



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

PETROLOGÍA, GEOQUÍMICA Y
GEOCRONOLOGÍA DE LOS BATOLITOS
CENOZOICOS DE LA ZONA UBICADA
ENTRE XADANI Y SALINA CRUZ, OAXACA

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

P R E S E N T A:

Violeta Ortiz Olvera



DIRECTOR DE TESIS:

Dr. Dante Jaime Morán Zenteno

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019



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.

HOJA DE DATOS DEL JURADO

1. Datos del alumno

Apellido paterno: Ortiz
Apellido materno: Olvera
Nombre(s): Violeta
Teléfono: 58 45 13 59
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Carrera: Ciencias de la Tierra
Número de cuenta: 312260303

2. Datos del tutor

Grado: Dr.
Nombre(s): Dante Jaime
Apellido paterno: Morán
Apellido materno: Zenteno

3. Datos del sinodal 1

Grado: Dra.
Nombre(s): Ana Lizeth
Apellido paterno: Caballero
Apellido materno: García

4. Datos del sinodal 2

Grado: Dra.
Nombre(s): Barbara Mary
Apellido paterno: Martiny
Apellido materno: Kramer

5. Datos del sinodal 3

Grado: Dra.
Nombre(s): Karina Elizabeth
Apellido paterno: Cervantes
Apellido materno: de la Cruz

6. Datos del sinodal 4

Grado: Dr.
Nombre(s): Peter Ernst Georg
Apellido paterno: Schaaf
Apellido materno:

7. Datos del trabajo escrito

Título: Petrología, geoquímica y geocronología de los batolitos cenozoicos de la zona ubicada entre Xadani y Salina Cruz, Oaxaca.
Número de páginas: 103p
Año: 2019

*Lo que dice la piedra
Sólo la noche puede descifrarlo*

*Nos mira con su cuerpo todo de ojos
Con su inmovilidad nos desafía
Sabe implacablemente ser permanencia*

Ella es el mundo que otros desgarramos

JOSÉ EMILIO PACHECO
Piedra, 1976

Agradecimientos

Mi educación se la debo a mis padres. Sin su trabajo, su dedicación, su apoyo y su amor no hubiera llegado hasta aquí. Gracias por siempre.

Muchas gracias al Dr. Dante Morán por su paciencia, su apoyo incondicional y su guía en mi trabajo. Siempre recordaré con mucho cariño las pláticas tan enriquecedoras que tuve con él, que me ayudaron a tomar decisiones importantes en mi vida.

Agradezco a la Dra. Barbara Martiny por los comentarios y las observaciones detalladas que ella aportó en cada etapa de realización de esta investigación.

Reconozco a todas las personas que me brindaron su apoyo mientras realicé esta tesis. De una u otra forma fueron un impulso en mi desarrollo personal y ayudaron a que este estudio se llevara a cabo.

El financiamiento del trabajo de campo y los análisis realizados, fueron posibles con el apoyo del proyecto PAPIIT IN104217 “Estudio de la geocronología y petrogénesis de los batolitos de la región de Pinotepa Nacional, Oaxaca”, a cargo del Dr. Dante J. Morán Zenteno.

Por el trabajo aportado en la preparación y medición de las muestras de esta tesis, se agradece a: Laboratorio Ultralimpio e ICP-MS y a la M. en C. Ofelia Pérez Arvizu. Laboratorio Nacional de Geoquímica y Mineralogía y al Quím. Rufino Lozano. Laboratorio de Estudios Isotópicos y a los doctores Luigi Solari y Carlos Ortega.

Tabla de contenido

Resumen	vi
1. Introducción	1
1.1. Descripción general de la Sierra Madre del Sur	1
1.2. Características del área de estudio	2
1.3. Antecedentes	3
1.4. Planteamiento del problema	4
1.5. Hipótesis	5
1.6. Objetivos	5
1.7. Metodología	5
2. Marco teórico	8
2.1. Definición de granitos	8
2.2. Formación de magmas silíceos	8
2.3. Formación de batolitos	11
2.4. Conexión vulcano-plutónica	14
2.5. Clasificación de granitos	15
2.6. U-Pb en zircones	18
3. Marco geológico	19
3.1. La provincia de la Sierra Madre del Sur	19
3.2. El cinturón plutónico de la SMS	24
3.3. Características del basamento	25
3.3.1. <i>El terreno Juárez</i>	25
3.3.2. <i>El terreno Xolapa</i>	27
3.3.3. <i>El terreno Oaxaca</i>	27
4. Procedimientos analíticos	29
4.1. Petrografía	29
4.2. Análisis geoquímico	29
4.2.1. <i>Procesamiento de muestras</i>	29
4.2.2. <i>Análisis de elementos mayores</i>	31
4.2.3. <i>Análisis de elementos traza</i>	32
4.3. Análisis geocronológico	32
4.3.1. <i>Preparación de muestras</i>	32
4.3.2. <i>Análisis de U-Pb</i>	33
5. Petrografía	35
5.1. Plutón de Xadani	35
5.2. Plutón de Astata	38
5.3. Plutón de Bamba	40
5.4. Plutón de Salina Cruz	45
5.5. Pórfido de Morro-Salina Cruz	46
5.6. Plutón de Jalapa del Marqués	48
6. Geoquímica	53
6.1. Elementos mayores	53
6.2. Elementos traza y tierras raras	54
7. Geocronología	59
7.1. Plutones del Paleógeno	59
7.1.1. <i>Xadani</i>	59
7.1.2. <i>Astata</i>	59
7.2. Plutones del Neógeno	60

7.2.1. <i>Bamba</i>	60
7.2.2. <i>Salina Cruz</i>	60
7.2.3. <i>Morro-Salina Cruz</i>	61
7.2.4. <i>Jalapa del Marqués</i>	61
8. Discusión	63
8.1. Sobre los rasgos petrográficos	63
8.2. Sobre las características geoquímicas	64
8.3. Sobre la geocronología	66
9. Conclusiones	69
10. Referencias	70
11. Anexos	82
11.1. Conteo de puntos	82
11.2. Datos de elementos mayores y traza	83
11.3. Abreviaturas de minerales	84
11.4. Datos geocronológicos de U-Pb	85

Resumen

La Sierra Madre del Sur (SMS) es una provincia geológica que contiene el registro de actividad magmática de arco durante el Mesozoico y Cenozoico, previo al truncamiento tectónico de la margen continental. Está constituida por un cinturón de batolitos distribuidos por toda la costa desde Puerto Vallarta hasta Tehuantepec, y un cinturón volcánico silícico-intermedio que se encuentra hacia el interior del continente. Hay escasos trabajos reportados de los batolitos de la zona entre Xadani y Salina Cruz, la zona más oriental de la SMS, y las edades de los plutones reportadas en este sector son edades de enfriamiento obtenidas por K-Ar y Rb-Sr. El objetivo de esta tesis fue hacer una descripción petrográfica y geoquímica de los plutones de esta zona, así como realizar fechamientos de zircones individuales por U-Pb, con el fin de obtener edades de cristalización, y finalmente hacer una interpretación sobre su origen dentro del contexto de la evolución de la margen pacífica de Oaxaca.

Se estudiaron los plutones de Xadani, Astatá, Bamba, Morro-Salina Cruz, Salina Cruz y Jalapa del Marqués. Los estudios petrográficos y las abundancias modales indican una variación composicional desde sienogranito a cuarzomonzodiorita, con enclaves y diques de monzodiorita y diorita-gabro. Los análisis geoquímicos del sector indican la dominancia de un magmatismo magnésiano calci-alcálido, con firma de arco asociada a ambientes de subducción. La muestra obtenida del plutón de Salina Cruz resultó ser una roca ferroana. Destacan las características del plutón de Xadani, el cuál presenta una textura rapakivi y una afinidad adakítica con un patrón empobrecido en tierras raras pesadas.

Los resultados geocronológicos indican edades de cristalización que varían de ~55 a ~15 Ma. El plutón de Xadani arrojó una edad de ~55 Ma y el plutón de Astatá una edad de ~30 Ma, que resultan significativamente más antiguas que las edades previas reportadas. Estos resultados indican fases de plutonismo del Paleógeno no registrados con anterioridad para este sector. Los plutones de Bamba, Morro-Salina, Jalapa del Marqués y Salina Cruz se encuentran en un rango entre ~18 y ~15 Ma.

Las características de estas rocas reflejan una evolución compleja para los batolitos de este sector. Estos cuerpos son plutones heterogéneos que se formaron por la adición de lotes de magmas a lo largo de varios millones de años. Sobresalen las similitudes entre el plutón de Xadani y el intrusivo de Acapulco.

El patrón decreciente y gradual del magmatismo hacia el este no está claramente definido, salvo para las rocas del Mioceno del sector más oriental. El hiatus en el magmatismo ubicado entre las rocas eocénicas del oeste y las rocas miocénicas del este de Huatulco se desplaza más hacia el sureste a la luz de los nuevos datos y se ubica entre los plutones de Astatá y Bamba.

1. Introducción

1.1 Descripción general de la Sierra Madre del Sur

La Sierra Madre del Sur (SMS) es considerada una provincia geológica que contiene el registro de actividad magmática de arco que ocurrió durante el Mesozoico y Cenozoico. Forma parte de la Cordillera de Norteamérica, que es un testimonio de la convergencia de las placas oceánicas del Pacífico con la placa continental de Norteamérica. El registro más reciente de la SMS se generó desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno temprano. Sus características geocronológicas y composicionales indican que las interacciones entre las placas tectónicas tuvieron cambios significativos con el paso del tiempo, así como los factores petrogenéticos que generaron este registro. (Morán-Zenteno et al., 2018)

La SMS es un arco continental extinto, que ahora se considera como el antearco de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) (Morán-Zenteno et al., 1999, 2007, 2018). Está constituida por un segmento de batolitos y pequeñas intrusiones de 100 km de ancho, que se extienden por toda la costa desde Puerto Vallarta hasta Tehuantepec, y por un registro volcánico que se encuentra continente adentro después del cinturón plutónico (Figura 1). Cubre un área de ~90,000 km² desde Jalisco y Colima hasta Oaxaca (Morán-Zenteno et al., 2018). El magmatismo más antiguo inicia en la parte más occidental de la SMS, en Puerto Vallarta, y decrece hacia el este, con sus últimos episodios del Mioceno en la parte más oriental de la provincia, en el Istmo de Tehuantepec (Figura 1). La causa de este comportamiento y su relación con el truncamiento del margen continental han sido temas de interés y debate en las últimas décadas (Herrmann et al., 1994; Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1999, 2018; Keppie et al., 2012; Ferrari et al., 2014).

Las rocas ígneas de la SMS varían composicionalmente desde basaltos (y gabros en el cinturón intrusivo) hasta riolitas (y granitos). La mayoría de las rocas muestran un carácter subalcalino. Las rocas máficas e intermedias muestran un patrón calci-alcalino con niveles intermedios de potasio, y las más diferenciadas son calci-alcalinas con altos niveles de potasio. Son rocas metaluminosas o ligeramente peraluminosas y una menor proporción son fuertemente peraluminosas. La mayoría de los plutones caen en el campo de granitos de arco volcánico en el diagrama de Rb contra (Y+Nb) de Pearce et al. (1984). Su patrón de elementos trazas se caracteriza por un enriquecimiento en LILE con respecto a los HFSE, y una mayor concentración de LREE con respecto a los HREE (Morán-Zenteno et al., 2018).

Hay rocas que tienen una firma geoquímica ferroana, con enriquecimiento en LILE, anomalías de Sr y Ba negativas y patrones de HREE planos. Estas rocas pertenecen al registro eocénico de la SMS, en la zona ubicada entre Zihuatanejo y Acapulco, en las costas de Guerrero, y se han interpretado como un reflejo del cambio en el proceso de generación y la fuente de estos magmas. Estos cuerpos se pudieron generar por la inyección de magma astenosférico a la cuña del manto. La cristalización fraccionada y la adición de material cortical dieron lugar a las

litologías más félsicas. El granito de Acapulco es tipo A, con una firma ferroana. (Ferrari et al., 2014)

Por su distribución, cinemática y orientación de estructuras tectónicas, la SMS se puede dividir en tres zonas tectónicas: el Bloque de Jalisco, que representa un bloque rígido limitado por estructuras lineales (gravens de Colima y Tepic-Zacoalco) con desplazamiento activo del Neógeno; la zonas centrales y costeras dominadas por fallas de deslizamiento del Paleógeno; y la zona oriental, caracterizada por fallas extensionales y otras estructuras reactivadas. (Morán-Zenteno et al., 2018)

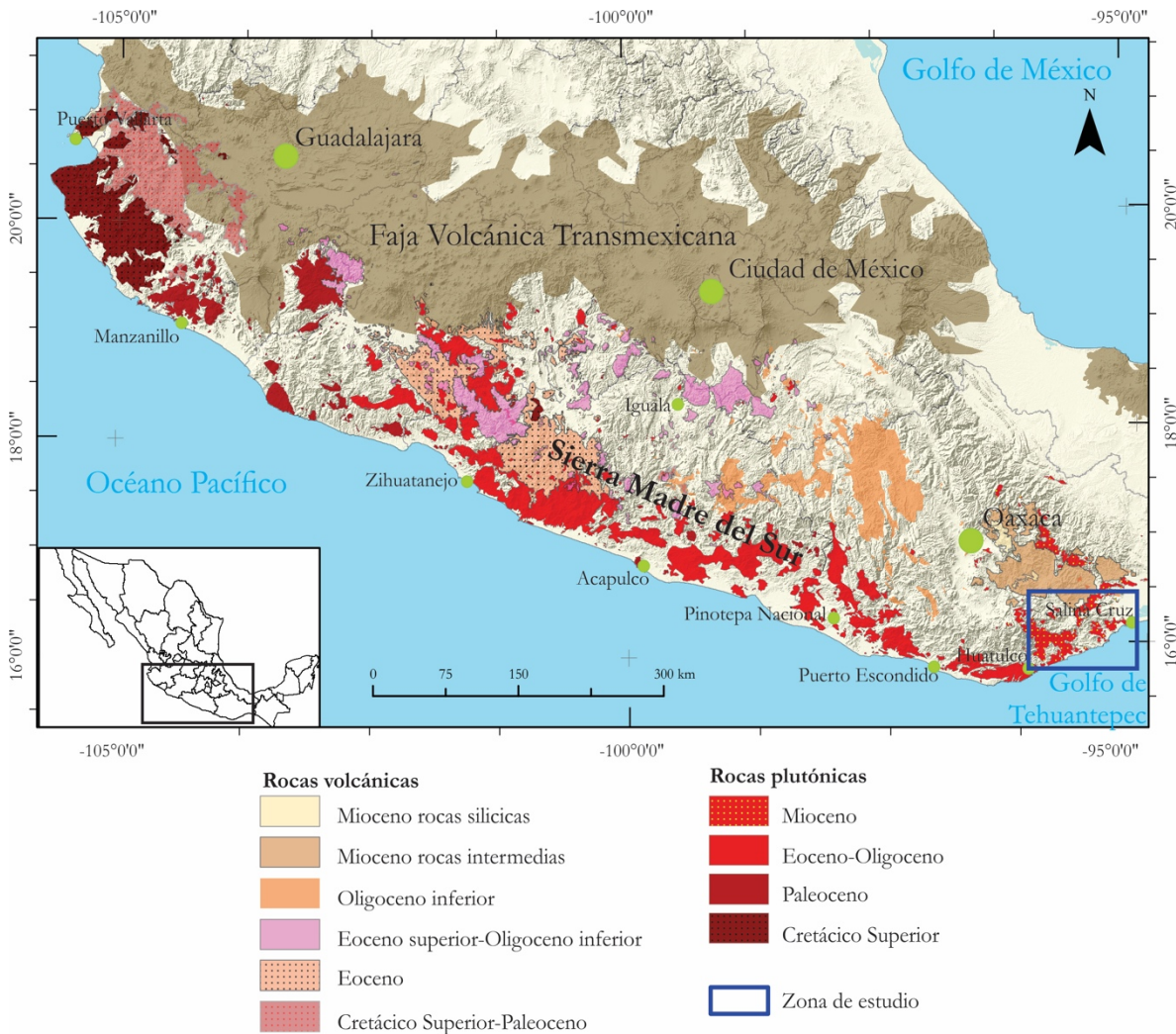


Figura 1. Mapa de la Sierra Madre del Sur y su ubicación en el país. Modificado de Morán-Zenteno et al. (2018).

1.2 Características del área de estudio

El área de estudio se encuentra en la porción suoriental de la SMS, en la región del Istmo, dentro de los municipios de Salina Cruz, Santo Domingo Tehuantepec y Santiago Astata. Está delimitada por las localidades de Salina Cruz al este, Jalapa del Marqués al norte y Santa María Xadani al oeste (Figura 2). Esta última localidad se encuentra a 30 km al este de Huatulco.

De acuerdo a reportes previos (Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 1999; Solé et al., 2007) en esta zona afloran los batolitos más jóvenes de la SMS, los cuales tienen edades miocénicas. Con base en las cartas geológico-mineras del SGM, en el área se identifican seis plutones importantes que afloran a lo largo de toda la costa (Figura 2). Estos se encuentran intrusionando dos basamentos distintos: el terreno Xolapa y el terreno Juárez. El contacto entre ambos basamentos está definido por la falla de Astata (Figura 2) (Campa y Coney, 1983). En el área de estudio también hay rocas volcanosedimentarias del Jurásico que fueron intrusionadas por batolitos miocénicos, además de caliza-dolomía y conglomerados polimícticos del Cretácico Inferior y Cretácico Superior, respectivamente. Al norte del área de estudio afloran tobas andesíticas del Mioceno (Ferrusquía-Villafranca, 2001; Iriando et al., 2004; Martínez-Serrano et al., 2008) (Figura 2).

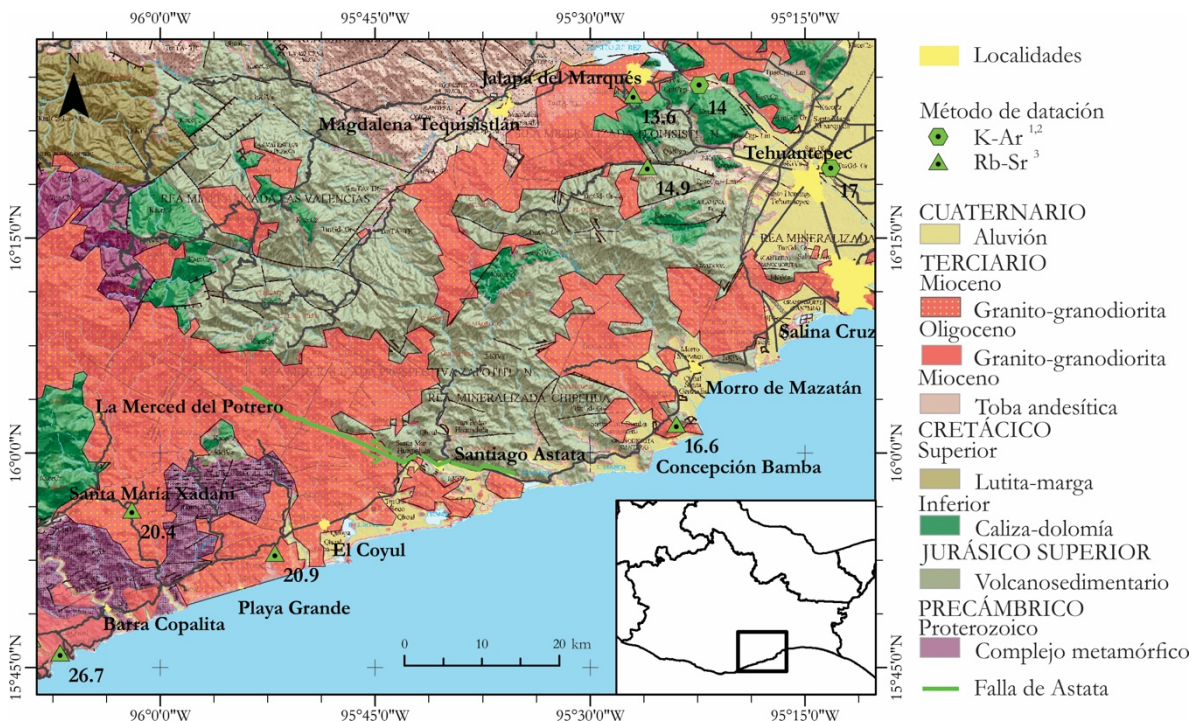


Figura 2. Mapa geológico del área de estudio. Modificado de la carta geológico-minera del estado de Oaxaca, del Servicio Geológico Mexicano (2009). Las edades indicadas con símbolos verdes, en Ma, son las reportadas previamente en la literatura. ¹ Solé et al. (2007) ² Morán-Zenteno et al. (1999) ³ Schaaf et al. (1995)

1.3 Antecedentes

En 1995, Schaaf et al. publicaron una base de datos geocronológica de los plutones ubicados en la costa desde Puerto Vallarta hasta el Istmo de Tehuantepec, con la finalidad de obtener la tasa de extinción del magmatismo que pudo haber acompañado el desplazamiento del bloque Chortís. Dentro de sus datos, el fechamiento de una muestra del Plutón de Xadani datada con el método de Rb-Sr en biotitas y roca entera, fue de 21.1 ± 0.4 Ma (Figura 2 y Tabla 1).

En 1999, Morán-Zenteno et al. publicaron un estudio sobre el cambio del magmatismo de la SMS y su migración a la FV'TM en el Mioceno, usando datos previamente reportados y datos

producidos para ese trabajo. Dentro de su base de datos, se reportaron nuevas edades de enfriamiento para los plutones de la zona oriental de la SMS. Para la localidad de Ayuta se reportó un granito fechado en 20.9 ± 0.4 Ma. En la localidad de Juárez se reportaron dos rocas distintas, una tonalita de 13.6 ± 0.3 Ma y una cuarzdiorita de 14.9 ± 0.3 Ma. Por último, en la localidad de Bamba se encontró un granito de 16.6 ± 0.3 Ma. Todas las muestras se fecharon por el método de Rb-Sr y se utilizaron biotitas y roca total (Todas las muestras están indicadas en la Figura 2 y Tabla 1).

En el 2007, Solé y colaboradores publicaron una lista de 54 fechamientos de rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México, fechadas por K-Ar. Dentro de las rocas pertenecientes a la SMS se reportaron dos muestras de la zona oriental asociadas a los eventos magmáticos reportados por Schaaf et al. (1995) y Morán-Zenteno et al. (2000). La primera es un granito ubicado entre Tehuantepec y San Blas Atempa (el cuál se ubica en las afueras de Tehuantepec del lado este), que contiene grandes cristales de anfíbol y biotita cloritizada, con milonitización incipiente; se fechó usando anfíbol y dio una edad de 17 ± 1 Ma, que se consideró como su edad de enfriamiento. La segunda pertenece al intrusivo de Jalapa del Marqués, en la Presa Benito Juárez; contiene biotita como mineral accesorio, la cual se usó para fecharla y se obtuvo una edad de 14 ± 1 Ma (Figura 2 y Tabla 1).

Tabla 1. Conjunto de muestras reportadas previamente con datos geocronológicos para el área de estudio.

Localidad	Roca	Método	Mineral usado	Edad Ma	Autor
Xadani	Cuarzdiorita	Rb-Sr	Biotita y roca total	21.4 ± 0.4	Schaaf et al., 1995
Ayuta	Granito	Rb-Sr	Biotita y roca total	20.9 ± 0.4	Morán-Zenteno et al., 1999
Juárez	Tonalita	Rb-Sr	Biotita y roca total	13.6 ± 0.3	Morán-Zenteno et al., 1999
Juárez	Cuarzdiorita	Rb-Sr	Biotita y roca total	14.9 ± 0.3	Morán-Zenteno et al., 1999
Bamba	Granito	Rb-Sr	Biotita y roca total	16.6 ± 0.3	Morán-Zenteno et al., 1999
Tehuantepec-San Blas Atempa	Granito	K-Ar	Anfíbol	17 ± 1	Solé et al., 2007
Jalapa Del Marqués	Granodiorita	K-Ar	Biotita	14 ± 1	Solé et al., 2007

Las muestras están indicadas geográficamente en el mapa de la Figura 2.

1.4 Planteamiento del problema

Los batolitos de la zona oriental de la SMS, al este de Huatulco, son cuerpos que han sido poco estudiados y cubren un área extensa. No se tienen descripciones detalladas sobre su petrografía y geoquímica, además de que sólo hay reportadas en la literatura las seis muestras

descritas en el apartado anterior. Asimismo, por los métodos utilizados, las edades obtenidas se han interpretado como edades de enfriamiento, así que hace falta información sobre las edades de cristalización de estos cuerpos y sus características petrográficas y geoquímicas.

De este modo se planteó que era importante hacer una descripción de las características de estos cuerpos, determinar su edad, así como clasificarlos según su geoquímica, y poder inferir su petrogénesis. Dado que estos cuerpos intrusionan dos terrenos distintos, también se planteó ver si estos cuerpos reflejan en su petrología y geoquímica esta diferencia.

1.5 Hipótesis

Los plutones mostrarán características petrológicas y geoquímicas acordes con un ambiente de arco magmático. Si los plutones tienen un cierto aporte de las rocas que intrusionaron, y dado que se encuentran en dos terrenos distintos, se notarán diferencias.

Los fechamientos de U-Pb mostrarán edades mayores que las edades de enfriamiento reportadas. Además, mostrarán un patrón decreciente hacia el sureste, siguiendo el patrón de toda la SMS.

1.6 Objetivos

El objetivo de esta tesis fue hacer una descripción petrológica de los batolitos del área de estudio y una interpretación sobre su origen, dentro del contexto de la evolución de la margen pacífica de Oaxaca.

Los objetivos particulares que se plantearon fueron:

- Hacer una descripción petrográfica de muestras representativas de los cuerpos plutónicos del área de estudio.
- Hacer una descripción de las características geoquímicas de los plutones del área de estudio.
- Hacer fechamiento isotópico de U-Pb de los plutones que ya tienen edades de enfriamiento reportadas.
- Realizar interpretaciones sobre la petrogénesis de los plutones y sus variaciones geocronológicas.

1.7 Metodología

El plan de trabajo se dividió de acuerdo con los objetivos particulares en cinco bloques: 1) trabajo de campo para recolectar las muestras, 2) petrografía, 3) análisis geoquímico, 4) análisis geocronológicos, y 5) análisis e interpretación de los resultados obtenidos.

Previamente se buscaron mapas de la zona de estudio. Se observó en las cartas geológico-mineras del Servicio Geológico Mexicano (Juchitán E15-10 D-15-1, Zaachila E14-12, Puerto Escondido D14-3 y del Estado de Oaxaca), que en el área hay seis plutones distintos y hay carreteras que cortan a estos plutones (Figura 3). Las carreteras que cortan a estos plutones son

la carretera Oaxaca-Tehuantepec 190, la supercarretera Salina Cruz-La Ventosa 185D y la carretera Salina Cruz-Santiago Pinotepa Nacional 200.

El trabajo de campo se realizó en una sola visita al área de estudio. Se hizo un recorrido por las carreteras desde Santa María Jalapa del Marqués, pasando por Salina Cruz hasta Santa Cruz Xadani, donde se colectaron 12 muestras (Figura 3 y Tabla 2). No se colectaron muestras al norte de Tehuantepec. Se eligieron puntos donde los afloramientos contuvieran rocas en buen estado sin alto grado de intemperismo en los cortes sobre la carretera. El plan inicial fue colectar una muestra de cada plutón, pero durante el recorrido se observó que las litologías variaban bastante en su textura y proporción de minerales, así que se colectaron muestras de las litologías más distintas entre sí que se encontraron. También se observaron diques, de los cuales se colectó una muestra. Todos los puntos fueron georreferenciados (Tabla 2). Se procuró colectar más de 5 kg de cada muestra para realizar análisis geoquímicos.

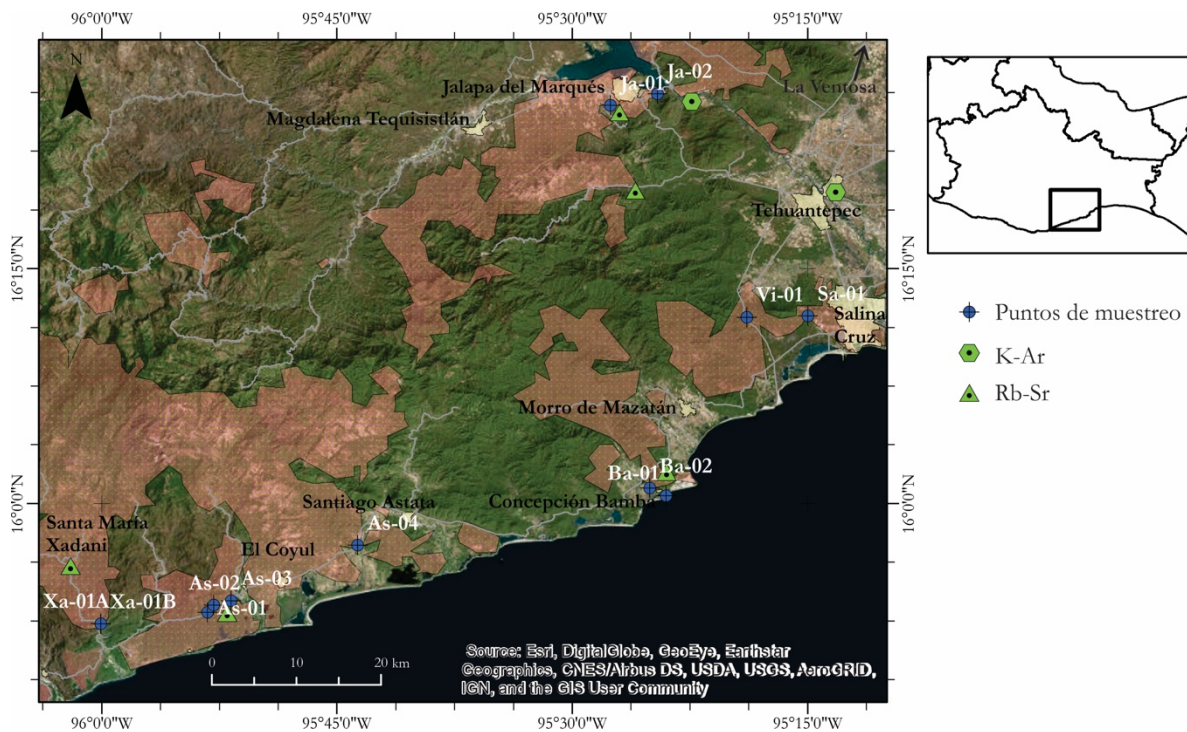


Figura 3. Mapa con la ubicación de las muestras colectadas y las muestras reportadas en la literatura. Las carreteras se muestran de color gris y sombreados los plutones graníticos miocénicos de la zona, según la carta geológica-minera del Estado de Oaxaca (SGM, 2009). Datos de K-Ar de Solé et al. (2007), datos de Rb-Sr de Schaaf et al. (1995) y Morán-Zenteno et al. (1999).

A todas las muestras se les realizó lámina delgada para efectuar su petrografía. En los casos donde hubo enclaves magmáticos, se tomó el cuidado de hacer la lámina donde estuviera el contacto entre los dos ensamblajes distintos. Con las láminas delgadas también se obtuvo una clasificación modal de las rocas. Once muestras fueron procesadas para análisis geoquímicos. Todas fueron analizadas para elementos mayores; a cinco de ellas se les realizó análisis de elementos trazas. Se eligieron las muestras más cercanas a las muestras reportadas, es decir, las muestras Xa-01A, Xa-01B, As-01, Ba-02 y Ja-01. Se seleccionó una muestra de cada plutón

para hacer el fechamiento por medio del método de U-Pb. Por lo tanto, fueron seis muestras analizadas. La Tabla 2 ilustra gráficamente la información descrita en este párrafo.

Los métodos analíticos utilizados para realizar las láminas, preparar las muestras para geoquímica y geocronología están descritos con detalle en el Capítulo 4.

Finalmente, los resultados obtenidos fueron utilizados para hacer un análisis petrológico sobre cada plutón, clasificarlos y hacer una interpretación sobre su petrogénesis.

Tabla 2. Resumen de las muestras obtenidas y los análisis que se les realizaron.

Plutón	Muestra	Latitud	Longitud	Altitud (m)	Petrografía	Elementos Mayores	Elementos Trazas	Geocronología
Xadani	Xa-01A	96°0'4" O	15°52'19" N	52	+	+	+	+
	Xa-01B	96°0'4" O	15°52'19" N	52	+	+	+	-
Astata	As-01	95°53'16" O	15°53'4" N	115	+	+	+	+
	As-02	95°52'52" O	15°53'30" N	112	+	+	-	-
	As-03	95°51'45" O	15°53'49" N	88	+	+	-	-
	As-04	95°43'41" O	15°57'21" N	62	+	+	-	-
Bamba	Ba-01	95°24'1" O	16°0'31" N	3	+	-	-	-
	Ba-02	95°25'5" O	16°0'59" N	38	+	+	+	+
Morro-Salina Cruz	Vi-01	95°18'53" O	16°11'55" N	153	+	+	-	+
Salina Cruz	Sa-01	95°15'0" O	16°11'59" N	64	+	+	-	+
Jalapa del Marqués	Ja-01	95°27'34" O	16°25'27" N	262	+	+	+	+
	Ja-02	95°24'36" O	16°26'12" N	157	+	+	-	-

También se muestran las coordenadas de las muestras colectadas. Las + indican las muestras elegidas para los distintos análisis, - indica que no se les realizó análisis.

2. Marco teórico

2.1 Definición de granitos

Los granitos son rocas ígneas, intrusivas, que se generan por el enfriamiento de magmas silíceos. Estrictamente, las IUGS, define como granito a una roca con porcentajes definidos de feldespato alcalino, cuarzo y plagioclasa. Sin embargo, por la gran diversidad de rocas que encontramos en la naturaleza, algunos autores prefieren usar el término granito (*sensu lato*) para denominar a todo el espectro de rocas plutónicas silíceas que existen (Winter, 2014). Los granitos son las rocas más abundantes de la corteza continental. Su contraparte extrusiva son las riolitas y dacitas (Gill, 2010).

Los granitos son rocas de grano medio a grueso. Sus minerales esenciales son feldespato alcalino, plagioclasa y cuarzo. La hornblenda y la biotita son las fases máficas predominantes de los granitos. La muscovita es común en granitos ricos en Al. El clinopiroxeno puede llegar a presentarse particularmente en los granitos más sódicos. Es común que los piroxenos sean reemplazados por hornblenda o biotita. Es raro encontrar ortopiroxenos. Los minerales accesorios que se pueden llegar a encontrar en los granitos son apatito, zircón, magnetita, ilmenita, monazita, titanita, allanita, turmalina, piritita y fluorita. Su presencia depende de la disponibilidad de elementos trazas incompatibles en los magmas silíceos. (Winter, 2014)

2.2 Formación de magmas silíceos

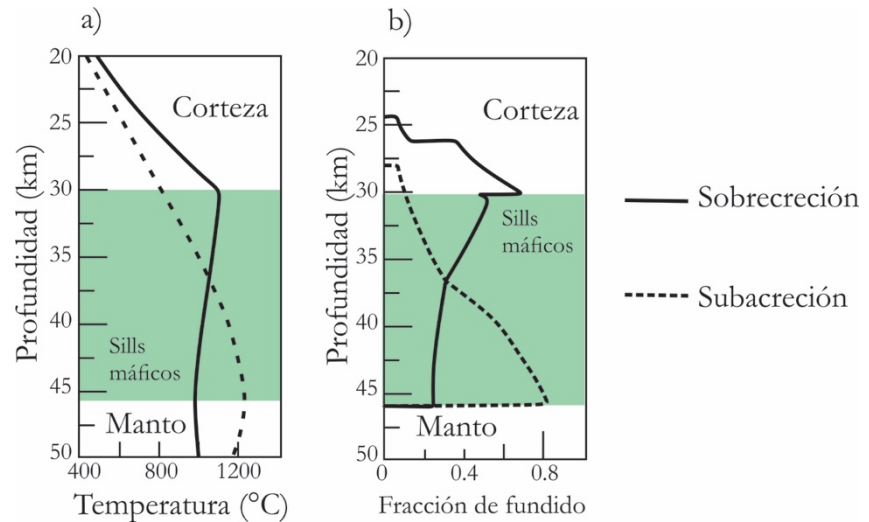
Los granitos se originan a partir de magmas silíceos que se enfriaron dentro de la corteza. Los magmas silíceos se pueden generar en diferentes ambientes tectónicos. Hay dos procesos principales a los que se les atribuye la formación de estos magmas: la diferenciación de magmas basálticos por cristalización fraccionada dentro de la corteza y el manto superior (Annen et al., 2006), y a la fusión parcial de rocas corticales preexistentes (Ducea y Barton, 2007). Un proceso no excluye al otro, en la naturaleza, más bien ocurren ambos. Sin embargo, según los ambientes tectónicos, alguno de los dos procesos toma importancia. Y los granitos guardan evidencia geoquímica de cuál fue el proceso que los generó.

En una zona de subducción, los fluidos y la descompresión en la cuña del manto producen magmas basálticos, los cuales ascienden e intrusionan la corteza inferior (Annen et al., 2006). Al acumularse, las intrusiones generan una zona caliente en la corteza inferior donde se empieza a acumular calor, magma y volátiles (Figura 4a y 5) (Hildreth, 1981). La cristalización incompleta de los magmas basálticos que se van agregando (Figura 4b), generan fundidos residuales ricos en agua de composición intermedia a silícica (Annen et al., 2006). Las condiciones de temperatura, presión, contenido de agua y fraccionamiento de fundido van evolucionando, y son la principal causa de la variación geoquímica en un arco magmático.

A diferentes profundidades, las intrusiones se van a enfriar a la temperatura local, creando una variación en la fracción de fundido y composición del mismo, desde riolitas hasta andesitas

(Figura 5). Mientras más gruesa sea la corteza, habrá mayor diversidad en la composición del fundido residual. Durante su ascenso puede incorporar material de la roca encajonate o restitas de su misma fuente. La descompresión, nucleación y crecimiento de cristales determinan las características texturales de una roca. El aumento de viscosidad que acompaña la cristalización y la desgasificación detiene el ascenso del magma, formando cámaras magmáticas someras o plutones (Figura 5). (Annen et al., 2006)

Figura 4. Modelo numérico de Annen et al. (2008) del emplazamiento de 16 km de sills en la corteza, mostrando los cambios en T (a) y fracción de fundido (b) que genera. El magma se inyecta a 1285 °C y contiene 2.5 wt % de agua. El magma se emplaza a una tasa de 10 mm/a durante 1.6 Ma. Modificado de Annen et al. (2008).



Por otro lado, cuando hay acortamiento de una placa, se genera el engrosamiento de la litósfera y subsecuentemente su calentamiento. Como consecuencia, se forma un fundido cortical, que es complementado con el fundido basáltico que se acomoda en la base de la corteza, generado por la cuña del manto y que contribuye con su calor a fundir la corteza continental (Ducea y Barton, 2007). En este caso, el aporte más importante es de la corteza continental. La generación de estos magmas, no es constante, sino que hay episodios de gran generación de magma, o *flare-ups*, y episodios de baja o nula actividad (Ducea y Barton, 2007).

La composición de los magmas puede ser modificada posteriormente, por procesos que suceden en la corteza superior, como segregación de fundido residual del *mush*, zona con un magma parcialmente cristalizado que contiene entre 45 y 55% de cristales con líquido intersticial (Bachmann et al., 2007), episodios de recarga de magmas o mezcla de magmas completa e incompleta (Annen et al., 2006).

El contraste de temperatura entre el fundido y la roca encajonante genera un frente de solidificación en la zona de contacto, y está definido por el conjunto de isotermas que están dentro del *solidus* y el *liquidus*, es decir, donde inicia y donde termina el fundido. El frente de solidificación representa el cambio de composición y viscosidad del fundido intersticial en función de su posición. Hacia afuera, el contenido de cristales y la viscosidad aumenta, y la composición se vuelve más evolucionada (silícica) (Marsh, 2004).

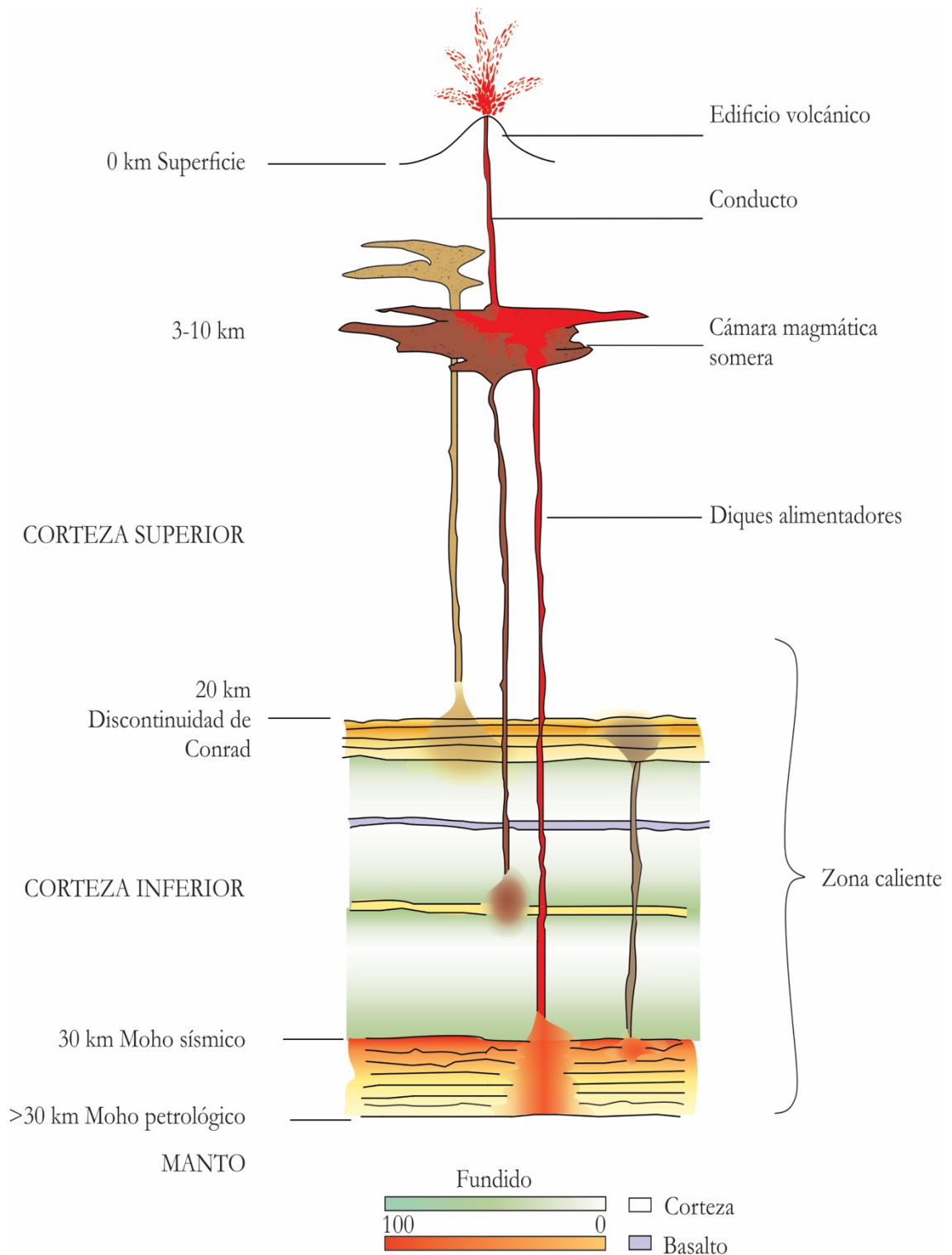


Figura 5. Representación de una zona caliente, donde se genera el fundido silíceo por el emplazamiento de *sills* máficos. La cristalización ocurre desde la temperatura de emplazamiento hasta la temperatura de la geoterma. La fracción de fundido cortical varía de acuerdo a la edad y proximidad con las inyecciones basálticas. El fundido asciende a reservorios someros dejando abajo un residuo. Modificado de Annen et al. (2006).

Conforme pasa el tiempo, el frente de solidificación se engrosa y avanza hacia el centro del cuerpo fundido (Marsh, 2006). Una columna magmática está constituida de cámaras y *sills* interconectados, que se extienden desde la litósfera hasta la corteza superior (Figura 5), donde el frente de solidificación cubre todas las fronteras del sistema y avanza en respuesta de las condiciones locales. Desde los magmas más primitivos hasta los más fraccionados, el magma se puede encontrar como acumulaciones pobres o ricas en cristales, como capas delgadas de cúmulos y en conductos abiertos o cerrados (Marsh, 2004).

2.3 Formación de batolitos

Los batolitos son cuerpos ígneos intrusivos, conformados por un conjunto de plutones, que cubren áreas muy extensas (Gill, 2010). La formación de batolitos requiere del ascenso y emplazamiento de un gran volumen de magma en la corteza superior.

Los modelos de ascenso de magma silícico han cambiado con el tiempo. Los primeros modelos sugerían que el ascenso del magma era a través de diapiros, con forma de gotas invertidas (Figura 6a) (Bateman, 1984). El magma asciende principalmente por diferencias de densidad, desplazando a las rocas a su alrededor, pero las características de la corteza superior como su temperatura y su reología representan un problema térmico y mecánico que no puede resolver el diapirismo. De modo que este modelo está limitado a la corteza media e inferior que es una zona caliente y dúctil (Annen et al., 2015).

