los cristales con formas más euedrales y se eligieron puntos en los bordes de los circones dentro de un dominio composicional bien definido, lo cual indicaría la edad de cristalización. Se eligieron únicamente cinco núcleos o puntos en el centro para identificar edades heredadas. Algunas muestras de rocas graníticas contenían circones redondeados de los cuales solo algunos fueron seleccionados para ser fechados. En el caso de las rocas deformadas o metamórficas se trató de abarcar la heterogeneidad de formas, así como núcleos y bordes. En todos los casos se evitaron zonas dañadas y/o con inclusiones.

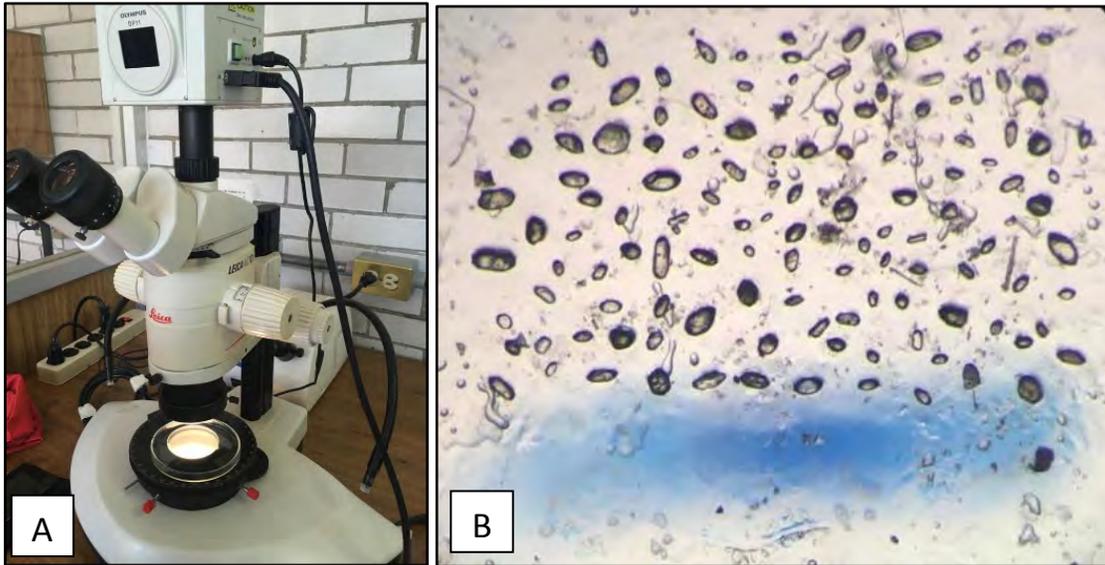


Figura 3. A) Microscopio óptico para la separación de circones. B) Vista de los circones a través del microscopio. Los cristales están montados en una cinta doble cara. Se observan las diferentes formas y tamaños de los minerales en la muestra. La línea azul mide 3 mm.

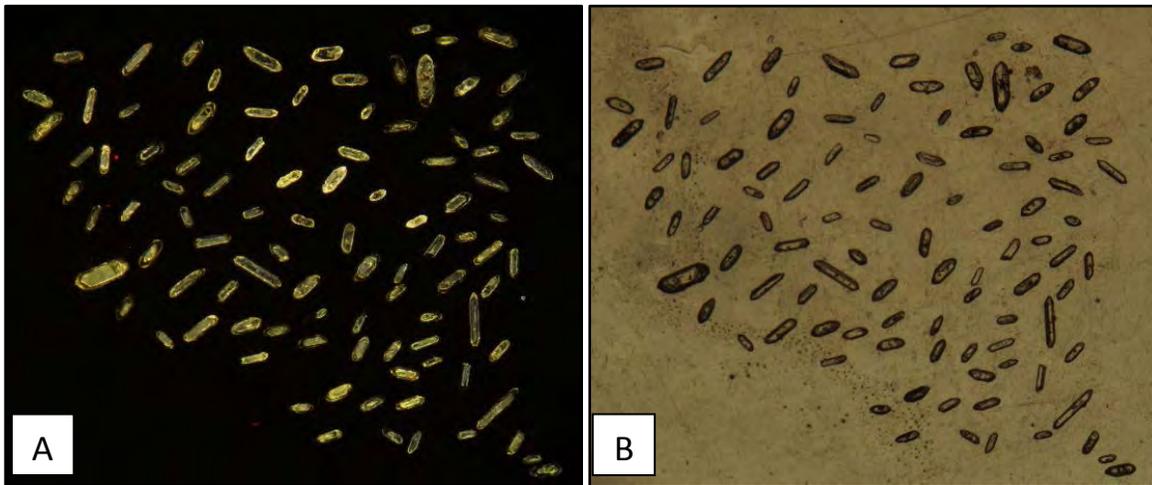


Figura 4 A) Cristales de circón analizados por catodoluminiscencia. B) Cristales de circón con vista en microscopio óptico.