La forma más eficiente de transportar los magmas silícicos a través de la corteza es por medio de diques (Figura 6b) (Clemens y Mawer, 1992; Glazner et al., 2004). La corteza superior tiene una respuesta frágil a los esfuerzos. En respuesta a un magma que quiere ascender, aumenta la tendencia a fracturarse (Clemens y Mawer, 1992). Las fracturas generan el camino para que el magma pueda ascender, formando diques. La evidencia de batolitos y cámaras magmáticas someras, indica que hay un mecanismo que transporta el magma lo suficientemente rápido como para llegar fundido a la corteza superior sin perder calor. Las fracturas generan el espacio rápidamente y el ascenso de los diques permite que haya menor pérdida de calor (Mahon et al., 1988; Clemens y Mawer 1992). También hay evidencia en campo, de que algunos batolitos tienen diques alimentadores en la base y otros que fueron creciendo progresivamente con la adición de material por diques (Figura 6b) (Clemens y Mawer, 1992; Glazner et al., 2004). Sin embargo, aun no se ha resuelto de dónde viene el espacio para el emplazamiento de batolitos ya que las fracturas explican sólo la zona necesaria para el ascenso del material.

El magma detiene su ascenso cuando encuentra una frontera reológica. Un dique puede cambiar su dirección en varios escenarios: cuando encuentra una barrera rígida que ya no puede intrusionar, cuando el contacto entre dos capas es débil y el contacto se convierte en la dirección preferencial de propagación, cuando las propiedades entre dos capas son contrastantes y favorecen la propagación horizontal, o cuando el dique queda atrapado en una capa de baja densidad (Gudmundsson, 2011; Annen et al., 2015). El magma se emplaza generalmente como cuerpos aplanados y extendidos horizontalmente, llamados *sills* (Figura 6c).

Evidencia geocronológica, geofísica y de campo han llevado a la conclusión de que los batolitos se forman por la adición de muchas intrusiones pequeñas (Figura 6c) (Glazner et al., 2004).

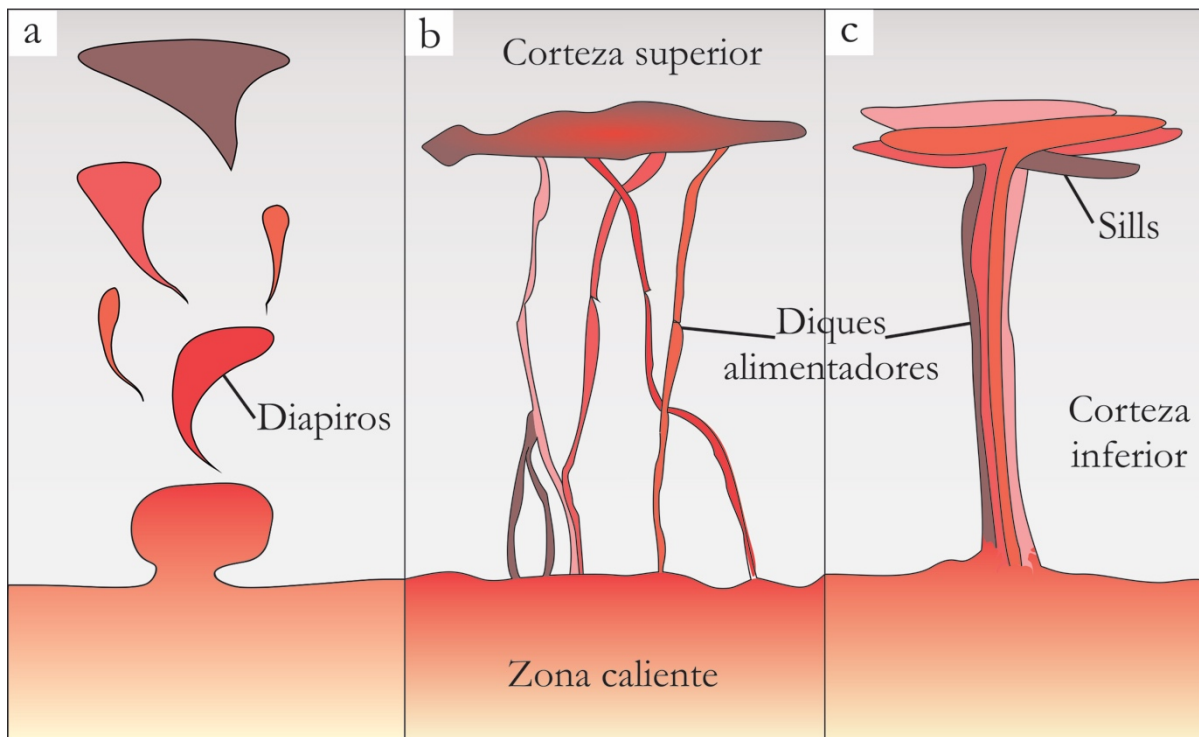


Figura 6. Modelos propuestos para la formación de batolitos. a) Ascenso de magmas a través de diapiros, los batolitos son cuerpos gigantes de magma fundido que llega a la corteza superior (Bateman, 1984). b) La respuesta frágil de la corteza genera fracturas que son usadas por el magma para ascender en forma de diques; el magma puede llegar fundido a profundidades someras (Clemens y Mawer, 1992). c) El ascenso es por diques alimentadores, como en el modelo anterior, pero el magma se detiene cuando encuentra una frontera reológica, formando sills (Gudmundsson, 2011); el batolito se forma por la adición de continuas intrusiones pequeñas (Glazner et al., 2004).

Los datos geocronológicos de U-Pb en zircones han mostrado que un batolito se forma de manera episódica, con la adición de un bajo volumen de material en varios pulsos. La adición rápida de material es apoyada por el ascenso de diques, pero también permite prolongar el tiempo de formación de un batolito dependiendo de cada evento de inyección de material. El emplazamiento de un cuerpo fundido generaría una zona de sombra para las ondas S. Cuerpos de magma de gran extensión podrían ser identificados con ese principio. Pero los datos sísmicos han mostrado que es muy raro encontrar este tipo de cuerpos, lo cual contradice la idea de que los batolitos son cuerpos de magma que se emplazaron y posteriormente se solidificaron, con el tamaño final que observamos en campo. Si el crecimiento de estos cuerpos es por incrementos pequeños, el tiempo entre cada pulso sirve para solidificar el material reciente, antes de la siguiente intrusión. Por último, los datos de campo muestran que muchos batolitos están conformados por una amalgama de *sills* o por series de diques. El crecimiento de un batolito, puede llevar a que el centro se homogenice e incluso se genere una cámara magmática, ya que se puede ir acumulando el calor de cada intrusión, si la tasa de acreción es

alta. También se ha observado que los contactos entre cada intrusión son difusos, porque el calor de la intrusión joven calienta el área del plutón en contacto y hace que el contacto se vuelva invisible. (Glazner et al., 2004)

Los batolitos más estudiados a nivel mundial son el batolito de Sierra Nevada, los batolitos del *Lachlan Fold Belt* y el *Peninsular Ranges Batholith*. Estos batolitos han servido para el desarrollo de una gran parte del conocimiento teórico que hoy en día se tiene sobre el emplazamiento, la petrogénesis y petrología de estos cuerpos ígneos.

El batolito más estudiado hasta ahora es el batolito de la Sierra Nevada, California. Comprende rocas plutónicas mesozoicas que subyacen la Sierra Nevada, una cordillera que se formó en el Cenozoico (Bateman, 1992). El magmatismo inicio hace 248 Ma y continuó intermitentemente durante el Mesozoico hasta que culminó con un último periodo entre 85 y 100 Ma, donde se produjo el mayor volumen de material (Coleman et al., 2004). Cubre alrededor del 90% en el centro y sur de la Sierra Nevada y entre 60 y 70% al norte (Ducea y Saleeby, 1998). Este batolito se emplazó en la margen occidental de la Placa de Norteamérica, por la convergencia de esta placa con las placas del Océano Pacífico. Magmas basálticos generados en el manto se emplazaron en la corteza inferior, generando fundidos anatéticos que se mezclaron parcial o totalmente con los fundidos mantélicos. El resultado fue la amplia gama de composiciones y propiedades isotópicas que tiene el batolito. Hay desde gabros hasta leucogranitos, pero las rocas más comunes son tonalitas, granodioritas y granitos (Bateman, 1992). El batolito muestra una migración del magmatismo, temporal y espacialmente de W a E durante el Cretácico, y un rango vertical de emplazamiento desde <10 km hasta ~35 km de profundidad (Saleeby et al., 2008). Además, petrográfica, química e isotópicamente presenta un claro zoneamiento de W a E, perpendicular al eje del batolito (Saleeby, 1990) por la influencia del cratón de Norteamérica. Posterior al magmatismo, el batolito ha preservado las estructuras y texturas ígneas casi sin excepción (Ducea y Saleeby, 1998). La presencia de xenocristales y enclaves máficos son evidencia de la mezcla de magmas con distintas fuentes (Barbarin, 1990, 2005). También se han encontrado rocas ultramáficas en facies de eclogita y granulita, que pertenecen al residuo generado durante la formación de estos magmas silíceos (Ducea y Saleeby, 1998).

El *Lachlan Fold Belt* (LFB) forma parte del margen convergente que se extiende alrededor del supercontinente de Gondwana, desde Sudamérica hasta Australia. Está constituido por depósitos marinos, turbiditas ricas en cuarzo, rocas volcánicas calci-alcalinas y plutones graníticos. Estos últimos cubren 36% de la superficie expuesta del LFB. Sus características pueden definir cinco provincias principales, que reflejan las condiciones y tiempo de emplazamiento con respecto al arreglo tectónico en el que ocurrieron. Estos batolitos tienen edades desde los 510 Ma hasta los 350 Ma. Sus composiciones varían desde gabros hasta granitos ricos en feldespato potásico (Foster y Gray, 2000). Uno de los avances más notables que se dio gracias al estudio de estos batolitos fue la clasificación propuesta por Chappell y White desde 1974 de los granitos tipo I y tipo S. Ellos estudiaron el batolito Barridale y el batolito Kosciuszko, compuestos de una variedad de granitos que posteriormente nombraron en relación a la fuente de esos magmas (Chappell y White, 1974). Estudios de los granitos de

alta temperatura dieron como resultado considerar un nuevo grupo, los granitos tipo A (Collins et al., 1982).

Como Silver y Chappell describieron en 1988, el *Peninsular Ranges Batholith* es el segmento de arco magmático cretácico más largo que estuvo activo desde el norte de California hasta Baja California. Tiene una longitud de 1000 km, y lo conforman cientos de plutones, desde 1 a 50 km de extensión. Este batolito se emplazó durante varias secuencias de actividad magmática. Sus características permiten dividirlo en dos batolitos, uno occidental y otro oriental. El batolito occidental es más heterogéneo composicionalmente, y se formó como un arco magmático estático entre 140 y 105 Ma atrás. El batolito oriental está conformado por un arco que se fue mudando lateralmente, en un periodo entre 105 y 80 Ma. Sus rocas varían desde gabros hasta granitos félsicos, pero las rocas más comunes son tonalitas. Las diferencias geoquímicas indican que el batolito occidental representa la raíz de un arco de islas oceánico, formado en un margen convergente. Hacia el este, las rocas fueron generadas por la fusión parcial de rocas basálticas en niveles subcorticales. El batolito en su totalidad, refleja las características de las diferentes fuentes del magma, que cambiaron regionalmente de W a E, con variaciones verticales alejándose del margen continental pre-Cretácico.

2.4 Conexión vulcano-plutónica

La formación de plutones y batolitos por medio de adición de pequeñas intrusiones implica un cambio en la idea de que los plutones representan cámaras magmáticas solidificadas por completo (Glazner et al., 2004). Este proceso es incongruente con el modelo clásico de una cámara magmática. Se pensaba que una cámara era un cuerpo de magma fundido que alimentaba a un volcán (Daly, 1933) y era del mismo tamaño de los plutones encontrados. En consecuencia, la conexión directa entre cuerpos magmáticos intracorticales y la superficie debe ser explicada con un modelo diferente (Glazner et al., 2015).

Cuando los magmas silícicos ascienden hasta la corteza superior, cristalizan hasta un estado de *mush*, entre 45 y 50% de cristales (Bachmann et al., 2007) (Figura 7). Una vez que alcanzan ese estado, el enfriamiento por conducción es lento y el magma es eruptible, porque aún no alcanza el límite reológico donde ya no puede ser expulsado. El fundido riolítico, que se forma entre los cristales, es expulsado periódicamente por compactación y micro-asentamiento (Bachmann y Bergantz, 2004) (Figura 7). La fase cristalizada que permanece en la cámara es la que conforma los plutones, y tiene una composición sutilmente diferente. Un cuerpo magmático puede nunca expulsar magma riolítico si hay factores externos o internos que no lo permiten (Bachmann et al., 2007), como un ambiente compresional, temperaturas muy frías o un emplazamiento a mayor profundidad y un magma con baja temperatura y alto contenido de agua.

El sistema es reactivado periódicamente por nuevas inyecciones de magma máfico caliente (Figura 7). Todo el sistema es afectado térmicamente con las nuevas intrusiones. La evolución térmica y mecánica de la corteza genera una retroalimentación positiva, que resulta en la aceleración de la producción de magma silícico y la tasa de intrusión. Su manifestación en

superficie es el incremento del volumen expulsado en cada evento eruptivo (Bachmann et al., 2007) y en profundidad por la formación de batolitos.

Según Annen (2009), los modelos numéricos que utiliza han mostrado que, en una corteza fría, los *sills* que acrecionan se enfrían y solidifican rápidamente. Conforme van aumentando las intrusiones, el sistema eleva su temperatura progresivamente (Figura 8). Para alcanzar la temperatura del *solidus*, y tener una fracción fundida de al menos el 40% permanentemente, es necesario que la tasa de acreción de los *sills* sea de al menos 3×10^{-2} km/año (Figura 8). De manera que los episodios de crecimiento de las cámaras magmáticas quedarán controlados por las variaciones en la tasa de acreción de las intrusiones.

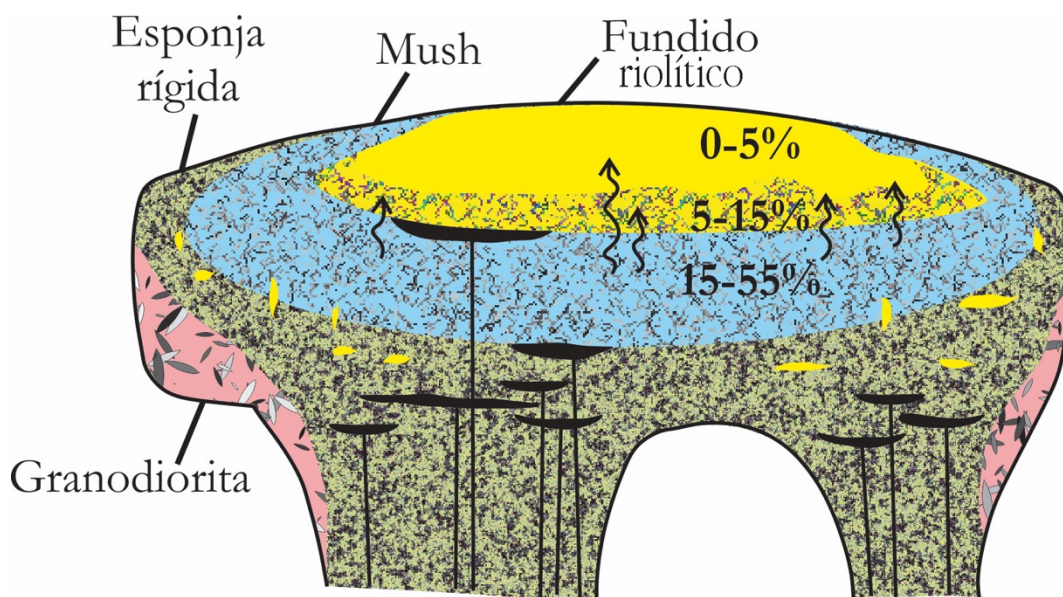


Figura 7. Modelo conceptual de cámara magmática y extracción de magma riolítico a partir de un *mush* de composición intermedia. El fundido riolítico (amarillo) es expulsado del *mush* y se va concentrando en el techo de la cámara magmática. Diques y lentes negras representa magmas máficos que se emplazaron posteriormente en el sistema y que afectan el sistema por su temperatura superior. Modificado de Hildreth (2004).

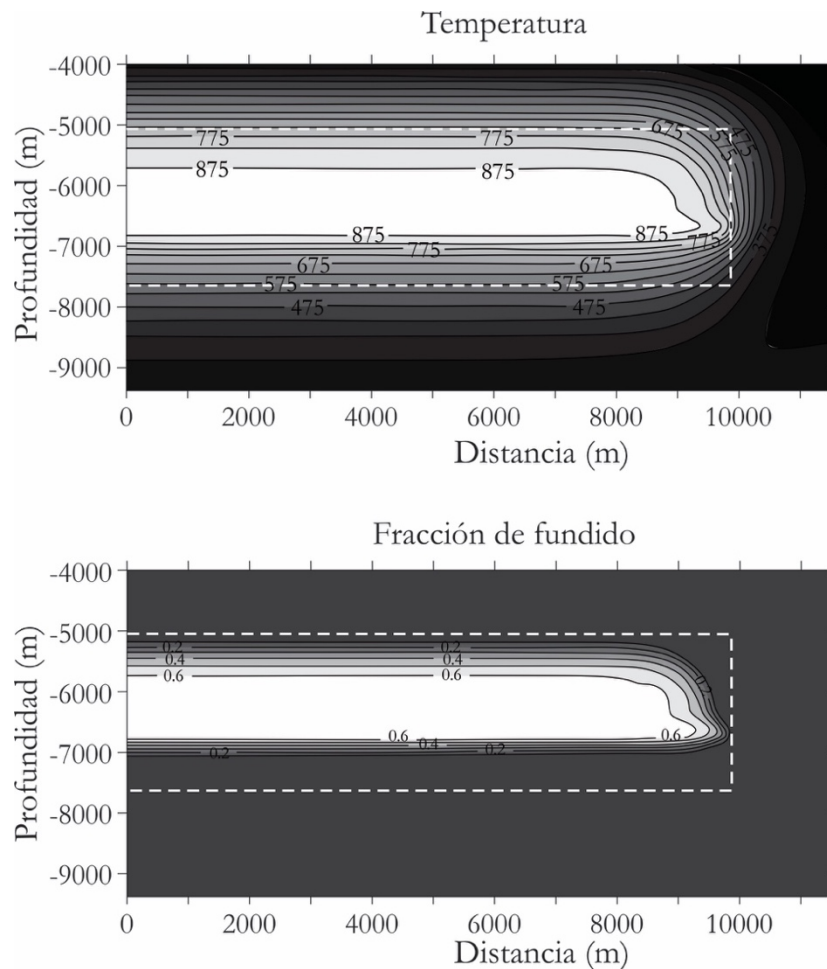
2.5 Clasificación de granitos

Dada la diversidad de magmas silíceos que se han encontrado, se han propuesto diferentes modelos de clasificación que toman en cuenta sus características geoquímicas, su origen y su ambiente tectónico.

Chappell y White propusieron en 1974 dos tipos de granitos: los tipo I y los tipo S. En 1979, White agregó el grupo de los granitos tipo M y Lioselle y Wones (1979) agregaron el tipo A. Esta clasificación está basada en las características geoquímicas de las rocas, y trata de definir la petrogénesis de cada grupo. Los granitos tipo M se forman en ambientes de subducción o ambientes intraplaca oceánica; el magma es derivado del manto y forman las raíces de arcos oceánicos. Los granitos tipo I son generados en zonas de subducción e infracorticales; la fuente del fundido es ígnea, de composición máfica a intermedia. Los granitos tipo S provienen

de zonas de subducción por fusión de materiales de origen sedimentario. Por último, los granitos tipo A son de origen anorogénico, y se pueden generar en un cratón estable o en zonas de *rift*. (Winter, 2014)

Figura 8. Modelación de un corte transversal de un plutón, formado por el emplazamiento de *sills* a una tasa de 3×10^{-2} km/año (0.1 m/año) durante 25,000 años. El modelo es 1000 años después de la última intrusión. La línea de fracción de fundido de 0.6 delimita el magma móvil en una cámara magmática y la línea de 0.4 marca el límite del mush que puede generar una erupción si sufre compactación o micro-asentamiento (Bachmann y Bergantz, 2004). La máxima temperatura son 910 °C. Modificado de Annen (2009).



El estudio morfológico de los zircones llevó a Pupin en 1980 a proponer una clasificación petrogenética de los magmas graníticos, comparando la población de zircones con los tipos de roca. En sus estudios encontró que la cristalización de los zircones depende de las características químicas del magma y principalmente de la temperatura. De modo que los zircones también se pueden usar como geotermómetro (Pupin, 1980).

Una clasificación más reciente, propuesta por Frost et al. (2016), propone seis grupos distintos de rocas graníticas, basada en los elementos mayores y trazas. Cada grupo se clasifica según su origen y ambiente tectónico. Utiliza cuatro índices geoquímicos para analizar los elementos mayores: el índice de Fe, el índice modificado de álcalis (MALI), el índice de saturación de alúmina (ASI) y el índice de alcalinidad (AI). Los elementos traza utilizados son Rb, Sr, Zr, Y, Nb y las tierras raras. Los grupos tienen las siguientes características:

1. **Rocas fuertemente peraluminosas** Se generan por la fusión parcial de rocas pelíticas. Tiene valores altos de ASI y un rango amplio de valores en el índice de Fe y MALI

(Frost et al., 2001). Su origen es la deshidratación de muscovita y biotita. La mayoría contienen Fe y son alcali-cálcicas. El índice de Fe disminuye cuando aumenta el grado de fusión parcial (Patiño Douce y Harris, 1998; Frost et al., 2016).

2. **Rocas calci-alcálicas ferroanas** Se forman por la fusión parcial de tonalitas y granodioritas. Este grupo tiene un contenido en sílice mayor al 70%. Abarcan el campo metaluminoso y peraluminoso.
3. **Trondhjemitas** Son generadas por la fusión parcial y/o cristalización fraccionada de rocas basálticas. Son rocas típicamente cálcicas y ricas en magnesio. Tienen valores de SiO₂ entre 72 y 78% en peso, así como valores bajos de K y altos de Na/Ca. La mayoría son metaluminosas.
4. **Rocas álcali-cálcicas ferroanas** Este grupo se forma por la fusión parcial y/o diferenciación de magmas toleíticos. Se distinguen por sus valores altos del índice de Fe, su composición álcali-cálcica y entran en los campos metaluminoso a ligeramente peraluminoso. Este grupo contiene más Fe, son más alcalinas y menos peraluminosas que el grupo de rocas calci-alcálicas ferrosas.
5. **Rocas magnésicas calci-alcálicas a cálcicas** Su génesis es a partir de la diferenciación de basalto o andesitas ricas en Al. Están asociadas con arcos continentales. Son de carácter magnésico, calci-alcálico y fuertemente metaluminosas.
6. **Rocas peralcalinas** El proceso que las genera es la diferenciación de basaltos alcalinos y transicionales. Se encuentran en ambientes de intraplaca continental afectados por *rifting*.

Los elementos trazas nos dan información sobre las características de la zona donde se generó el fundido silíceo. Sus abundancias dependen de la compatibilidad o incompatibilidad (López Ruiz, 1986) que tengan dichos elementos en las fases minerales presentes durante la generación del magma.

Como describió Frost y colaboradores (2016), el Sr es un elemento compatible en los feldespatos cálcicos y ligeramente compatible en los feldespatos alcalinos, mientras que el Rb es mayormente incompatible en todos los feldespatos. El Rb es un importante constituyente de las micas. Las abundancias de Rb y Sr de los seis grupos de rocas muestran diferentes patrones que dependen del proceso que los generó: diferenciación o fusión cortical. Por diferenciación, el Sr decrece (porque se queda en las plagioclasas) mientras el Rb aumenta rápidamente, llegando a valores que la fusión parcial de la corteza nunca llega a alcanzar. Por fusión parcial el Sr varía, pero el Rb se mantiene agrupado alrededor de algún valor dado. Las abundancias de Rb son mayores para un valor dado de Sr en la fusión parcial que en la diferenciación.

El contenido de Zr es controlado por dos factores: la composición y la temperatura. Fundidos ricos en álcalis, en comparación con alúmina y sílice, aumentan la solubilidad del Zr. Además, su solubilidad se ve favorecida con mayor temperatura (Frost et al., 2016).

El Y es un indicador de las tierras raras (REE). Se fracciona fuertemente en granate, hornblenda y minerales accesorios como apatito y zircón. La relación Sr/Y se usa como indicador de la presión en la cual se lleva a cabo la fusión parcial. Fundidos de alta presión

arrojan valores altos para Sr/Y, porque las plagioclasas no son estables y liberan el Sr, pero el granate, que sí lo es, retiene el Y. Sin embargo, hay que considerar que valores altos de Sr/Y también se pueden generar fundiendo un magma con esos mismos valores a baja presión. (Frost et al., 2016)

El Nb es un elemento que se encuentra preferencialmente en el rutilo, magnetita, ilmenita y hornblenda. Aumenta su abundancia en magmas calientes y reducidos. Concentraciones muy altas de álcalis pueden incrementar la solubilidad de las tierras raras y elementos de alto potencial iónico (HFSE) (Sorensen, 1997; Frost et al., 2016). Magmas oxidados, remueven el Nb cuando cristalizan magnetita y hornblenda. Niveles bajos de Nb son característicos de magmas generados en ambientes de subducción. La corteza continental superior tiene abundancias más altas (Frost et al., 2016).

Las tierras raras en las rocas calci-alcálicas ferroanas, alcali-calcicas ferroanas y peralcalinas tienen un patrón enriquecido en tierras raras ligeras y pueden tener una anomalía de Eu moderada. Las trondhjemitas oceánicas tienen un patrón aplanado, sin anomalía de Eu. Las rocas calci-alcálicas magnésicas tienen un patrón empobrecido en REE pesadas. Las rocas peraluminosas están enriquecidas en REE ligeras, pero sus patrones dependen de los minerales participantes en la fusión parcial. (Frost et al., 2016)

2.6 U-Pb en zircones

El sistema U-Pb en zircones es considerado el método más útil y robusto para fechar la edad de cristalización en rocas ígneas (Davis, 2013). El zircón, es un mineral accesorio típico de rocas silíceas (Winter, 2014). Durante su cristalización, el zircón acumula altos niveles del elemento traza U, y excluye fuertemente al Pb (Cherniak y Watson, 2000). Por lo tanto, el Pb que contiene el zircón es, en su mayoría, radiogénico.

El zircón puede retener información cronológica de diferentes etapas de la evolución magmática (Barboni et al., 2013). Como es un mineral muy refractario, es común que resista intemperismo químico y mecánico. Puede sobrevivir a todo el ciclo de las rocas y luego ser encontrado en magmas como zircones heredados. Estos zircones sirven como núcleos para la cristalización de nuevos anillos de zircón, generando cristales zoneados químicamente y cada anillo con una edad distinta de cristalización (Winter, 2014).

Con las continuas mejoras en el fechamiento de zircones, ahora se ha visto que los zircones pueden cristalizar durante periodos de tiempo desde 10^4 hasta 10^6 años en muchos sistemas magmáticos (Bachmann et al., 2007). El error en las edades fechadas por U-Pb puede llegar a ± 1 Ma para rocas del Arqueano y entre ± 0.1 y ± 0.01 Ma para rocas de 100 Ma o menos (Davis, 2013).

3. Marco geológico

La corteza continental del sur de México tiene una configuración tectónica caracterizada por una alta diversidad de rasgos estratigráficos y tectónicos que son evidencia de que la evolución de la corteza fue en el marco de una intensa actividad tectónica. El registro estratigráfico de la región contiene rocas del Meso-Proterozoico hasta el presente, y sus variaciones espaciales son importantes en las características de dicho registro. El presente estudio está enfocado a una región específica del sur de Oaxaca, así que en esta sección se revisan los aspectos generales de la geología de la región que pueden ser sustanciales para la interpretación de los datos obtenidos.

3.1 La provincia de la Sierra Madre del Sur

La Sierra Madre del Sur comprende a las rocas plutónicas y volcánicas cenozoicas que se distribuyen desde Michoacán y Colima hasta el este de Oaxaca. También son consideradas como parte de la SMS las rocas magmáticas de las costas del estado de Jalisco que pertenecen al Cretácico Superior. La distribución de estas rocas es característica de la provincia. Las rocas intrusivas forman un cinturón plutónico que se extiende paralelo a la costa pacífica, desde Puerto Vallarta hasta el Istmo de Tehuantepec. Las rocas extrusivas se encuentran costa adentro, después del cinturón plutónico, y también forman un cinturón volcánico con la misma orientación que el límite continental (Figura 1). La SMS abarca un área de $\sim 90,000$ km² dentro de los estados de Jalisco, Michoacán, Colima, Guerrero, Morelos, Estado de México, Puebla y Oaxaca. (Morán-Zenteno et al., 2018)

Las rocas de la SMS intruyen a basamentos metamórficos con edades desde el Precámbrico hasta el Cretácico Superior, algunos con cubierta mesozoica. Los basamentos afectados son el complejo Oaxaqueño, el complejo Acatlán, el terreno Guerrero, el terreno Xolapa y el terreno Juárez. (Morán-Zenteno et al., 2018 y referencias incluidas) El área de estudio se encuentra en los terrenos Xolapa, Oaxaca y Juárez. Se hará una descripción más detallada los terrenos en la sección 3.3.

El cinturón plutónico de la SMS contiene rocas con un rango de composición amplio y heterogéneo. En la zona occidental hay desde granitos a tonalitas, con biotita y hornblenda (Schaaf et al., 1995). Algunos batolitos presentan litofacies máficas abundantes, principalmente en la zona de Manzanillo y Jilotlán (Villanueva-Lascurain et al., 2016). En la zona central, la composición varía de granitos a granodioritas (Schaaf et al., 1995; Ferrari et al., 2014). El batolito de Zihuatanejo-Atoyac incluye plutones tonalíticos y gabroicos (Delgado-Argote et al., 1992; Ferrari et al., 2014). El plutón de Acapulco destaca por su textura rapakivi (Hernández-Pineda et al., 2011), así como el plutón de Coxcatlán que además se encuentra continente adentro en el estado de Guerrero (De León, 2018). En la zona oriental hay desde tonalitas a granitos con hornblenda y biotita (Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996). El plutón de

Jamiltepec presenta cristales de titanita de gran tamaño (Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996).

Por otro lado, el cinturón volcánico contiene en la zona occidental ignimbritas derrames y cuerpos hipabisales con composición desde andesita a riolita, lavas basálticas a dacíticas que incluyen hornblenda y clinopiroxenos (Martini et al., 2009). La zona central contiene lavas e ignimbritas de composición intermedia a riolítica (Morán-Zenteno et al., 2004; Mori et al., 2012; Martiny et al., 2013). En el este de la SMS, la mayoría de los productos volcánicos son intermedios y solo 10% es silíceo (Martiny et al., 2000; Morán-Zenteno et al., 2018 y referencias incluidas).

Las características geoquímicas de las rocas magmáticas cenozoicas de la SMS corresponden a las de un arco magmático asociado a un límite convergente. Sus rocas muestran un carácter subalcalino, son en general calci-alcalinas y metaluminosas, con patrones de elementos trazas acordes a su ambiente tectónico (Morán-Zenteno et al., 2007, 2018; Ferrari et al., 2014). Los plutones de Temascaltepec, Miahuatlan, Piedra Parada y Amatepec, en el Estado de México, tienen carácter peraluminoso (Gonzalez-Partida y Vassallo, 2001). El plutón de Acapulco tiene una firma distinta, mostrando ser un granito tipo A de intraplaca (Hernandez-Pineda et al., 2011). En algunos sectores, la SMS tuvo periodos con altas tasas de formación de magmas derivados del manto emplazados en la corteza inferior, que se asocia a la maduración térmico-mecánica del arco (Mori et al., 2012; Morán-Zenteno et al., 2018).

Las rocas de la SMS tienen un registro continuo de ~80 Ma de actividad magmática que se emplazó en el Sur de México. En la región occidental de la SMS, que corresponde a Jalisco, Colima y el suroeste de Michoacán, se encuentran los batolitos de Puerto Vallarta, Manzanillo, Jilotlán, El Faro, Arteaga y Playa Azul, que tienen edades desde 99 a 56 Ma, obtenidas por U-Pb y Rb-Sr. El plutón más antiguo es el de Jilotlán con una fase de gabros de 114 Ma, obtenida por U-Pb y Ar-Ar (Villanueva-Lascurain et al. 2016). La edad de estos plutones muestra un patrón decreciente hacia el este (Schaaf et al., 1995; Morán-Zenteno et al., 2018 y referencias incluidas). Por otro lado, el vulcanismo de esta región sucedió en dos periodos: del Cretácico Tardío al Paleoceno en Jalisco y sur de Nayarit, y del Eoceno tardío al Oligoceno temprano al noroeste de Guerrero y Michoacán. Las sucesiones piroclásticas del Bloque de Jalisco tienen edades de 93 a 53 Ma, obtenidas por Ar-Ar y K-Ar (Valencia et al., 2013; Morán-Zenteno et al., 2018 y referencias incluidas). La sucesión más joven al sureste, en la presa Infiernillo Estado de Guerrero, ha sido estudiada pobremente. Tiene un grosor estimado de ~2500 m, la parte inferior está compuesta de flujos de lava, autobrecha y diques, mientras que la parte superior está conformada por ignimbritas de 1000 m de grosor. Se tienen edades reportadas para la base de la secuencia de 38.5 a 42 Ma y un dato de la superior de 36.8 Ma, obtenida por Ar-Ar (Martini et al., 2009; Morán-Zenteno et al., 2018 y referencias incluidas).

Las rocas plutónicas de la zona central de la SMS se encuentran a lo largo de la margen continental de Guerrero y 125 km tierra adentro en el sureste de Michoacán. Comprende a los batolitos de La Huacana, San Jerónimo, Zihuatanejo-Atoyac, Xaltianguis, Tierra Colorada, San Marcos, el plutón de Acapulco y las intrusiones del Río Mezcala, con edades entre 75 y 30 Ma

obtenidas por U-Pb, K-Ar y Rb-Sr (Schaaf et al., 1995; Hernández-Pineda et al., 2011; Morán-Zenteno et al., 2018), formando un patrón decreciente hacia el sureste. Entre Zihuatanejo y Acapulco hay la presencia de abundantes diques intermedios-máficos con orientación paralela a la costa cortando los plutones félsicos. Uno de ellos, emplazado en el batolito de Tierra Colorada, fue datado en 30.7 Ma por Ar-Ar (Martiny, 2008; Morán-Zenteno et al., 2018). Se han identificado tres pulsos magmáticos: el primero a ~74 Ma en el área de Papanoa-Tecpan (Ferrari et al., 2014), el segundo entre 68-50 Ma en Acapulco y Río Mezcala (Solari et al., 2007) y el tercero entre 41 y 30 Ma en la zona central de la provincia. El registro volcánico de la zona norte-central de la SMS tiene una orientación WNW alejado de la costa pacífica entre 180-220 km, ubicado en los estados de Guerrero, Morelos, el sur de Puebla y el Estado de México. Comprende a los campos volcánicos de San Vicente, Nanchititla, La Muñeca, la caldera de La Goleta, Taxco, la caldera de Tilzapotla y Huautla (Morán-Zenteno et al., 1999; Mori et al., 2012; Martiny et al., 2013). La mayor parte de la actividad magmática de la región esta datada entre 37 y 29 Ma, decreciendo hacia el este (Morán-Zenteno et al., 2018). Cuerpos hipabisales y diques, así como zircones provenientes de antecristales del plutón de Coxcatlán muestran un episodio magmático temprano de ~50 Ma (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2007; Martiny et al., 2013). En la región de Tetelcingo-Zumpango se ha identificado un pulso de 68 a 52 Ma, por los métodos de K-Ar y Ar-Ar, que está asociado al intrusivo del Río Mezcala (Morán-Zenteno et al., 2018).

La región oriental de la SMS corresponde a los cuerpos volcánicos y plutónicos que se ubican en el estado de Oaxaca. Están considerados los plutones de Ometepec, San Pedro Amuzgos, La Muralla, Río Verde-Jamiltepec, Río Grande, Puerto Escondido-Huatulco, Tapanalapa y Reparó (ver recopilación en Morán-Zenteno et al., 2018). La mayoría de las edades reportadas son de enfriamiento por el método de K-Ar, y han mostrado dos segmentos con distinta cronología. El primero de Pinotepa Nacional a Huatulco, con edades de 33 a 23 Ma (Hernandez-Bernal y Morán-Zenteno, 1996; Martiny et al., 2000; Morán-Zenteno et al., 2018) y algunas edades por U-Pb de 30 a 25 Ma (Hermann et al., 1994; Keppie et al., 2012). El segundo segmento, más joven, y el área de estudio de este trabajo, comprende los cuerpos plutónicos desde Huatulco a Salina Cruz con edades de Rb-Sr y K-Ar de 21 a 14 Ma (Schaaf et al., 1995; Solé et al., 2007; Morán-Zenteno et al., 1999, 2018). El registro volcánico de la región es particular, ya que hay una diferencia cronológica entre la actividad volcánica en el este y oeste de Oaxaca. En el noroeste de Oaxaca aflora una sucesión de rocas volcánicas en su mayoría del Oligoceno temprano. Hay evidencia de dos episodios magmáticos: uno entre ~43 y 40 Ma, por escasos afloramientos de cuerpos, y el más importante entre ~33 y 29 Ma, según fechamientos de Ar-Ar y K-Ar en una sucesión conformada por una unidad piroclástica compuesta por tobas silíceas con un grosor que varía de 70 a 300 m, y una unidad superior compuesta por flujos de lava y autobrechas de composición basáltica hasta andesítica que llega a alcanzar los 400 m de grosor (Ferrusquía-Villafranca, 1974; Galina-Hidalgo, 1996; Martiny et al., 2000; Cerca et al., 2007). Este registro volcánico contrasta con los de las otras regiones de la SMS por las estructuras volcánicas que presenta: en esta región hay remanentes de estructuras volcánicas centrales, fisuras locales y erupciones monogenéticas, mientras que en el oeste y

centro de la SMS los productos volcánicos más comunes son ignimbritas silíceas y se han identificados estructuras de calderas (Morán-Zenteno et al., 2018). Después de un hiatus entre ~28 y 22 Ma, la actividad volcánica inició en el centro y este de Oaxaca, con afloramientos en Etna, Mitla-Tlacolula y Nejapa que tienen edades entre 22 y 14 Ma (Ferrusquía-Villafranca 1999, 2001; Iriando et al., 2004; Martínez-Serrano et al., 2008).

Como lo mencionó Morán-Zenteno y colaboradores (2018), la extinción del magmatismo fue migrando hacia el sureste con tres episodios bien marcados, basados en los datos geocronológicos de zircones. Una tasa de extinción baja de 16 km/Ma desde Puerto Vallarta a Acapulco, una tasa alta de 70 km/Ma desde Acapulco a Huatulco y una tasa baja desde Huatulco hasta Tehuantepec que no ha sido calculada por escasez de datos. El cese se cree que fue anterior al desprendimiento del bloque Chortís.

La SMS tiene una serie de características estructurales distintivas. Basado en su distribución, cinemática y orientación, la SMS se puede dividir en tres zonas tectónicas: el Bloque de Jalisco, la parte central y zonas costeras, y la zona oriental. El Bloque de Jalisco representa un segmento cortical rígido delimitado por estructuras lineales que estuvieron activas en el Neógeno. Las fallas que lo delimitan tienen evidencias de zonas de cizalla izquierdas y posteriormente derechas en el Mioceno, que en el Plioceno evolucionaron en el norte a un graben con extensión N-NE (Ferrari, 1995; Rosas-Elguera et al., 1996). La zona central y costera está dominada por fallas laterales izquierdas del Paleógeno con orientación NW-SE y fallas normales y laterales subordinadas N-S y NE-SW (Morán-Zenteno et al., 2018). Hay dos zonas con fallamientos que se destacan, están distribuidos en dos bandas paralelas, y son La Huacana-Ciudad Altamirano en el sur (Martini et al., 2009) y Nanchititla-Huatla al norte (Alaniz-Álvarez et al., 2002; Morán-Zenteno et al., 2004). La primera zona tiene una zona de cizalla de 20 a 50 m de ancho con indicadores cinemáticos y milonitización (Martini et al., 2009). Hacia el sur de esta zona el alineamiento de varios centros volcánicos eocénicos sugiere que la zona de falla continúa. La segunda zona de cizalla al norte está ocupada por una banda de centros volcánicos silíceos (Morán-Zenteno et al., 2007; Martini et al., 2009). Hay evidencia de que el fallamiento y el magmatismo a finales del Eoceno y principios del Oligoceno fueron contemporáneos (Morán-Zenteno et al., 2018).

En el noroeste de Oaxaca se han identificado una serie de alineamientos con dirección NW. La falla del Río Salado es uno de los alineamientos más prominentes de la región de Huajapan de León, con una zona de cizalla de 150 m de ancho con evidencia de desplazamiento laramídico, pero sin evidencia de actividad significativa en el Eoceno (Martiny et al., 2012). Zonas de cizalla del Paleógeno se han identificado en Acapulco, Puerto Escondido y Pochutla-Huatulco. En algunos casos la deformación fue anterior al emplazamiento de los plutones y en otros fue posterior a ellos (Morán-Zenteno et al., 2018). En la zona de Chacalapa, cerca de Puerto Ángel-Huatulco se ha reconocido una zona de cizalla discontinua, que es semi-paralela a la costa con orientación WSW-ENE y E-W que tiene deformación intensa. Se han reportado protomilonitas, milonitas, ultramilonitas, pseudotaquilas y cataclasitas (Tolson, 2007). Al este de la falla de Chacalapa, en la región de Huatulco-Pochutla, la zona de cizalla representa el

contacto entre el complejo Oaxaca y el complejo Xolapa, los plutones oligocénicos de la zona presentan deformación (Tolson, 2007). Las edades de deformación para el segmento oriental de la falla de Chacalapa están entre 25 y 20 Ma, obtenidas con los métodos de U-Pb, Ar-Ar y K-Ar (Tolson, 2007; Keppie et al., 2012). En el noreste de Oaxaca, la falla de Oaxaca y la falla de Caltepec son dos sistemas que han sido reactivados varias veces en el pasado. Tienen una orientación N-S y una de sus ramificaciones conectan con la falla de Tamazulapam, de orientación NNW. La falla de Caltepec es considerada el contacto entre el terreno Mixteco y Oaxaqueño (Elías-Herrera et al., 2007). La falla de Oaxaca separa el terreno Oaxaca del terreno Juárez, e incluye zonas de milonitas y deformación frágil sobreimpuesta con echado hacia el oeste. Esta falla fue activa desde el Pérmico hasta el Oligoceno (Morán-Zenteno et al., 2018).

Los análisis sísmicos han dado evidencia sobre la geometría de esta zona de subducción. La placa de Cocos que subduce debajo de la corteza continental del Sur de México a lo largo de 250 km continente adentro, disminuye su ángulo de subducción a partir de $\sim 50^\circ$ al norte, decreciendo hacia el sur (Pardo y Suárez, 1995) y a ~ 80 km de la costa se aplana a 40 km de profundidad, hasta la zona central de México. La placa inferior está separada de la corteza continental superior por una zona delgada de baja viscosidad que puede ser un remanente de la cuña del manto o corteza oceánica alterada. Cerca de la Ciudad de México, a unos 400 km de la costa y 80 km de profundidad, la placa se rompe y hunde con un ángulo de $\sim 75^\circ$ cerca de ~ 500 km hasta que es truncada (Pérez-Campos et al., 2008). En el Istmo de Tehuantepec la placa subduce con un ángulo de 26° , entre 140 y 310 km alejada de la trinchera (Melgar y Pérez-Campos, 2010).

La formación de la Sierra Madre del Sur se asocia con la subducción de la placa de Farallón y las placas en las que se fue fragmentando (Ross y Scotese, 1988; Pindell, et al., 1988; Pindell y Kennan, 2009; Morán-Zenteno et al., 2018). El cambio en la geometría de la placa que subdujo y el truncamiento del margen ocasionó el cese del magmatismo en la SMS (Morán-Zenteno et al., 2018 y referencias incluidas). La ubicación del cinturón plutónico en la costa y cerca de la trinchera (Mercier de Lépinay et al., 1997; Morán-Zenteno et al., 2018 y referencias incluidas) indica que fue removido un gran segmento de corteza que formaba el antearco de la SMS.

Hay dos modelos que tratan de explicar cómo pudo ser removido ese fragmento de corteza durante la evolución del margen continental. El primer modelo explica que el bloque Chortís se encontraba, durante el Paleógeno y Mioceno temprano, juxtapuesto a la margen continental, tal como se encuentra la margen hoy en día (Figura 9 modelo A). Su posterior desprendimiento y desplazamiento hacia el SE, ocasionó que el bloque Chortís se llevara con él todo el antearco de la SMS (Pindell et al., 1988; Silva-Romo, 2008; Ferrari et al., 2014). El segundo modelo propone que el antearco fue removido debido a la erosión por subducción del margen continental, y en este caso el bloque Chortís tuvo un desplazamiento en sentido contrario a las manecillas del reloj desde una posición más al sur, separada de la costa de México (Keppie y Morán-Zenteno, 2005; Keppie et al., 2012) (Figura 9 modelo B).

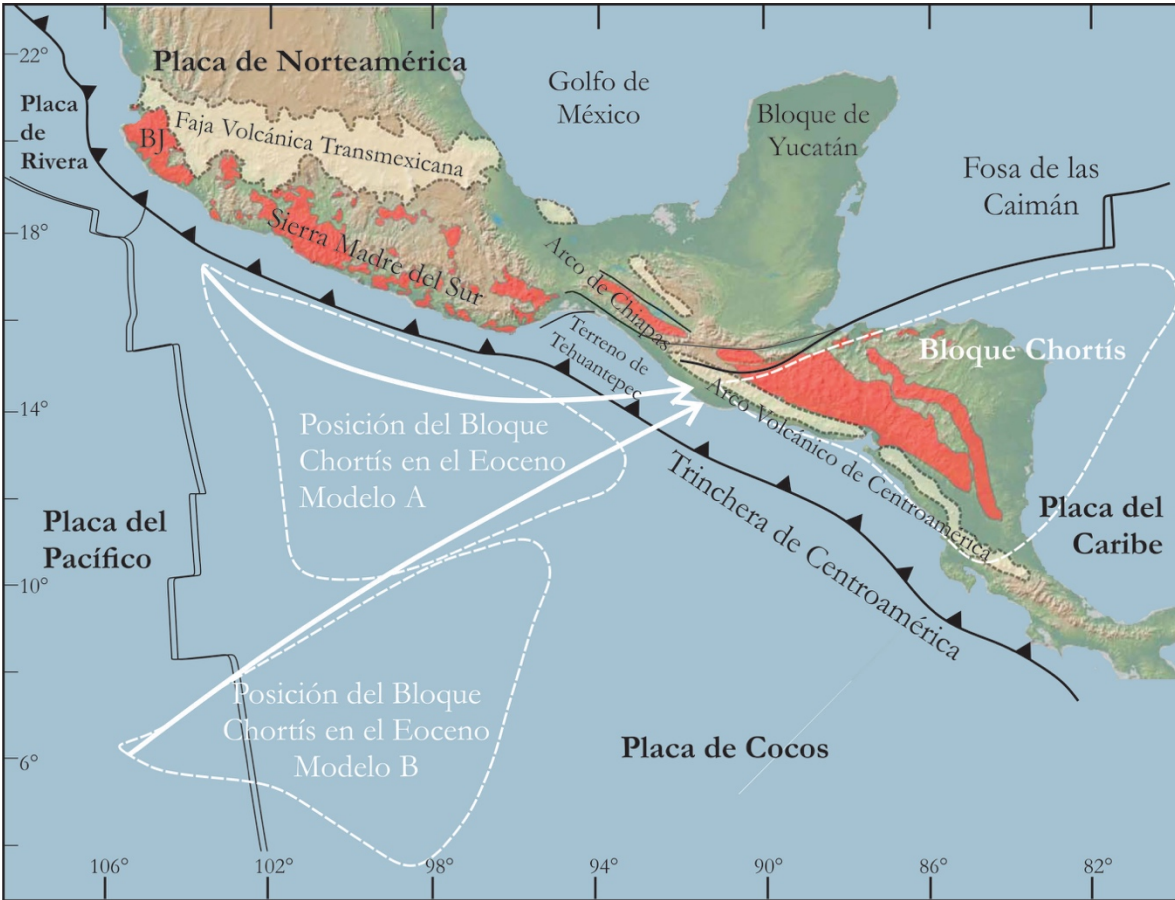


Figura 9. Modelos tectónicos de posible evolución de la margen continental del sur de México y el desplazamiento del bloque Chortís. Modificado de Ferrari et al. (2014).

3.2 El cinturón plutónico de la SMS

El cinturón plutónico de la SMS se extiende desde Puerto Vallarta hasta Tehuantepec. Los batolitos de la zona occidental tienen edades entre 90 y 56 Ma, y sus composiciones varían de granitos a tonalitas, con biotita y hornblenda como principales fases máficas (Schaaf et al., 1995). Los datos geoquímicos y geocronológicos indican que estos batolitos se formaron por la inyección de magmas que se acumuló progresivamente y tienen diferentes grados de aporte cortical (Schaaf, 1990; Morán-Zenteno et al., 2018). En la zona central de la SMS, los batolitos son de 75 a 30 Ma de edad (Schaaf et al., 1995; Hernández-Pineda et al., 2011). Están conformados por litofacies félsicas, en su mayoría granitos y granodioritas (Schaaf et al., 1995).

La zona oriental toma mayor importancia para este estudio. Comprende a los batolitos que afloran en toda la costa de Oaxaca (Figura 10) (Morán-Zenteno et al., 2018). Sus litologías varían desde granitos a tonalitas, con biotita y hornblenda como fases ferromagnesianas (Tolson et al., 1993; Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996; Solé et al., 2007). Destaca la presencia de cristales de titanita, de grano grueso, en el plutón de Jamiltepec (Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996). Las edades reportadas, aunque escasas, revelan dos periodos de magmatismo: el primero comprende a los plutones desde Pinotepa a Huatulco, con edades desde 33 a 23 Ma (Hernández-Bernal y Morán-Zenteno, 1996), y el segundo desde Huatulco

hasta Salina Cruz, con edades entre 21 y 14 Ma (Figura 10) (Schaaf et al., 1995; Solé et al., 2007). Los plutones se encuentran intrusionando a rocas de alto grado metamórfico y migmatitas pertenecientes al complejo Xolapa, los plutones del norte intrusionan segmentos del Complejo Acatlán y del terreno Oaxaqueño, mientras que los plutones más orientales intrusionan al terreno Juárez (Morán-Zenteno et al., 2018).

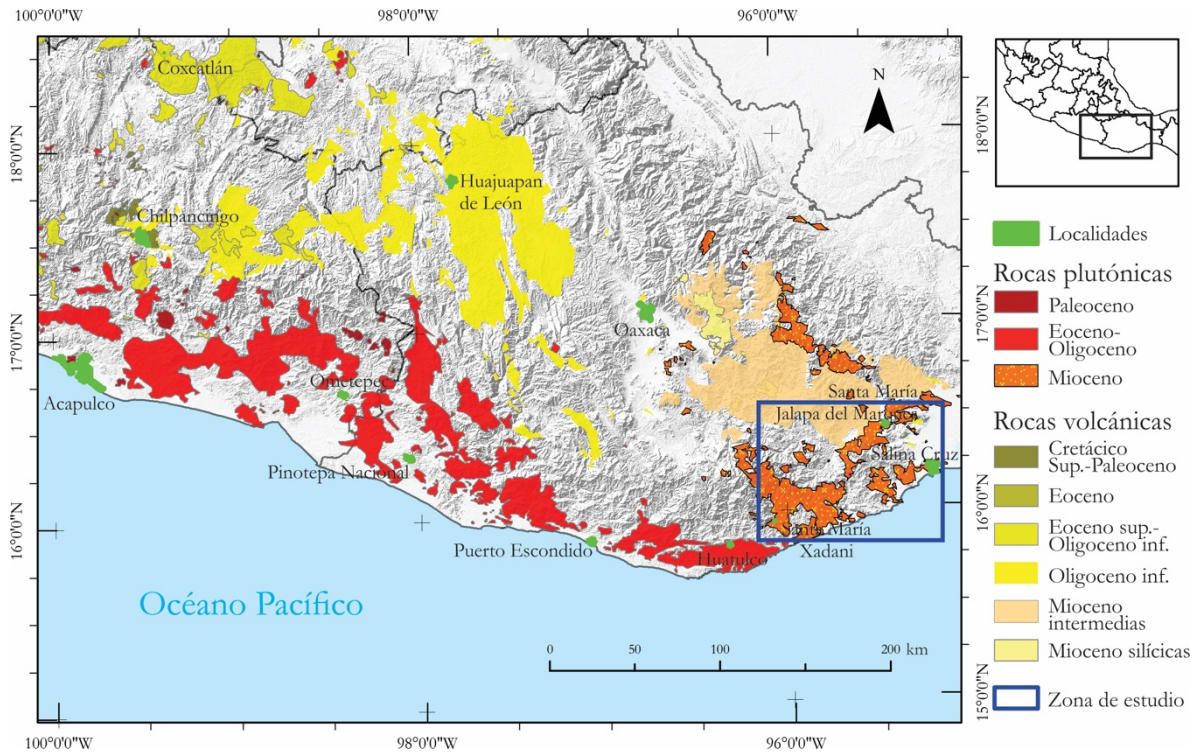


Figura 10. Zona oriental de la Sierra Madre del Sur. Se muestra el cinturón de batolitos que se distribuye por la costa del pacífico entre Acapulco y Salina Cruz. Modificado de Morán-Zenteno et al., 2018.

3.3 Características del basamento

El basamento del sur de México está conformado por un mosaico de terrenos que tienen características estratigráficas, geocronológicas y afinidades tectónicas diferentes. En el área de estudio convergen tres terrenos distintos: el terreno Xolapa, el Juárez y el Oaxaca. En esta sección daremos las generalidades de estos terrenos (Figura 11). Sin embargo, es importante aclarar que los cuerpos plutónicos muestreados solo intrusionan al terreno Xolapa y Juárez.

3.3.1 El terreno Juárez

Fue descrito por Campa y Coney (1983) como terreno Juárez y como terreno Cuicateco por Sedlok et al. (1993). El terreno Juárez es una franja de rocas vulcanosedimentarias fuertemente deformadas, del Jurásico-Cretácico (Campa y Coney, 1983).

Su unidad más antigua está constituida por *greenstones*, gabros, serpentinatas, metatobas, grauwacas y una cubierta sedimentaria. Esta secuencia sólo se encuentra en el sur del terreno Juárez. La unidad intermedia está compuesta de flysch muy deformado, tobas, pizarras negras y calizas

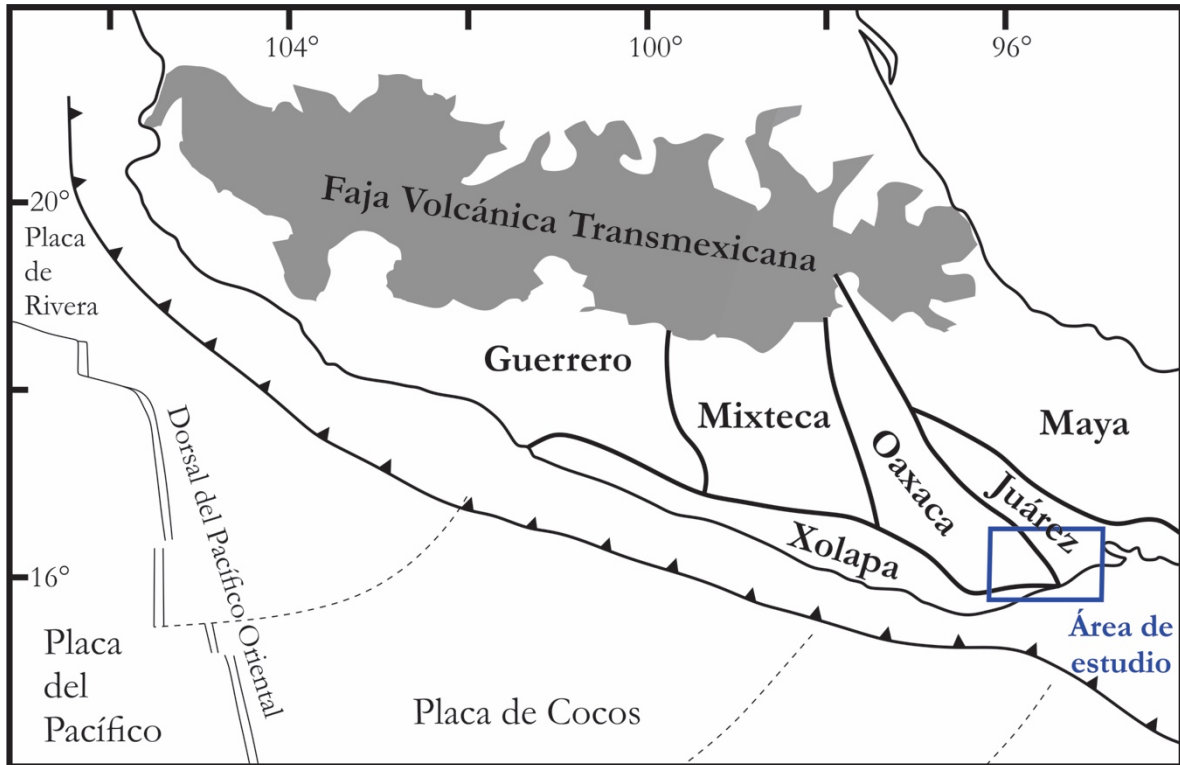


Figura 11. Mapa con los terrenos que conforman el suroeste de México y la configuración tectónica actual. Modificado de Campa y Coney (1983).

que contienen fósiles del Berriasiense y Valanginiense (entre 145 y 132 Ma). Es la unidad más voluminosa y deformada, pero con bajo grado metamórfico. La unidad superior contiene ortogneisses máficos y silícicos milonitizados que afloran en la frontera occidental del terreno Juárez. Estas rocas, datadas con K-Ar y Ar-Ar, arrojaron edades de intrusión del Jurásico Medio, y metamorfismo y cataclasis del Cretácico Inferior. En el sureste del terreno Juárez, la unidad intermedia está juxtapuesta con el arco Chontal, considerado un subterreno del Juárez. Está constituido por andesitas, rocas vulcanoclásticas, tobas, flysch y esquistos negros intercalados con mármoles que contienen fósiles del Cretácico Inferior. (Sedlock et al., 1993)

Estructuralmente, estas rocas se encuentran inclinadas hacia el oeste, sobreyaciendo al terreno Maya y subyacendo al terreno Oaxaca (Sedlock et al., 1993). La falla de Vista Hermosa delimita el terreno Juárez en el oriente, en contacto con el terreno Maya, y la falla de Oaxaca lo delimita al occidente, en su contacto con el terreno Oaxaca (Pérez-Gutiérrez et al., 2009). La frontera sur del terreno Juárez difiere entre varios autores. Según Sedlock et al. (1993), el contacto entre Xolapa y Juárez está definido por la falla de Chacalapa, y en su mapa trazaron la falla hasta el Istmo de Tehuantepec. En el 2005, Tolson reportó que la falla de Chacalapa llegaba hasta Santiago Astata, donde adquiriría un carácter anastomosado. Los mapas del Servicio Geológico Mexicano reportan en Santiago Astata una falla lateral izquierda, denominada Falla de Astata. Tiene una orientación NW-SE y su alineación se aprecia claramente en vistas satelitales. El SGM reporta al este de la falla afloramientos volcanosedimentarios jurásicos que no continúan

al oeste de la falla de Astata. Es probable que esta falla sea el contacto entre el terreno Xolapa y el terreno Juárez, lo cual concuerda con los límites propuestos por Campa y Coney (1983) para el terreno en cuestión.

3.3.2 El terreno Xolapa

El terreno Xolapa (Campa y Coney, 1983) o Chatino (Sedlock et al., 1993), está conformado por rocas de alto grado metamórfico, ortogneisses y paragneisses, que fueron intrusionadas repetidamente y migmatizadas localmente por una serie de plutones durante el Mesozoico y Cenozoico (Herrmann et al., 1994).

Este terreno está compuesto por un basamento llamado el Complejo Xolapa, que incluye rocas metaplutónicas del Meso-Proterozoico y Paleozoico, rocas metasedimentarias y rocas metaplutónicas de arco continental cretácicas y jurásicas (Solari et al., 2007; Pérez-Gutiérrez et al., 2009, Talavera-Mendoza et al., 2013). El Complejo Xolapa tiene alto grado metamórfico, deformación dúctil y migmatización (Corona et al., 2006) en el periodo entre 130 y 46 Ma (Herrmann et al., 1994; Pérez-Gutiérrez et al., 2009). El terreno Xolapa también contiene plutones del Oligoceno-Mioceno que no presentan deformación (Herrmann et al., 1994) y diques doleríticos de procedencia y edad desconocida (Talavera-Mendoza et al., 2013).

El terreno Xolapa se extiende a lo largo de la margen pacífica de México, en las costas de Guerrero y Oaxaca (Figura 11) (Campa y Coney, 1983). De oeste a este, el terreno Xolapa colinda con el terreno Guerrero, el terreno Mixteco, el terreno Oaxaqueño y el terreno Juárez. La falla de Chacalapa representa el contacto nororiental con el terreno Oaxaca (Sedlock et al., 1993; Tolson, 2007) y al noroccidente la falla de La Venta-Tierra Colorada divide al terreno Mixteco del Xolapa (Solari et al., 2007).

3.3.3 Terreno Oaxaca

El terreno Oaxaca (Campa y Coney, 1983) o Zapoteco (Sedlock et al., 1993) está conformado por un basamento metamórfico cristalino proterozoico, sobre el cual descansa una secuencia sedimentaria paleozoica.

A continuación se describe la estratigrafía reportada por Sedlock et al. (1993). El Complejo Oaxaqueño es la unidad más antigua del terreno Oaxaca y se extiende más hacia el norte. Está conformado por meta-anortositas, ortogneisses cuarzofeldespáticos, paragneisses, rocas calcisilicatadas metasedimentarias y charnokitas. Estas rocas se encuentran en facies de granulita, y el metamorfismo ocurrió entre 1100 y 1000 Ma, ocasionado por un evento de metamorfismo Grenvilliano. En contacto inconforme, sobreyace una secuencia sedimentaria, constituida por limolitas bandeadas, areniscas, calizas y conglomerados que contienen fósiles de la era paleozoica. El Complejo Oaxaca fue intrusionado por granitos cataclásticos relacionados con el granitoide Esperanza del terreno Mixteco, que data del Devónico. También contiene un granito sin deformación del Pérmico inferior. Posteriormente, sobreyacen secuencias sedimentarias mesozoicas similares a las encontradas en el terreno Mixteco. Son rocas de ambientes marinos someros del Jurásico Superior y Cretácico Inferior, carbonatos del Cretácico medio y conglomerados y areniscas del Cretácico Superior. En la parte superior se

encuentran lechos rojos del Paleógeno y rocas volcánicas del Neógeno, depositadas a lo largo de la falla de Oaxaca en el margen este del terreno Oaxaca.

El límite entre el terreno Oaxaca y Mixteco está definido por la falla de Caltepec, una zona de 300-400 m de ancho con cataclasitas y milonitas del Complejo Oaxaca y gneisses del Complejo Acatlán. Su límite con el terreno Juárez está definido por la falla de Oaxaca, como se mencionó anteriormente. Desplazamientos laterales derechos y normales durante el Cenozoico han modificado esta zona de falla y con ello el límite entre ambos terrenos (Centeno-García et al., 1990; Sedlock et al., 1993; Elías-Herrera et al., 2007).

4. Procedimientos analíticos

4.1 Petrografía

Para hacer un estudio petrográfico se necesitan láminas delgadas. Se realizó una lámina delgada de cada muestra representativa. También se ocuparon para hacer un conteo modal de los minerales para una posterior clasificación modal de las rocas. En los casos donde se encontraron enclaves, en las láminas delgadas se eligió un corte donde se pudieran observar ambas litologías. Alrededor de la mitad de las láminas se realizaron en el Taller de Laminación del Instituto de Geología UNAM, y las muestras restantes se encargaron a la compañía Petroanálisis Ingeniería.

Se mandaron teñir las láminas de rocas graníticas al Taller de Laminación del Centro de Geociencias, Campus Juriquilla UNAM, lo cual facilitó la identificación de los feldespatos potásicos. La tinción consistió en exponer las secciones a los vapores de ácido fluorhídrico (HF) y posteriormente sumergirlas en una solución saturada de cobaltinitrato de sodio ($\text{CoN}_6\text{Na}_3\text{O}_{12}$). Con esta técnica, los feldespatos potásicos se tiñeron de color amarillo (Figura 12).



Figura 12. Foto de dos láminas delgada de la misma muestra. La lámina de la izquierda está teñida y se observa los cristales de feldespato potásico amarillos.

La petrografía consistió en observar las láminas delgadas con un microscopio petrográfico marca Zeiss modelo Axioskop 40, para identificar todas las fases presentes, su textura, sus relaciones espaciales, rasgos de deformación y alteración. Para el conteo modal se utilizó un porta-láminas, que se acopla al microscopio sobre la platina y un contador manual. Los puntos se tomaron cada 0.5 mm, de modo que se generó una rejilla de aprox. 1000 puntos.

4.2 Análisis geoquímico

4.2.1 Procesamiento de muestras

Para los análisis geoquímicos de elementos mayores y trazas, la preparación previa de las muestras se realizó de la siguiente manera:

Cada muestra fue descostrada, es decir, se le quitó la capa superficial de roca que estaba en contacto con el ambiente y que presentaba signos de intemperismo. Los trozos de rocas más grandes fueron triturados con la ayuda de una prensa hidráulica, marca Montequipo de 50 tons y discos metálicos en el Taller de Molienda del Instituto de Geología UNAM, ya que por su dureza era difícil romperlos con una pica o marro (Figura 13a). La prensa se limpió con un trapo húmedo para retirar todo el polvo entre cada muestra. Se colocaron plásticos limpios alrededor del pistón y los discos, para coleccionar todo el material molido, disminuir la dispersión del material y evitar la contaminación (Figura 13a). El tratamiento de limpieza de los discos metálicos consistió en lavarlos con un cepillo de plástico, secarlos, lijarlos con un cepillo metálico adaptado a un taladro por 5 minutos de cada lado, lavar y secar nuevamente, y por último limpiarlos con acetona. Posteriormente, con la ayuda de una pica, la cual fue pulida y lavada entre cada muestra, los trozos más chicos de roca fueron descostrados. Todos los pedazos de roca fresca que se obtuvieron fueron lavados con agua desionizada y secados en charolas de aluminio dentro de un horno a 40 °C durante ~12 horas. La manipulación de las muestras posterior al lavado se realizó siempre con guantes y bajo las precauciones necesarias para evitar su contaminación. Cada muestra se guardó en una bolsa de plástico limpia, debidamente marcada.

Las muestras fueron molidas con la misma prensa hidráulica. El procedimiento de limpieza del equipo fue más minucioso. Se limpiaron todas las superficies del cuarto de molienda entre cada muestra. La prensa se limpió dos veces antes de poner los plásticos nuevos alrededor de los discos y el pistón. El material fue manejado con guantes. Cada muestra se molió, y se pasó por un tamiz de malla #14, para obtener granos menores a 1.41 mm. La limpieza del tamiz entre cada muestra fue la siguiente: el tamiz se lavó con agua y jabón, con ayuda de aire comprimido y un alfiler se retiraron todos los granos de roca que no se fueron en el lavado, se lavó una segunda vez con ultrasonido, y por último se dejó secar bajo el calor de una lámpara térmica. El material se conservó en bolsas de plástico limpias.

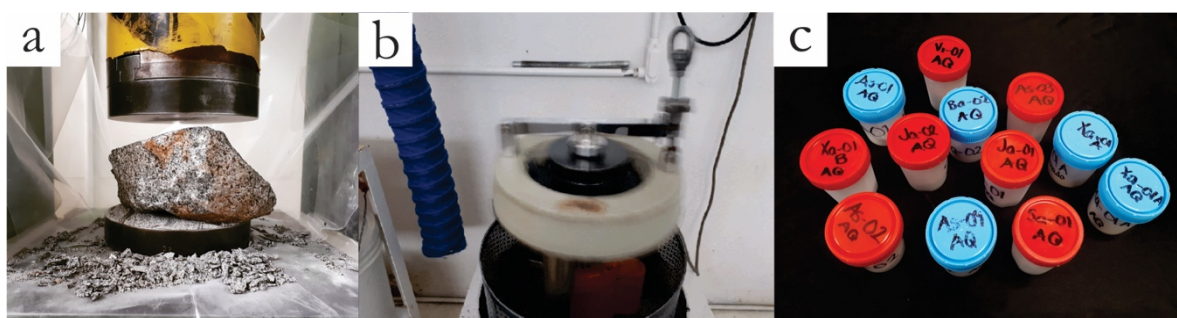


Figura 13. Algunas etapas durante el procesamiento de rocas para análisis geoquímico. a) Muestra en proceso de trituración con ayuda de la prensa hidráulica, se muestra la forma de preparación con plásticos para contener todo el material de menor tamaño. b) *Shatterbox* pulverizando una muestra. c) Muestras pulverizadas en sus frasco previamente esterilizados y marcados.

Posteriormente, se cuartearon manualmente las muestras para homogenizar el material y se pesaron ~70 g de muestra para pulverizar. Se utilizó un *Shatterbox* del mismo taller (Figura 13b), con una pulverizadora de cerámica. El *Shatterbox* y la mesa de trabajo se limpiaron entre

cada muestra. El pulverizador se lavó con agua desionizada y un cepillo de cerdas de plástico, después se limpió con acetona de grado analítico y se secó. Se realizó una primera pulverización de ~35 g de cuarzo, con el objetivo de limpiar el recipiente de cerámica. Luego se volvió a lavar con el procedimiento antes descrito. El cuarzo se utilizó una vez, antes de pulverizar las muestras graníticas, y al cambiar a una litología diferente, la de los diques. Se contaminó la pulverizadora con ~30 g de muestra, que se pulverizó por 5 minutos. El polvo se desechó y se agregaron de 30-50 g de muestra, que se pulverizó por 8 minutos. Finalmente, el material fue almacenado en vasos de plástico para muestras esterilizados (Figura 13c).

4.2.2 Análisis de elementos mayores

El análisis de elementos mayores se llevó a cabo en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, del Instituto de Geología, según la metodología reportada de Lozano y Bernal (2005). A continuación, se describe sucintamente dicho procedimiento:

Las muestras se secaron en una estufa (Figura 14a) a 110 °C por 12 horas. Se pesó, en una balanza analítica, (Figura 14b) 0.8 g de muestra y 7.2 g de fundente Fusion Flux, compuesto de tetraborato y metaborato de litio. La mezcla se pasó a un crisol de platino-oro, se homogenizó con ayuda de una vibradora y se le agregaron unas gotas de ioduro de litio para evitar adhesión del material al crisol. Los crisoles se colocaron en un hornillo de fusión modelo CLAISSE M4 para fundir las muestras a 1050 °C (Figura 14c) y formar unas perlas que son enfriadas y posteriormente etiquetadas (Figura 14e). Se analizaron las perlas en un espectrómetro secuencial de rayos X, marca Rigaku ZSX Primus II, equipado con un tubo de Rh y ventana de berilio de 125 micras (Figura 14d). La pérdida por calcinación se determinó calentando 1 g de muestra a 950 °C por una hora en una mufla, marca Thermoline Furnance 4800.

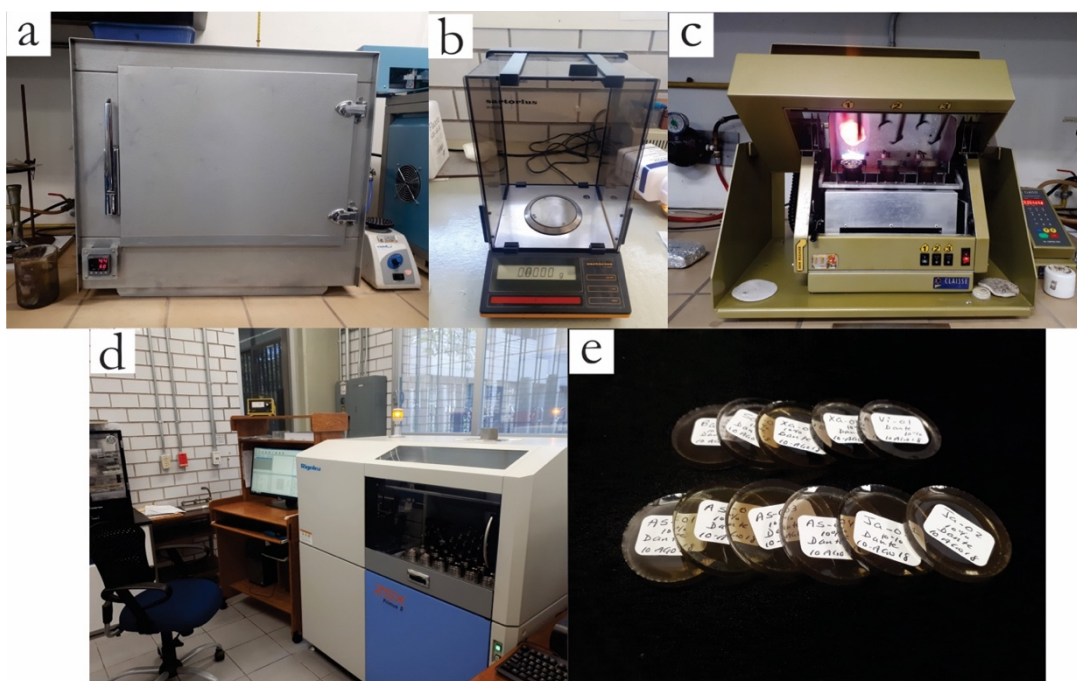


Figura 14. Equipos utilizados en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X. a) Estufa, b) balanza analítica, c) hornillo de fusión, d) espectrómetro secuencial de rayos X y e) perlas obtenidas por fusión.

4.2.3 Análisis de elementos trazas

El análisis de elementos trazas se llevó a cabo en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), del Centro de Geociencias, UNAM, con la metodología reportada por Mori et al. (2007) y Gómez-Tuena et al. (2011) que se describe brevemente a continuación:

Alrededor de 50 mg de cada muestra fue digerida con HF y 8N HNO₃ en vasos de precipitados sellados y puestos en una estufa durante una noche a 100 °C. Una vez que los ácidos se evaporaron hasta secarse, se agregó 16N HNO₃ para romper los fluoruros. Se agregó agua desionizada y 8N HNO₃ y se dejó en una estufa otra noche a la misma temperatura. Una vez que las muestras estuvieron completamente líquidas, fueron diluidas a 1:2000 para tener las concentraciones adecuadas a los límites de detección del instrumento. Posteriormente las muestras se analizaron con un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) marca Thermo Xii Series. Los estándares usados para calibrar el instrumento son las rocas con clave AGV-2, BHVO-2 Y BCR-2 del Servicio Geológico de EUA y el estándar JB-2 del Servicio Geológico de Japón.

4.3 Análisis geocronológico

4.3.1 Preparación de las muestras

Se seleccionaron seis muestras para el análisis geocronológico por U-Pb. De estas, la mitad del material molido fue tamizado por las mallas #80, #100 y #200. El objetivo fue tener un mejor control en el tamaño de los zircones que iban a ser recolectados. Este proceso se hizo en el Taller de Molienda del Instituto de Geología UNAM (Figura 15a). Cada tamiz se lavó con agua y jabón, luego fueron sometidos a un baño con ultrasonido, por 25 minutos, se enjuagaron y se secaron con luces térmicas.

Posteriormente, se realizó un concentrado de zircones por cada muestra. Los cristales se separaron gravitacionalmente usando la técnica de bateo, desarrollada en el LUGIS (Hernández-Treviño et al., 2011). Los materiales utilizados para el bateo y montaje se muestran en la Figura 15b. Se tomaron en cuenta las siguientes consideraciones: que los cristales no estuvieran rotos o fracturados, que no contuvieran inclusiones, que fueran de mínimo 45 micras del lado más corto y que hubiera zircones de todas las morfologías observadas. Se dividió cada montaje en dos, por diferencias de tamaño. Los zircones muy grandes se

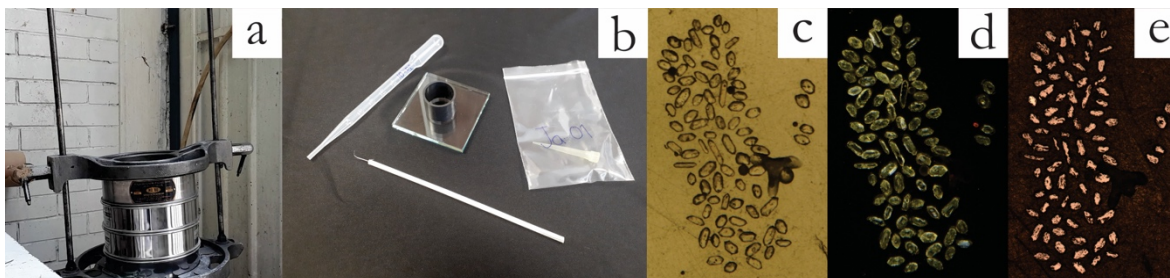


Figura 15. Preparación de concentrado de zircones. a) Máquina para tamizar con tamices montados. b) Después de separar por tamaño de grano, se prosiguió con el bateo, donde se utilizó una pipeta para tomar material, una aguja para mover los granos, una pipeta para separar los zircones y un vidrio para montar los zircones. c) Foto de montaje de zircones con luz transmitida. d) Foto de zircones con catodoluminiscencia. e) Foto de zircones con luz reflejada.

montaron aparte. De cada muestra se montaron mínimo 100 cristales.

Los montajes se mandaron al Centro de Geociencias, Juriquilla Qto., donde se montaron en resina epóxica, se pulieron y se les tomó fotos por catodoluminiscencia. Con un juego de tres fotos distintas para cada muestra, catodoluminiscencia (Figura 15d), luz reflejada (Figura 15c) y luz transmitida (Figura 15e), se eligieron los puntos donde se haría el análisis con el láser, en el programa GeoStar. Los criterios para elegir cada punto fueron: que el área fuera no rugosa, lo cual se checaba con la foto de luz reflejada, sin fracturas ni inclusiones, que se ve en la foto de luz transmitida y que abarcara los anillos exteriores de crecimiento del zircón, lo cual se puede apreciar en las fotos de catodoluminiscencia, donde se ve el zoneamiento de los zircones. Se eligieron 40 puntos en los bordes, para determinar la edad de cristalización. Basados en las fotos de catodoluminiscencia, donde se identificaron núcleos que posiblemente fueran heredados, también se les asignó un punto para medir.

4.3.2 *Análisis de U-Pb*

Los zircones se midieron en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI), del Centro de Geociencias, Campus Juriquilla, UNAM, con la metodología reportada de Solari et al. (2010) que se describe brevemente a continuación:

Los montajes con los zircones de las seis muestras fueron analizados con un sistema de ablación láser (marca Resonetics, modelo Resolution M-50 tipo excímero de ArF a 193 nm, con un oscilador Lambda Physik, LPX 220) acoplado a un espectrómetro de masas cuadrupolar con plasma acoplado por inducción (ICP-MS) marca Thermo Xii Series (Figura 16a).

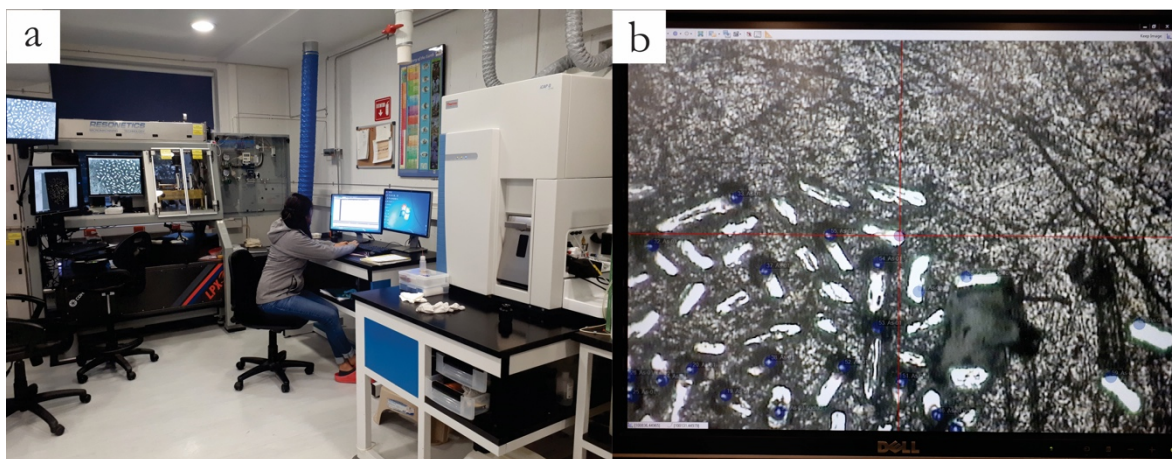


Figura 16. a) Equipo del LEI, a la izquierda el sistema de ablación, a la derecha el espectrómetro de masas.
b) Pantalla donde se observan los puntos de ablación en el instante en que se están realizando.

Las muestras se colocaron en una celda de ablación Laurin de dos volúmenes, que antes del análisis saca el aire de su interior con una bomba de vacío y se llena con He para obtener las condiciones óptimas en el proceso de ablación. Con una cámara que se encuentra afuera de la celda se pueden observar los puntos donde el láser hará la ablación (Figura 16b). El láser está configurado con una energía de 160 nJ, de magnificación de 25x y un diámetro del láser a 34

micras. Esto corresponde a una fluencia de 8 Jcm^{-2} en la muestra con un total de 150 pulsos con una tasa de repetición de 5 Hz. El cráter generado tiene una profundidad de ~ 25 micras. El gas generado se manda por un conducto hacia el ICP-MS. En el camino se le agrega N_2 y Ar para incrementar la temperatura del plasma. El ICP-MS fue optimizado antes de medir las muestras con un vidrio de referencia NIST SRM 612 y un zircón de referencia. La medición de las muestras se alternó con los materiales de referencia. Para cada punto, se colectan 20 s de gas para medir el fondo, después 30 s de ablación y 35 s post-análisis para cambiar el gas de la celda. Las concentraciones de U y Th fueron calculadas usando un zircón estándar externo como en Paton et al., (2010). Las incertidumbres fueron calculadas según Paton et al. (2010). El valor $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, las edades y los errores fueron calculados de acuerdo a Petrus y Kamber (2012).

5. Petrografía

En este capítulo se presentan las características petrográficas de cada plutón y se describe el afloramiento de donde fue tomada cada muestra, sus características en muestra de mano y en lámina delgada. Se hizo la clasificación modal de todas las muestras excepto Ba-01A y Ba-01B. Se concluye este capítulo con una tabla a manera de resumen de las características de todos los plutones y el diagrama de clasificación de Streckeisen (1973). La lista de abreviaturas usada en las fotomicrografías se muestra en el Anexo 11.3. La extensión de cada cuerpo plutónico fue calculada con base en la carta geológico-minera del estado de Oaxaca (SGM, 2009). Por razones de tiempo y accesibilidad, en la salida de campo no se identificaron los límites entre cada cuerpo muestreado. Por lo mismo, se salió de nuestras posibilidades identificar y diferenciar los cuerpos pertenecientes a Xadani y Astata, así que, aunque se realizaron diferencias litológicas, no se logró definir la extensión de cada uno por separado.

5.1 Plutón de Xadani

Entre las localidades de Xadani y Astata, el conjunto de plutones que afloran cubren un área de $\sim 1380 \text{ km}^2$. El cuerpo más extenso sobre el cual se ubica la localidad de Xadani y el afloramiento, tiene un área de $\sim 1217 \text{ km}^2$. La muestra de Xadani se ubica en el cauce del río Zimatlán a 7 km de su desembocadura; se encuentra en la zona más occidental del área de estudio, a 30 km de Huatulco (Figura 3). El granitoide se encuentra intrusionado por diques de varios tamaños, desde 1.5 m a 15 cm de ancho (Figura 17A). Se tomó una muestra del dique (Xa-01B) y del granitoide (Xa-01A). En campo también se observó la presencia de megacrístales de feldespato concentrados en una banda en la cima de un bloque granítico (Figura 17C). También se observó un gran plano de falla a unos 20 m de donde se tomaron las muestras y cuya orientación es $25^\circ/65^\circ \text{ SE}$ (Figura 17B y 18). El dique tiene una orientación de $20^\circ/84^\circ \text{ SE}$. Además, se observaron fracturas que cortaban al granito y al dique con orientación $260^\circ/44^\circ \text{ NW}$. Los datos estructurales se ilustran en el estereograma de la Figura 18.



Figura 17. Afloramiento del plutón de Xadani. A) Dique cortando a la roca granítica, es el dique más grande y ancho del afloramiento. B) Plano de falla. C) Acumulación de megacrístales de feldespato en la cima de un bloque granítico resaltados con líneas rojas.

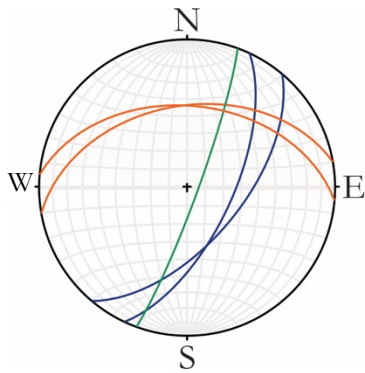


Figura 18. Estereograma de datos estructurales del plutón de Xadani. En azul se muestra orientación del plano de falla, en verde orientación del dique y en rojo planos de fracturas que cortan a ambos cuerpos.

En muestra de mano el granitoide es una roca félsica leucocrática, de textura fanerítica, de grano grueso inequigranular, con los feldespatos de mayor tamaño, seguidos del cuarzo y de grano medio los minerales máficos (Figura 19A). El dique es una roca máfica melanocrática de textura porfídica, con una matriz afanítica y fenocristales de anfíboles de grano grueso (Figura 19E).

Según el conteo de puntos modal realizado, la muestra Xa-01A es un monzogranito (Figura 30) que en lámina delgada tiene una textura holocristalina, inequigranular con megacristales de feldespato potásico, hipidiomórfica granular y textura rapakivi (Figura 19B). Su mineralogía esencial es cuarzo, feldespato, plagioclasa y biotita reaccionando a clorita. Como minerales accesorios contiene apatito, zircón, opacos y turmalina. Los feldespatos potásicos muestran rasgos de desequilibrio, como textura de malla y bordes carcomidos (Figura 19C). Por otro lado,

plagioclasas son subhedrales, algunas presentan zoneamiento y los anillos internos presentan sericita, fracturas e inclusiones que los anillos externos no tienen. Las biotitas están en contacto con los cristales opacos. La turmalina de hábito prismático, es de la variedad chorlita (Figura 19D). Esta muestra presenta evidencias de deformación. Las plagioclasas tienen extinción ondulante y sus maclas están rotas. Además, los cristales de cuarzo son anhedrales y algunos de ellos despliegan estructura de tablero y migración de los bordes, aunque también hay cristales de cuarzo euhedrales sin extinción ondulante que forman puntos triples. Por último, las biotitas están ligeramente curvadas, con extinción ondulante y presentan *kinking* (Figura 19D).

En lámina delgada, el dique (Xa-01B) clasificado como monzodiorita según el conteo de puntos, tiene una textura holocristalina, hipidiomórfica granular, inequigranular porfídica con fenocristales de anfíboles y plagioclasas (Figura 19F). La matriz está compuesta de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y anfíbol. Como minerales accesorios hay titanita, apatito y opacos. Los fenocristales de anfíbol son euhedrales y subhedrales, están fracturados, tienen textura poikilitica con inclusiones de biotita, tienen una corona de reacción de biotita incipiente, y están parcialmente cloritizados (Figura 19H). Hay cristales de anfíbol que en su interior tiene granos anhedrales de titanita (Figura 19H). Por otro lado, las plagioclasas de la matriz tienen los núcleos teñidos y los fenocristales de plagioclasa tienen los bordes teñidos, lo que indica mayor cantidad de potasio en el núcleo y hacia los bordes respectivamente (Figura 19G). El cuarzo y el feldespato potásico se encuentran en forma intersticial.

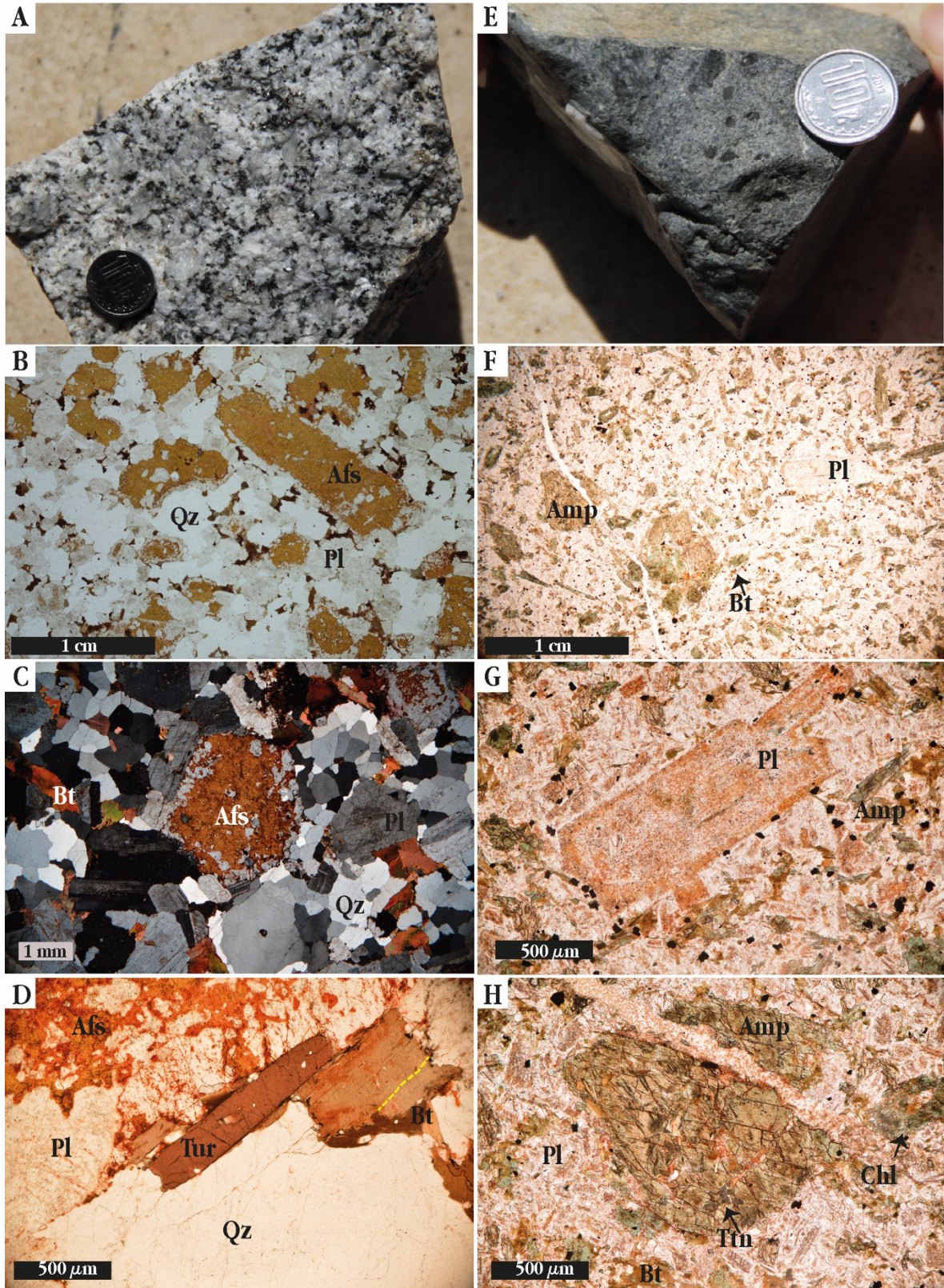


Figura 19. Fotomicrografías de las muestras colectadas del plutón de Xadani. La columna de la izquierda (fotos A,B,C,D) corresponde a la muestra Xa-01A un monzogranito de biotita, y la columna de la derecha a Xa-01B un dique monzodiorítico (fotos E,F,G,H). Fotomicrografías B,D,F,G,H con luz paralela; fotomicrografía C con nicoles cruzados. Línea amarilla discontinua resalta *kinking* en biotita.