Análisis geocronológico U-Pb y elementos traza

Para cada una de las nueve muestras se determinaron las concentraciones isotópicas de U, Th y Pb con el fin de determinar una edad de cristalización y/o metamorfismo. Asimismo, se obtuvieron concentraciones de elementos traza de cada uno de los circones seleccionados. El proceso se realizó en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), Centro de Geociencias, UNAM, de acuerdo con la metodología de [Solari *et al.* \(2010\)](#) y [Juárez-Zúñiga, \(2016\)](#).

Los análisis se llevaron a cabo con la técnica de LA-ICP-MS (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometer*). El sistema de ablación laser comprende un equipo Resolution M-50 fabricado por *Resonetics LLC* y cuenta con un láser de excímeros de 193 nm que contiene una mezcla de ArF ([Figura 5](#)). La ablación laser se realiza en una celda de doble volumen que previamente se purifica con una bomba de vacío y se llena con gas He. El material que se ablaiona se junta con el gas para llegar hasta el ICP-MS que está conectado al sistema de ablación, asimismo, se añaden N₂ y Ar para incrementar la temperatura del plasma. En este caso, el espectrómetro de masas de cuadrupolo es un Thermo Icap Qc. Para la calibración del equipo se utiliza el vidrio NIST RSM 612 como estándar, así como el circón 91500. El proceso de medición consistió en la lectura del estándar intercalada con los 40 puntos de cada muestra.

Al finalizar el análisis, los resultados se trabajan con el software de Lolite ([Paton *et al.*, 2011](#)) y la reducción de datos para el sistema U-Pb de acuerdo con [Petrus y Kamber \(2012\)](#). El tratamiento final de los datos y la generación de gráficos se realizó utilizando el software libre IsoplotR que es la versión en línea y utiliza el servidor de Londres.

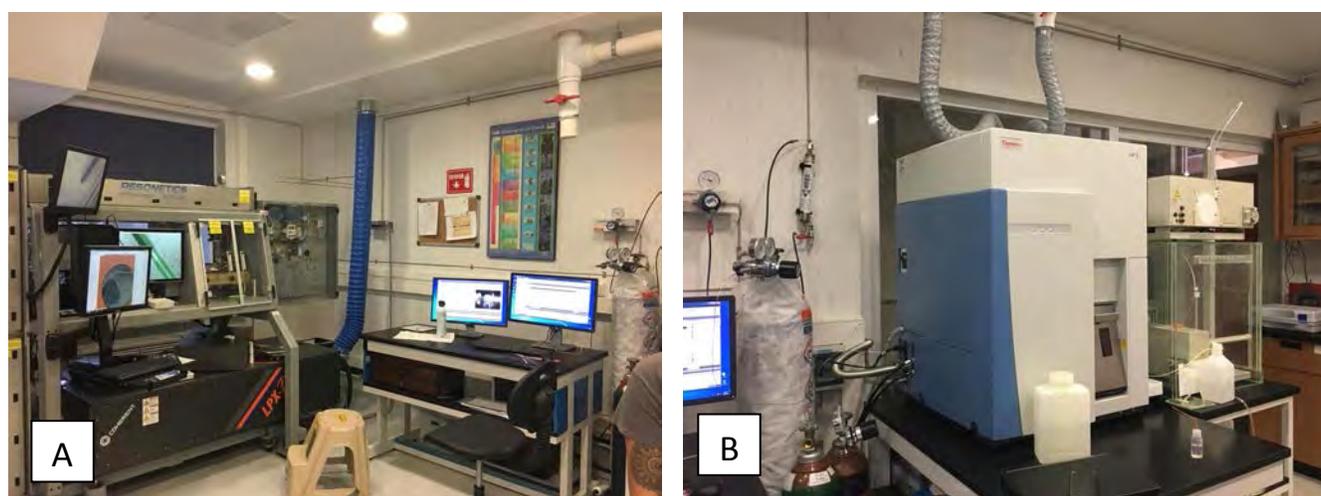


Figura 5. A) Cristales de circón analizados por catodoluminiscencia. B) Cristales de circón con vista en microscopio óptico.