5.2 Plutón de Astata

Al sur de Xadani, el cuerpo más grande del plutón de Astata cubre un área de $\sim 120 \text{ km}^2$ y hacia el este parece unirse con el plutón de Xadani. Los límites entre ambos plutones no son claros. Del plutón de Astata se colectaron cuatro muestras: As-01, As-02 y As-03 fueron colectadas a 13 km al este del plutón de Xadani, en un tramo de carretera de 3 km, y la última muestra As-04 fue colectada 16 km al oriente de Xadani (Figura 3).

En muestra de mano, As-01 es leucocrática con textura fanerítica, de grano grueso, inequigranular (Figura 20A). Destaca la presencia de cristales de feldespato de mayor tamaño y de un color gris azuláceo claro, que además tienen el crucero bien desarrollado. Los minerales máficos son biotitas. Clasificada como granodiorita, es la roca más rica en sílice del plutón (Figura 30).

En lámina delgada la muestra es holocristalina, hipidiomórfica granular e inequigranular. Sus minerales esenciales son plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita. Como accesorios tiene apatito y hay epidota secundaria. Las plagioclasas presentan zoneamiento y los feldespatos potásicos son anhedrales y como rasgo de desequilibrio presentan perfitas (Figura 20B). El cuarzo tiene una forma redondeada (Figura 20C). Las biotitas son anhedrales y tienen cloritización incipiente. Los rasgos de deformación presentes en esta lámina son: formación de subgranos y *bulging* en el cuarzo (Figura 20C), extinción ondulante en feldespatos y plagioclasas, y *kinking* en cristales de biotitas (Figura 20D).

La muestra As-02 es una roca máfica. En muestra de mano es melanocrática, con textura fanerítica e inequigranular (Figura 20E). Los minerales de color negro se identificaron como anfíboles y los blancos como plagioclasas.

De acuerdo a su abundancia modal de minerales, esta muestra se clasifica como gabro (Figura 30). En lámina delgada la muestra tiene textura holocristalina, inequigranular, hipidiomórfica granular y subofítica (Figura 20F). Sus minerales esenciales son plagioclasa y anfíbol. Como minerales secundarios hay clorita y epidota. Las plagioclasas están fracturadas. Se identificaron dos tipos de anfíbol, uno pardo y uno verde, este último rodea al primero. Hay cúmulos máficos cuyo núcleo muestra relictos de clinopiroxeno con coronas de anfíbol pardo y verde (Figura 20G y H).

La muestra As-03 se colectó de un dique clasificado como cuarzomonzodiorita (Figura 30). Su ancho no se pudo determinar por la vegetación y el intemperismo de la roca encajonante. Su textura es porfídica, con una matriz máfica melanocrática y fenocristales de anfíbol (Figura 21A). Esta muestra tiene textura holocristalina, inequigranular porfídica, con fenocristales de plagioclasa y anfíbol. La matriz está compuesta de plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, anfíbol y biotita (Figura 21B). Las plagioclasas son euhedrales y subhedrales, tienen antiperfitas y sericitización. Algunos cristales tienen inclusiones de biotita y anfíbol. Los fenocristales de anfíbol son anhedrales, y algunos cristales tienen en el núcleo titanita (Figura 21C y D). La biotita está en la matriz de forma anhedral, pero también forma cúmulos alrededor de los fenocristales de anfíbol. Los minerales opacos tienen coronas de titanita (Figura 21C).

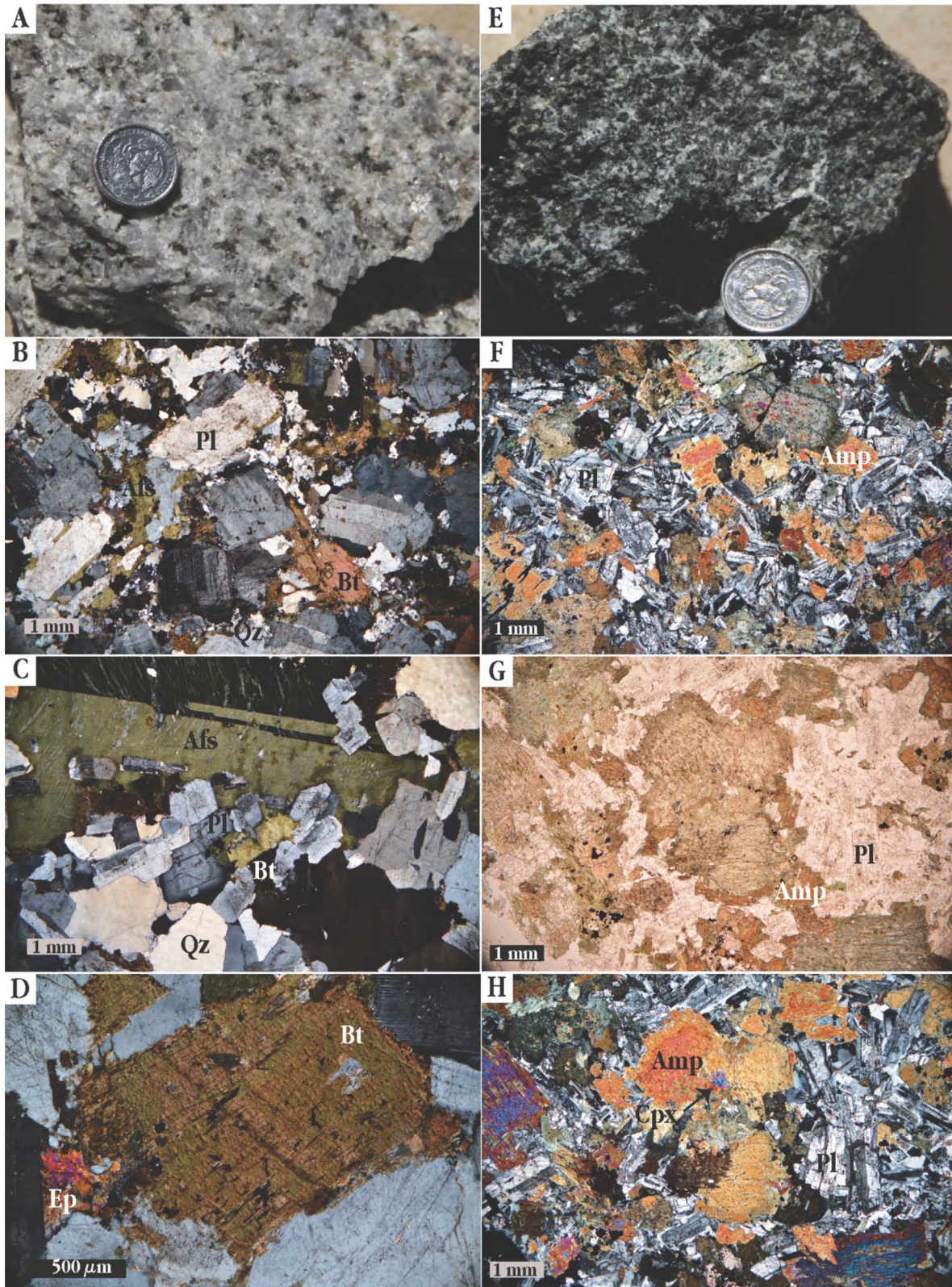


Figura 20. Fotomicrografías del plutón de Astata. La columna de la izquierda (fotografías A,B,C,D) corresponde a la muestra As-01. La columna de la derecha (fotos E,F,G,H) es de la muestra As-02. Fotomicrografías B,C,D,F con nícoles cruzados. Las fotografías G y H son del mismo cúmulo, con luz polarizada y con nícoles cruzados, respectivamente.

El cuarzo se encuentra intersticial en la matriz, pero hay cristales de cuarzo de mayor tamaño con hábito redondeado (Figura 21B). Hay evidencia de deformación en las plagioclasas, que tienen sus maclas rotas y en el cuarzo, que tiene extinción ondulante y formación de subgranos.

Por último, la muestra As-04 es una roca fanerítica, félsica leucocrática, equigranular (Figura 21E). En muestra de mano esta roca tiene una fase muy abundante de color gris que posiblemente sea feldespatos, una blanca que puede ser plagioclasa y una incolora que es cuarzo. Se encontraron abundantes enclaves.

Esta roca cae en el límite entre monzogranito y granodiorita, al igual que As-01, pero contiene menos cuarzo comparado con la primera (Figura 30). En sección delgada, su textura es holocristalina, hipidiomórfica granular y equigranular. El contacto con el enclave es gradual (Figura 21H) y las fases máficas se encuentran en forma de cúmulos (Figura 21G). Está conformada por plagioclasa, feldespatos, cuarzo, biotita y anfíbol. Sus minerales accesorios son titanita, apatito, zircón y opacos. Las plagioclasas son subhedrales y presentan zoneamiento (Figura 21F). El feldespatos potásico es anhedral e intersticial. El cuarzo es anhedral y hay intercrecimiento con el feldespatos (Figura 21F). Como rasgos de desequilibrio hay antiperititas en las plagioclasas, perititas en los feldespatos y textura gráfica. Los cúmulos máficos tienen rasgos de desequilibrio, ya que presentan relictos de piroxenos en el centro, rodeados de anfíbol, rodeados de biotita y opacos en los bordes (Figura 21G). Hay cristales de anfíbol poikiliticos, con inclusiones de plagioclasa, biotita y opacos. La biotita se encuentra alrededor de anfíboles y rodeando a los opacos (Figura 21F). En el enclave, la mineralogía es la misma, pero hay una reducción de tamaño de los cristales. Por su proporción, está clasificado como cuarzomonzodiorita. Hay indicadores de deformación en las plagioclasas, con extinción ondulante y maclas rotas, en el cuarzo con migración de los bordes y estructura de tablero (Figura 21F), y en las biotitas con su crucero curvado.

5.3 Plutón de Bamba

El plutón de Bamba se encuentra en la zona oriental del área de estudio, a 28 km de Salina Cruz (Figura 3). Las muestras de este plutón se colectaron en el camino dirección sur que sale de la carretera hacia Concepción Bamba y que llega hasta el mar. Al norte del pueblo se encontró una cantera (Figura 22A), donde se explota un cuerpo granítico y de donde se colectó una muestra que parece representar la mayor parte del plutón. Las siguientes dos muestras pertenecen a un cuerpo máfico con múltiples relaciones de intrusión que aflora a la orilla del mar.

El cuerpo encontrado en la playa consiste en una roca encajonante máfica que está cortada por una serie de diques de color gris oscuro y otros blancos (Figura 22B). Solo por el color se podían identificar al menos tres litologías distintas. Las relaciones de corte son complejas, con brechamiento y bandeamiento (Figura 22C). Se eligió colectar una muestra de la roca más abundante, que al parecer es la encajonante (Ba-01A), y del dique más oscuro, donde además se observaba el contacto entre dos litologías de tamaño de grano distinto (Ba-01B).

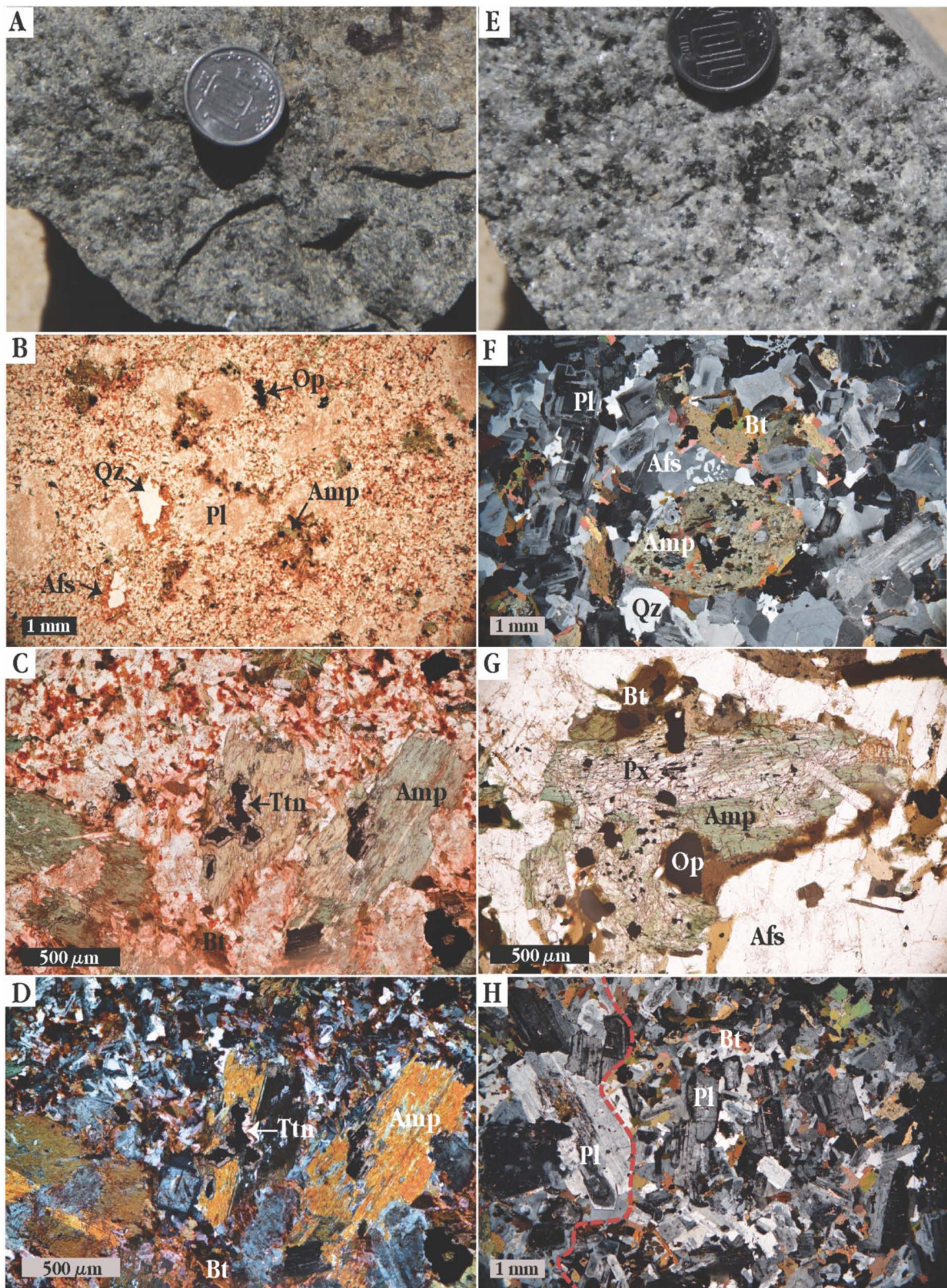


Figura 21. Fotomicrografías del plutón de Astata. Las fotografías A,B,C y D pertenecen a la muestra As-03. Las fotografías E,F,G y H pertenecen a la muestra As-04. Con línea discontinua roja se resalta el contacto entre enclave y roca encajonante. En la fotografía E también se muestra el enclave, que se ubica debajo de la moneda. Fotomicrografías B,C,G con luz polarizada y fotomicrografías D,F y H con nicoles cruzados.

La muestra Ba-01A es máfica mesocrática y tiene textura fanerítica equigranular en muestra de mano. Se identifica un mineral blanco que es plagioclasa, una fase color gris oscuro y algunos cristales de color verde. Esta muestra tiene una serie de vetas de color blanco que la atraviesan en dos direcciones. En lámina delgada se observa que la muestra tiene una textura holocristalina, aliotromórfica granular y equigranular (Figura 23A). Por su mineralogía, esta roca es un gabro. Contiene plagioclasas, clinopiroxenos y anfíbol. Las plagioclasas están argilitizadas, y sus maclas se distinguen con dificultad. Parece que hay un intercrecimiento o reemplazamiento entre el clinopiroxeno y anfíbol (Figura 23B). De forma intersticial hay clinzoisita.



Figura 22. Afloramientos de la localidad de Bamba. A) Cantera donde explotan el cuerpo granítico leucocrático. B) Cuerpo máfico heterogéneo, se muestra la intrusión de un dique gris oscuro subvertical, que es a su vez, contiene un paquete de magma de color blanco. C) Más cerca se aprecia que el magma blanco cortó también a la roca encajonante de color gris claro, además de presentar una textura brechoide.

La muestra Ba-01B presenta el contacto entre dos litologías. La más abundante es máfica melanocrática, afanítica en muestra de mano. La segunda es máfica mesocrática, con cristales de tamaño medio. El contacto entre ambas litologías es transicional, se puede distinguir una mezcla incompleta entre ambas rocas.

Por lo tanto, la sección delgada se realizó en el contacto, para estudiar la relación entre ambas rocas. La fracción de grano más fino consiste en anfíbol y plagioclasa, con unos fenocristales que se encuentran totalmente reemplazados por un mineral fibroso, del grupo de la serpentina. Tiene una textura subofítica. Forma lóbulos que salen de la fracción fina y parece que envuelven granos de mayor tamaño que pertenecen a la fracción gruesa (Figura 23C). La fracción gruesa contiene plagioclasa y clinopiroxenos, con textura subofítica. Los cristales más grandes de clinopiroxeno también forman cúmulos, presentan coronas de reacción de anfíbol, el mismo de la fracción fina (Figura 23D). Algunos de estos cristales están totalmente reemplazados por serpentina, igual a los fenocristales encontrados dentro de la fracción fina. Las plagioclasas están argilitizadas.

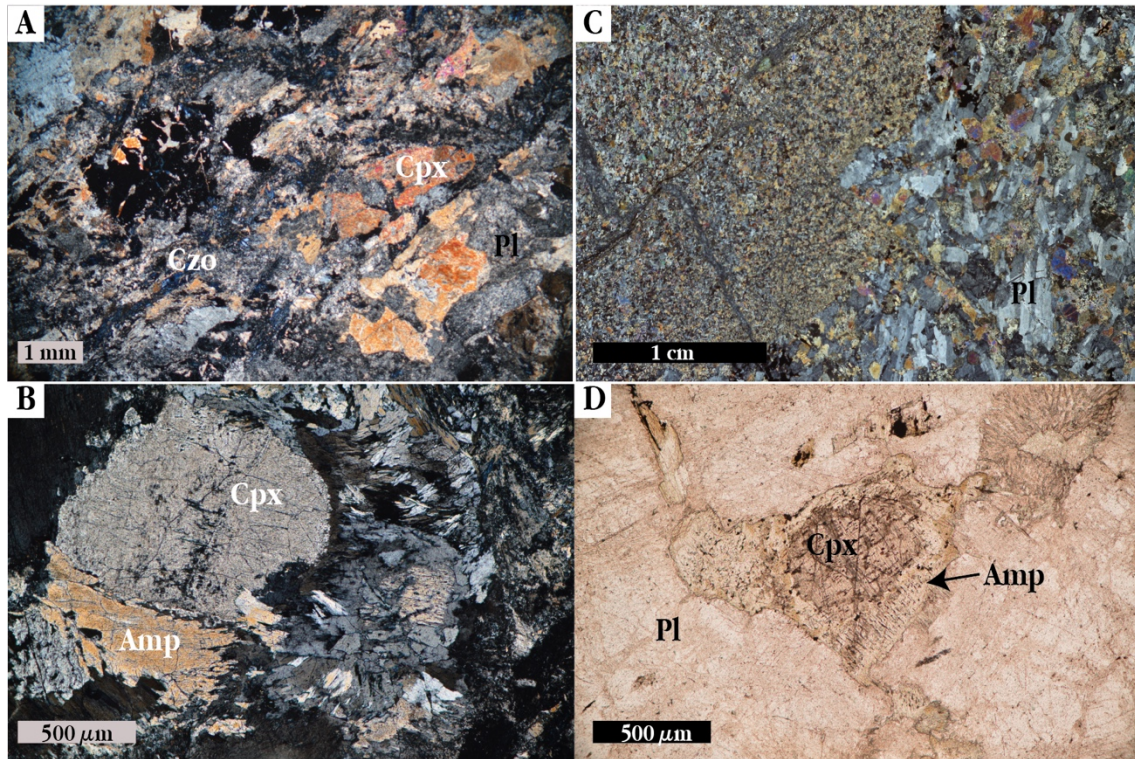


Figura 23. Fotomicrografías de las rocas máficas Ba-01 colectadas a un lado de la playa. Las fotografías A y B corresponden a Ba-01A mientras que C y D a la muestra Ba-01B. Fotos A,B,C con nicoles cruzados y D con luz polarizada.

La muestra perteneciente a la cantera, Ba-02, es una roca félsica hololeucocrática con textura fanerítica, equigranular de grano medio (Figura 24A). En muestra de mano se puede distinguir el feldespato potásico por su color ligeramente rosado en comparación de la plagioclasa y el cuarzo incoloro. Los cristales máficos son de biotita.

Esta roca se clasifica como monzogranito y la lámina delgada tiene una textura holocristalina, hipidiomórfica granular, inequigranular con minerales ferromagnesianos de menor tamaño (Figura 24B). Contiene plagioclasa, cuarzo, biotita reaccionando a clorita, opacos y titanita. La plagioclasa es subhedral, presentan zoneamiento y sericitización en los centros, con los bordes sanos (Figura 24C). El feldespato potásico es anhedral y contiene pertitas (Figura 24C). El cuarzo es subhedral, subredondeado y presenta muchas fracturas (Figura 24C). Las biotitas tienen una distribución homogénea. Los rasgos de deformación presentes en esta roca son las maclas rotas de las plagioclasas, la deformación del crucero de la biotita y extinción ondulante de bajo grado en el cuarzo (Figura 24D).

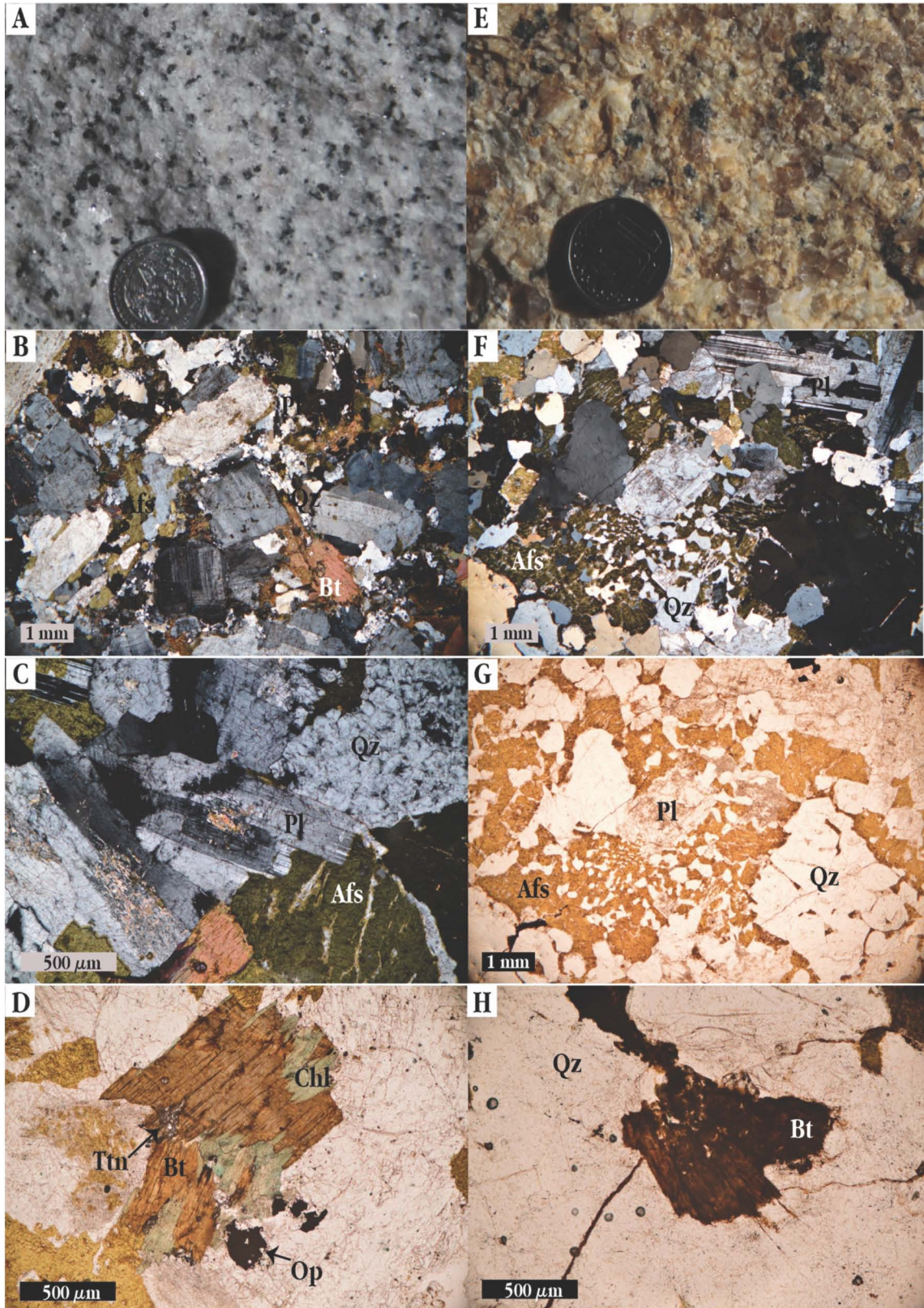


Figura 24. La primera columna (fotos A,B,C,D) corresponde a la muestra granítica Ba-02, del plutón de Bamba. La segunda columna (fotos E,F,G,H) corresponde a la muestra Sa-01 del plutón de Salina Cruz. Fotomicrografías B,C,F con nícoles cruzados y fotomicrografías D,G,H con luz paralela.

5.4 Plutón de Salina Cruz

El plutón de Salina Cruz se encuentra en la región del Istmo de Tehuantepec, 15 km al sur de Tehuantepec, junto a la costa (Figura 3). La ciudad de Salina Cruz se ubica sobre el plutón, y este cuerpo se extiende hacia el oeste 5 km más. Cubre un área de $\sim 50 \text{ km}^2$. Al noreste de la ciudad se buscó un afloramiento donde el granito se encontrará en buenas condiciones y sin fracturas. Donde se colectó la muestra Sa-01 fue en el cauce de un río que baja del alineamiento de cerros que se observa desde la ciudad. Los cantos rodados que se encontraron pertenecían a este plutón y eran bloques macizos sin fracturamiento.

En muestra de mano es una roca de color naranja. Por su abundancia modal de minerales esenciales es un sienogranito (Figura 30) félsico hololeucocrático con textura fanerítica de grano grueso y equigranular (Figura 24E). Contiene cuarzo, feldespatos naranjas, plagioclasa, cuarzo y como única fase máfica biotita en cristales de grano medio.

El plutón de Salina Cruz es afectado por zona de una falla con orientación NW-SE y una falla N-S. Los afloramientos cerca de la ciudad muestran el granito fracturado y afectado por abundantes fracturas y fallas con las orientaciones antes descritas (Figura 25). Al oeste de Salina Cruz, donde se encuentra el mirador de la ciudad, se puede apreciar un afloramiento de al menos 250 m de largo, lleno de fallas. En un diagrama roseta se encontró que la falla principal que afecta el plutón tiene orientación N-S (Figura 25).

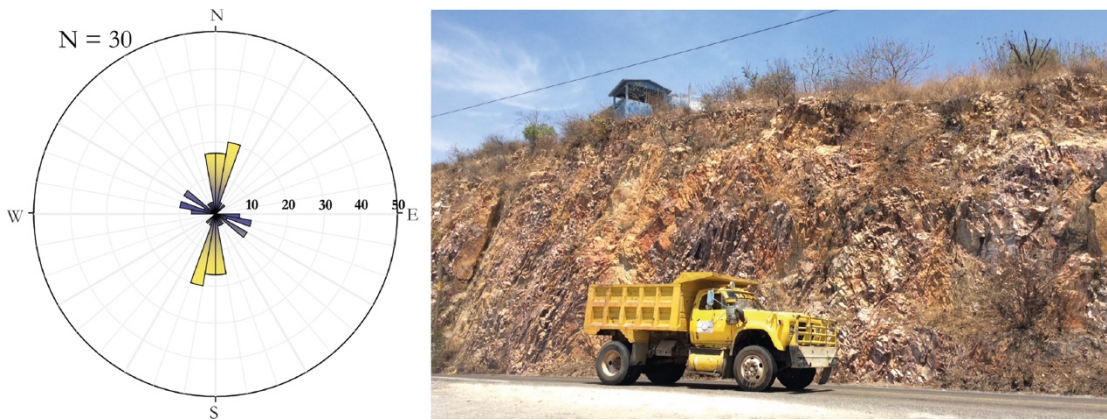


Figura 25. Zona de falla ubicada al oeste de Salina Cruz, donde aflora el cuerpo plutónico afectado por fallas en dos direcciones, N-S y NW-SE. De lado izquierdo se muestra el diagrama roseta con las direcciones principales de las fallas.

La lámina delgada tiene una textura holocristalina, hipidiomórfica granular, inequigranular con máficos de menor tamaño. Contiene feldespato potásico anhedral, plagioclasas subhedrales y cuarzoes subhedrales redondeados, biotita y opacos. El feldespato estuvo en desequilibrio ya que presenta pertitas y textura gráfica (Figura 24G). La plagioclasa está fracturada, con algunas maclas rotas y sus bordes muestran desequilibrio con el feldespato potásico (Figura 24F). Las biotitas están oxidadas (Figura 24H). El hábito de los cuarzoes llama la atención por su forma redondeada y de gran tamaño. Se observan rasgos de deformación en el cuarzo, con extinción ondulante y formación de subgranos incipientes, en las maclas rotas de las plagioclasas y en la extinción ondulante del feldespato.

5.5 Pórfido de Morro-Salina Cruz

Este cuerpo se encuentra 10 km al oeste del plutón de Salina Cruz y cubre un área de ~100 km² (Figura 3). La muestra (Vi-01) se colectó en la carretera de Salina Cruz-La Ventosa. El punto está entre las localidades de Salina Cruz y Morro de Mazatlán. En el afloramiento se observaron numerosos enclaves de composición máfica, con distinto tamaño de grano, uno grueso y uno medio (Figura 26).



Figura 26. Afloramiento del plutón de Salina Cruz-Morro de Mazatlán. A) Foto de los bloques de roca frescos de donde se colectó la muestra. Se señalan con flechas rojas algunos enclaves. B) Acercamiento de uno de los enclaves encontrados en el afloramiento.

La muestra estudiada es una cuarzomonzonita según el conteo modal (Figura 30) que en muestra de mano tiene una textura porfídica, con una matriz color verde oscuro con cristales de tamaño fino (Figura 27A). Los fenocristales son de tamaño grueso y medio, identificados como plagioclasas y anfíboles.

En lámina delgada la muestra tiene una textura holocristalina, hipidiomórfica granular, inequigranular porfídica con fenocristales de plagioclasa y anfíbol. La matriz está constituida por feldespatos potásico, cuarzo intersticial y pequeños cristales de plagioclasa. Como minerales accesorios hay apatito, titanita y opacos. El feldespatos potásico presenta intercrecimientos con cuarzo en una textura gráfica (Figura 27B). Hay xenocristales de cuarzo de mayor tamaño, con una forma redondeada y con extinción ondulante, además están rodeados por feldespatos potásico (Figura 27D). Los fenocristales de anfíbol son euhedrales y están reaccionando a clorita (Figura 27B). Esta muestra tiene rasgos de alteración hidrotermal con minerales secundarios como clorita intersticial, epidota, calcita, y hay una fuerte argilitización de las plagioclasas (Figura 27C).

El contacto con los enclaves es difuso, porque se encontraron cristales de la roca encajonante dentro de los enclaves. Llama la atención que en el contacto con el enclave de grano grueso hay una zona de reacción donde el tamaño de grano de la roca encajonante se mantiene, pero resalta la ausencia de feldespatos potásico (Figura 27E).

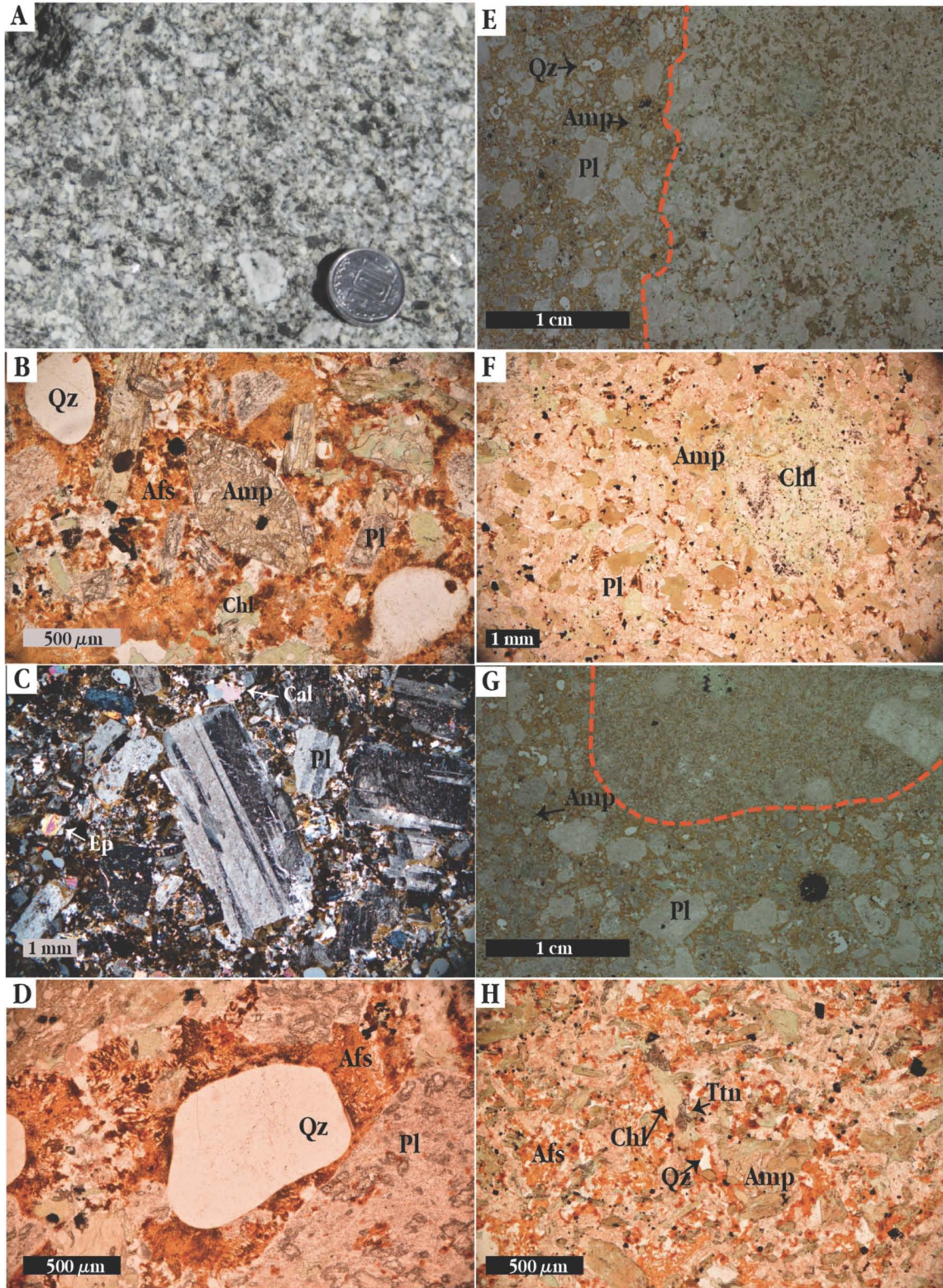


Figura 27. Fotomicrografías del plutón de Salina Cruz-Morro de Mazatán. Las fotografías A, B, C y D corresponde a la muestra Vi-01. Se encontraron dos enclaves, uno de grano grueso y otro medio. El contacto con el enclave de grano grueso se muestra en la fotografía E, así como la fotomicrografía F con mayor detalle de la textura del enclave grueso en luz paralela. El contacto con el enclave de grano medio se muestra en la foto G y su textura en la foto H con luz paralela. La línea roja discontinua resalta el contacto con los enclaves. Fotomicrografía C con nícoles cruzados.

El enclave de grano grueso tiene más anfíbol, plagioclasa, cuarzo intersticial y muy poco feldespato potásico. Se clasifica como gabro/diorita. El anfíbol es anhedral y las plagioclasas no están tan argilitizadas como en la roca encajonante. Hay un cúmulo de clorita y opacos, con hábito fibroso y forma redondeada. Son escasos los cristales de anfíbol que están cloritizados (Figura 27F). El enclave fino tiene la misma mineralogía que la roca encajonante, pero el anfíbol es de tamaño fino y más abundante, además hay una mayor cantidad de fenocristales de plagioclasa (Figura 27G).

El cambio en proporción hace que su clasificación sea cuarzo-monzodiorita. Hay un cristal grande de clorita, seguramente pseudomorfo de una fase máfica. Hay abundante feldespato potásico intersticial y algunos fenocristales de cuarzo angulosos y el enclave también contiene titanita anhedral asociada a las fases ferromagnesianas (Figura 27H).

5.6 Plutón de Jalapa del Marqués

El plutón de Jalapa del Marqués se encuentra 21 km al noroeste de Tehuantepec y a ~35 km de la costa (Figura 3). Se extiende al sur de la presa Benito Juárez y tiene una extensión de ~335 km². Del plutón de la localidad de Jalapa del Marqués se tomaron dos muestras. En los afloramientos visitados se observaron enclaves máficos con formas elípticas, de diferentes tamaños y orientados en la misma dirección (Figura 28A). También se observaron diques aplíticos con cristales pegmatíticos de biotita (Figura 28B). Los puntos de recolección se encuentran al sur de la presa Benito Juárez.

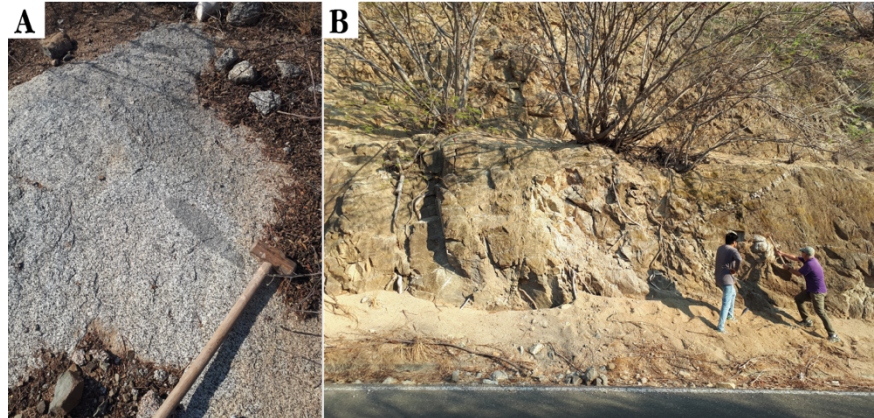


Figura 28. Afloramientos del plutón de Jalapa del Marqués. A) Presencia de enclaves máficos con formas elipsoidales y orientados, de distintos tamaños. B) Roca granítica con dique aplítico que está inclinado a 45, encima del lugar donde se colectó la muestra.

Las muestras de mano son rocas melanocráticas con textura fanerítica de grano grueso, con foliación de minerales máficos. Se identificaron las siguientes fases: feldespato, cuarzo, biotita, anfíbol y titanita (Figura 29A y E). Asimismo, se observaron cúmulos máficos de algunos centímetros. La muestra Ja-01 se clasificó como una cuarzomonzodiorita, mientras que Ja-02 como granodiorita (Figura 30). En muestra de mano, el tamaño de grano de la cuarzomonzodiorita es mayor que el de la granodiorita (Figura 29A). También se diferencian porque solo la granodiorita presenta a esta escala foliación (Figura 29E).

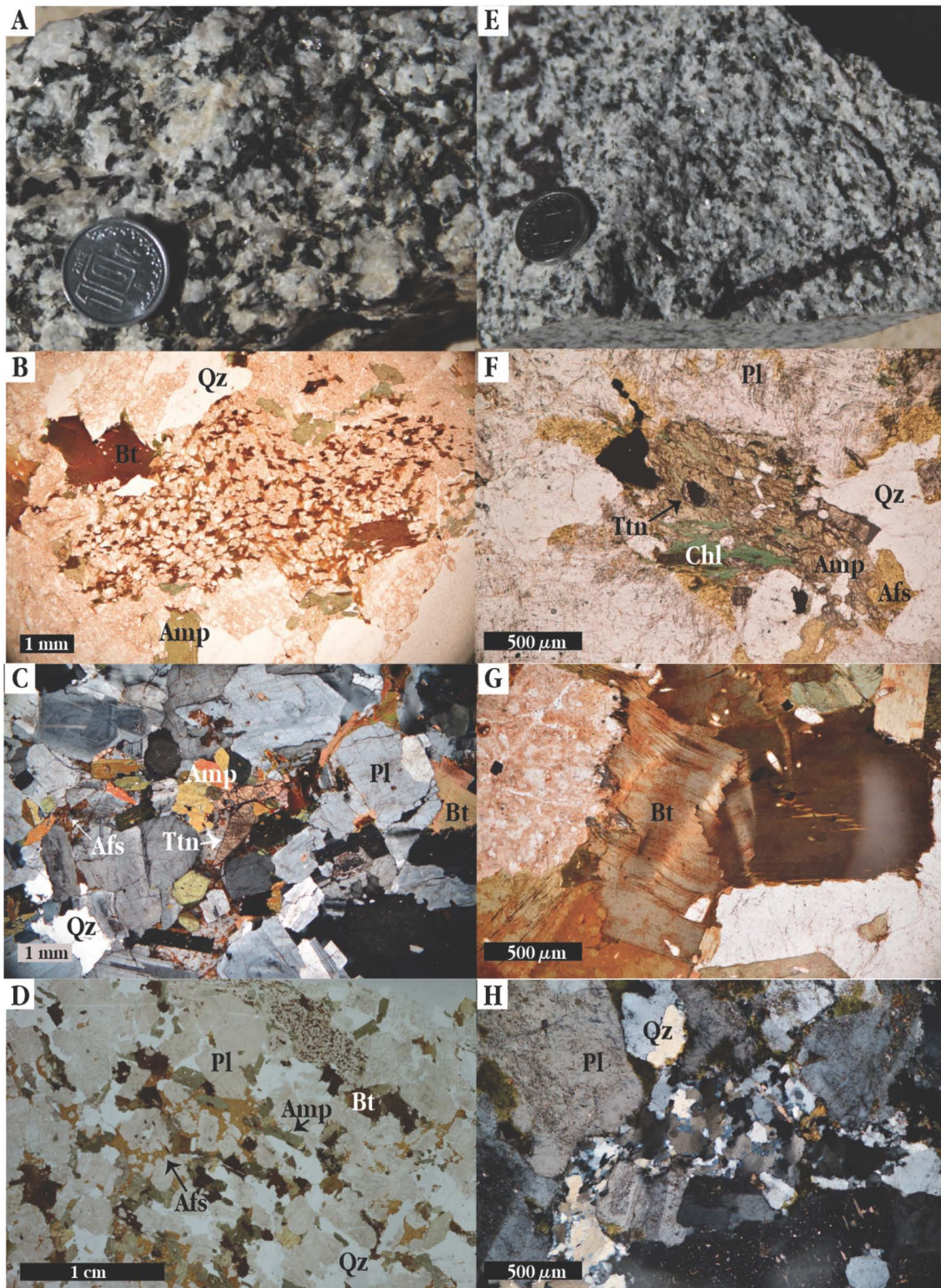


Figura 29. Fotomicrografías de las muestras pertenecientes al plutón de Jalapa del Marqués. En la primera columna se encuentran las fotografías pertenecientes a la muestra Ja-01 (Fotos A,B,C,D). La segunda columna pertenece a la muestra Ja-02, donde se destacan las estructuras de deformación (Fotos E,F,G,H). Fotomicrografías B,D,F,G tomadas con luz paralela y fotomicrografías C y H con nicoles cruzados.

En lámina delgada, la muestra Ja-01 tiene una textura holocristalina, hipidiomórfica y equigranular (Figura 29C). Está compuesta por plagioclasas subhedrales, cuarzo y feldespato potásico anhedrales. Como minerales ferromagnesianos tiene anfíbol euhedral y biotita subhedral. Sus fases accesorias son titanita, zircón, apatito y opacos. Las plagioclasas tienen rasgos de desequilibrio como textura de tartán, zoneamiento e inclusiones de biotita en anillos internos. El feldespato potásico se encuentra distribuido heterogéneamente (Figura 29D). Los minerales máficos se disponen en cúmulos, el anfíbol está reaccionando a biotita y ambos están cloritizados (Figura 29C). Los cristales de titanita son euhedrales y de grano medio. Los rasgos de deformación en varias fases son iguales en ambas muestras: las plagioclasas tienen maclas rotas y curvadas, las biotitas tienen extinción ondulante, *kinking* y el crucero deformado (Figura 29G), pero el mayor grado de deformación se observa en el cuarzo, el cual desarrollo *bulging*, migración de los bordes y textura de tablero (Figura 29H).

Los enclaves son gabro/diorita según su clasificación modal. El tamaño de grano es menor, y su mineralogía consiste en plagioclasa y biotita. El contacto con la roca encajonante es transicional (Figura 29B). Las plagioclasas se encuentran en desequilibrio por su textura de tartán, como en la roca encajonante.

La segunda muestra, Ja-02, es una granodiorita con textura holocristalina, hipidiomórfica y inequigranular con plagioclasas de mayor tamaño que las demás fases. Su mineralogía es igual a la primera muestra. Sin embargo, la plagioclasa muestra diferencias en el grado de alteración, ya que estos cristales muestran sericitización. Los minerales ferromagnesianos están dispuestos en cúmulos y están reaccionando a clorita (Figura 29F). Por último, los cristales opacos presentan coronas de titanita (Figura 29F).

En resumen, la clasificación modal de las muestras del área de estudio arrojó una amplia variedad de rocas: granito, granodiorita, cuarzomonzonita y cuarzomonzodiorita (Figura 30). Los enclaves y diques que son máficos están en el campo de cuarzomonzonita, monzodiorita y gabro/diorita (Figura 30). Además del diagrama Streckeisen, se presenta la Tabla 3 a manera de resumen de las características más relevantes de cada muestra, así como su mineralogía y otra propuesta de clasificación según Glazner et al. (2018). Se reportan los conteos modales con los que se realizó la clasificación en el Anexo 11.1.

Tabla 3. Resumen de clasificación, mineralogía y características distintivas de las muestras del área de estudio.

Plutón	Muestra	Clasificación	Clasificación según Glazner 2018	Mineralogía	Rasgos Importantes	Deformación
Xadani	Xa-01A	Monzogranito	Tur Bt 27,25,40 granodiorita	Qz+Afs+Pl +Bt+Tur+Zr +Ap+opacos	Textura rapakivi, Pl zoneadas, Afs peritico	Qz con estructura de tablero, SGR, GBM, puntos triples
	Xa-01B	Monzodiorita	Bt-Amp 2,10,43 diorita	Qz+Afs+Pl +Amp+Bt+Ttn+Ap+opacos	Fenocristales de Pl y Amp, Pl zoneadas	Maclas rotas en Pl
	As-01	Monzogranito-Granodiorita	Bt 42,19,35 granodiorita	Qz+Afs+Pl +Bt+Ap+Ttn +opacos	Pl zoneadas, Afs con perititas y Qz redondeado	Qz con extinción ondulante
	As-02	Gabro/Diorita	Amp 62 gabro	Pl+Amp+Ttn +opacos	Amp reaccionando a Chl	-
Astata	As-03	Cuarzomonzodiorita	Amp-Bt 12,18,48 monzonita	Qz+Afs+Pl +Bt+Amp+Ttn +opacos	Fenocristales de Pl y Amp	-
	As-04	Monzogranito-Granodiorita	Amp-Bt 22,22,41 granodiorita	Qz+Afs+Pl +Bt+Amp+Ttn +Ap+opacos	Perititas, antiperititas, textura gráfica en Qz-Afs, Ttn magmática, cúmulos máficos, enclave de cuarzomonzodiorita	Pl con maclas rotas y extinción ondulante, Qz con textura de tablero y GBM
	Ba-01A	Gabro	-	Pl+Cpx+Amp +Ep+isotrópico	Pl argilitizadas	-
Bamba	Ba-01B	Gabro	-	Pl+Cpx+ Amp+mineral azul	Pl argilitizadas y coronas de reacción de Amp alrededor de Px	-
	Ba-02	Monzogranito	Bt 27,31,34 granito	Qz+Afs+Pl +Bt+Ttn+Ap +opacos	Pl con núcleos sericitizados, Afs con perititas, Qz redondeados	Maclas de Pl rotas, Qz con extinción ondulante, Bt con <i>kinking</i>
Salina Cruz	Sa-01	Sienogranito	Bt 42,38,19 granito	Qz+Afs+Pl +Bt+opacos	Textura peritica y gráfica, bordes de Pl en desequilibrio con Afs	Maclas de Pl rotas, Qz con extinción ondulante y SGR
Morro-Salina	Vi-01	Cuarzomonzonita	Amp 9,32,46 monzonita Enclaves: Amp 7,20,49 monzonita y Amp 1,5,47 diorita	Qz+Afs+Pl +Amp+Ttn +Chl+opacos +Zr	Fenocristales de Pl y Amp, xenocristales de cuarzo, con enclaves de cuarzomonzodiorita y diorita/gabro	-
Jalapa del Marqués	Ja-01	Cuarzomonzodiorita	Ttn Bt-Amp 14,8,55 diorita	Qz+Afs+Pl +Amp+Bt+Zr +Ttn+Ap +opacos	Ttn magmática, distribución heterogénea de Afs, con enclave de diorita/gabro.	Maclas de Pl rotas y deformadas, Qz con textura de tablero y GBM, Bt con crucero deformado
	Ja-02	Granodiorita	Ttn Amp-Bt 19,16,52 granodiorita	Qz+Afs+Pl +Bt+Amp+Ap +Ttn+opacos	Minerales máficos formando cúmulos.	Pl con maclas rotas y extinción ondulante, Qz con GBM y SGR

Abreviaturas de los minerales tomadas de Whitney y Evans (2010). Se muestran dos sistemas de clasificación distintos. En el segundo, se mencionan los minerales máficos en orden creciente, los siguientes tres números representan las proporciones de QAP no normalizadas y el nombre de la roca según el diagrama Streckeisen (Glazner et al., 2018). Rasgos de deformación basados en Passchier y Trouw (2005).

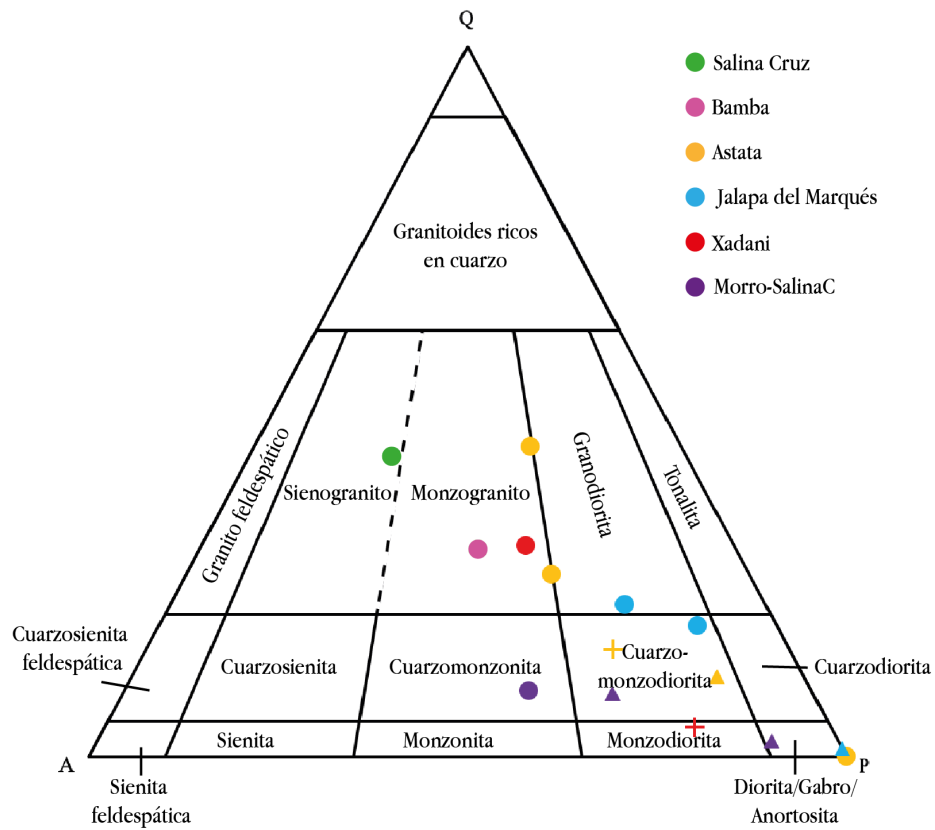


Figura 30. Clasificación de las muestras de Streckeisen (1973). Cada color representa un plutón distinto. Las cruces (+) representan los diques. Los triángulos representan los enclaves encontrados en algunos plutones.

6. Geoquímica

En este capítulo se describen las características geoquímicas de las muestras pertenecientes a cada uno de los seis plutones. Se utilizó el diagrama de De La Roche et al. (1980) para hacer una clasificación química de las muestras. Después, se utilizaron los elementos mayores (Anexo 11.2) para realizar cinco diagramas distintos y caracterizar las nueve muestras. Se hizo análisis de elementos trazas y tierras raras de cinco muestras pertenecientes a cuatro plutones distintos: Astata, Bamba, Xadani y Jalapa del Marqués. Por último, se realizaron los diagramas de discriminación de Kay y Mpodozis (2002), Martín (1986), Pearce et al. (1984) y Whalen et al. (1987).

6.1 Elementos mayores

Se analizaron nueve muestras graníticas y los dos diques encontrados en el área de estudio. Para la clasificación química de estas muestras intrusivas, se usó el diagrama de De la Roche et al. (1980), por la ventaja de que comprende campos composicionales como el de las tonalitas que no aparecen en el diagrama de Cox et al. (1979). Los plutones del área de estudio muestran una amplia variación composicional (Figura 31). Describiéndolos de oeste a este, la muestra del plutón de Xadani se ubica en el campo de la granodiorita y el dique en el campo de la gabro-diorita. El plutón de Astata presenta una tonalita (As-01), una granodiorita (As-04) y una gabro-norita (As-02), a su vez el dique está en el campo de la tonalita (As-03). El plutón de Bamba es una granodiorita. El pórfido del Morro-Salina Cruz tiene una composición de granito. El plutón de Jalapa del Marqués varía de diorita (Ja-01) a tonalita (Ja-02). Finalmente, la muestra más félsica pertenece al plutón de Salina Cruz y tiene una composición de granito alcalino.

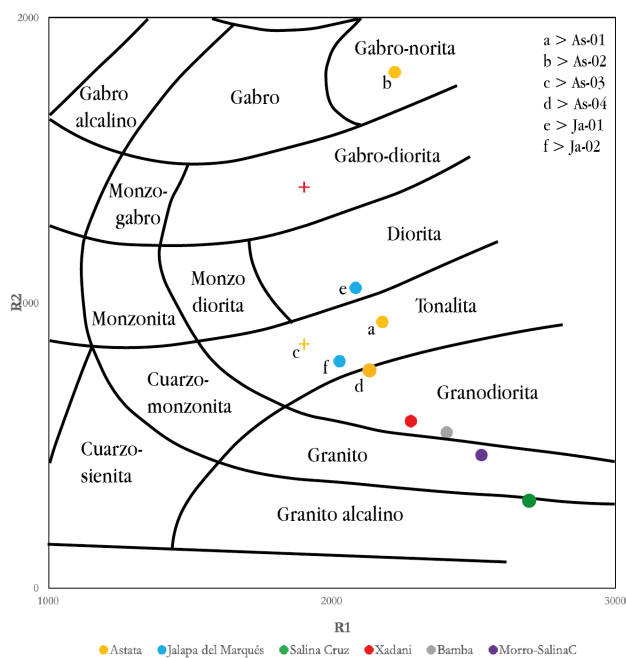


Figura 31. Diagrama de clasificación química R_1R_2 de De La Roche et al. (1980). Los parámetros se calculan como $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ y $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$, usando milicaciones. Las cruces son los diques y su color corresponde al plutón que intrusieron.

Se obtuvieron varios índices geoquímicos con los elementos mayores para clasificar las muestras de acuerdo al esquema de rocas graníticas propuesta por Frost et al. (2016). Y también se obtuvo el índice de Shand modificado (Maniar y Piccoli, 1989). Los resultados son los siguientes: según el índice de Fe (Frost y Frost, 2008) todas las rocas son magnesianas y la muestra As-02 fuertemente magnesiana, a excepción de Salina Cruz que es ferroana (Figura 32A). Con el índice MALI (Frost et al., 2001) se determinó que todas las rocas graníticas y los diques son calci-alcálicas, con la excepción de la muestra más máfica del plutón de Astata (As-02), una gabronorita, que está en el campo cálcico (Figura 32B). Según el índice ASI (Zen, 1986) (Figura 32C) y el índice de Shand (Maniar y Piccoli, 1989) (Figura 32D), las muestras del plutón de Astata, Jalapa del Marqués y el dique de Xadani son metaluminosas, y las de Salina Cruz, Xadani, Bamba y el Morro-Salina Cruz son ligeramente peraluminosas. Estas últimas se encuentran cerca del campo metaluminoso y según Maniar y Piccoli (1989) se encuentran en el campo de granitos de arco continental. La muestra As-02 del plutón de Astata es fuertemente metaluminosa (Figura 32C y D). Con estas características, las muestras de todos los plutones se encuentran en el grupo de rocas magnesianas calci-alcálicas propuesto por Frost et al. (2016).

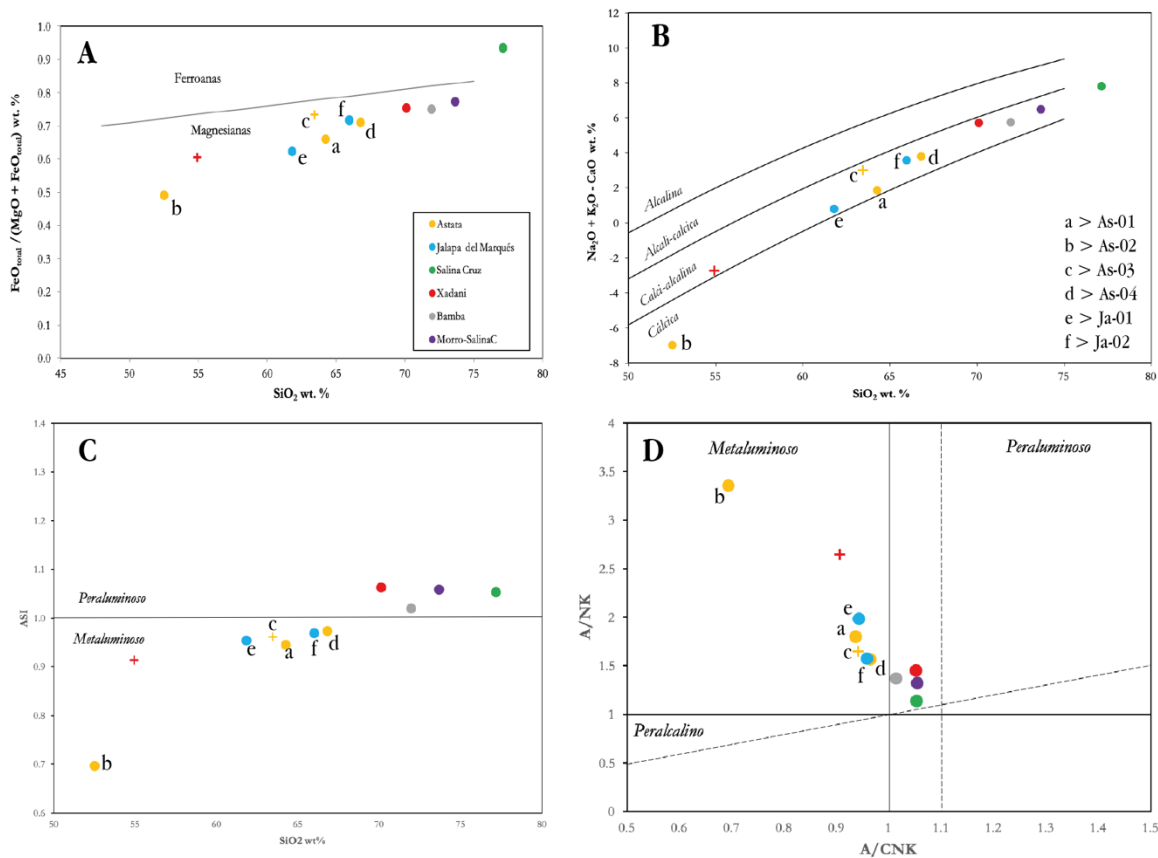


Figura 32. Diagramas de clasificación geoquímica. A) Índice de Fe (Frost y Frost, 2008). B) Índice MALI (por sus siglas en inglés *Modified alkali-lime index*) (Frost et al., 2001). C) Índice de saturación de alúmina (Zen, 1986), el eje de las ordenadas se calcula $ASI = Al / (Ca - 1.67P + Na + K)$. D) Índice de Shand para definir metaluminosidad o peraluminosidad (modificado por Maniar y Piccoli, 1989). En los diagramas, las cruces indican los diques. Para diferenciar cada muestra de los plutones de Astata y Jalapa del Marqués se indican con letras.

6.2 Elementos trazas y tierras raras

Las cinco muestras analizadas pertenecen a los plutones de Xadani, Astata, Bamba y Jalapa del Marqués. Como se mencionó en el Capítulo 1, se eligieron las rocas colectadas más cerca de las

muestras que ya están reportadas en la literatura, para poder comparar los resultados. El diagrama multielemental, normalizado con el manto primitivo (Figura 33), muestra que en general el patrón de todas las muestras es similar con enriquecimiento en elementos de bajo potencial iónico y radio grande o LILE (*large ion lithophile elements*, como Cs, Rb, Ba y K) y Pb con respecto a los elementos de alto potencial iónico y radio pequeño o HFSE (*high field strength elements*, como Nb, Ta, Ti, Zr y Hf) así como las tierras raras pesadas Yb y Lu. Todas las muestras tienen las anomalías negativas de Nb, Ta, P y Ti que son acordes con un ambiente de subducción, así como las anomalías positivas de K y Pb. Sin embargo, el contenido de algunos elementos trazas muestra variaciones significativas entre todas las muestras. El patrón de Bamba y Jalapa del Marqués son los más parecidos entre sí. El patrón de Astata es el más enriquecido en elementos LIL, en U y Th, además de que tiene la anomalía más negativa de Sr y P. El patrón de Xadani destaca por ser el más enriquecido en Ba, La, Zr y por tener el patrón más empobrecido en tierras raras. El dique de Xadani se caracteriza por tener los valores más bajos en las anomalías de Nb y Ta, y por tener una anomalía positiva en Sr.

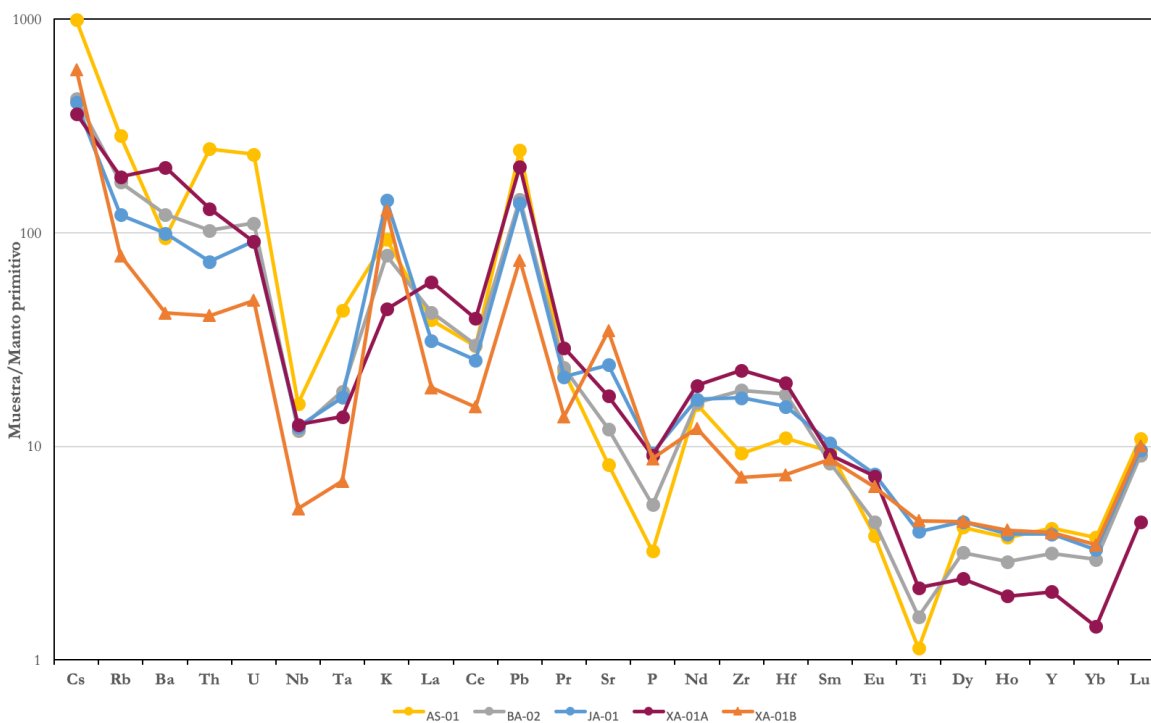


Figura 33. Diagrama multielemental de elementos trazas, normalizados con el manto primitivo con valores de Sun y McDonough (1989). La muestra As-01 pertenece al plutón de Astata, Ba-02 pertenece al plutón de Bamba, Ja-01 corresponde al plutón de Jalapa del Marqués, Xa-01A es la muestra granítica del plutón de Xadani, así como Xa-01B que es del dique del mismo plutón.

Con respecto a las tierras raras, en el diagrama normalizado con la condrita, se puede observar que las muestras de Bamba, Astata, Jalapa del Marqués y el dique de Xadani tienen un patrón similar con enriquecimiento en LREE con respecto a HREE, una anomalía negativa en Eu y un patrón aplanado en las REE pesadas. La granodiorita de Xadani destacó por tener el patrón más enriquecido en LREE y más empobrecido en HREE, tener la anomalía de Eu ligeramente positiva y en que su patrón de HREE tiene una curvatura que indica un posible fraccionamiento de estos elementos por una fuente a mayor profundidad.

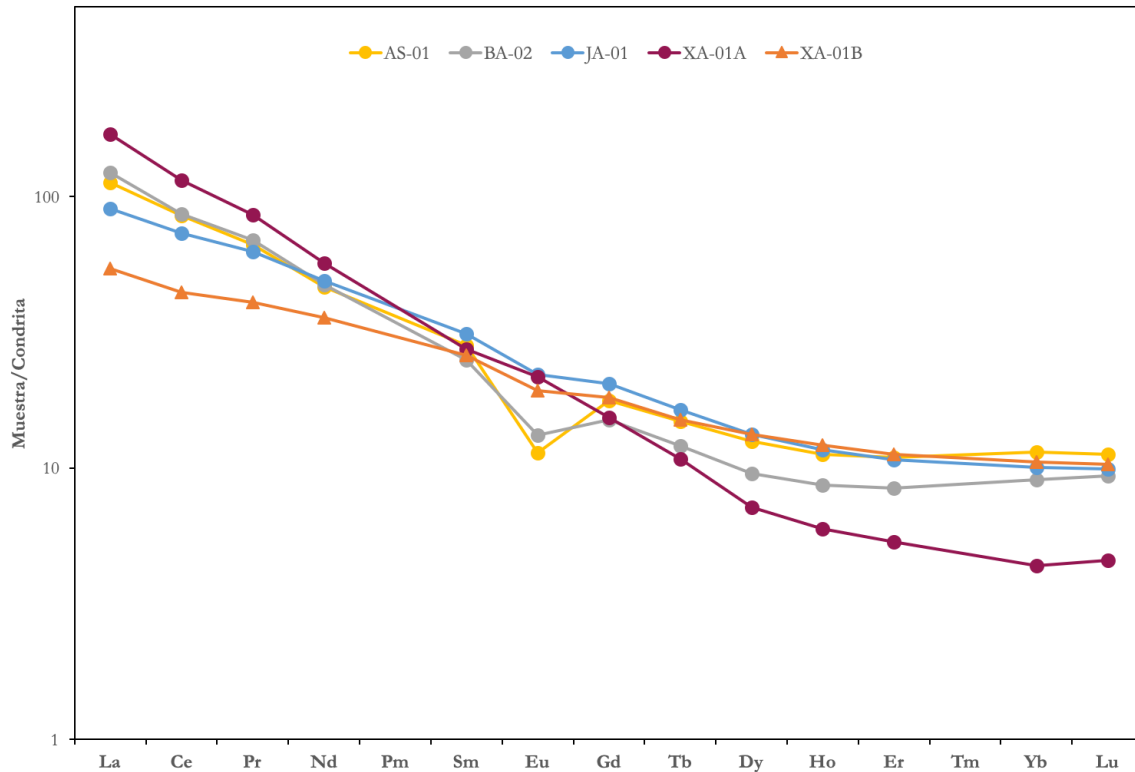


Figura 34. Diagrama de tierras raras normalizado con la condrita con valores de McDonough y Sun (1995). AS-01=Plutón de Astata, Ba-02= Plutón de Bamba, Ja-01= Plutón de Jalapa del Marqués, Xa-01A= Plutón de Xadani, Xa-01B= dique del plutón de Xadani.

Se cuantificó la anomalía de Eu, usando la siguiente ecuación y los valores de normalización de Nakamura (1974): $Eu/Eu^* = Eu_N \div \sqrt{Sm_N \times Gd_N}$. Si el valor es >1 la anomalía es positiva y si es <1 , la anomalía es negativa. Esta anomalía ayuda a hacer inferencias sobre los feldespatos de la fuente del magma. Si en la fuente la plagioclasa era estable, el Eu que entra a la red cristalina de las plagioclasas queda secuestrado en la fuente y se verá reflejado en un empobrecimiento en Eu y su anomalía negativa será menor a 1. Por el contrario, si el fraccionamiento de plagioclasa no fue importante en la fuente, entonces la anomalía será positiva o nula. Para la muestra de Xadani, el valor de $Eu/Eu^*=1.05$ significa que la fuente de este magma no sufrió un fraccionamiento de plagioclasa importante. Los valores de Astata y Bamba fueron de alrededor de 0.6, mientras que el dique de Xadani y Jalapa del Marqués tuvieron valores similares de 0.88 y 0.87, respectivamente.

El granate tiene un valor de D alto para los HREE y bajo para los LREE. Las relaciones LREE/HREE se pueden utilizar para inferir la presencia de granate residual en la fuente del magma (Kay et al., 1994). Diagramas con las relaciones entre tierras raras ligeras y pesadas pueden hacer inferencias sobre la presión en la fuente magmática, como el propuesto por Kay y Mpodozis (2002) que usa La/Sm vs. Sm/Yb (Figura 35). Un incremento en $La/Yb(n)$ se puede asociar a cortezas con mayor espesor y una fuente del magma más profunda con la presencia de granate residual. Los valores LREE/HREE de Xadani fueron relativamente altos en comparación con otras muestras, ya que su cociente fue de $La/Yb(n)=38$ mientras que los valores de las otras muestras se ubicaron en un rango entre 5 y 13 (Figura 36). El radio Sm/Yb refleja el aumento en presión de la mineralogía del residuo que estaba en

equilibrio con los productos de la fusión parcial de la fuente. La muestra de Xadani presento valores claramente más altos que las demás muestras, que está entre las presiones entre la hornblenda y el granate, mientras las demás muestras se sitúan en valores muy parecidos en el campo del piroxeno (Figura 35). Según Kay y Mpodozis (2001), las profundidades a las que se relacionan estas fases son: para el clinopiroxeno menos de 35 km, para el anfíbol de 35 a 45 km y para al granate más de 45 km.

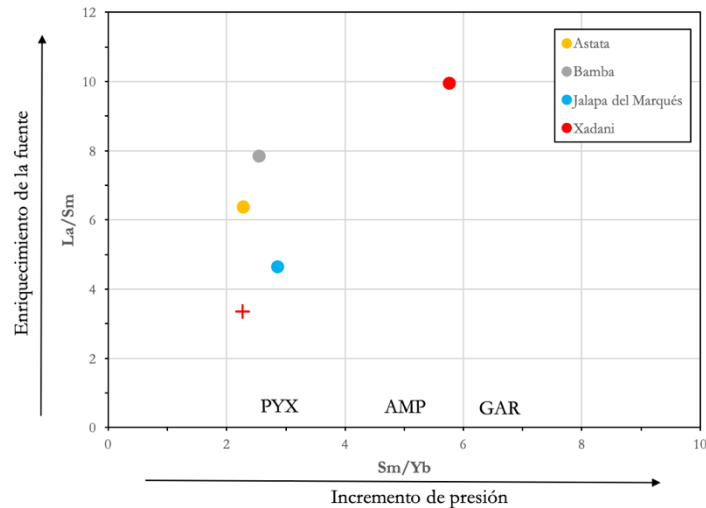


Figura 35. Diagrama de La/Sm contra Sm/Yb (tomado de Kay y Mpodozis, 2002). La cruz es el dique que pertenece al plutón de Xadani. PYX=clinopiroxeno, AMP=hornblenda, GAR=granate.

Dadas las características de las rocas de la SMS y de la muestra de Xadani, también se hizo un diagrama para ver si tenía una firma geoquímica adakitica. Se utilizó el diagrama de Martin (1986), donde la muestra de Xadani se ubicó en el campo de las adakititas, mientras las otras muestras se ubicaron en el campo de arco volcánico, pero en el área donde se traslapan ambos campos (Figura 36).

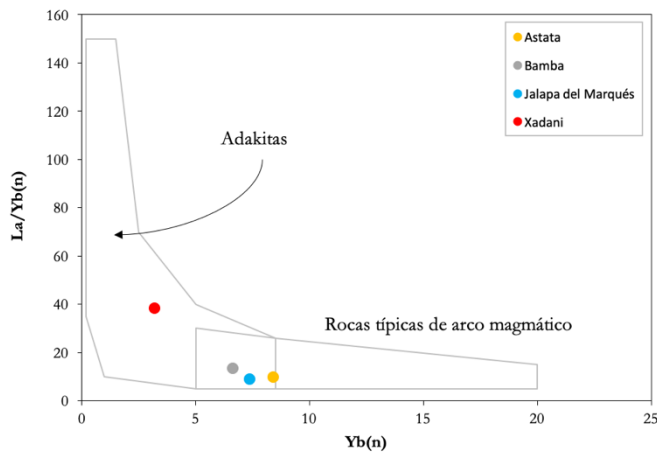


Figura 36. Diagrama de La/Yb(n) contra Yb(n), para la discriminación de adakititas, de Martin (1986).

Otro diagrama que se usó para la discriminación de las rocas graníticas de acuerdo a su ambiente tectónico fue el de Nb+Y vs. Rb de Pearce et al. (1984). Todas las muestras se ubican en el campo de granitos de arco volcánico (Figura 37A). Por otro lado, en el diagrama para discriminar granitos de Whalen et al. (1987), la muestra de Xadani se encuentra en el límite del campo de granitos tipo I, M y S

con los tipo A (Figura 37B). Las demás muestras caen en el primer campo mencionado previamente (Figura 37B).

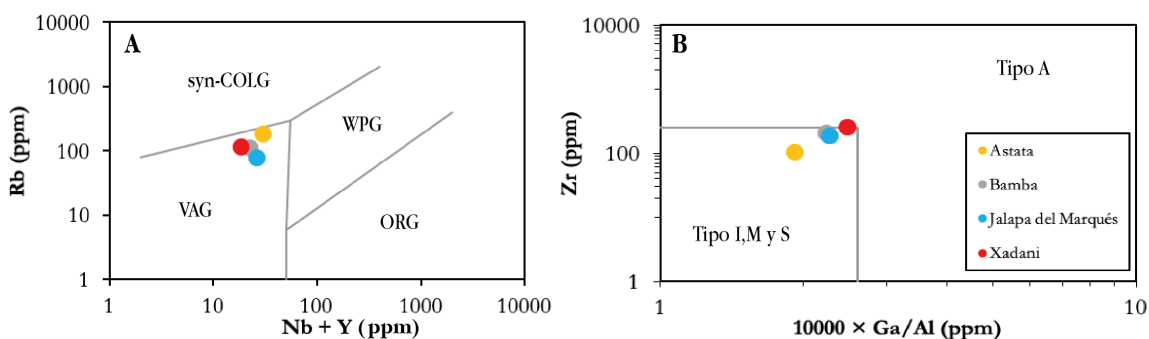


Figura 37. A) Diagrama de discriminación de granitos por ambiente tectónico de Pearce et al. (1984). VAG= Granitos de arco volcánico, syn-COLG= Granitos sincolisionales, WPG= Granitos de intraplaca, ORG= Granitos de dorsal oceánica. B) Diagrama de discriminación de granitos tipo A, según Whalen et al. (1987).

En general, la composición de las muestras varía desde gabro-norita a granito alcalino (Figura 31). La mayoría de las rocas son magnesianas y de la serie calci-alcalina (Figura 32 A y B). Las muestras de dos plutones, Jalapa del Marqués y Astata, son metaluminosas y los demás ligeramente peraluminosas (Figura 32 C y D). Resaltan las características del plutón de Xadani, que muestra diferencias significativas en el empobrecimiento de elementos trazas y tierras raras pesadas, así como en la anomalía de Eu y en que tiene una firma adakitica (Figura 34 y 36). Las demás muestras tienen patrones y anomalías típicas de ambientes de subducción. En diagramas de discriminación tectónica, las muestras caen en el campo de arco volcánico (Figura 37).

Según la clasificación de granitos S-I-A-M propuesta por Chappell y White (1974), las muestras graníticas de Astata, Bamba, Salina Cruz, Jalapa del Marqués y Morro-Salina Cruz se encuentran en el grupo S-I-M, mientras que la muestra de Xadani se encuentra en el límite con los granitos tipo A (Figura 37B). Todas las muestras son del grupo de granitos magnesianos calci-alcalinos según la clasificación de Frost et al. (2016). Los datos geoquímicos se encuentran en el Anexo 11.2.

7. Geocronología

Se seleccionó una muestra de cada plutón para realizar análisis de U-Pb en zircones. Posterior a la metodología analítica descrita en el Capítulo 4 (sección 4.3), los datos obtenidos fueron reducidos y los errores propagados de acuerdo a Paton et al., (2010). Los datos en los cuales se alcanzó una discordancia mayor al 30% o menor al -5% se consideraron no confiables y se rechazaron. Análisis con radios isotópicos corregidos con más del 5% de 1 sigma de error también fueron rechazados. Los diagramas de concordia, los histogramas, las curvas de densidad de probabilidad y las edades medias ponderadas fueron calculadas con el programa Isoplot v. 3.76 (Ludwig, 2012). Todos los datos se presentan en el Anexo 11.4.

En una población de zircones es común observar por medio de catodoluminiscencia zoneamientos típicos de zircones magmáticos y texturas que indican una historia de crecimiento y absorción compleja. Esto ha llevado a usar términos que reflejen los diversos orígenes de los cristales y su relación con la historia magmática del plutón o batolito (Miller et al., 2007). Los cristales o parte de cristales que tienen una edad claramente distinta y más vieja que la mayoría de los cristales de una muestra se consideran *heredados*. Su geoquímica también difiere de la mayoría de los zircones de la roca. Los cristales que se formaron por un pulso de magma temprano y que son incorporados en un pulso posterior se denominan *antecristales*. Son cristales que fueron removidos por fusión o disgregación de la roca encajonate de la que provienen, la cual puede o no estar completamente solidificada. Estos pulsos magmáticos pueden tener características geoquímicas y petrográficas similares. Para referirse a cristales que están asociados a un pulso de magma exclusivo, y que refleja las características de la mayoría de la población de cristales de una muestra se usa el término *autocristales*. (Miller et al., 2007; Folkes et al., 2011).

7.1 Plutones del Paleógeno

7.1.1 Xadani

Los zircones de la muestra de Xadani presentaron morfologías alargadas, son incoloros con inclusiones escasas y pocas fracturas. Según la tabla tipológica de Pupin (1980), los zircones se clasificaron en orden decreciente, en los tipos P2, P4, P3 y R2.

Se obtuvieron 43 análisis de U-Pb en la muestra perteneciente al plutón de Xadani, con dos puntos rechazados por una discordancia mayor a 30%. La población de zircones se encuentra en un rango de edad desde 54.9 ± 1.2 a 76.01 ± 0.87 millones de años. Las edades se distribuyen en dos grupos principales, los cuales se interpretan como dos pulsos magmáticos. El pulso más antiguo es de alrededor de ~ 65 Ma, dentro del Paleoceno (Figura 38a). La edad promedio del grupo más joven es de 55.86 ± 0.38 Ma, lo que la ubica en el límite entre Paleoceno y Eoceno (Figura 38a). Hay presencia de dos cristales heredados, uno de ellos un núcleo 72.91 ± 1.1 Ma y el otro de 76.01 ± 0.87 Ma.

7.1.2 Astata

Los zircones del plutón de Astata son incoloros y alargados, con inclusiones de apatito y pocas fracturas. La muestra presentó zircones de los tipos P2, R3, S10 y S15 según la tabla de Pupin (1980).

Se obtuvieron 48 análisis de U-Pb para esta muestra y se rechazaron cuatro por su discordancia. El rango de edades obtenidas va desde 28.79 ± 0.85 hasta 40.5 ± 0.73 Ma. En esta población de zircones las edades se distribuyen en dos grupos. El grupo más antiguo tiene una edad de ~ 35 Ma, perteneciente al Eoceno (Figura 38b). Se obtuvo la edad promedio del grupo más joven, la cuál es de 29.94 ± 0.44 Ma, del Oligoceno temprano (Figura 38b). En esta muestra hay dos antecristales de 37.94 ± 0.54 y 40.5 ± 0.73 Ma y un zircón heredado de 155.4 ± 5 Ma.

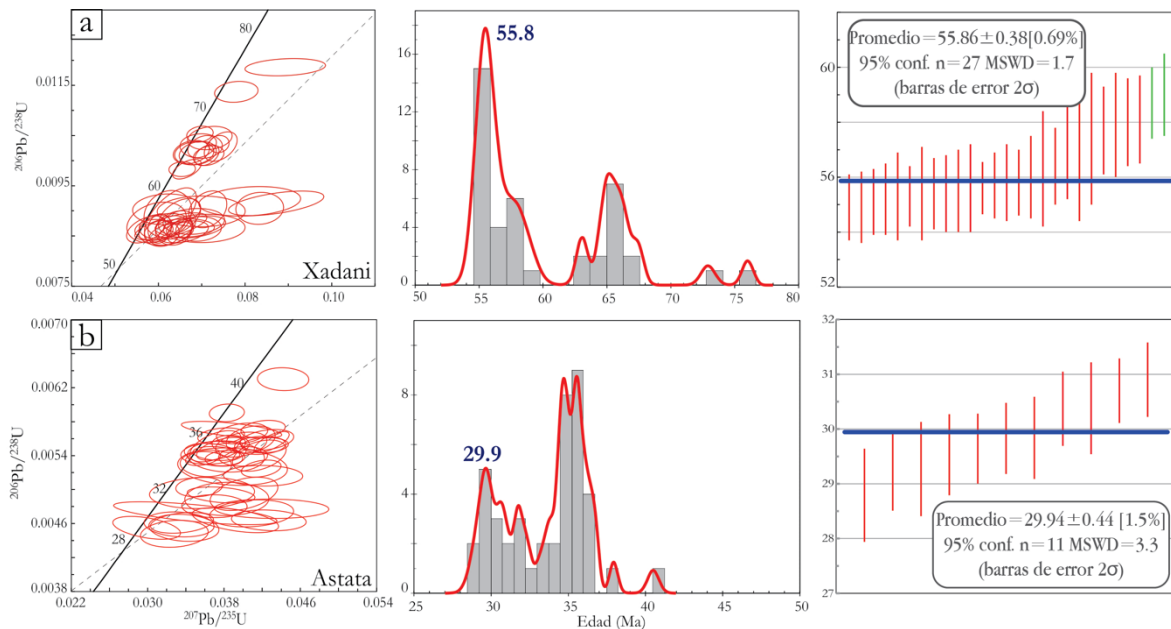


Figura 38. La primera columna son diagramas de concordia U-Pb tipo Wetherill, la segunda columna son diagramas de curvas de densidad de probabilidad con histogramas de edades y la tercera son diagramas de edad media ponderada, calculados con Isoplot v.3.76 (Ludwig, 2012). Las barras de error color verde son datos rechazados por el mismo programa. La fila **a** corresponde a los datos aceptados del plutón de Xadani y la segunda fila **b** a los datos aceptados del plutón de Astata. La edad media calculada corresponde al pulso más joven y también se indica en la curva de densidad (segunda columna).

7.2 Plutones del Neógeno

7.2.1 Bamba

Los zircones del plutón de Bamba tienen un leve tono amarillento y contienen inclusiones opacas. En su mayoría son del tipo P2 y P4, aunque también hubo presencia de los tipos P3, S10 y S15.

Se obtuvieron 61 análisis de U-Pb para esta muestra, pero fueron rechazados 52 por su alta discordancia. Se asocia este resultado a la cantidad de plomo, ya que esta muestra es la que tiene menos Pb, con concentraciones menores a 1 ppm. Las nueve edades aceptadas están en un rango entre 16.65 ± 0.92 y 21.22 ± 0.89 Ma. Se identifica un grupo más joven con una edad promedio de 17.04 ± 0.42 Ma (Figura 39a).

7.2.2 Salina Cruz

Los zircones de Salina Cruz tienen un color rosado y la mayoría presentan muchas fracturas e inclusiones opacas y rojizas. Se encontraron muchos zircones metamórficos, pero estos no fueron seleccionados para los análisis geocronológicos. Se clasificaron como tipo P4 la mayoría, además de P2, P3 y S10, según Pupin (1980). De la muestra de este plutón se realizaron 47 análisis, y fueron

rechazados 10 por su discordancia mayor al 30%. Esta población de zircones se encuentra en un rango de edades entre 16.89 ± 0.48 y 21.37 ± 0.49 Ma. Como se observa en la Figura 39b, las edades se distribuyen en dos grupos de zircones bien definido, con un hiatus de aproximadamente 2 Ma, de ~18 a 20 Ma. La edad promedio del grupo más joven es de 17.82 ± 0.09 Ma.

7.2.3 Morro-Salina Cruz

Los zircones del pórfido de Morro-Salina Cruz tienen morfologías alargadas, son incoloros con pocas inclusiones y pocas fracturas. La mayoría son de tipo P2 y S10, pero también se había S10, S5 y R1. De esta muestra se obtuvieron 63 análisis de U-Pb en zircones individuales, de los cuales fueron aceptados 26. Se rechazó un gran número de análisis por su alta discordancia, asociada a la baja concentración de plomo que presentaron. La edad de esta población de zircones varía desde 14.52 ± 0.88 a 18.9 ± 0.55 Ma. Esta muestra tiene un antecristal de 20.42 ± 0.55 Ma y un zircón heredado de 71 ± 5.6 Ma. La mayoría de las edades se agrupa en un solo conjunto, con una edad promedio de 15.77 ± 0.25 Ma (Figura 39c).

7.2.4 Jalapa del Marqués

Los zircones de este plutón tienen dos morfologías distintas; hay zircones alargados y otros subredondeados. Algunos son incoloros y otros rosados. Presentan escasas inclusiones y fracturas. La mayoría de ellos eran del tipo P2, pero también había S15, P3, S10, P4 y R3, según Pupin (1980).

Se obtuvieron 61 análisis de U-Pb, de los cuales fueron rechazados 46 por su elevada discordancia. El rango de edades de los zircones de este plutón está entre 14.6 ± 0.64 y 17 ± 0.77 Ma. La edad promedio del plutón es de 15.69 ± 0.53 Ma (Figura 39d). En esta muestra se encontraron tres zircones heredados de 121.6 ± 2.3 , 137.5 ± 2.2 y 140.1 ± 4.1 Ma.

En resumen, del plutón más occidental de la zona de estudio, Xadani, se obtuvo una edad de 55.86 ± 0.38 Ma. Hacia el este, el siguiente plutón Astata tiene una edad de 29.94 ± 0.44 Ma. Los plutones de la parte oriental de la zona de estudio tienen edades cercanas entre sí, Bamba con 17.04 ± 0.42 , Morro-Salina con 15.77 ± 0.25 , Salina Cruz con 17.82 ± 0.09 y Jalapa del Marqués con 15.69 ± 0.53 Ma (Tabla 4). Destaca la distribución de edades de tres plutones, Xadani, Astata y Salina Cruz, ya que reflejaron la presencia de dos pulsos magmáticos en cada plutón. Las edades reportadas para estos tres cuerpos son del pulso más joven. En Bamba y Morro-Salina hay antecristales que tienen edades parecidas al pulso más antiguo del plutón de Salina Cruz de ~21 Ma. Por último, se encontraron zircones heredados de edades mesozoicas en dos plutones, en Astata un zircón de 155.4 ± 5 Ma, y en Jalapa del Marqués tres zircones de 121.6 ± 2.3 , 137.5 ± 2.2 y 140.1 ± 4.1 Ma.

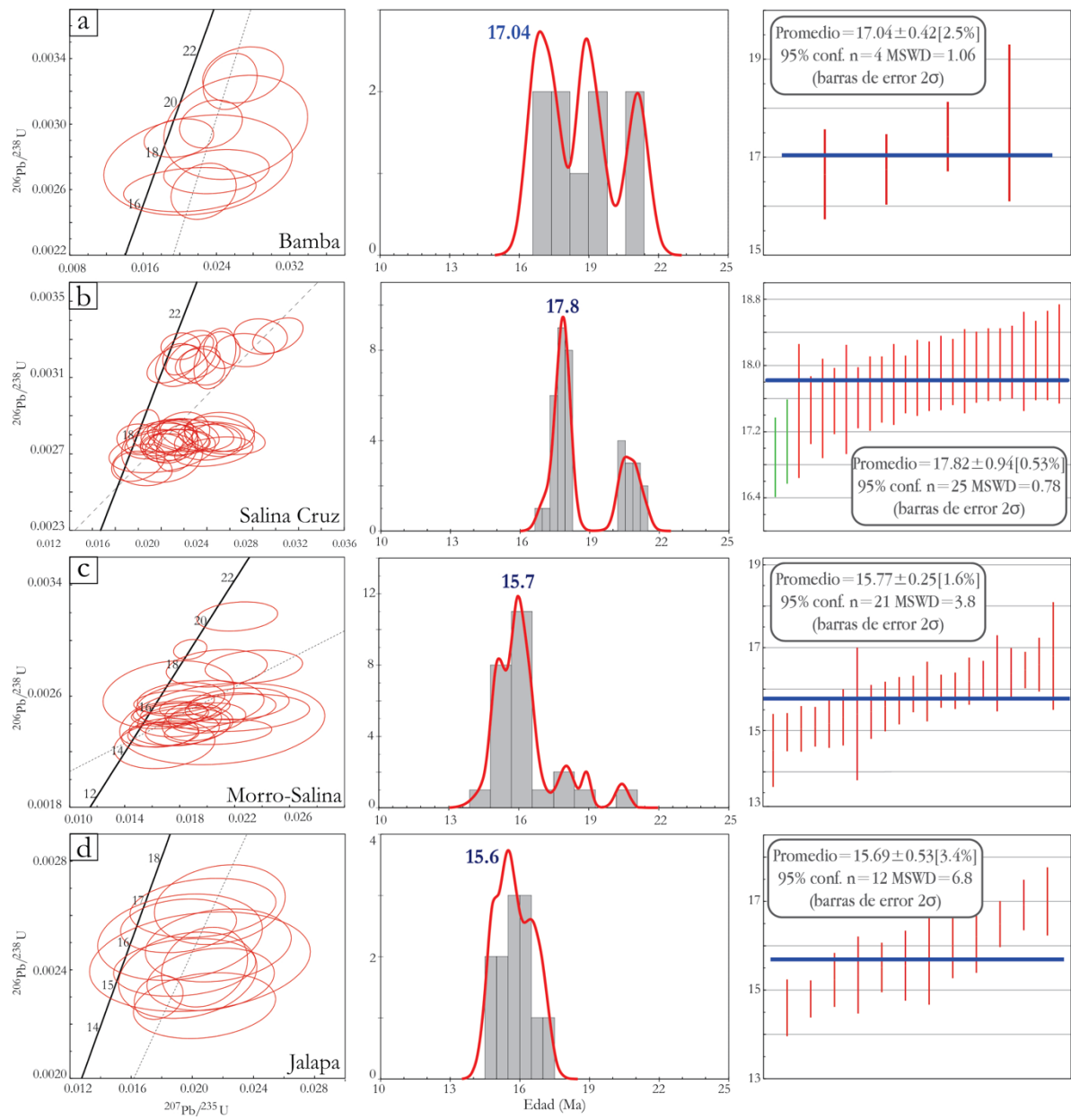


Figura 39. La primera columna son diagramas de concordia U-Pb tipo Wetherill, la segunda columna son diagramas de curvas de densidad de probabilidad con histogramas de edades y la tercera son diagramas de edad media ponderada, calculados con Isoplot v.3.76 (Ludwig, 2012). Las barras con color verde son datos rechazados por el mismo programa. La fila **a** corresponde al plutón de Bamba, la fila **b** corresponde al plutón de Salina Cruz y la edad promedio presentada es del pulso más joven, la fila **c** corresponde al pórfido de Morro-Salina y la última fila **d** corresponde al plutón de Jalapa del Marqués.

8. Discusión

En el área de estudio se encuentran seis cuerpos plutónicos, a los cuales se les realizaron análisis petrográficos, geoquímicos y geocronológicos. Estos cuerpos plutónicos se encuentran en la zona más oriental de la SMS, intrusionando dos terrenos distintos, el terreno Xolapa y el terreno Juárez. Los resultados reflejan una historia magmática compleja y se discuten a continuación.

8.1 Sobre los rasgos petrográficos

Estos cuerpos plutónicos presentan una variabilidad composicional amplia. Por medio de los conteos de puntos se obtuvo que varían desde sienogranito hasta gabro. También presentan diferencias en el contenido de minerales máficos. En muestras de los plutones de Xadani, Astata, Bamba y Salina Cruz solo se encontró biotita. En el plutón de Jalapa del Marqués y en una granodiorita del plutón de Astata se encontró anfíbol y biotita. Mientras que en el pórfido de Morro-Salina solo hay anfíbol. La presencia de titanita magmática ha sido una característica destacable en otras áreas de la SMS como en el plutón de Jamiltepec (Morán-Zenteno et al., 2018 y referencias incluidas), y en el área de estudio el plutón de Jalapa del Marqués presentó titanita magmática que se aprecia incluso en muestra de mano, lo cual es importante, aunque no supere el 1% en el conteo modal realizado.

Los dos diques encontrados, en Xadani y Astata, poseen características composicionales y texturales similares, lo que indica que pueden pertenecer al mismo evento magmático, un pulso de magma máfico que se emplazó posterior al emplazamiento de los magmas graníticos.

En los plutones de Astata, Morro-Salina y Jalapa del Marqués se encontraron enclaves magmáticos de composición más básica que la roca encajonante. Los enclaves son parte de distintos lotes o *batches* de magma. Su presencia indica que la formación de estos plutones fue a partir de la adición de varias intrusiones magmáticas, sin embargo, estos magmas no son necesariamente de una fuente distinta, pueden reflejar un grado distinto de hibridación de la fuente del magma, o el cambio que sufre el magma durante su ascenso y emplazamiento (Barbarin, 2005).

En todos los plutones se encontraron varios rasgos de desequilibrio, entre los más importantes se encuentran la textura de exsolución en feldespatos, textura rapakivi, la reacción incompleta de piroxeno a anfíbol y biotita, así como cuarzos redondeados. Hay dos procesos que generan texturas de desequilibrio: uno es el cambio en condiciones de presión, temperatura, composición química y/o fugacidad de oxígeno que se generan en la cámara magmática o durante el ascenso de un magma, y el otro es la mezcla incompleta de magmas con diferente composición y temperatura (Hibbard, 1995; Castro-Dorado, 2015).

Las pertitas y antipertitas son un rasgo de desequilibrio generado principalmente por cambios de temperatura. En magmas pobres en agua, a temperaturas mayores a los 700°C cristalizan feldespatos con una composición química que es parte de una solución sólida entre An-Ab-Or. Cuando el magma se enfría lentamente, estos feldespatos cruzan la línea del *solvus* por debajo de los 700°C, entrando en desequilibrio (Gill, 2010; Castro-Dorado, 2015). Estos cristales no permanecen más como un solo feldespato y empiezan a exsolverse en dos feldespatos en equilibrio a menor temperatura, formando pertitas como en el plutón de Xadani, Astata, Salina Cruz y Bamba, o antipertitas como en el plutón de Astata. Otro ejemplo es la reacción incompleta de piroxeno a anfíbol, un rasgo que se forma por cambios de temperatura y fugacidad de oxígeno que afecta principalmente a magmas anhidros. Un aumento en la P_{H_2O} durante una cristalización lo suficientemente lenta provoca que el piroxeno sea

inestable y reaccionó a anfíbol, aunque las coronas indican que la reacción fue incompleta (Gill, 2010), como en el caso descrito para el plutón de Bamba y Astata.

El origen de la textura rapakivi ha sido ampliamente discutida (Hibbard, 1981; Nekvasil, 1991; Dempster et al., 1994; Hibbard, 1995; Eklund y Shebanov, 1999, Rämö y Haapala, 2005), y se asocia a dos procesos principalmente. Se puede generar por la mezcla de un magma máfico con un magma félsico en el cual ya se habían formado cristales de feldespato, donde se produce una reabsorción del feldespato potásico y la cristalización de la plagioclasa en los bordes del primero (Hibbard, 1981). O bien, la textura rapakivi es generada por un descenso abrupto de la presión y un cambio lento de la temperatura, a condiciones donde es estable la plagioclasa a expensas de la reabsorción de feldespato potásico y cuarzo (Nekvasil, 1991; Eklund y Shebanov, 1999). En la SMS esta textura ha sido reportada en otras localidades, en el plutón de Coxcatlán (De León, 2018) y en el granito de Acapulco (Hernández-Pineda et al., 2011). En el primer caso, esta textura pudo ser resultado de una mezcla de magmas o bien por una pérdida del agua disuelta en el magma (De León, 2018). Para el último, se ha interpretado que se generó por una concentración tardía de halógenos posterior a la cristalización de las fases hidratadas, que forzó a la exsolución de plagioclasa de los cristales de feldespato potásico, y a su cristalización como coronas alrededor de los primeros (Hernández-Pineda et al., 2011). En el caso del plutón de Xadani, cuales quiera de los dos procesos podrían ser responsables de dicha textura, pero se requeriría de un análisis más detallado y un muestreo más amplio que escapen de las posibilidades y objetivos de esta tesis.

Los cuarzos redondeados representan xenocristales o fenocristales que se formaron en fases tempranas de la cristalización, los cuales tomaron esa forma por fusión o disolución de sus márgenes (Harris y Anderson, 1984; Kerr, 1995; Watt et al., 1997). Estudios de catodoluminiscencia y microsonda electrónica (Watt et al., 1997) han mostrado que estos cuarzos presentan zoneamientos con bordes irregulares, producto de la disolución por convección dentro de la cámara magmática, además de que estos cristales pueden sufrir varios episodios de redondeamiento. En el caso del pórfido de Morro-Salina, se identificaron estos cristales de cuarzo, que además presentan mirmequitas de feldespato potásico en sus bordes. Como no estaba dentro de los objetivos de este estudio, no se les hizo ningún estudio más detallado a estos cristales, sin embargo, sus características indican que la cámara donde se formaron tuvo una dinámica convectiva y cambios de temperatura que desequilibraron a estos cristales.

8.2 Sobre las características geoquímicas

Basados en la clasificación química de De la Roche et al. (1980), las muestras de los plutones del área de estudio se encuentran en un amplio rango de composición química, desde gabro-norita hasta granito alcalino. La mayoría de los plutones tienen rocas magnesianas y calci-alcálicas. El plutón de Jalapa del Marqués y Astata son metaluminosos, mientras que Xadani, Bamba, Morro-Salina y Salina Cruz son débilmente peraluminosos. De acuerdo al esquema de clasificación de Frost et al. (2016), estos plutones se encuentran dentro del grupo de rocas magnesianas calci-alcálicas, las cuales se han interpretado como productos de la diferenciación de basaltos o andesitas ricas en aluminio. Los distintos grados de diferenciación son los que dan lugar al amplio rango composicional que presentan (Frost et al., 2016).

Resalta la clasificación del plutón de Salina Cruz según el índice de Fe (Frost y Frost, 2008), en el cual cayó en el campo de rocas ferroanas. Una roca ferroana es originada a partir de un magma pobre en agua (Ferrari et al., 2014). Se ha propuesto el origen de las rocas ferroanas de la SMS encontradas en el área de Petatlán-Tecpan, como producto de la descompresión y fusión parcial un magma astenosférico enriquecido tipo MORB infiltrado en la cuña del manto (Ferrari et al., 2014). Una roca silícica con firma

ferroana se puede producir por la extrema diferenciación de un magma máfico a través de una trayectoria toleítica o por la fusión de magmas máficos ferroanos emplazados en la base de la corteza (Frost y Frost, 2011; Ferrari et al., 2014).

Se analizaron elementos trazas y tierras raras de cuatro plutones, Astata, Bamba, Jalapa del Marqués, Xadani, y del dique de Xadani. Todas las muestras tienen un patrón enriquecido en elementos LIL con respecto a los elementos HFS, anomalía negativa en Nb, Ta, P y Ti, y anomalía positiva en K y Pb. Estas características se asocian a un ambiente de subducción, donde los fluidos de la placa que subduce arrastran a los elementos móviles de la cuña del manto hacia la corteza, generando fundidos enriquecidos en elementos incompatibles, con respecto a elementos compatibles (Gill, 2010; Wilson, 2007). Concuerda con el diagrama de discriminación de Pearce et al. (1984), donde todas las muestras se ubicaron en granitos de arco volcánico. El Nb y Ta son elementos inmóviles que en ambientes de subducción típicamente generan anomalías negativas, como las vistas en las muestras (Gill, 2010; Winter, 2014). Las anomalías negativas de P y Ti son indicadores de fraccionamiento de minerales accesorios como apatito y óxidos de Fe y Ti en la fuente del magma (Gill, 2010). La anomalía negativa de Sr refleja el fraccionamiento de plagioclasa en la fuente, lo que indica una fuente a baja presión (Winter, 2014), mientras que en el caso del dique de Xadani y la muestra de Jalapa del Marqués la anomalía es positiva. El Zr y Hf son elementos incompatibles con las principales fases de magmas mantélicos, sin embargo, pueden sustituir al Ti en fases accesorias como esfena y rutilo (Wilson, 2007; Winter, 2014). En el diagrama multielemental se observan dos comportamientos distintos, para Bamba, Jalapa del Marqués y Xadani los valores de Zr y Hf muestran valores mayores que en Astata y el dique de Xadani, y forman una anomalía positiva, lo que indica que su fuente estaba enriquecida en dichos elementos o que representan líquidos más evolucionados (Wilson, 2007; Frost, 2016).

En el diagrama de REE se aprecia una anomalía negativa de Eu para el plutón de Astata, Bamba, Jalapa del Marqués y el dique de Xadani, la cual indica fraccionamiento de plagioclasa en la fuente de estos magmas. Resalta el patrón de Xadani porque su anomalía de Eu es positiva y no tiene el patrón plano de HREE de las otras muestras, sino más empobrecido. Estas características indican que la plagioclasa no era una fase estable en la fuente de este magma y su patrón de HREE indica la presencia de granate en la fuente, provocando ese empobrecimiento (Gill, 2010; Kay et al., 1994). El diagrama de La/Sm contra Sm/Yb (Kay y Mpodozis, 2002) sugiere una fuente a más de 45 km de profundidad, donde el granate es estable para el plutón de Xadani y mayor enriquecimiento de la fuente. Para los otros plutones y el dique, su fuente está a menos de 35 km de profundidad.

En la SMS se han reportado cuerpos adakíticos en la zona de Zihuatanejo (Ferrari et al., 2014), en la zona de Mezcala, Guerrero (Gonzalez-Partida et al., 2003) y ahora en Xadani, Oaxaca. Su firma geoquímica indica que fueron generados por una fuente máfica con granate y/o hornblenda residual (Martin, 1999). Los magmas adakíticos están asociados a zonas de subducción y se pueden generar por tres procesos diferentes: la fusión de la placa oceánica subducida (Martin, 1999), la fusión parcial de rocas máficas situadas en la base de cortezas engrosadas (Peacock et al., 1994) y como se ha sugerido recientemente, por la cristalización fraccionada de magmas basálticos, no adakíticos, en condiciones de corteza profunda (Müntener et al., 2001, Mori et al., 2012). Estas rocas en la SMS pertenecen a un pulso magmático del Cretácico-Paleoceno. Para el plutón de Xadani, cualquiera de los tres procesos pudo generar su firma adakítica. Durante este periodo se tiene reportado un descenso en el ángulo de subducción de la placa Farallón y un aumento en su velocidad de subducción (Morán-Zenteno et al., 2018, calculado con Gplates y modelo de Seton et al., 2012), lo que podría haber ayudado a mantener a la placa subducida en condiciones de P-T el tiempo necesario para fundirse (Bourdon et al., 2002,

González-Partida et al., 2003). También hay evidencia de que el evento orogénico de este periodo generó un engrosamiento de la corteza, pero sin conocer el grosor de la corteza en la zona donde se emplazó el plutón de Xadani no es posible demostrar que proviene de magmas emplazados en la base de la corteza. Y por último, como la muestra analizada es de una composición más evolucionada, no se tienen los componentes máficos e intermedios que comprueben que la firma fue generada por la cristalización fraccionada de basaltos de origen mantélico en condiciones donde el granate fuera estable.

De la zona de estudio se tiene un dato isotópico de ϵN_i de +0.7 perteneciente al plutón de Xadani (Solís-Pichardo publicado en Schaaf et al., 1995). Los datos que se tienen son muy escasos y en este estudio no se realizó ningún análisis isotópico. Sería importante que se hicieran investigaciones al respecto en la posteridad.

8.3 Sobre la geocronología

Los datos geocronológicos encontrados revelan que la evolución magmática de esta zona es más compleja que la disminución gradual y simple en la edad del magmatismo hacia el SE como se esperaba. Se reconocieron episodios magmáticos de hasta ~ 70 Ma y sí parece existir una tendencia decreciente hacia el este con un salto considerable entre las edades del Paleógeno y el Neógeno.

Existe incertidumbre en las edades de Bamba, Jalapa del Marqués y Morro-Salina, ya que tienen edades ligeramente discordantes, aunque sí muestran una coherencia con las edades del entorno. Se encontraron tres pulsos: el más antiguo del plutón de Xadani de 55.86 ± 0.38 Ma, el segundo de Astata hace 29.94 ± 0.44 Ma, y el último alrededor de los ~ 16 Ma que abarca a los plutones de Bamba, Jalapa del Marqués, Salina Cruz y Morro-Salina, con edades cercanas (Figura 40). Estos mismos pulsos han sido reconocidos en los estudios de tesis que se están realizando en áreas vecinas (García-Rodríguez, García-Hernández, Muñoz-Rojas, tesis en preparación).

Los antecristales encontrados en cada plutón indican una historia de formación compleja. En el plutón de Xadani (55.86 ± 0.38 Ma) se encontró un grupo de antecristales que indica un pulso magmático anterior de ~ 65 Ma (Figura 38a). En el plutón de Astata (29.94 ± 0.44 Ma), las edades se distribuyeron en un periodo entre 28.79 ± 0.85 y 40.5 ± 0.73 Ma, y se identificó un pulso antiguo de ~ 35 Ma (Figura 38b). Se considera que el grupo más joven no es producto de pérdida de plomo, ya que sería necesario que esta población presentara altas concentraciones de U y zircones metamórficos (Mezger y Krogstad, 1997), características no encontradas. En el caso de Bamba, Salina Cruz y Morro-Salina se encontraron antecristales de edades similares, ~ 21 Ma (Figura 39). Los antecristales indican que hubo reciclaje de zircones formados en un magma previo y que fueron incorporados en pulsos posteriores (Miller et al., 2007). En los plutones miocénicos el reciclaje de zircones puede indicar que a profundidad el sistema magmático que los generó está relacionado espacialmente o si eran sistemas separados, se generaron distintos pulsos al mismo tiempo.

Los varios pulsos identificados para el plutón de Xadani, Astata y Salina Cruz son evidencia del crecimiento episódico de estos cuerpos, como Glazner et al. (2004) propuso. La edad del pulso más joven es considerada como la edad de cristalización del último paquete de magma que formó esos cuerpos. En la evolución de la margen continental, se tiene interés en la cronología de la extinción del magmatismo, y estos pulsos junto con las edades de Bamba, Jalapa del Marqués y Morro-Salina Cruz se propone que representan la última actividad magmática que integró a los plutones del área de estudio (Figura 40).

En el caso del plutón de Jalapa del Marqués, sus zircones heredados con edades entre 120 y 140 Ma concuerdan con el basamento en el que está emplazado, el terreno Juárez, que está conformado por rocas del Cretácico Inferior (Sedlock et al., 1993; Pérez-Gutiérrez et al., 2009b).

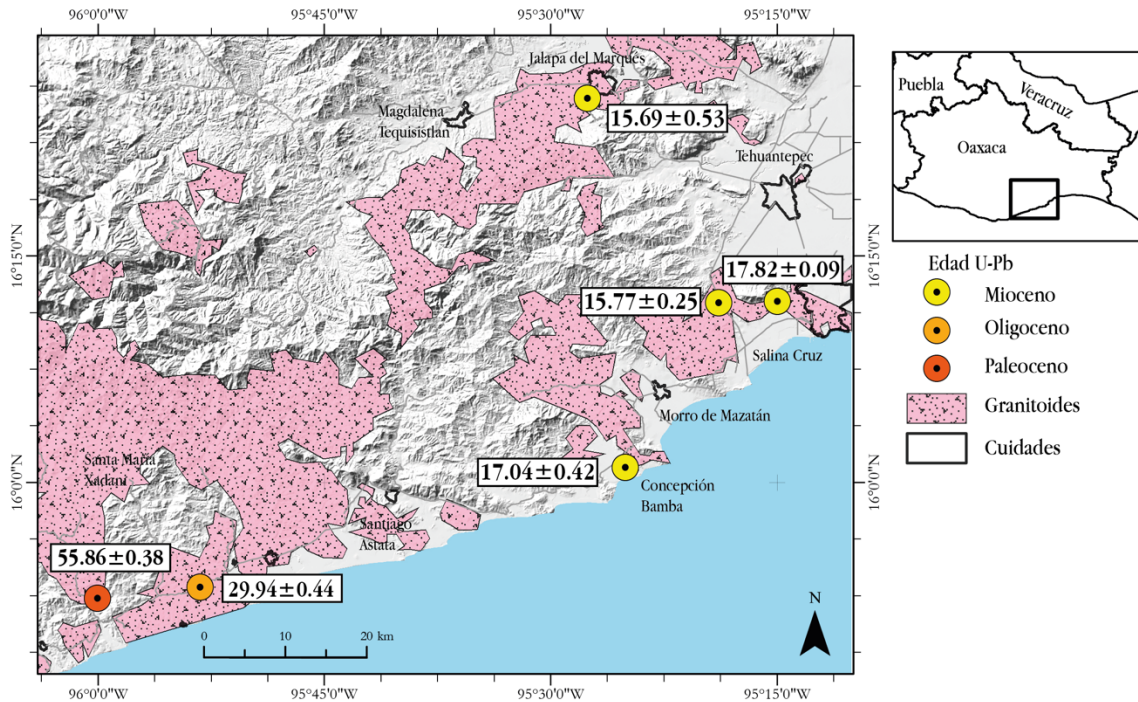


Figura 40. Mapa con la ubicación de las muestras fechadas con el método de U-Pb y las edades obtenidas.

La tabla 4 muestra las edades de U-Pb obtenidas en este estudio y las edades previas reportadas de K-Ar y Rb-Sr en biotitas. Dado que la edad con U-Pb se interpreta como la edad de cristalización (Miller et al., 2007), se esperaba obtener edades más antiguas que la reportadas, las cuales fueron interpretadas como edades de enfriamiento. Todas las edades de U-Pb fueron más antiguas. Considerando la temperatura de cierre de las biotitas a $\sim 300^{\circ}\text{C}$ (Jenkin et al., 2001) y de los zircones a $\sim 800^{\circ}\text{C}$ (Cherniak y Watson, 2000), el plutón de Jalapa del Marqués disminuyó su temperatura $\sim 600^{\circ}$ en ~ 2 Ma y el plutón de Bamba lo hizo en ~ 0.5 Ma. En los plutones de Astata y Xadani, las edades de las biotitas son mucho más jóvenes en comparación con los zircones e indica que estos cuerpos sufrieron de un recalentamiento que volvió a abrir el sistema y a resetear la edad de las biotitas.

En un marco tectónico regional, vale la pena resaltar que el plutón de Xadani tiene varias características similares con el plutón de Acapulco, como lo es la edad y la textura rapakivi (Hernández-Pineda et al., 2011). Un aspecto en el que estos dos plutones difieren es que el granito de Acapulco presenta facies de sienita (Hernández-Pineda et al., 2011), ausentes en Xadani, además que la presencia de granitos tipo A en Xadani no es muy conspicua. También destaca que el último episodio magmático miocénico del área de estudio, es contemporáneo con el magmatismo temprano de la Faja Volcánica Transmexicana registrado en las áreas de Tenancingo-Malinalco, Sierra Mil Cumbres, Sierra de Anganguero, Chalcatzingo, Cerro Colorado, San Martín, Zimapán y la cuenca de México (Jacobo-Albarrán, 1986; Pascuaré et al., 1991; Pérez-Venzor et al., 1996; Suter et al., 1997; García-Palomo et al., 2000; Gómez-

Tuena et al., 2008; Vassallo et al., 2008; Lenhardt et al., 2010; Ferrari et al., 2012; Arce et al., 2013), lo que indica que la geometría de la placas en subducción era compleja. La presencia de episodios magmáticos contemporáneos, en una zona tan cercana a la trinchera y en zonas del centro de México y Michoacán, indican un cambio abrupto en el ángulo de subducción, o bien que la trinchera estaba dislocada, en una disposición distinta a la actual relacionado con el desplazamiento del bloque de Chortís.

Tabla 4. Comparación de edades reportadas con diferentes métodos geocronológicos.

Localidad	Rb-Sr (en biotita y RT)	K-Ar (en biotita)	U-Pb (en zircón)
Salina Cruz	-	-	17.82±0.09
Jalapa Del Marqués	13.6±0.3 ¹ y 14.9±0.3 ¹	14±1 ²	15.69±0.53
Morro-Salina	-	-	15.77±0.25
Bamba	16.6±0.3 ¹	-	17.04±0.42
Astata	20.9±0.4 ¹	-	29.94±0.44
Xadani	21.4±0.4 ³	-	55.86±0.38

Los datos de U-Pb son los presentados en este trabajo. ¹ Morán-Zenteno et al. (1999) ² Solé et al. (2007) ³ Schaaf et al. (1995)

9. Conclusiones

En el área de estudio los plutones emplazados tienen una variedad de características petrográficas que reflejan una evolución compleja. Los rasgos de desequilibrio y la presencia de enclaves indican que se formaron por la adición de distintos lotes de magma y son cuerpos heterogéneos.

Las características geoquímicas de todos los plutones son acordes con un ambiente de subducción. Se observó que no hay diferencias significativas que se puedan asociar al emplazamiento de los plutones en terrenos distintos.

El plutón de Xadani con su firma adakítica, empobrecimiento en HREE y una edad en el límite entre Paleoceno y Eoceno en esta área, fue generada por procesos distintos a los procesos que ocurrieron durante la formación de los plutones miocénicos. La textura rapakivi en el plutón es similar al plutón de Acapulco y Coxcatlán, así como su edad similar al intrusivo de Acapulco, lo cual indica que este tipo de magma es más común de lo que se había pensado para la SMS y que el pulso que los generó se extendió mínimo desde Acapulco hasta Xadani, al este de Huatulco.

El patrón decreciente y gradual del magmatismo hacia el este no está claramente definido, salvo para las rocas del Mioceno en esta zona. El hiatus en el magmatismo reportado entre las rocas oligocénicas del oeste de Huatulco y las rocas miocénicas hacia el este de Huatulco se desplaza más hacia el sureste a la luz de los nuevos datos y se ubica entre los plutones de Astata y Bamba. Destaca la distribución de edades del plutón de Astata, ya que el primer pulso encontrado de ~35 Ma pertenece al Eoceno.

En esta tesis se colectó una cantidad limitada de muestras de cada plutón, pero el objetivo principal fue hacer descripciones detalladas de algunas muestras representativas. Se requiere de un trabajo de campo más detallado para tener un cuadro claro de las variaciones composicionales y cronológicas dentro de cada plutón.

10. Referencias

- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L. (2002) Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco región, southern Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 118(1-2), 1-14.
- Annen, C. (2009) From plutons to magma chambers: thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 409-416.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, S.J. (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., Sparks, S.J. (2008) The sources of granitic melt in Deep Hot Zones. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 97, 297-309.
- Annen, C., Blundy, J.D., Leuthold, J., Sparks, S.J. (2015) Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos*, 230, 206-221.
- Arce, J.L., Layer, P.W., Morales-Casique, E., Benowitz, J.A., Rangel, E., Escolero, O. (2013) New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco Deep well, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and whole-rock chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34-49.
- Bachmann, O. y Bergantz, G.W. (2004) On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45(8), 1565-1582.
- Bachmann, O., Miller, C.F., de Silva, S.L. (2007) The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 167, 1-23.
- Barbarin, B. (1990) Plagioclase xenocrysts and mafic magmatic enclaves in some granitoids of Sierra Nevada batholith, California. *Journal of Geophysical Research*, 95(B11), 747-765.
- Barbarin, B. (2005) Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 80, 155-177.
- Barboni, M., Schoene, B., Ovtcharova, M., Bussy, F., Schaltegger, U., Gerdes, A. (2013) Timing of incremental pluton construction and magmatic activity in a back-arc setting revealed by ID-TIMS U/Pb and Hf isotopes on complex zircon grains. *Chemical Geology*, 340, 76-93.
- Bateman, R. (1984) On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*, 110, 211-231.
- Bateman, P.C. (1992) Plutonism in the Central Part of the Sierra Nevada Batholith, California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 196.

- Bourdon, E., Eisse, J.P., Gutscher, M.A., Monzier, M., Samaniego, P., Robin, C., Bollinger, C., Cotton, J. (2002) Slab melting and melt metasomatism in the Northern Andean Volcanic Zone: adakites and high-Mg andesites from Pichincha volcano (Ecuador). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173(3), 195-206.
- Campa, M.F. y Coney, P.J. (1983) Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal Earth Sciences*, 20, 1040-1051.
- Castro-Dorado, A. (2015) Petrografía de rocas ígneas y metamórficas. *Ediciones Paraninfo*, 260.
- Centeno-García, E., Ortega-Gutiérrez, F., Corona-Esquivel, R. (1990) Oaxaca fault: Cenozoic reactivation of the suture between the Zapoteco and Cuicateco terrains, southern Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 22, 13.
- Cerca, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Martiny, B., Iriondo, A. (2007) Late Cretaceous shortening and early Tertiary shearing in the central Sierra Madre del Sur, southern Mexico: Insights into the evolution of the Caribbean-North American plate interaction. *Tectonics*, 26, TC3007.
- Chappell, B.W. y White A.J.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Cherniak, D.J. y Watson, E.B. (2000) Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172, 5-24.
- Clemens, J.D. y Mawer, C.K. (1992) Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204, 339-360.
- 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, 433-436.
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R., Chappell, B.W. (1982) Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189-200.
- 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, 169-191.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. (1979) The interpretation of igneous rocks: London. *Allen and Unwin*, 450.
- Davis, D.W. (2013) Uranium-Lead, Igneous rocks. *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*, doi: 10.1007/978-94-007-6326-5_202-1
- Daly, R.A. (1933) The depths of the Earth. *GSA Bulletin*, 44(2), 243-264.

- 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, 183-210.
- De León, C. (2018) Petrología y condiciones de cristalización del plutón de Coxcatlán, Estado de Guerrero. *Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra, Instituto de Geología*, 164.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., York, D., Hall, C.M. (1992) Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29, 1590-1604.
- Dempster, T.J., Jenkin, G.R.T., Rogers, G. (1994) The origin of rapakivi texture. *Journal of Petrology*, 35, 963-981.
- Ducea, M.N. y Saleeby, J.B. (1998) The age and origin of a thick mafic-ultramafic keel from beneath the Sierra Nevada batholith. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133, 169-185.
- Ducea, M.N. y Barton, M.D. (2007) Igniting flare-up events in the Cordilleran arcs. *Geological Society of America*, 35(11), 1047-1050.
- Eklund, O. y Shebanov, A.D. (1999) The origin of rapakivi texture by sub-isothermal decompression. *Precambrian Research*, 95, 129-146.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., Ortega-rivera, A., Iriondo, A. (2007) The Caltepec fault zone: exposed roots of a longlived tectonic boundary between two continental terranes of southern Mexico. 422, 317-342.
- Ferrari, L. (1995) Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of southern Gulf of California. *Geology*, 23(8), 751.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2012) The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122-149.
- Ferrari, L., Bergomi, M., Martini, M., Tunesi, A., Orozco-Esquivel, T., Lopez-Martinez, M. (2014) Late Cretaceous-Oligocene magmatic record in southern Mexico: the case for a temporal slab window along the evolving Caribbean-North America-Farallon triple boundary. *Tectonics*, 33(9), 1738-1765.
- Ferrusquía-Villafranca, I., Wilson, J.A., Denison, R.E., McDowell, F.W., Solorio-Mungía, J. (1974) Tres edades radiométricas ologocénicas y miocénicas de rocas volcánicas de las regiones Mixteca Alta y Valle de Oaxaca, Estado de Oaxaca. *Boletín Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, XXVI (4-6), 249-262.

- Ferrusquía-Villafranca, I. (2001) Contribución al conocimiento geológico de Oaxaca, México – El área de Nejapa de Madero. *Instituto de Geología, UNAM*, Boletín 111, 100.
- Folkes, C.B., de Silva, S.L., Schmitt, A.K., Cas, R.A.F. (2011) A reconnaissance of U-Pb zircon ages in the Cerro Galán system, NW Argentina: Prolonged magma residence, crystal recycling, and crustal assimilation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 206, 136-147.
- Foster, D.A. y Gray, D.R. (2000) Evolution and structure of the Lachlan Fold Belt (Orogen) of Eastern Australia. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 28, 47-80.
- 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. y Frost, C.D. (2008) A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), 1955-1969.
- Frost, C.D. y Frost, B.R. (2011) On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology*, 52, 39-53.
- Frost, C.D., Frost, B.R., Beard, J.S. (2016) On silica-rich granitoids and their eruptive equivalents. *American Mineralogist*, 101, 1268-1284.
- Galina-Hidalgo, S.M. (1996) Geocronología y paleomagnetismo de rocas intrusivas y volcánicas del área de Huajuapán de León, Oaxaca. *Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Ciudad de México*, 101.
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño-Monroy, V.H. (2000) Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics*, 318, 281-302.
- Gill, R. (2010) Igneous rocks and processes: a practical guide. *West Sussex, UK: Wiley-Blackwell*, 428.
- 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), doi: 10.1130/1052-5173(2004)014<0004:APAOMO>2.0.CO;2
- Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S. (2018) A more informative way to name plutonic rocks. *GSA Today*, 29 (2), 8.
- Glazner, A.F., Coleman, D.S., Mills, R.D. (2015) The volcanic-plutonic connection. *Vulcanology*, doi: 10.1007/11157_2015_11
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Rincón-Herrera, N., Ortega-Gutiérrez, F., Solé, J., Iriondo, A. (2008) The origin of a primitive trondhjemite from the Trans-Mexican Volcanic Belt and its implications for the construction of a modern continental arc. *Geology*, 36, 471-474.

- Gómez-Tuena, A., Mori, L., Goldstein, S.L., Pérez-Arvizu, O. (2011) Magmatic diversity of western Mexico as a function of metamorphic transformations in the subducted oceanic plate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 213-241.
- Gonzales-Partida, E. y Vasallo, L.F. (2001) Geoquímica de elementos mayores de los cuerpos intrusivos terciarios de Tierra Caliente, Edo., de México, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 54(1), 1-9.
- González-Partida, E., Levresse, G., Carrillo-Chávez, A., Cheilletz, A., Gasquet, D., Jones, D. (2003) Paleocene adakite Au-Fe bearing rocks, Mezcala, Mexico: evidence from geochemical characteristics. *Journal of Geochemical Exploration*, 80, 25-40.
- Gudmundsson, A. (2011) Deflection of dykes into sills at discontinuities and magma chamber formation. *Tectonophysics*, 500, 50-64.
- Harris, D.W. y Anderson, A.T. (1984) Volatiles H₂O, CO₂ and Cl in a subduction related basalt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 87, 120-128.
- Hernández-Bernal, M.D.S. y Morán-Zenteno, D.J. (1996) Origin of the Río Verde Batholith, Southern Mexico, as inferred from its geochemical characteristics. *International Geology Reviews*, 38(4), 361-373.
- Hernandez-Pineda, G.A., Solari, L.A., Gomez-Tuena, A., Mendez-Cardenas, D.L., Pérez-Arvizu, O. (2011) Petrogenesis and thermobarometry of the ~50 Ma rapakivi granite-syenite Acapulco intrusive: implications for post-Laramide magmatism in the southern Mexico. *Geosphere*, 7(6), 1419-1438.
- Hernández-Treviño, T., Schaaf, P., Solís, G., Meza-García, V.B., Villanueva, D. (2011) Técnica rápida de concentrado de circones para análisis geocronológicos por el método de U-Pb. *Boletín de mineralogía, número especial dedicado al XII Coloquio de Mineralogía*, 19(1), 34-35.
- 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.
- Hibbard, M.J. (1981) The magma mixing origin of mantled feldespars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76, 158-170.
- Hibbard, M.J. (1995) Petrography to petrogenesis. *Macmillan Pub Co.*, 587.
- Hildreth, W. (1981) Gradients in silicic magma chambers: implication for lithospheric magmatism. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11), 10153-10192.
- Hildreth, W. (2004) Volcanological perspectives on Long Valley, Mammoth Mountain, and Mono Craters: several contiguous but discrete systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136, 169-198.

- Iriondo, A., Kunk, M.J., Winick, J.A., CRM. (2004) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II). Open-file report 04-1444, U.S. *Geological Survey*, online edition, 46.
- Jacobo-Albarrán, J. (1986) Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico. *Instituto del Petróleo, subdirección de Tecnología de Exploración, Internal Report, México, DF*, 47.
- Jenkin, G.R.T., Ellam, R.M., Rogers, G., Stuart, F.M. (2001) An investigation of closure temperature of biotite Rb-Sr system: The importance of cation exchange. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(7), 1141-1160.
- Kay, S.M. y Mpodozis, C. (2001) Central Andean ore deposits linked to evolving shallow subduction systems and thickening crust. *GSA Today*, 11, 4-9.
- Kay, S.M. y Mpodozis, C. (2002) Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of Nazca Plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South America Earth Sciences*, 15, 39-57.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Tittler, A., Cornejo, P. (1994) Tertiary magmatic evolution of the Maricunga mineral belt in Chile. *International Geology Review*, 36, 1079-1112.
- Keppie, D.F., Hynes, A.J., Lee, J.K.W., Norman, M. (2012) Oligocene-Miocene back-thrusting in southern Mexico linked to the rapid subduction erosion of a large forearc block. *Tectonics*, 31(2), 1-17.
- Keppie, J.D. y Morán-Zenteno, D.J. (2005) Tectonic implications of alternative Cenozoic reconstructions for southern Mexico and the Chortís Block. *International Geological Review*, 47(5), 473-391.
- Kerr, R.C. (1995) Convective crystal dissolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121, 237-246.
- Lenhardt, N., Böhnelt, H., Wemmer, K., AlvaradoTorres-Alvarado, I.S., Hornung, J., Hinderer, M. (2010) Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of Volcanology*, 72, 817-832.
- Lioselle, M.C. y Wones, D.R. (1979) Characteristics and origin of anarogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 11, 7, 468.
- López Ruiz, J. (1986) Aplicación de la geoquímica de elementos traza a la génesis de las rocas ígneas. *Estudios geológicos*, 42, 239-258.
- Lozano-Santa Cruz, R. y Bernal, J.P (2005) Characterization of a new set of eighth geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 329-344.

- Ludwig, K.R. (2012) User's Manual for Isoplot Version 3.75-4.15: a Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronological Center Special Publication*, 5.
- Mahon, K.L., Harrison, T.M., Drew, D.A. (1988) Ascent of a granitoid diapir in a temperature varying medium. *Journal of Geophysical Research*, B93, 1174-1188.
- Maniar, P.D. y Piccoli, P.M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 635-643.
- Marsh, B.D. (2004) A magmatic mush column Rosetta Stone: The McMurdo Dry Valleys of Antarctica. *Eos*, 85(47), 497-508.
- Marsh, B.D. (2006) Dynamics of magmatic systems. *Elements*, 2, 287-292.
- Martin, H. (1986) Effect of steeper Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14, 753-756.
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*, 46, 411-429.
- Martinez-Serrano, R.G., Solis-Pichardo, G., Flores-Marquez, E.L., Macias-Romo, C., Delgado-Duran, J. (2008) Geochemical and Sr-Nd isotopic characterization of the Miocene volcanic events in the sierra Madre del Sur, central and southeastern Oaxaca, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 1-20.
- Martini, M., Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Cerca-Martinez, M., Valencia, V.A., Serrano-Duran, L. (2009) Cretaceous-Eocene magmatism and Laramide deformation in south-western Mexico: no role for terrane accretion. *Geological Society of America Memoirs*, 204, 151-182.
- Martiny, B.M. (2008) Estratigrafía y geoquímica de las rocas magmáticas del Paleógeno en el occidente de Oaxaca y su significado petrogenético y tectónico. *Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ciencias de la Tierra*, 160.
- Martiny, B.M., Martínez-Serrano, R.G., Morán-Zenteno, D.J., Macías-Romo, C., Ayuso, R.A. (2000) Stratigraphy, geochemistry and tectonic significance of the Oligocene magmatic rocks of western Oaxaca, southern Mexico. *Tectonophysics*, 318(1-4), 71-98.
- Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Silva-Romo, G., López-Martínez, M. (2012) The Salado River fault: reactivation of an Early Jurassic fault in a transfer sone during Laramide deformation in southern Mexico. *International Geology Review*, 54(2), 144-164.
- Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., López-Martínez, M., de Silva, S.L., Flores-Huerta, D., Zuñiga-Lagunes, L., Luna-González, L. (2013) Caldera formation and progressive batholith construction: geochronological, petrographic and stratigraphic constraints from the Coxcatlán-Tilzapotla area, Sierra Madre del Sur, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30 (2), 247-267.

- McDonough, W.F. y Sun, S.-s. (1995) The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
- Melgar, D. y Pérez-Campos, X. (2010) Imaging the Moho and subducted oceanic crust at the isthmus of Tehuantepec, Mexico, from receiver functions. *Pure and Applied Geophysics*, 168(8-9), 1449-1460.
- Mercier de Lépinay, B., Michaud, F., Calmus, T., Bourgois, J., Poupeau, G., Saint Marc, P., Nautimate team, T. (1997) Large Neogene subsidence event along the Middle America Trench off Mexico (18°N-19°N): evidence from submersible observations. *Geology*, 25(5), 387.
- Mezger, K. y Krogstad, E.J. (1997) Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 127-140.
- Miller, J.S., Matzel, J.E.P., 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, 282-299.
- Morán-Zenteno, D.J., Tolson, G., Martínez-Serrano, R.G., Martiny, B., Schaaf, P., Silva-Romo, G., Macías-Romo, C., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M.S., Solís-Pichardo, G.N. (1999) Tertiary arc-magmatism of the Sierra Madre del Sur, Mexico, and its transition to the volcanic activity of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 513-535.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Sole, J., Iriondo, A. (2004) A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene Tilzapotla ignimbrite. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 136(1-2), 97-119.
- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D. (2007) The Cenozoic tectonic and magmatic evolution of southwestern Mexico: advances and problems of interpretation. *Geological Society of America Special Papers*, 422, 71-91.
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., Solari, L., Mori, L., Luna-González, L., González-Torres, E.A. (2018) Cenozoic magmatism of the Sierra Madre del Sur and tectonic truncation of the Pacific margin of southern Mexico. *Earth Science Reviews*, 183, 85-114.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., Goldstein, S.L. (2007) Effects of prolonged flat subduction on the Miocene record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*, 244, 452-473.
- Mori, L., Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B.M., González-Torres, E.A., Chapela-Lara, M., Díaz-Bravo, B.A., Roberge, J. (2012) Thermomechanical maturation of the continental crust and its effects on the late Eocene-early Oligocene volcanic record of the Sierra Madre del Sur Province, southern Mexico. *International Geology Review*, 54(13), 1475-1496.

- Müntener, O., Kelemen, P., Grove, T. (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, 643-658.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na y K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38, 757-775.
- Nekvasil, H. (1991) Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi. *American Mineralogist*, 76, 1279-1290.
- Pardo, M. y Suarez, G. (1995) Shape of the subducted Rivera and Cocos Plates in Southern Mexico – seismic anti tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12357-12373.
- Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A., VEzzoli, L. (1991) Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, States of Guanajuato and Michiacán. *Geological Society of America Maps and Charts Series*, 22.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J. (2005) Microtectonics. *Second edition, Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, 366.
- Patiño Douce, A.E. y Harris, N. (1998) Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39, 689-710.
- Paton, C., Woodhead, J.D., Hellstrom, C., Hergt, J.M., Greig, A., Mass, R. (2010) Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11, Q0AA06.
- Peacock, S.M., Rushmer, T., Thompson, A.B. (1994) Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 121, 227-244.
- Pearce, J.A., Harris, N.b.W. y Tindle, A.G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks. *Journal of Petrology*, 25(4), 956-983.
- 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), L18303.
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Martens, U. (2009a) 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.
- Pérez-Gutiérrez, R., Solari, L.A., Gómez-Tuena, A., Valencia, V.A. (2009b) El terreno Cuicateco: ¿cuencia con influencia de subducción del Cretácico Superior en el sur de México? Nuevos datos estructurales, geoquímicos y geocronológicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 222-242.

- Pérez-Venzor, J., Aranda-Gómez, J., McDowell, F., Solorio-Munguía, J. (1996) Geología del Volcán Palo huérfano, Guanajuato, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13, 174-183.
- Petrus, J.A. y 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.
- Pindell, J.L. y Kennan, L. (2009) Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. *Geological Society of London Special Publication*, 328(1), 1-55.
- Pindell, J.L., Cande, S.C., Pitman, 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.
- Pupin, J.P. (1980) Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73, 207-220.
- Rämö, O.T. y Haapala, I. (2005) Rapakivi granites. *Precambrian Geology of Finland – Key to the Evolution of the Fennoscandian Shield*, 533-562.
- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V.H., Urrutia-Fucugauchi, J. (1996) Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, 24(10), 921.
- Ross, M.I. y Scotese, C.R. (1988) A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics*, 155(1-4), 139-168.
- Saleeby, J.B. (1990) Progress in tectonic and petrogenetic studies in an exposed cross-section of young (~ 100 Ma) continental crust, southern Sierra Nevada, California, in Salisbury. *Exposed Cross Sections of the Continental Crust: Dordrecht, Netherlands*, D. Reidel Publishing, 137-158.
- Saleeby, J., Ducea, M.N., Busby, C., Nadin, E., Wetmore, P.H. (2008) Chronology of pluton emplacement and regional deformation in the southern Sierra Nevada batholith, California. *The Geological Society of America*, Special Paper 438.
- Schaaf, P. (1990) Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes: Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco. *Tesis doctoral, Ludwig-Maximilians-Universität, München, Alemania*, 202.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D.J., Hernández-Bernal M.S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H. (1995) Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, 14(5), 1339-1350.

- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C. (1993) Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America*, special paper 278.
- Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S., Chandler, M. (2012) Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, 113 (3-4), 212-270.
- Silva-Romo, G. (2008) Guayape-Papalutla fault system: a continuous Cretaceous structure from southern Mexico to the Chortís block? Tectonic implications. *Geology*, 36(1), 75.
- Silver, L.T. y Chappell, B.W. (1988) The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 79, 105-121.
- Solari, L.A., Torres de León, R., Hernandez-Pineda, G., Solé, J., Solís-Pichardo, G. (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., Gómez-Tuena, A., Bernal, J.P., Pérez-Arvizu, O., Tanner, M. (2010) U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: achievements in precision and accuracy. *Geostandards and Analytical Research*, 1-14.
- Solé, J., Salinas, J.C., González-Torres, E., Cendejas-Cruz, J.E. (2007) Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur e México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(1), 104-119.
- Sorensen, H. (1997) the algaic rocks; an overview. *Mineralogical Magazine*, 61, 485-498.
- Streckeisen, A.L. (1973) Plutonic rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, 18, 26-30.
- Sun, S.-s. y McDonough, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society London Special Publications*, 42, 313-345.
- Suter, M., Contreras-Pérez, J., Ochoa-Camarillo, H. (1997) Structure of Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central-México. *II Convención sobre la Evolución Geológica de México y Recursos Asociados, Pachuca, Hidalgo, Libro guía de las Excursiones Geológicas. Universidad Nacional Autónoma de México*, 45-63.
- 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*, 369-370, 188-199.

- Tolson, G. (2007) The Chacalapa fault, southern Oaxaca, Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 422, 343-357.
- Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Morán-Zenteno, D.J., Victoria-Morales, A., Hernández-Treviño, T. (1993) Naturaleza petrográfica y estructural de las rocas cristalinas en la zona de contacto entre los terrenos Xolapa y Oaxaca, región de Santa María Huatulco, Oaxaca. *Contribuciones a la tectónica del Occidente de México: México, Unión Geofísica Mexicana, Monografía*, 327-349.
- 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.
- Vassallo, L., Solorio, J.G., Ortega-Rivera, M.A., Sousa, J.E., Olalde, G. (2008) Paleogene magmatism and associated skarn-hydrothermal mineralization in the central part of México. *Bol-e*, 3.
- Villanueva-Lascurain, D., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Salazar-Juárez, J., Corona-Chavez, P. (2016) Age and origin of the gabbros in the Jilotlán pluton, Jalisco: primitive magmatic rocks in the southern part of the Guerrero terrane. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(1), 136-156.
- Watt, G.R., Wright, P., Galloway, S., McLean, C. (1997) Cathodoluminescence and trace element zoning in quartz phenocryst and xenocrysts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(20), 4337-4348.
- Whalen, J.B., Currie, K.L. y Chapell, B.W. (1987) A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions of Mineral Petrology*, 95, 407-419.
- White, A.J.R. (1979) Sources of granite magmas. *Geological Society of America Abstracts with Programs* 11, 7, 539.
- Whitney, D.L. y Evans, B.W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 185-187.
- Wilson, M. (2007) Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach. *Springer, Dordrecht, The Netherlands*, 466.
- Winter, J.D. (2014) Principles of igneous and metamorphic petrology. *Edinburgh Gate: Pearson Education Limited*, 738.
- Zen, E.A. (1986) Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: Some mineralogic and petrographic constraints. *Journal of Petrology*, 27, 1095-1117.

11. Anexos

11.1 Conteo de puntos

Muestra	Cuarzo	Feldespato Alcalino	Plagioclasa	Biotita	Anfibol	Opacos	Titanita	Clorita	Calcita	Epidota	Turmalina	Total
Xa-01A	27.31	25.27	39.35	7.63	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.32	100
Xa-01B	2.29	10.03	43.44	8.61	30.65	2.92	2.05	0.00	0.00	0.00	0.00	100
As-01	41.88	19.18	35.03	3.52	0.00	0.29	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	100
As-02	0.00	0.00	62.28	0.25	34.96	1.75	0.75	0.00	0.00	0.00	0.00	100
As-03	11.63	17.93	47.56	13.73	5.10	1.20	1.88	0.98	0.00	0.00	0.00	100
As-04	21.91	22.31	41.37	7.33	5.62	0.81	0.24	0.41	0.00	0.00	0.00	100
As-04_Enclave	9.20	9.43	63.44	10.61	5.66	1.18	0.47	0.00	0.00	0.00	0.00	100
Ba-02	26.75	31.38	33.86	7.51	0.00	0.33	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	100
Sa-01	41.77	38.41	18.81	1.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100
Ja-01	14.19	8.11	55.11	10.21	11.61	0.16	0.62	0.00	0.00	0.00	0.00	100
Ja-01_Enclave	0.60	0.00	51.20	38.55	9.04	0.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100
Ja-02	18.66	16.22	52.32	8.17	3.29	0.98	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	100
Vi-01	7.84	31.98	45.68	0.00	5.68	1.71	0.63	5.14	0.45	0.90	0.00	100
Vi-01_Enclave Fino	6.82	20.21	49.34	0.00	18.37	1.05	0.00	4.20	0.00	0.00	0.00	100
Vi-01_Enclave Grueso	1.17	4.67	47.08	0.00	45.91	1.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100

11.2 Elementos mayores y trazas

%RT	As-01	As-02	As-03	As-04	Ja-01	Ja-02	Sa-01	Xa-01A	Xa-01B	Ba-02	Vi-01
SiO2	63.83	51.61	62.70	66.31	61.62	65.40	76.60	69.58	54.02	71.26	70.70
TiO2	0.68	0.78	0.99	0.63	0.83	0.60	0.09	0.46	0.94	0.32	0.21
Al2O3	16.28	15.87	16.28	15.88	17.20	16.31	12.65	15.47	18.44	14.63	13.75
Fe2O3t	4.98	8.60	5.56	4.01	5.47	4.15	1.10	2.65	7.96	2.21	1.62
MnO	0.08	0.15	0.08	0.07	0.08	0.09	0.02	0.04	0.12	0.04	0.05
MgO	2.31	8.00	1.82	1.47	2.98	1.48	0.07	0.78	4.69	0.66	0.43
CaO	4.61	10.01	4.07	3.50	5.28	3.70	0.51	2.24	7.37	2.07	1.47
Na2O	3.64	2.34	4.01	3.98	3.72	4.44	3.82	3.68	3.38	3.99	3.58
K2O	2.80	0.82	3.03	3.29	2.35	2.78	4.45	4.24	1.30	3.79	4.14
P2O5	0.14	0.13	0.28	0.15	0.19	0.18	0.01	0.14	0.14	0.08	0.05
Pxc	0.30	1.30	0.77	0.31	0.00	0.46	0.39	0.34	1.24	0.54	3.75
Suma	99.64	99.60	99.60	99.61	99.71	99.59	99.70	99.60	99.60	99.60	99.74
Li (ppm)	47.640	-	-	-	25.090	-	-	26.398	49.152	33.370	-
Be	2.932	-	-	-	1.669	-	-	1.953	1.218	1.851	-
B	3.904	-	-	-	4.453	-	-	2.944	3.274	5.554	-
P	0.070	-	-	-	0.202	-	-	0.197	0.190	0.116	-
Sc	1.357	-	-	-	10.436	-	-	2.557	21.296	1.286	-
Ti	0.245	-	-	-	0.865	-	-	0.472	0.973	0.345	-
V	18.296	-	-	-	114.453	-	-	33.347	228.302	26.690	-
Cr	3.774	-	-	-	58.042	-	-	8.596	26.300	7.262	-
Co	1.901	-	-	-	13.897	-	-	4.228	21.867	3.006	-
Ni	0.971	-	-	-	13.220	-	-	2.656	6.185	2.152	-
Cu	0.436	-	-	-	16.918	-	-	6.486	13.184	0.330	-
Zn	30.943	-	-	-	75.658	-	-	51.600	91.230	26.044	-
Ga	16.663	-	-	-	20.696	-	-	20.423	22.024	17.475	-
Rb	180.435	-	-	-	77.017	-	-	116.207	49.475	109.502	-
Sr	173.092	-	-	-	507.065	-	-	361.864	731.665	254.025	-
Y	18.777	-	-	-	17.666	-	-	9.459	17.922	14.341	-
Zr	103.717	-	-	-	188.679	-	-	253.831	80.342	204.950	-
Nb	11.274	-	-	-	8.781	-	-	9.007	3.637	8.439	-
Mo	0.597	-	-	-	0.839	-	-	1.409	0.494	2.979	-
Sn	2.610	-	-	-	1.838	-	-	1.846	1.463	1.718	-
Sb	0.163	-	-	-	0.234	-	-	0.065	0.232	0.251	-
Cs	7.847	-	-	-	3.221	-	-	2.852	4.582	3.361	-
Ba	662.089	-	-	-	694.323	-	-	1411.756	294.099	849.345	-
La	26.812	-	-	-	21.473	-	-	40.399	12.924	29.086	-
Ce	52.328	-	-	-	44.905	-	-	70.328	27.156	52.961	-
Pr	6.194	-	-	-	5.824	-	-	7.964	3.797	6.421	-
Nd	21.255	-	-	-	22.439	-	-	26.032	16.423	21.670	-
Sm	4.205	-	-	-	4.613	-	-	4.055	3.861	3.705	-
Eu	0.641	-	-	-	1.244	-	-	1.217	1.087	0.743	-
Tb	0.538	-	-	-	0.592	-	-	0.390	0.542	0.436	-
Gd	3.536	-	-	-	4.063	-	-	3.048	3.627	2.989	-
Dy	3.080	-	-	-	3.269	-	-	1.764	3.278	2.345	-
Ho	0.614	-	-	-	0.636	-	-	0.326	0.664	0.472	-
Er	1.752	-	-	-	1.715	-	-	0.853	1.800	1.351	-
Yb	1.846	-	-	-	1.618	-	-	0.705	1.699	1.455	-
Lu	0.276	-	-	-	0.243	-	-	0.113	0.254	0.230	-
Hf	3.373	-	-	-	4.742	-	-	6.111	2.272	5.411	-
Ta	1.775	-	-	-	0.694	-	-	0.563	0.282	0.740	-
W	0.252	-	-	-	0.278	-	-	0.159	0.261	0.421	-
Tl	1.100	-	-	-	0.525	-	-	0.753	0.373	0.594	-
Pb	17.331	-	-	-	9.735	-	-	14.484	5.276	10.178	-
Th	21.016	-	-	-	6.222	-	-	11.020	3.478	8.706	-
U	4.887	-	-	-	1.917	-	-	1.909	1.011	2.327	-

11.3 Abreviaturas de minerales

Abreviación	Mineral
Afs	Feldespatos alcalinos
Amp	Anfibol
Bt	Biotita
Cal	Calcita
Chl	Clorita
Cpx	Clinopiroxeno
Czo	Clinozoisita
Ep	Epidota
Op	Opacos
Pl	Plagioclasa
Px	Piroxeno
Qz	Cuarzo
Ttn	Titanita
Tur	Turmalina

11.4 Datos geocronológicos de U-Pb

	Relaciones Corregidas											Edades corregidas (Ma)										
	U (ppm)	Th (ppm)	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	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2s$	Mejor edad (Ma)	$\pm 2s$	Disc %								
	Plutón de Astata																					
As-01_37	413.6	319.9	0.77	0.0541	0.0045	0.0328	0.0029	0.0045	0.0001	0.0014	0.0001	0.15	28.8	0.9	32.7	2.9	390.0	190.0	28.8	0.9	12.0	
As-01 Nucleo_1	119.2	59.93	0.50	0.0770	0.0120	0.0463	0.0069	0.0045	0.0002	0.0025	0.0003	0.19	29.0	1.1	45.8	6.7	990.0	310.0	29.0	1.1	36.7	
As-01 Nucleo_4	593.6	263	0.44	0.0466	0.0050	0.0299	0.0029	0.0046	0.0001	0.0014	0.0001	-0.46	29.2	0.7	29.9	2.9	50.0	220.0	29.2	0.7	2.2	
As-01_25	488.1	281.8	0.58	0.0530	0.0051	0.0338	0.0030	0.0046	0.0001	0.0016	0.0002	-0.15	29.3	0.9	33.7	3.0	380.0	200.0	29.3	0.9	13.1	
As-01 Nucleo_5	376	223	0.59	0.0524	0.0051	0.0333	0.0030	0.0046	0.0001	0.0015	0.0001	-0.14	29.5	0.7	33.2	2.9	260.0	200.0	29.5	0.7	11.1	
As-01_12	599	352.7	0.59	0.0527	0.0039	0.0336	0.0027	0.0046	0.0001	0.0016	0.0001	0.30	29.6	0.6	33.6	2.6	290.0	160.0	29.6	0.6	11.8	
As-01_20	720.8	384.6	0.53	0.0690	0.0062	0.0427	0.0032	0.0046	0.0001	0.0018	0.0001	-0.16	29.8	0.7	42.5	3.1	860.0	190.0	29.8	0.7	29.8	
As-01_34	483	306.6	0.63	0.0613	0.0065	0.0392	0.0037	0.0046	0.0001	0.0017	0.0002	-0.50	29.8	0.8	39.0	3.7	590.0	230.0	29.8	0.8	23.5	
As-01_27	719	327.2	0.46	0.0530	0.0120	0.0350	0.0070	0.0047	0.0001	0.0017	0.0002	-0.67	30.4	0.7	34.9	6.9	270.0	480.0	30.4	0.7	13.0	
As-01_19	507	294.4	0.58	0.0616	0.0049	0.0409	0.0036	0.0047	0.0001	0.0020	0.0002	0.17	30.4	0.8	40.7	3.6	630.0	170.0	30.4	0.8	25.4	
As-01 Nucleo_3	274	147.4	0.54	0.0681	0.0084	0.0444	0.0059	0.0048	0.0002	0.0017	0.0002	0.27	30.6	1.0	44.1	5.7	780.0	280.0	30.6	1.0	30.6	
As-01_6	285.3	142.26	0.50	0.0648	0.0074	0.0430	0.0049	0.0048	0.0001	0.0021	0.0002	-0.04	30.7	0.6	42.7	4.8	720.0	220.0	30.7	0.6	28.1	
As-01_8	500	216	0.43	0.0556	0.0042	0.0370	0.0028	0.0048	0.0001	0.0018	0.0002	-0.03	30.9	0.7	36.9	2.8	440.0	160.0	30.9	0.7	16.3	
As-01_G	656	271	0.41	0.0552	0.0063	0.0383	0.0036	0.0049	0.0002	0.0017	0.0001	0.02	31.5	1.0	38.2	3.5	430.0	230.0	31.5	1.0	17.7	
As-01_28	1371	667.5	0.49	0.0549	0.0046	0.0377	0.0029	0.0049	0.0001	0.0015	0.0001	-0.31	31.8	0.5	37.6	2.9	380.0	190.0	31.8	0.5	15.6	
As-01_29	826	353	0.43	0.0584	0.0037	0.0401	0.0029	0.0050	0.0002	0.0017	0.0001	0.40	31.8	1.0	39.9	2.8	510.0	140.0	31.8	1.0	20.2	
As-01_3	618.7	269.1	0.43	0.0521	0.0065	0.0357	0.0045	0.0050	0.0002	0.0019	0.0001	0.10	31.9	0.9	35.6	4.4	320.0	240.0	31.9	0.9	10.5	
As-01_33	1963	563.3	0.29	0.0519	0.0033	0.0354	0.0020	0.0050	0.0001	0.0016	0.0002	0.15	32.4	0.6	35.3	1.9	270.0	150.0	32.4	0.6	8.4	
As-01_26	265	76.3	0.29	0.0920	0.0079	0.0634	0.0057	0.0050	0.0002	0.0032	0.0004	0.52	32.4	1.1	63.3	5.7	1370.0	180.0	32.4	1.1	48.8	
As-01_1	398	255	0.64	0.0594	0.0050	0.0421	0.0034	0.0052	0.0001	0.0021	0.0001	-0.04	33.2	0.6	41.8	3.3	590.0	170.0	33.2	0.6	20.6	
As-01_16	4350	817	0.19	0.0578	0.0022	0.0419	0.0017	0.0052	0.0001	0.0026	0.0002	0.33	33.7	0.5	41.7	1.7	515.0	84.0	33.7	0.5	19.1	
As-01_32	673	50.7	0.08	0.0532	0.0069	0.0389	0.0047	0.0053	0.0002	0.0036	0.0005	-0.14	33.9	1.2	38.7	4.6	270.0	280.0	33.9	1.2	12.4	
As-01_14	2320	1039	0.45	0.0494	0.0035	0.0361	0.0022	0.0053	0.0001	0.0018	0.0001	-0.07	34.1	0.8	36.0	2.2	160.0	160.0	34.1	0.8	5.4	
As-01_22	2239.1	1417	0.63	0.0513	0.0023	0.0381	0.0017	0.0054	0.0001	0.0017	0.0001	0.16	34.5	0.5	38.0	1.7	260.0	96.0	34.5	0.5	9.2	

	U (ppm)	Th (ppm)	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	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2s$	Mejor edad (Ma)	$\pm 2s$	Disc %								
As-01_18	3640	900	0.25	0.0481	0.0020	0.0358	0.0015	0.0054	0.0001	0.0017	0.0001	0.36	34.6	0.5	35.7	1.5	99.0	92.0	34.6	0.5	3.2	
As-01_G_1	870	442	0.51	0.0485	0.0053	0.0382	0.0033	0.0054	0.0002	0.0016	0.0001	-0.09	34.6	1.0	38.0	3.3	270.0	110.0	34.6	1.0	8.9	
As-01_21	977	924	0.95	0.0531	0.0027	0.0400	0.0021	0.0054	0.0001	0.0016	0.0001	0.10	34.7	0.6	39.8	2.0	370.0	120.0	34.7	0.6	12.9	
As-01_35	1062	671	0.63	0.0560	0.0027	0.0417	0.0023	0.0054	0.0002	0.0017	0.0001	0.40	34.7	1.0	41.5	2.2	430.0	110.0	34.7	1.0	16.3	
As-01_4	1407	700	0.50	0.0498	0.0038	0.0369	0.0025	0.0054	0.0001	0.0015	0.0001	-0.30	34.8	0.7	36.7	2.4	170.0	170.0	34.8	0.7	5.3	
As-01_23	2134	1017	0.48	0.0494	0.0029	0.0372	0.0020	0.0054	0.0001	0.0018	0.0001	-0.20	34.9	0.4	37.1	2.0	150.0	130.0	34.9	0.4	6.0	
As-01_10	869.6	556.6	0.64	0.0501	0.0034	0.0369	0.0028	0.0054	0.0001	0.0015	0.0001	0.20	34.9	0.7	36.8	2.8	180.0	150.0	34.9	0.7	5.1	
As-01_11	1370	756	0.55	0.0504	0.0024	0.0377	0.0021	0.0055	0.0001	0.0016	0.0001	0.54	35.3	0.7	37.6	2.0	200.0	110.0	35.3	0.7	6.2	
As-01 Nucleo	1531	739	0.48	0.0493	0.0026	0.0371	0.0022	0.0055	0.0002	0.0017	0.0001	0.53	35.5	0.9	37.0	2.1	190.0	130.0	35.5	0.9	4.2	
As-01_38	1193	558	0.47	0.0549	0.0029	0.0418	0.0022	0.0055	0.0001	0.0017	0.0001	0.14	35.5	0.6	41.6	2.1	430.0	120.0	35.5	0.6	14.7	
As-01_24	2284	1328	0.58	0.0552	0.0026	0.0423	0.0020	0.0055	0.0001	0.0019	0.0001	0.13	35.5	0.5	42.1	1.9	400.0	110.0	35.5	0.5	15.7	
As-01_2	1272	614.1	0.48	0.0520	0.0029	0.0398	0.0022	0.0055	0.0001	0.0016	0.0001	0.34	35.5	0.8	39.7	2.1	270.0	130.0	35.5	0.8	10.5	
As-01_15	3360	917	0.27	0.0505	0.0023	0.0387	0.0016	0.0055	0.0001	0.0018	0.0001	-0.02	35.6	0.5	38.5	1.6	207.0	100.0	35.6	0.5	7.5	
As-01 Nucleo_2	2230	474	0.21	0.0561	0.0021	0.0430	0.0015	0.0056	0.0001	0.0022	0.0002	0.70	35.8	0.7	42.8	1.4	458.0	77.0	35.8	0.7	16.5	
As-01_7	1054	574	0.54	0.0556	0.0029	0.0425	0.0023	0.0056	0.0001	0.0017	0.0001	0.31	35.9	0.6	42.2	2.2	410.0	120.0	35.9	0.6	14.9	
As-01_17	1006	465	0.46	0.0533	0.0028	0.0408	0.0021	0.0056	0.0001	0.0017	0.0001	0.28	36.0	0.8	40.6	2.1	350.0	110.0	36.0	0.8	11.4	
As-01_31	2290	1330	0.58	0.0481	0.0023	0.0377	0.0020	0.0056	0.0001	0.0017	0.0001	0.26	36.2	0.5	37.6	1.9	98.0	100.0	36.2	0.5	3.8	
As-01nucleo	1430	825	0.58	0.0509	0.0027	0.0399	0.0022	0.0057	0.0001	0.0016	0.0001	0.29	36.4	0.7	39.7	2.1	250.0	120.0	36.4	0.7	8.3	
As-01	2470	652	0.26	0.0493	0.0058	0.0388	0.0043	0.0057	0.0001	0.0016	0.0001	-0.61	36.7	0.5	38.6	4.2	150.0	260.0	36.7	0.5	5.0	
As-01_30	1094	662	0.61	0.0530	0.0025	0.0421	0.0019	0.0057	0.0001	0.0016	0.0001	0.26	36.7	0.5	41.8	1.9	320.0	110.0	36.7	0.5	12.2	
As-01_9	3030	952	0.31	0.0472	0.0020	0.0383	0.0015	0.0059	0.0001	0.0017	0.0001	0.09	37.9	0.5	38.2	1.5	56.0	90.0	37.9	0.5	0.7	
As-01_5	1076	519	0.48	0.0855	0.0019	0.0701	0.0022	0.0061	0.0001	0.0029	0.0003	0.56	38.9	0.9	68.8	2.1	1325.0	43.0	38.9	0.9	43.4	
As-01_36	1230	329	0.27	0.0503	0.0023	0.0442	0.0022	0.0063	0.0001	0.0019	0.0002	-0.05	40.5	0.7	43.9	2.2	220.0	110.0	40.5	0.7	7.7	
As-01_13	413	138	0.33	0.0608	0.0036	0.2070	0.0150	0.0244	0.0008	0.0058	0.0006	0.57	155.4	5.0	191.0	12.0	620.0	140.0	155.4	5.0	18.6	
Plutón de Bamba																						
Ba-02_G	408	366	0.90	0.0630	0.0140	0.0226	0.0029	0.0026	0.0001	0.0008	0.0002	0.13	16.7	0.9	22.6	2.9	610.0	330.0	16.7	0.9	26.3	
Ba-02_24	140.6	92.7	0.66	0.0570	0.0160	0.0211	0.0059	0.0026	0.0001	0.0009	0.0001	0.10	16.8	0.7	21.1	5.9	320.0	520.0	16.8	0.7	20.6	
Ba-02_26	192.6	81.4	0.42	0.0780	0.0120	0.0270	0.0037	0.0026	0.0001	0.0014	0.0002	0.04	16.8	0.8	27.0	3.7	990.0	300.0	16.8	0.8	37.7	
Ba-02_15	140.5	68.8	0.49	0.1020	0.0230	0.0350	0.0072	0.0026	0.0001	0.0018	0.0003	-0.05	16.9	0.9	34.8	7.1	1340.0	460.0	16.9	0.9	51.4	

	U(ppm)	Th(ppm)	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	Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %							
Ba-02 Nucleo_1	145	66.6	0.46	0.0820	0.0160	0.0308	0.0058	0.0026	0.0002	0.0012	0.0002	0.08	17.0	1.1	30.7	5.7	1020.0	410.0	17.0	1.1	44.6
Ba-02_35	151.1	84.3	0.56	0.0920	0.0140	0.0355	0.0057	0.0027	0.0001	0.0015	0.0002	0.15	17.3	0.9	35.4	5.6	1450.0	320.0	17.3	0.9	51.2
Ba-02_16	158.9	81.82	0.51	0.0680	0.0140	0.0240	0.0047	0.0027	0.0001	0.0012	0.0001	-0.26	17.4	0.7	24.0	4.7	650.0	420.0	17.4	0.7	27.4
Ba-02 Nucleo_4	87.2	40.9	0.47	0.1110	0.0230	0.0401	0.0077	0.0027	0.0002	0.0021	0.0004	-0.17	17.5	1.3	39.6	7.5	1660.0	410.0	17.5	1.3	55.8
Ba-02_5	167.3	68.9	0.41	0.1400	0.0220	0.0556	0.0089	0.0027	0.0001	0.0020	0.0003	0.21	17.5	0.9	54.6	8.6	2190.0	300.0	17.5	0.9	67.9
Ba-02 Nucleo_3	98.07	72.5	0.74	0.0730	0.0200	0.0264	0.0069	0.0027	0.0002	0.0010	0.0002	0.14	17.6	1.0	26.3	6.8	630.0	510.0	17.6	1.0	33.3
Ba-02_20	149.4	65.5	0.44	0.0810	0.0160	0.0309	0.0057	0.0027	0.0001	0.0018	0.0002	-0.07	17.6	0.9	30.8	5.6	1160.0	400.0	17.6	0.9	43.0
Ba-02_17	186.2	85.76	0.46	0.0780	0.0180	0.0274	0.0061	0.0027	0.0001	0.0018	0.0002	0.41	17.7	0.8	27.3	6.0	1050.0	440.0	17.7	0.8	35.3
Ba-02_37	171.9	74.95	0.44	0.0950	0.0140	0.0374	0.0050	0.0028	0.0001	0.0017	0.0003	0.17	17.7	0.8	37.2	4.9	1510.0	290.0	17.7	0.8	52.3
Ba-02_22	169.1	75.8	0.45	0.0740	0.0150	0.0261	0.0053	0.0028	0.0001	0.0014	0.0002	0.24	17.8	0.8	26.1	5.3	950.0	400.0	17.8	0.8	31.6
Ba-02_7	185.9	89.4	0.48	0.0890	0.0140	0.0350	0.0052	0.0028	0.0002	0.0016	0.0002	0.14	18.0	1.0	34.8	5.2	1460.0	260.0	18.0	1.0	48.2
Ba-02_30	138.7	62.1	0.45	0.0780	0.0170	0.0303	0.0064	0.0028	0.0002	0.0014	0.0003	0.33	18.0	1.0	30.3	6.3	1210.0	440.0	18.0	1.0	40.5
Ba-02_27	102.2	42.9	0.42	0.1340	0.0250	0.0514	0.0097	0.0028	0.0002	0.0023	0.0004	0.26	18.1	1.3	50.6	9.3	1970.0	390.0	18.1	1.3	64.2
Ba-02_G_1	207.5	85.1	0.41	0.0710	0.0110	0.0275	0.0036	0.0028	0.0002	0.0013	0.0002	-0.22	18.1	1.1	27.6	3.5	960.0	340.0	18.1	1.1	34.4
Ba-02_38	159.2	75	0.47	0.0940	0.0170	0.0359	0.0063	0.0028	0.0002	0.0019	0.0002	-0.17	18.2	1.0	35.7	6.1	1390.0	380.0	18.2	1.0	49.0
Ba-02 Nucleo_2	161.4	98.6	0.61	0.0950	0.0170	0.0380	0.0072	0.0028	0.0001	0.0013	0.0002	0.17	18.2	0.8	37.8	7.0	1620.0	330.0	18.2	0.8	51.8
Ba-02_14	134.9	56.3	0.42	0.1270	0.0280	0.0469	0.0083	0.0029	0.0002	0.0027	0.0003	-0.25	18.3	1.1	46.4	8.0	1870.0	440.0	18.3	1.1	60.6
Ba-02_19	161	77	0.48	0.0890	0.0220	0.0313	0.0068	0.0028	0.0002	0.0019	0.0004	-0.13	18.3	1.2	31.3	6.7	1170.0	570.0	18.3	1.2	41.5
Ba-02_31	134.1	62	0.46	0.0770	0.0170	0.0289	0.0065	0.0029	0.0002	0.0015	0.0002	0.17	18.3	1.0	28.8	6.4	970.0	470.0	18.3	1.0	36.4
Ba-02_18	523	192	0.37	0.0900	0.0120	0.0353	0.0045	0.0029	0.0001	0.0016	0.0001	0.16	18.3	0.5	35.1	4.4	1410.0	230.0	18.3	0.5	47.7
Ba-02_21	156.4	74.2	0.47	0.0920	0.0150	0.0383	0.0063	0.0029	0.0001	0.0014	0.0002	-0.02	18.4	0.8	38.0	6.2	1400.0	350.0	18.4	0.8	51.6
Ba-02_11	229	94.6	0.41	0.0770	0.0110	0.0307	0.0038	0.0029	0.0001	0.0016	0.0002	-0.07	18.5	0.5	30.6	3.7	980.0	280.0	18.5	0.5	39.5
Ba-02_29	128.3	60.8	0.47	0.1100	0.0200	0.0451	0.0085	0.0029	0.0001	0.0020	0.0003	-0.13	18.6	0.8	44.5	8.2	1510.0	360.0	18.6	0.8	58.3
Ba-02 Nucleo	259	171	0.66	0.1098	0.0099	0.0434	0.0040	0.0029	0.0002	0.0014	0.0001	0.40	18.7	1.0	43.1	3.9	1770.0	170.0	18.7	1.0	56.6
Ba-02_33	155.1	71.2	0.46	0.1090	0.0130	0.0444	0.0051	0.0029	0.0001	0.0016	0.0002	0.00	18.8	0.6	44.0	4.9	1790.0	220.0	18.8	0.6	57.4
Ba-02_2	123.7	51.9	0.42	0.0740	0.0220	0.0303	0.0089	0.0030	0.0002	0.0017	0.0002	-0.34	19.0	1.4	30.2	8.7	880.0	680.0	19.0	1.4	37.1
Ba-02_12	209	108.4	0.52	0.0840	0.0130	0.0348	0.0059	0.0030	0.0001	0.0015	0.0001	0.19	19.0	0.7	34.6	5.8	1150.0	320.0	19.0	0.7	45.0
Ba-02_1	278	125.8	0.45	0.1150	0.0140	0.0452	0.0051	0.0030	0.0001	0.0020	0.0002	0.04	19.1	0.7	44.8	4.9	1840.0	210.0	19.1	0.7	57.4
Ba-02_10	320	141.3	0.44	0.0980	0.0110	0.0406	0.0047	0.0030	0.0001	0.0015	0.0002	0.24	19.2	0.8	40.3	4.6	1500.0	220.0	19.2	0.8	52.4

	U (ppm)	Th (ppm)	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	Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %								
Ba-02_13	179.9	87	0.48	0.1050	0.0110	0.0454	0.0051	0.0030	0.0001	0.0018	0.0002	0.34	19.3	0.7	44.9	4.9	1680.0	210.0	19.3	0.7	57.1	
Ba-02_3	104.3	43	0.41	0.1140	0.0270	0.0435	0.0098	0.0030	0.0002	0.0021	0.0004	-0.06	19.3	1.3	43.0	9.6	1610.0	460.0	19.3	1.3	55.1	
Ba-02_8	507	319.9	0.63	0.0605	0.0089	0.0234	0.0028	0.0030	0.0001	0.0010	0.0001	-0.22	19.3	0.8	23.5	2.8	500.0	300.0	19.3	0.8	17.9	
Ba-02_25	93.7	40.1	0.43	0.1020	0.0190	0.0436	0.0077	0.0030	0.0002	0.0021	0.0003	-0.01	19.4	1.3	44.4	7.2	1560.0	350.0	19.4	1.3	56.3	
Ba-02_36	114.2	56.27	0.49	0.1360	0.0280	0.0570	0.0110	0.0030	0.0002	0.0022	0.0003	0.11	19.6	1.0	56.0	11.0	2090.0	390.0	19.6	1.0	65.1	
Ba-02 Nucleo_5	108.5	58.1	0.54	0.1420	0.0310	0.0614	0.0082	0.0030	0.0002	0.0026	0.0003	0.19	19.6	1.2	60.4	7.9	2430.0	280.0	19.6	1.2	67.5	
Ba-02_34	148	66.8	0.45	0.1430	0.0210	0.0583	0.0073	0.0031	0.0002	0.0025	0.0003	-0.13	19.6	1.0	57.3	7.0	1930.0	350.0	19.6	1.0	65.8	
Ba-02_9	563	166	0.29	0.0553	0.0066	0.0255	0.0024	0.0033	0.0001	0.0011	0.0001	0.25	21.0	0.9	25.6	2.4	470.0	250.0	21.0	0.9	18.0	
Ba-02_4	480	206	0.43	0.0586	0.0081	0.0269	0.0036	0.0033	0.0001	0.0010	0.0001	-0.46	21.2	0.9	26.9	3.6	410.0	300.0	21.2	0.9	21.1	
Ba-02_6	699	335	0.48	0.0669	0.0094	0.0317	0.0047	0.0035	0.0002	0.0014	0.0002	0.22	22.2	1.0	31.7	4.7	770.0	310.0	22.2	1.0	30.1	
Ba-02_23	489	221	0.45	0.2010	0.0130	0.1068	0.0080	0.0039	0.0002	0.0048	0.0004	0.74	25.2	1.0	102.9	7.4	2810.0	100.0	25.2	1.0	75.5	
Ba_1_1	321	124	0.39	0.0650	0.0170	0.0258	0.0065	0.0027	0.0001	0.0015	0.0002	-0.13	17.5	0.9	25.8	6.4	580.0	530.0	17.5	0.9	32.2	
Ba_2	177.5	85.9	0.48	0.0910	0.0160	0.0351	0.0063	0.0029	0.0002	0.0017	0.0002	-0.11	18.3	1.2	34.8	6.2	1220.0	360.0	18.3	1.2	47.4	
Ba_3	125.8	56.4	0.45	0.0520	0.0220	0.0220	0.0084	0.0028	0.0003	0.0017	0.0004	-0.08	17.7	1.6	21.9	8.3	50.0	740.0	17.7	1.6	19.2	
Ba_4	557	224	0.40	0.0519	0.0087	0.0199	0.0031	0.0029	0.0001	0.0011	0.0002	-0.16	18.8	0.6	20.0	3.1	200.0	340.0	18.8	0.6	6.2	
Ba_5	235.7	111	0.47	0.0690	0.0210	0.0279	0.0085	0.0030	0.0002	0.0018	0.0004	0.29	19.4	1.0	27.8	8.3	760.0	640.0	19.4	1.0	30.4	
Ba_6	296	184.5	0.62	0.1340	0.0200	0.0563	0.0072	0.0030	0.0002	0.0017	0.0003	0.03	19.0	1.4	55.5	7.0	2040.0	330.0	19.0	1.4	65.8	
Ba_7	146.1	73.6	0.50	0.1440	0.0290	0.0520	0.0100	0.0028	0.0002	0.0022	0.0003	0.19	18.1	1.3	51.3	10.0	2350.0	330.0	18.1	1.3	64.7	
Ba_8	157	67	0.43	0.0660	0.0170	0.0261	0.0064	0.0030	0.0003	0.0021	0.0004	0.00	19.2	1.7	26.0	6.3	550.0	540.0	19.2	1.7	26.2	
Ba_9	142.8	68.6	0.48	0.1290	0.0280	0.0530	0.0110	0.0030	0.0002	0.0019	0.0003	0.08	19.1	1.3	52.0	11.0	1960.0	430.0	19.1	1.3	63.3	
Ba_10	167.7	71.1	0.42	0.0700	0.0160	0.0252	0.0058	0.0026	0.0002	0.0018	0.0006	0.10	17.0	1.1	25.1	5.7	670.0	470.0	17.0	1.1	32.3	
Ba_15g	180	90.2	0.50	0.1300	0.0230	0.0518	0.0092	0.0028	0.0002	0.0018	0.0003	0.06	18.0	1.5	51.1	8.9	2110.0	360.0	18.0	1.5	64.8	
Ba_11g	137.7	63.7	0.46	0.1020	0.0210	0.0388	0.0078	0.0029	0.0002	0.0016	0.0003	0.11	18.4	1.3	38.4	7.6	1520.0	370.0	18.4	1.3	52.1	
Ba_14g	90.5	42	0.46	0.1280	0.0320	0.0444	0.0093	0.0029	0.0003	0.0015	0.0004	-0.13	18.9	1.9	45.3	9.4	1460.0	580.0	18.9	1.9	58.3	
Ba_13g	113.2	44.58	0.39	0.0920	0.0330	0.0380	0.0130	0.0030	0.0003	0.0020	0.0005	0.16	19.1	1.7	37.0	13.0	720.0	790.0	19.1	1.7	48.4	
Ba_12g	134.6	69.8	0.52	0.1290	0.0230	0.0507	0.0092	0.0029	0.0002	0.0018	0.0003	0.17	18.4	1.2	49.8	8.9	2240.0	280.0	18.4	1.2	63.1	
Plutón de Jalapa del Marqués																						
Ja-01	255.9	108.8	0.43	0.1230	0.0150	0.0390	0.0049	0.0023	0.0001	0.0017	0.0002	0.19	14.6	0.6	38.8	4.8	2030.0	180.0	14.6	0.6	62.4	
Ja-01_23	798	764	0.96	0.0554	0.0045	0.0178	0.0013	0.0023	0.0001	0.0008	0.0001	0.10	14.8	0.4	17.9	1.3	390.0	180.0	14.8	0.4	17.3	

	U (ppm)	Th (ppm)	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	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2s$	Mejor edad (Ma)	$\pm 2s$	Disc %							
Ja-01_5	411	173.7	0.42	0.0912	0.0096	0.0300	0.0035	0.0024	0.0001	0.0013	0.0002	0.10	15.4	0.7	29.9	3.5	1430.0	190.0	15.4	0.7	48.7
Ja-01_27	514	379	0.74	0.0700	0.0110	0.0227	0.0038	0.0024	0.0001	0.0010	0.0001	-0.01	15.4	0.6	22.8	3.7	750.0	340.0	15.4	0.6	32.6
Ja-01_7	803	742	0.92	0.0590	0.0110	0.0195	0.0038	0.0024	0.0001	0.0009	0.0001	0.22	15.5	0.6	19.6	3.7	440.0	400.0	15.5	0.6	20.9
Ja-01_20	701	477	0.68	0.0646	0.0077	0.0208	0.0023	0.0024	0.0001	0.0009	0.0002	0.44	15.6	0.8	20.9	2.3	710.0	260.0	15.6	0.8	25.6
Ja-01_9	409.9	216.1	0.53	0.0780	0.0100	0.0260	0.0029	0.0024	0.0001	0.0011	0.0001	0.05	15.7	0.8	26.1	2.9	1050.0	300.0	15.7	0.8	39.7
Ja-01_G_1	373	166.3	0.45	0.0760	0.0080	0.0251	0.0025	0.0025	0.0001	0.0012	0.0001	0.03	15.8	0.6	25.1	2.4	1040.0	210.0	15.8	0.6	37.1
Ja-01_32	341	254.3	0.75	0.0812	0.0093	0.0276	0.0031	0.0025	0.0001	0.0010	0.0001	0.21	16.0	0.5	27.6	3.0	1140.0	230.0	16.0	0.5	42.2
Ja-01_11	557.6	372.9	0.67	0.0690	0.0110	0.0237	0.0036	0.0025	0.0001	0.0011	0.0001	-0.07	16.0	0.5	23.8	3.6	980.0	320.0	16.0	0.5	32.9
Ja-01_15	437.4	317	0.72	0.1140	0.0230	0.0363	0.0059	0.0025	0.0001	0.0016	0.0002	0.16	16.0	0.5	36.1	5.7	1770.0	350.0	16.0	0.5	55.7
Ja-01 Nucleo_5	251.4	143.1	0.57	0.0670	0.0120	0.0217	0.0039	0.0025	0.0001	0.0010	0.0001	0.13	16.0	0.7	21.7	3.9	590.0	370.0	16.0	0.7	26.3
Ja-01_1	384.2	179.8	0.47	0.1170	0.0090	0.0419	0.0035	0.0025	0.0001	0.0018	0.0002	-0.08	16.0	0.5	41.6	3.4	1950.0	170.0	16.0	0.5	61.5
Ja-01 Nucleo	558.1	336	0.60	0.0740	0.0100	0.0255	0.0036	0.0025	0.0001	0.0013	0.0002	0.47	16.0	0.8	25.5	3.6	1070.0	230.0	16.0	0.8	37.1
Ja-01_30	413.6	203.4	0.49	0.0927	0.0081	0.0325	0.0025	0.0025	0.0001	0.0014	0.0001	-0.18	16.0	0.4	32.4	2.5	1470.0	170.0	16.0	0.4	50.5
Ja-01_19	568	305	0.54	0.0717	0.0080	0.0247	0.0027	0.0025	0.0001	0.0012	0.0001	0.08	16.1	0.6	24.7	2.7	910.0	250.0	16.1	0.6	35.0
Ja-01_10	378.5	216	0.57	0.1010	0.0140	0.0358	0.0045	0.0025	0.0001	0.0013	0.0001	0.26	16.1	0.6	35.6	4.4	1650.0	270.0	16.1	0.6	54.9
Ja-01 Nucleo_1	311.5	185.8	0.60	0.0833	0.0094	0.0291	0.0034	0.0025	0.0001	0.0013	0.0001	0.19	16.1	0.6	29.1	3.3	1250.0	220.0	16.1	0.6	44.8
Ja-01_37	295	168.3	0.57	0.0690	0.0110	0.0233	0.0036	0.0025	0.0001	0.0011	0.0001	0.00	16.1	0.6	23.4	3.5	810.0	320.0	16.1	0.6	31.2
Ja-01_26	421	303.2	0.72	0.0806	0.0087	0.0276	0.0028	0.0025	0.0001	0.0011	0.0001	0.03	16.1	0.5	27.6	2.8	1160.0	240.0	16.1	0.5	41.5
Ja-01_6	539	440	0.82	0.0850	0.0120	0.0278	0.0036	0.0025	0.0001	0.0013	0.0002	0.31	16.2	0.6	27.9	3.5	1180.0	280.0	16.2	0.6	41.9
Ja-01 Nucleo_2	244	176	0.72	0.1210	0.0130	0.0396	0.0049	0.0025	0.0001	0.0014	0.0001	0.22	16.2	0.6	39.3	4.8	1890.0	230.0	16.2	0.6	58.7
Ja-01_22	582	423	0.73	0.0712	0.0070	0.0252	0.0024	0.0025	0.0001	0.0011	0.0001	-0.06	16.3	0.5	25.2	2.4	960.0	180.0	16.3	0.5	35.5
Ja-01 Nucleo_4	280	163.1	0.58	0.1010	0.0160	0.0336	0.0050	0.0025	0.0001	0.0014	0.0001	-0.02	16.3	0.8	33.5	4.9	1500.0	320.0	16.3	0.8	51.5
Ja-01_34	385	201	0.52	0.0852	0.0095	0.0299	0.0032	0.0025	0.0001	0.0013	0.0001	0.00	16.3	0.5	29.9	3.1	1290.0	230.0	16.3	0.5	45.6
Ja-01_13	317	146	0.46	0.1001	0.0100	0.0357	0.0034	0.0026	0.0001	0.0014	0.0001	0.18	16.4	0.5	35.6	3.3	1580.0	200.0	16.4	0.5	53.8
Ja-01_2	657.7	518.7	0.79	0.1450	0.0150	0.0509	0.0053	0.0026	0.0001	0.0015	0.0002	0.34	16.5	0.5	50.3	5.1	2260.0	190.0	16.5	0.5	67.2
Ja-01_29	460.5	273	0.59	0.0552	0.0096	0.0191	0.0031	0.0026	0.0001	0.0010	0.0001	-0.02	16.5	0.5	19.2	3.1	300.0	350.0	16.5	0.5	14.1
Ja-01_18	750	237.2	0.32	0.1000	0.0130	0.0353	0.0041	0.0026	0.0001	0.0022	0.0002	0.00	16.5	0.6	35.2	4.0	1660.0	230.0	16.5	0.6	53.1
Ja-01_35	275.4	128.9	0.47	0.0840	0.0120	0.0300	0.0046	0.0026	0.0001	0.0012	0.0001	0.35	16.5	0.8	29.9	4.5	1310.0	290.0	16.5	0.8	44.7
Ja-01_17	860	766	0.89	0.0754	0.0055	0.0271	0.0020	0.0026	0.0001	0.0009	0.0001	0.14	16.7	0.6	27.1	2.0	1080.0	170.0	16.7	0.6	38.5

	U (ppm)	Th (ppm)	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	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2s$	Mejor edad (Ma)	$\pm 2s$	Disc %							
Ja-01_36	340.7	146.4	0.43	0.0940	0.0089	0.0341	0.0032	0.0026	0.0001	0.0016	0.0002	0.00	16.8	0.6	34.0	3.1	1540.0	200.0	16.8	0.6	50.7
Ja-01_21	383	214	0.56	0.1067	0.0096	0.0388	0.0033	0.0026	0.0001	0.0017	0.0001	-0.13	16.8	0.5	38.6	3.2	1700.0	160.0	16.8	0.5	56.5
Ja-01_28	545	443	0.81	0.0532	0.0089	0.0207	0.0039	0.0026	0.0001	0.0010	0.0001	0.18	16.9	0.6	20.8	3.8	370.0	390.0	16.9	0.6	18.7
Ja-01_33	385	228	0.59	0.0814	0.0081	0.0302	0.0030	0.0026	0.0001	0.0013	0.0001	0.06	17.0	0.6	30.2	3.0	1270.0	190.0	17.0	0.6	43.8
Ja-01_31	331	175	0.53	0.0571	0.0088	0.0218	0.0035	0.0026	0.0001	0.0011	0.0002	-0.03	17.0	0.8	21.9	3.5	530.0	360.0	17.0	0.8	22.4
Ja-01_14	334.5	150.5	0.45	0.1230	0.0120	0.0453	0.0048	0.0027	0.0001	0.0018	0.0002	0.20	17.1	0.6	44.9	4.7	2050.0	190.0	17.1	0.6	61.9
Ja-01_4	302	131	0.43	0.1248	0.0098	0.0461	0.0037	0.0027	0.0001	0.0021	0.0002	0.21	17.1	0.5	45.7	3.5	2010.0	160.0	17.1	0.5	62.5
Ja-01_12	310	211	0.68	0.1040	0.0098	0.0379	0.0032	0.0027	0.0001	0.0015	0.0002	-0.01	17.6	0.6	37.7	3.1	1630.0	170.0	17.6	0.6	53.4
Ja-01_25	240.7	117.9	0.49	0.1330	0.0130	0.0515	0.0048	0.0028	0.0001	0.0018	0.0003	-0.08	17.7	0.7	50.9	4.6	2170.0	190.0	17.7	0.7	65.2
Ja-01_16	199	70.7	0.36	0.1540	0.0190	0.0608	0.0058	0.0028	0.0001	0.0033	0.0003	-0.22	18.0	0.8	59.9	5.5	2430.0	220.0	18.0	0.8	70.0
Ja-01_3	233	115.5	0.50	0.2020	0.0280	0.0850	0.0140	0.0030	0.0001	0.0034	0.0005	0.62	19.4	0.9	83.0	13.0	2790.0	250.0	19.4	0.9	76.7
Ja-01_G	403	72.1	0.18	0.0543	0.0036	0.1397	0.0071	0.0191	0.0004	0.0058	0.0005	-0.26	121.6	2.3	132.7	6.3	360.0	140.0	121.6	2.3	8.4
Ja-01 Nucleo_3	786.7	264.8	0.34	0.0590	0.0026	0.1742	0.0066	0.0216	0.0004	0.0026	0.0002	0.29	137.5	2.2	163.0	5.8	559.0	98.0	137.5	2.2	15.6
Ja_1g	428	58.7	0.14	0.0483	0.0040	0.1500	0.0120	0.0220	0.0007	0.0099	0.0010	0.12	140.1	4.1	141.0	11.0	100.0	180.0	140.1	4.1	0.6
Ja_2g	186	79.5	0.43	0.1050	0.0210	0.0391	0.0073	0.0028	0.0002	0.0018	0.0003	0.12	18.0	1.2	38.7	7.1	1540.0	380.0	18.0	1.2	53.5
Ja_3g	428.4	199.4	0.47	0.0760	0.0140	0.0237	0.0042	0.0024	0.0002	0.0013	0.0002	-0.19	15.7	1.0	23.7	4.2	940.0	390.0	15.7	1.0	33.7
Ja_4g	295.6	149.2	0.50	0.0940	0.0260	0.0277	0.0062	0.0025	0.0002	0.0015	0.0002	-0.52	16.2	1.2	27.6	6.1	1020.0	610.0	16.2	1.2	41.3
Ja_5g	366.1	155.1	0.42	0.0700	0.0095	0.0258	0.0036	0.0025	0.0001	0.0011	0.0002	0.26	15.8	0.8	25.8	3.6	860.0	320.0	15.8	0.8	38.8
Ja_6g	444	208.3	0.47	0.0630	0.0130	0.0197	0.0037	0.0024	0.0001	0.0011	0.0002	0.25	15.3	0.9	19.8	3.7	540.0	410.0	15.3	0.9	22.5
Ja_7g	442	198.6	0.45	0.0700	0.0140	0.0234	0.0037	0.0025	0.0001	0.0012	0.0002	-0.25	16.1	0.9	23.5	3.7	880.0	350.0	16.1	0.9	31.4
Ja_8g	565	265	0.47	0.0560	0.0130	0.0192	0.0044	0.0025	0.0001	0.0011	0.0002	0.11	16.2	0.8	19.3	4.3	450.0	380.0	16.2	0.8	16.0
Ja_9g	465	302.3	0.65	0.0670	0.0130	0.0208	0.0038	0.0023	0.0001	0.0010	0.0001	-0.14	14.6	0.6	20.8	3.8	750.0	380.0	14.6	0.6	29.8
Ja_10g	298.6	135.8	0.45	0.0550	0.0160	0.0205	0.0059	0.0024	0.0002	0.0011	0.0002	-0.04	15.7	1.0	20.5	5.8	280.0	590.0	15.7	1.0	23.6
Ja_11g	295.4	138.2	0.47	0.0860	0.0130	0.0301	0.0045	0.0025	0.0002	0.0013	0.0002	0.01	16.3	1.1	30.1	4.4	1250.0	320.0	16.3	1.1	45.8
Ja_12g	499	255.9	0.51	0.0930	0.0140	0.0348	0.0062	0.0026	0.0002	0.0014	0.0002	0.10	16.8	1.1	34.7	6.1	1460.0	310.0	16.8	1.1	51.6
Ja_13g	226	115.3	0.51	0.1160	0.0220	0.0388	0.0077	0.0025	0.0002	0.0017	0.0002	0.19	16.3	1.0	38.4	7.5	1890.0	310.0	16.3	1.0	57.6
Ja_14g	612	353	0.58	0.0680	0.0110	0.0212	0.0034	0.0024	0.0001	0.0010	0.0001	-0.02	15.2	0.6	21.2	3.3	780.0	330.0	15.2	0.6	28.2
Ja_15g	203.2	114.5	0.56	0.0870	0.0210	0.0295	0.0070	0.0025	0.0001	0.0015	0.0002	-0.31	16.0	0.9	29.2	6.8	770.0	550.0	16.0	0.9	45.3

	U (ppm)	Th (ppm)	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	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2s$	Mejor edad (Ma)	$\pm 2s$	Disc %							
Plutón de Salina Cruz																					
Sa-01_19	757.1	399.3	0.53	0.0489	0.0055	0.0184	0.0021	0.0026	0.0001	0.0009	0.0001	-0.12	16.9	0.5	18.5	2.1	220.0	230.0	16.9	0.5	8.7
Sa-01_8	911.5	493	0.54	0.0495	0.0044	0.0180	0.0019	0.0027	0.0001	0.0009	0.0001	0.31	17.1	0.5	18.1	1.8	150.0	190.0	17.1	0.5	5.6
Sa-01_17	816	374	0.46	0.0517	0.0067	0.0201	0.0029	0.0027	0.0001	0.0012	0.0001	0.04	17.5	0.8	20.2	2.9	230.0	280.0	17.5	0.8	13.6
Sa-01_6	636	475	0.75	0.0652	0.0071	0.0246	0.0028	0.0027	0.0001	0.0011	0.0001	0.33	17.5	0.4	24.7	2.8	670.0	250.0	17.5	0.4	29.3
Sa-01_37	723	392.1	0.54	0.0523	0.0095	0.0201	0.0038	0.0027	0.0001	0.0011	0.0001	0.32	17.5	0.6	20.1	3.8	210.0	380.0	17.5	0.6	13.0
Sa-01_32	855	370.5	0.43	0.0764	0.0070	0.0285	0.0024	0.0027	0.0001	0.0012	0.0001	0.13	17.5	0.4	28.5	2.3	1040.0	190.0	17.5	0.4	38.5
Sa-01_31	896.3	612	0.68	0.0540	0.0049	0.0203	0.0017	0.0027	0.0001	0.0010	0.0001	-0.08	17.6	0.4	20.4	1.7	330.0	200.0	17.6	0.4	13.9
Sa-01_29	921	477	0.52	0.0555	0.0037	0.0214	0.0015	0.0027	0.0001	0.0009	0.0001	0.26	17.6	0.7	21.5	1.5	400.0	150.0	17.6	0.7	18.2
Sa-01_40	672	532	0.79	0.0555	0.0053	0.0207	0.0019	0.0027	0.0001	0.0010	0.0001	-0.02	17.6	0.4	20.8	1.9	370.0	210.0	17.6	0.4	15.3
Sa-01	781	415	0.53	0.0552	0.0045	0.0207	0.0017	0.0027	0.0001	0.0009	0.0001	0.29	17.7	0.5	20.8	1.7	380.0	180.0	17.7	0.5	15.1
Sa-01_9	787	388.4	0.49	0.0504	0.0053	0.0194	0.0021	0.0028	0.0001	0.0010	0.0001	0.24	17.7	0.4	19.5	2.1	170.0	220.0	17.7	0.4	9.2
Sa-01_13	565	441.3	0.78	0.0699	0.0079	0.0255	0.0030	0.0028	0.0001	0.0011	0.0001	-0.30	17.7	0.5	25.6	2.9	820.0	260.0	17.7	0.5	30.7
Sa-01_2	751	314.5	0.42	0.0619	0.0059	0.0241	0.0024	0.0028	0.0001	0.0011	0.0001	0.10	17.8	0.5	24.2	2.4	630.0	210.0	17.8	0.5	26.6
Sa-01_27	892	445.6	0.50	0.0581	0.0063	0.0216	0.0022	0.0028	0.0001	0.0011	0.0001	0.02	17.8	0.4	21.6	2.2	530.0	230.0	17.8	0.4	17.7
Sa-01_1	868	450	0.52	0.0654	0.0054	0.0250	0.0019	0.0028	0.0001	0.0011	0.0001	-0.04	17.9	0.5	25.1	1.8	770.0	200.0	17.9	0.5	28.9
Sa-01 Nucleo_2	709	586	0.83	0.0463	0.0044	0.0181	0.0016	0.0028	0.0001	0.0009	0.0001	-0.04	17.9	0.4	18.2	1.6	80.0	190.0	17.9	0.4	1.8
Sa-01_20	775	333	0.43	0.0655	0.0086	0.0253	0.0031	0.0028	0.0001	0.0012	0.0001	-0.27	17.9	0.5	25.4	3.1	710.0	290.0	17.9	0.5	29.5
Sa-01_23	722	346	0.48	0.0530	0.0059	0.0204	0.0023	0.0028	0.0001	0.0011	0.0001	0.06	17.9	0.4	20.5	2.3	280.0	240.0	17.9	0.4	12.6
Sa-01_14	915	576.6	0.63	0.0524	0.0042	0.0205	0.0019	0.0028	0.0001	0.0010	0.0001	0.47	17.9	0.5	20.6	1.9	280.0	180.0	17.9	0.5	13.0
Sa-01_10	732	302.3	0.41	0.0554	0.0062	0.0215	0.0022	0.0028	0.0001	0.0010	0.0001	-0.32	18.0	0.4	21.6	2.2	450.0	230.0	18.0	0.4	16.8
Sa-01_33	751	347.4	0.46	0.0595	0.0081	0.0228	0.0029	0.0028	0.0001	0.0010	0.0001	-0.15	18.0	0.4	22.8	2.9	480.0	280.0	18.0	0.4	21.0
Sa-01 Nucleo_G	742	416.5	0.56	0.0530	0.0051	0.0207	0.0020	0.0028	0.0001	0.0009	0.0001	0.12	18.0	0.4	20.8	2.0	300.0	210.0	18.0	0.4	13.4
Sa-01_39	816	331.9	0.41	0.0568	0.0058	0.0225	0.0021	0.0028	0.0001	0.0011	0.0001	-0.30	18.0	0.4	22.5	2.1	480.0	230.0	18.0	0.4	19.8
Sa-01_38	736	427	0.58	0.0585	0.0061	0.0218	0.0020	0.0028	0.0001	0.0011	0.0001	0.18	18.1	0.6	21.9	2.0	530.0	220.0	18.1	0.6	17.6
Sa-01_22	606	378	0.62	0.0650	0.0071	0.0251	0.0025	0.0028	0.0001	0.0011	0.0001	-0.22	18.1	0.5	25.1	2.5	710.0	230.0	18.1	0.5	28.0
Sa-01 Nucleo	315	220	0.70	0.0644	0.0066	0.0251	0.0025	0.0028	0.0001	0.0012	0.0001	0.03	18.1	0.5	25.1	2.5	740.0	220.0	18.1	0.5	27.8
Sa-01_26	912	475	0.52	0.0486	0.0036	0.0184	0.0012	0.0028	0.0001	0.0010	0.0001	0.33	18.1	0.6	18.5	1.2	120.0	160.0	18.1	0.6	1.9
Sa-01_3	267.3	138.3	0.52	0.1170	0.0120	0.0442	0.0052	0.0028	0.0001	0.0022	0.0002	0.08	18.2	0.8	43.9	5.1	1900.0	200.0	18.2	0.8	58.5

	U (ppm)	Th (ppm)	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	Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %								
Sa-01_34	317	154.1	0.49	0.0910	0.0120	0.0363	0.0039	0.0029	0.0001	0.0016	0.0001	-0.25	18.6	0.6	36.1	3.8	1280.0	250.0	18.6	0.6	48.6	
Sa-01 Nucleo_1	280	170.9	0.61	0.0724	0.0073	0.0303	0.0030	0.0030	0.0001	0.0012	0.0001	0.12	19.5	0.5	30.3	2.9	950.0	210.0	19.5	0.5	35.6	
Sa-01_4	868	346	0.40	0.0860	0.0120	0.0367	0.0057	0.0031	0.0002	0.0017	0.0002	0.59	20.0	1.2	36.6	5.6	1270.0	280.0	20.0	1.2	45.4	
Sa-01_36	1057	612	0.58	0.0536	0.0041	0.0236	0.0016	0.0032	0.0001	0.0010	0.0001	-0.12	20.3	0.5	23.7	1.5	350.0	180.0	20.3	0.5	14.3	
Sa-01_24	1388	824	0.59	0.0505	0.0041	0.0211	0.0019	0.0032	0.0001	0.0010	0.0001	0.49	20.4	0.5	21.2	1.8	210.0	180.0	20.4	0.5	3.7	
Sa-01_G	1052	621.8	0.59	0.0508	0.0040	0.0221	0.0016	0.0032	0.0001	0.0009	0.0001	-0.16	20.4	0.6	22.1	1.6	200.0	170.0	20.4	0.6	7.6	
Sa-01_12	1026	594	0.58	0.0531	0.0038	0.0232	0.0016	0.0032	0.0001	0.0010	0.0001	0.33	20.5	0.4	23.3	1.6	290.0	150.0	20.5	0.4	12.2	
Sa-01_18	298	123	0.41	0.0875	0.0092	0.0389	0.0032	0.0032	0.0002	0.0019	0.0003	-0.42	20.5	1.1	38.7	3.2	1330.0	210.0	20.5	1.1	47.0	
Sa-01_11	970	549	0.57	0.0499	0.0045	0.0222	0.0022	0.0032	0.0001	0.0009	0.0001	0.45	20.6	0.8	22.2	2.2	190.0	200.0	20.6	0.8	7.2	
Sa-01_15	922	498	0.54	0.0565	0.0034	0.0247	0.0015	0.0032	0.0001	0.0010	0.0001	0.36	20.6	0.8	24.7	1.4	500.0	130.0	20.6	0.8	16.6	
Sa-01_28	1064	1012	0.95	0.0508	0.0031	0.0225	0.0017	0.0032	0.0001	0.0010	0.0001	0.64	20.7	0.6	22.6	1.7	220.0	140.0	20.7	0.6	8.4	
Sa-01_5	977	544	0.56	0.0615	0.0045	0.0273	0.0021	0.0032	0.0001	0.0010	0.0001	-0.03	20.9	0.5	27.3	2.0	640.0	170.0	20.9	0.5	23.5	
Sa-01_30	1384	619	0.45	0.0588	0.0042	0.0253	0.0013	0.0032	0.0001	0.0012	0.0001	-0.04	20.9	0.5	25.4	1.3	520.0	150.0	20.9	0.5	17.8	
Sa-01_35	1273	1139.2	0.89	0.0491	0.0028	0.0217	0.0014	0.0033	0.0001	0.0011	0.0001	0.06	21.0	0.4	21.8	1.4	140.0	120.0	21.0	0.4	3.6	
Sa-01 Nucleo_3	716	412	0.58	0.1621	0.0097	0.0736	0.0077	0.0033	0.0002	0.0029	0.0004	0.85	21.3	1.0	72.1	7.3	2470.0	100.0	21.3	1.0	70.5	
Sa-01_7	977	591	0.60	0.0628	0.0044	0.0287	0.0019	0.0033	0.0001	0.0012	0.0001	-0.08	21.3	0.5	28.7	1.9	730.0	150.0	21.3	0.5	25.7	
Sa-01_25	987	527.8	0.53	0.0676	0.0046	0.0302	0.0018	0.0033	0.0001	0.0013	0.0001	0.43	21.4	0.5	30.2	1.7	830.0	140.0	21.4	0.5	29.2	
Sa-01_16	110.7	65.2	0.59	0.1830	0.0180	0.0928	0.0088	0.0036	0.0002	0.0031	0.0003	0.16	23.0	1.0	89.7	8.2	2700.0	160.0	23.0	1.0	74.4	
Sa-01_21	236	166	0.70	0.2930	0.0480	0.1750	0.0330	0.0044	0.0003	0.0047	0.0005	0.67	28.2	1.7	162.0	28.0	3450.0	260.0	28.2	1.7	82.6	
Plutón de Morro-Salina Cruz																						
Vi-01_16	534.6	459.8	0.86	0.0670	0.0130	0.0213	0.0037	0.0023	0.0001	0.0009	0.0001	-0.22	14.8	0.5	21.3	3.7	670.0	400.0	14.8	0.5	30.5	
Vi-01_6	650.5	420	0.65	0.0501	0.0061	0.0166	0.0023	0.0023	0.0001	0.0009	0.0001	0.24	15.0	0.5	16.7	2.3	300.0	290.0	15.0	0.5	10.4	
Vi-01_5	652.6	459.6	0.70	0.0525	0.0069	0.0168	0.0021	0.0023	0.0001	0.0009	0.0001	-0.11	15.0	0.6	16.9	2.1	320.0	300.0	15.0	0.6	11.0	
Vi-01_3	386.5	193.27	0.50	0.0633	0.0093	0.0208	0.0032	0.0023	0.0001	0.0009	0.0001	0.35	15.1	0.5	20.9	3.2	580.0	340.0	15.1	0.5	27.8	
Vi-01_1	301.8	159.3	0.53	0.0740	0.0120	0.0248	0.0031	0.0024	0.0001	0.0011	0.0002	-0.27	15.1	0.8	24.9	3.0	1060.0	310.0	15.1	0.8	39.4	
Vi-01_40	358.5	212	0.59	0.0580	0.0100	0.0180	0.0030	0.0024	0.0001	0.0011	0.0001	0.46	15.3	0.7	18.1	3.0	430.0	370.0	15.3	0.7	15.4	
Vi-01_13	515	270.3	0.52	0.0747	0.0063	0.0246	0.0025	0.0024	0.0001	0.0011	0.0001	0.73	15.4	0.5	24.7	2.5	1010.0	170.0	15.4	0.5	37.5	
Vi-01_14	440	291	0.66	0.0576	0.0064	0.0193	0.0021	0.0024	0.0001	0.0009	0.0001	0.03	15.5	0.7	19.4	2.1	520.0	220.0	15.5	0.7	20.4	
Vi-01_26	329.1	164	0.50	0.0660	0.0085	0.0230	0.0033	0.0024	0.0001	0.0010	0.0001	0.21	15.5	0.8	23.1	3.2	960.0	250.0	15.5	0.8	33.0	

	U (ppm)	Th (ppm)	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	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2s$	Mejor edad (Ma)	$\pm 2s$	Disc %							
Vi-01_25	336.5	216	0.64	0.0940	0.0110	0.0319	0.0031	0.0024	0.0001	0.0013	0.0001	0.17	15.5	0.6	31.8	3.1	1470.0	220.0	15.5	0.6	51.2
Vi-01_24	298	172.2	0.58	0.0780	0.0110	0.0264	0.0034	0.0024	0.0001	0.0012	0.0001	-0.23	15.6	0.7	26.4	3.4	980.0	330.0	15.6	0.7	41.0
Vi-01_G	514.8	238.6	0.46	0.0543	0.0080	0.0180	0.0025	0.0024	0.0001	0.0011	0.0001	-0.18	15.6	0.6	18.1	2.5	370.0	330.0	15.6	0.6	13.9
Vi-01_38	533.9	315.1	0.59	0.0638	0.0081	0.0200	0.0023	0.0024	0.0001	0.0010	0.0001	0.00	15.7	0.6	20.1	2.3	770.0	230.0	15.7	0.6	21.8
Vi-01_9	594	550	0.93	0.0714	0.0097	0.0240	0.0027	0.0025	0.0001	0.0011	0.0002	-0.03	15.8	0.6	24.1	2.7	950.0	290.0	15.8	0.6	34.4
Vi-01_21	470	257.1	0.55	0.0830	0.0094	0.0276	0.0029	0.0025	0.0001	0.0013	0.0001	0.01	15.8	0.5	27.6	2.9	1270.0	240.0	15.8	0.5	42.8
Vi-01_22	449.4	256.2	0.57	0.0846	0.0076	0.0288	0.0025	0.0025	0.0001	0.0012	0.0001	0.12	15.8	0.5	28.8	2.4	1220.0	180.0	15.8	0.5	45.1
Vi-01_33	399.1	350	0.88	0.0720	0.0120	0.0241	0.0037	0.0025	0.0001	0.0009	0.0001	-0.29	15.8	0.5	24.2	3.7	950.0	330.0	15.8	0.5	34.7
Vi-01_41	482.6	256	0.53	0.0721	0.0078	0.0241	0.0025	0.0025	0.0001	0.0011	0.0001	-0.01	15.8	0.5	24.1	2.5	970.0	230.0	15.8	0.5	34.3
Vi-01_11	452	276	0.61	0.0521	0.0060	0.0173	0.0023	0.0025	0.0001	0.0008	0.0001	0.49	15.9	0.4	17.4	2.3	300.0	250.0	15.9	0.4	8.7
Vi-01_10	401.6	205.8	0.51	0.0850	0.0110	0.0303	0.0044	0.0025	0.0001	0.0013	0.0002	0.44	15.9	0.5	30.3	4.4	1300.0	270.0	15.9	0.5	47.5
Vi-01_35	474	288	0.61	0.0546	0.0079	0.0181	0.0024	0.0025	0.0001	0.0010	0.0001	-0.12	16.0	0.4	18.2	2.4	280.0	300.0	16.0	0.4	12.4
Vi-01 Nucleo	380	240	0.63	0.0505	0.0067	0.0173	0.0022	0.0025	0.0001	0.0009	0.0001	-0.04	16.0	0.4	17.4	2.2	190.0	270.0	16.0	0.4	8.3
Vi-01_12	295.1	144.9	0.49	0.0720	0.0110	0.0244	0.0037	0.0025	0.0001	0.0013	0.0002	-0.33	16.0	0.8	24.4	3.7	990.0	360.0	16.0	0.8	34.3
Vi-01_42	226.1	101.1	0.45	0.0900	0.0110	0.0321	0.0038	0.0025	0.0001	0.0015	0.0002	-0.05	16.1	0.6	32.1	3.8	1490.0	250.0	16.1	0.6	49.9
Vi-01_34	531	327	0.62	0.0645	0.0082	0.0217	0.0027	0.0025	0.0001	0.0010	0.0001	0.20	16.2	0.6	21.8	2.7	740.0	260.0	16.2	0.6	25.7
Vi-01_15	426	252	0.59	0.0544	0.0059	0.0191	0.0021	0.0025	0.0001	0.0009	0.0001	0.22	16.2	0.5	19.2	2.1	360.0	240.0	16.2	0.5	15.5
Vi-01 Nucleo_1	383.9	218.1	0.57	0.0630	0.0100	0.0223	0.0030	0.0025	0.0001	0.0010	0.0001	-0.12	16.4	0.6	22.4	3.0	640.0	330.0	16.4	0.6	26.9
Vi-01_36	663	370.1	0.56	0.0537	0.0070	0.0176	0.0024	0.0026	0.0001	0.0009	0.0001	-0.20	16.5	0.4	17.7	2.4	270.0	280.0	16.5	0.4	7.0
Vi-01_8	323.8	131.1	0.40	0.0765	0.0096	0.0269	0.0032	0.0026	0.0001	0.0013	0.0001	-0.20	16.5	0.5	26.9	3.2	1040.0	260.0	16.5	0.5	38.7
Vi-01_29	317	141.6	0.45	0.0724	0.0096	0.0251	0.0032	0.0026	0.0001	0.0010	0.0001	-0.05	16.5	0.5	25.2	3.1	940.0	290.0	16.5	0.5	34.4
Vi-01_31	452.5	279.3	0.62	0.0521	0.0090	0.0181	0.0026	0.0026	0.0001	0.0009	0.0002	-0.40	16.6	0.7	18.2	2.6	280.0	360.0	16.6	0.7	8.8
Vi-01_39	338	302	0.89	0.0812	0.0077	0.0285	0.0024	0.0026	0.0001	0.0011	0.0001	-0.03	16.7	0.5	28.5	2.4	1170.0	180.0	16.7	0.5	41.6
Vi-01_30	316.8	161	0.51	0.0947	0.0096	0.0348	0.0035	0.0026	0.0001	0.0016	0.0002	0.18	16.8	0.7	34.7	3.4	1560.0	200.0	16.8	0.7	51.7
Vi-01_17	264.8	117.3	0.44	0.0770	0.0110	0.0265	0.0034	0.0026	0.0001	0.0012	0.0001	0.17	16.9	0.5	26.5	3.3	1000.0	300.0	16.9	0.5	36.4
Vi-01	288.8	126.5	0.44	0.1010	0.0120	0.0352	0.0042	0.0026	0.0001	0.0018	0.0002	0.32	16.9	0.8	35.1	4.2	1660.0	190.0	16.9	0.8	51.9
Vi-01_27	282.3	138.9	0.49	0.0930	0.0120	0.0345	0.0042	0.0026	0.0001	0.0015	0.0002	0.09	16.9	0.6	34.4	4.1	1400.0	240.0	16.9	0.6	50.8
Vi-01_18	298.7	146.3	0.49	0.0830	0.0130	0.0303	0.0050	0.0026	0.0001	0.0013	0.0002	0.32	17.0	0.7	30.2	4.9	1290.0	330.0	17.0	0.7	43.8
Vi-01_28	291.6	138.1	0.47	0.1240	0.0140	0.0440	0.0049	0.0026	0.0001	0.0019	0.0002	0.21	17.0	0.6	43.6	4.8	1950.0	210.0	17.0	0.6	60.9

	U (ppm)	Th (ppm)	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	Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %								
Vi-01_20	353.9	200.1	0.57	0.0820	0.0120	0.0300	0.0041	0.0027	0.0001	0.0013	0.0001	-0.02	17.2	0.4	30.0	4.1	1120.0	280.0	17.2	0.4	42.8	
Vi-01_23	382	238.9	0.63	0.1120	0.0077	0.0411	0.0027	0.0027	0.0001	0.0015	0.0001	0.10	17.3	0.5	40.8	2.6	1830.0	120.0	17.3	0.5	57.5	
Vi-01_4	199.6	100.6	0.50	0.1300	0.0160	0.0482	0.0061	0.0027	0.0001	0.0020	0.0002	0.19	17.5	0.5	47.7	5.9	1980.0	230.0	17.5	0.5	63.4	
Vi-01_2	457	213	0.47	0.1228	0.0080	0.0462	0.0027	0.0027	0.0001	0.0020	0.0002	0.01	17.7	0.6	45.8	2.7	2070.0	110.0	17.7	0.6	61.4	
Vi-01_43	251	108.3	0.43	0.1160	0.0120	0.0430	0.0038	0.0028	0.0001	0.0018	0.0002	0.23	17.7	0.8	42.7	3.7	1890.0	190.0	17.7	0.8	58.5	
Vi-01_37	800	730	0.91	0.0544	0.0085	0.0207	0.0030	0.0028	0.0001	0.0009	0.0001	-0.19	18.0	0.7	20.8	3.0	330.0	350.0	18.0	0.7	13.5	
Vi-01_19	445.6	141.7	0.32	0.0617	0.0083	0.0234	0.0029	0.0028	0.0001	0.0014	0.0002	-0.37	18.1	0.6	23.4	2.8	640.0	250.0	18.1	0.6	22.6	
Vi-01_32	2439	3091	1.27	0.0469	0.0026	0.0188	0.0010	0.0029	0.0001	0.0010	0.0001	0.21	18.9	0.4	18.9	1.0	40.0	120.0	18.9	0.4	-0.1	
Vi-01 Nucleo_G	2420	1265	0.52	0.0512	0.0058	0.0222	0.0024	0.0032	0.0001	0.0012	0.0001	-0.10	20.4	0.6	22.3	2.4	240.0	260.0	20.4	0.6	8.4	
Vi-01_7	568	279	0.49	0.0554	0.0065	0.0871	0.0061	0.0111	0.0009	0.0038	0.0003	0.39	71.0	5.6	84.8	5.7	390.0	250.0	71.0	5.6	16.3	
Vi_1g	187	88.2	0.47	0.0900	0.0210	0.0367	0.0091	0.0029	0.0003	0.0019	0.0004	0.05	18.7	1.9	36.4	8.9	1230.0	470.0	18.7	1.9	48.6	
Vi_2g	659	597	0.91	0.0570	0.0110	0.0169	0.0030	0.0023	0.0001	0.0008	0.0001	0.12	14.5	0.9	17.0	3.0	430.0	370.0	14.5	0.9	14.6	
Vi_3g	478	219.1	0.46	0.0670	0.0140	0.0222	0.0043	0.0025	0.0001	0.0009	0.0001	0.01	15.9	0.7	22.2	4.3	600.0	410.0	15.9	0.7	28.2	
Vi_4g	1020	420	0.41	0.0563	0.0069	0.0182	0.0022	0.0024	0.0001	0.0011	0.0002	0.13	15.2	0.6	18.3	2.2	430.0	270.0	15.2	0.6	17.1	
Vi_5g	343.9	191.2	0.56	0.0620	0.0190	0.0211	0.0061	0.0024	0.0002	0.0010	0.0003	0.51	15.4	1.6	21.2	6.1	640.0	560.0	15.4	1.6	27.4	
Vi_6g	278.3	134.1	0.48	0.0970	0.0160	0.0357	0.0056	0.0027	0.0002	0.0017	0.0002	-0.21	17.1	1.1	35.5	5.5	1560.0	300.0	17.1	1.1	51.8	
Vi_7g	349	163.6	0.47	0.0880	0.0140	0.0286	0.0045	0.0024	0.0001	0.0013	0.0002	0.26	15.2	0.7	28.5	4.4	1300.0	300.0	15.2	0.7	46.6	
Vi_8g	346	158.5	0.46	0.0690	0.0140	0.0221	0.0043	0.0024	0.0001	0.0010	0.0001	0.07	15.4	0.8	22.8	4.4	580.0	430.0	15.4	0.8	32.4	
Vi_9g	445	282.2	0.63	0.0540	0.0100	0.0195	0.0038	0.0025	0.0001	0.0009	0.0001	0.18	16.4	0.9	19.5	3.8	320.0	370.0	16.4	0.9	16.0	
Vi_10g	650	333	0.51	0.0720	0.0073	0.0240	0.0024	0.0024	0.0001	0.0011	0.0001	0.09	15.4	0.5	24.0	2.4	950.0	220.0	15.4	0.5	35.8	
Vi_11g	327	149.2	0.46	0.1250	0.0210	0.0481	0.0078	0.0027	0.0002	0.0021	0.0003	0.13	17.4	1.2	47.5	7.6	2040.0	290.0	17.4	1.2	63.4	
Vi_12g	320	135.4	0.42	0.1360	0.0240	0.0502	0.0085	0.0028	0.0002	0.0026	0.0003	0.19	17.8	1.1	49.5	8.2	2020.0	320.0	17.8	1.1	64.0	
Vi_13g	263	139.3	0.53	0.1010	0.0160	0.0399	0.0065	0.0029	0.0002	0.0018	0.0002	-0.07	18.8	1.1	39.5	6.3	1480.0	360.0	18.8	1.1	52.4	
Vi_14g	345.1	250.3	0.73	0.0470	0.0110	0.0172	0.0039	0.0026	0.0002	0.0011	0.0002	-0.16	16.8	1.3	17.3	3.8	80.0	460.0	16.8	1.3	2.9	
Vi_15g	307.6	166.4	0.54	0.1280	0.0230	0.0458	0.0063	0.0027	0.0002	0.0020	0.0002	0.09	17.0	1.3	45.3	6.1	1980.0	300.0	17.0	1.3	62.5	
Plutón de Xadani																						
Xa-01a_14	807	430.6	0.53	0.0529	0.0033	0.0630	0.0042	0.0086	0.0002	0.0029	0.0002	0.42	54.9	1.2	62.0	4.0	300.0	140.0	54.9	1.2	11.5	
Xa-01a_29	809	183.3	0.23	0.0512	0.0032	0.0608	0.0033	0.0086	0.0002	0.0033	0.0002	0.09	54.9	1.3	59.9	3.2	270.0	130.0	54.9	1.3	8.3	
Xa-01a_13	396.1	395	1.00	0.0549	0.0045	0.0658	0.0047	0.0086	0.0002	0.0028	0.0002	0.40	55.1	1.2	64.7	4.5	370.0	180.0	55.1	1.2	14.8	

	U (ppm)	Th (ppm)	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	Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %							
Xa-01a_28	826	446	0.54	0.0555	0.0021	0.0650	0.0024	0.0086	0.0002	0.0030	0.0001	0.47	55.2	1.3	64.0	2.3	424.0	81.0	55.2	1.3	13.8
Xa-01a_18	841	486	0.58	0.0541	0.0030	0.0635	0.0034	0.0086	0.0002	0.0029	0.0002	0.08	55.3	1.6	62.5	3.3	350.0	120.0	55.3	1.6	11.5
Xa-01a_G_1	738	253.6	0.34	0.0504	0.0028	0.0590	0.0036	0.0086	0.0002	0.0030	0.0002	0.10	55.3	1.1	58.1	3.5	200.0	120.0	55.3	1.1	4.8
Xa-01a_9	710	245	0.35	0.0518	0.0050	0.0617	0.0051	0.0086	0.0003	0.0030	0.0002	0.19	55.4	1.7	60.7	4.9	300.0	230.0	55.4	1.7	8.7
Xa-01a_33	764	259	0.34	0.0590	0.0034	0.0693	0.0043	0.0086	0.0002	0.0038	0.0003	0.10	55.4	1.3	68.0	4.1	540.0	130.0	55.4	1.3	18.5
Xa-01a_36	910	497	0.55	0.0478	0.0030	0.0572	0.0037	0.0086	0.0002	0.0028	0.0001	0.46	55.4	1.4	56.5	3.5	80.0	130.0	55.4	1.4	1.9
Xa-01a_34	249	114.3	0.46	0.0594	0.0065	0.0706	0.0077	0.0087	0.0002	0.0037	0.0003	0.07	55.5	1.5	69.1	7.3	560.0	230.0	55.5	1.5	19.7
Xa-01a_4	938	593	0.63	0.0504	0.0012	0.0603	0.0022	0.0087	0.0002	0.0029	0.0002	0.12	55.6	1.6	59.4	2.1	211.0	57.0	55.6	1.6	6.4
Xa-01a_35	323	58.6	0.18	0.0550	0.0045	0.0661	0.0056	0.0087	0.0002	0.0039	0.0004	0.06	55.6	1.0	64.9	5.3	410.0	170.0	55.6	1.0	14.3
Xa-01a_10	899.4	132.5	0.15	0.0571	0.0042	0.0687	0.0056	0.0087	0.0002	0.0042	0.0005	0.39	55.7	1.2	67.4	5.3	480.0	160.0	55.7	1.2	17.4
Xa-01a_31	553	264.9	0.48	0.0527	0.0065	0.0629	0.0068	0.0087	0.0002	0.0032	0.0002	0.67	55.8	1.4	61.9	6.5	280.0	270.0	55.8	1.4	9.9
Xa-01a_32	695	251.7	0.36	0.0503	0.0023	0.0594	0.0031	0.0087	0.0002	0.0033	0.0002	0.14	55.8	1.2	58.6	3.0	200.0	110.0	55.8	1.2	4.8
Xa-01a_23	679	169.5	0.25	0.0532	0.0032	0.0640	0.0038	0.0087	0.0002	0.0037	0.0003	0.32	56.0	1.5	62.9	3.6	300.0	130.0	56.0	1.5	11.0
Xa-01a Nucleo_3	710	437	0.62	0.0491	0.0044	0.0596	0.0056	0.0088	0.0003	0.0029	0.0002	0.26	56.3	2.1	58.7	5.3	130.0	190.0	56.3	2.1	4.1
Xa-01a_7	468	254	0.54	0.0562	0.0051	0.0682	0.0058	0.0088	0.0002	0.0032	0.0002	0.13	56.4	1.4	66.9	5.5	460.0	190.0	56.4	1.4	15.7
Xa-01a_5	449.7	101.1	0.22	0.0532	0.0035	0.0649	0.0040	0.0089	0.0003	0.0041	0.0004	0.44	57.0	1.8	63.8	3.8	320.0	140.0	57.0	1.8	10.7
Xa-01a_20	866	759	0.88	0.0496	0.0039	0.0628	0.0049	0.0089	0.0004	0.0025	0.0002	0.63	57.2	2.8	61.8	4.7	160.0	170.0	57.2	2.8	7.4
Xa-01a_16	942	497	0.53	0.0505	0.0040	0.0622	0.0045	0.0089	0.0004	0.0029	0.0002	0.16	57.4	2.4	61.3	4.3	230.0	180.0	57.4	2.4	6.4
Xa-01a Nucleo	181.2	62.1	0.34	0.0547	0.0065	0.0699	0.0083	0.0090	0.0003	0.0038	0.0004	0.02	57.7	1.6	68.4	7.8	400.0	260.0	57.7	1.6	15.6
Xa-01a_17	889	589	0.66	0.0571	0.0023	0.0714	0.0036	0.0090	0.0003	0.0027	0.0001	0.28	57.9	1.9	70.0	3.4	477.0	91.0	57.9	1.9	17.3
Xa-01a_1	578	520	0.90	0.0494	0.0049	0.0619	0.0064	0.0090	0.0003	0.0031	0.0002	0.06	58.0	1.6	61.0	6.1	150.0	220.0	58.0	1.6	4.9
Xa-01a_30	783	477	0.61	0.0663	0.0031	0.0834	0.0045	0.0091	0.0003	0.0035	0.0002	0.06	58.1	1.6	81.2	4.2	776.0	98.0	58.1	1.6	28.4
Xa-01a Nucleo_2	455	145	0.32	0.0701	0.0071	0.0872	0.0090	0.0092	0.0002	0.0047	0.0005	0.55	58.7	1.3	84.7	8.3	1000.0	190.0	58.7	1.3	30.7
Xa-01a_12	277	150.7	0.54	0.0545	0.0059	0.0676	0.0067	0.0092	0.0002	0.0033	0.0002	0.22	58.9	1.2	66.3	6.4	370.0	220.0	58.9	1.2	11.2
Xa-01a_2	196.3	98.8	0.50	0.0653	0.0080	0.0811	0.0096	0.0092	0.0002	0.0040	0.0005	0.19	59.0	1.5	79.0	9.1	750.0	250.0	59.0	1.5	25.3
Xa-01a_19	2144	945	0.44	0.0490	0.0019	0.0666	0.0027	0.0098	0.0002	0.0031	0.0001	0.56	63.1	1.0	65.4	2.6	141.0	86.0	63.1	1.0	3.6
Xa-01a_15	2250	854.6	0.38	0.0482	0.0019	0.0655	0.0025	0.0098	0.0001	0.0028	0.0001	0.06	63.1	0.8	64.4	2.4	121.0	93.0	63.1	0.8	2.1
Xa-01a_22	1722	1860	1.08	0.0515	0.0021	0.0716	0.0029	0.0101	0.0002	0.0031	0.0001	0.26	64.8	1.0	70.2	2.7	251.0	90.0	64.8	1.0	7.7
Xa-01a_25	1449	521.3	0.36	0.0506	0.0022	0.0712	0.0023	0.0101	0.0002	0.0029	0.0001	0.40	64.8	1.1	69.8	2.2	210.0	96.0	64.8	1.1	7.1

	U (ppm)	Th (ppm)	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	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 2s$	Mejor edad (Ma)	$\pm 2s$	Disc %							
Xa-01a	1177	455.7	0.39	0.0487	0.0030	0.0683	0.0037	0.0102	0.0002	0.0029	0.0002	0.16	65.1	1.2	67.0	3.5	130.0	140.0	65.1	1.2	2.8
Xa-01a_21	1432	1517	1.06	0.0500	0.0032	0.0691	0.0035	0.0102	0.0002	0.0032	0.0001	0.22	65.1	1.2	67.8	3.3	180.0	140.0	65.1	1.2	4.0
Xa-01a_G	1930	670.1	0.35	0.0493	0.0028	0.0676	0.0034	0.0102	0.0002	0.0030	0.0001	0.25	65.2	1.2	66.4	3.2	150.0	130.0	65.2	1.2	1.8
Xa-01a_11	989	785	0.79	0.0526	0.0019	0.0744	0.0031	0.0103	0.0002	0.0030	0.0001	0.44	65.9	1.6	73.5	3.2	319.0	87.0	65.9	1.6	10.3
Xa-01a_24	1920	751	0.39	0.0497	0.0017	0.0701	0.0027	0.0103	0.0002	0.0033	0.0002	0.36	65.9	1.2	68.7	2.5	174.0	78.0	65.9	1.2	4.1
Xa-01a_3	1326	830.7	0.63	0.0498	0.0032	0.0699	0.0040	0.0103	0.0002	0.0028	0.0001	0.01	66.0	1.3	68.6	3.8	170.0	140.0	66.0	1.3	3.8
Xa-01a_26	1953	714.9	0.37	0.0517	0.0016	0.0740	0.0019	0.0103	0.0001	0.0031	0.0002	0.11	66.2	0.9	72.5	1.8	281.0	64.0	66.2	0.9	8.7
Xa-01a_6	1178	249	0.21	0.0495	0.0029	0.0719	0.0042	0.0105	0.0002	0.0031	0.0002	0.20	67.0	1.2	70.5	3.9	160.0	120.0	67.0	1.2	5.0
Xa-01a_27	1631	560	0.34	0.0481	0.0017	0.0696	0.0025	0.0105	0.0001	0.0032	0.0001	0.20	67.5	0.8	68.3	2.4	101.0	79.0	67.5	0.8	1.2
Xa-01a Nucleo_1	2000	893	0.45	0.0498	0.0028	0.0780	0.0041	0.0114	0.0002	0.0035	0.0002	0.14	72.9	1.1	76.2	3.9	170.0	130.0	72.9	1.1	4.3
Xa-01a_8	2540	713	0.28	0.0557	0.0043	0.0893	0.0076	0.0119	0.0001	0.0038	0.0005	0.21	76.0	0.9	86.8	7.0	430.0	170.0	76.0	0.9	12.4