



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Vulcanismo del Mioceno de la
Sierra El Infierno, Sinaloa:
estratigrafía, geoquímica y
correlación regional**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Jonathan Abimael Anaya Guarneros

DIRECTORA DE TESIS

Dra. María Teresa Orozco Esquivel



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2018

CONTENIDO

CONTENIDO.....	2
AGRADECIMIENTOS.....	5
RESUMEN	7
ABSTRACT.....	9
1. INTRODUCCIÓN.....	11
1.1 El fin de la subducción e inicio de la apertura continental en el NW de México	11
1.2 Caso de estudio: magmatismo del Mioceno en la Sierra El Infierno	13
1.3 Objetivos.....	16
2. GEOLOGÍA REGIONAL.....	18
2.1 Introducción.....	18
2.2 La Sierra Madre Occidental.....	19
2.2.1 Rocas del basamento	20
2.2.2 Los pulsos ignimbríticos de la Sierra Madre Occidental	21
2.2.2 Vulcanismo post-ignimbrítico	23
2.3 Extensión en el dominio norte de Sinaloa y en Baja California	24
2.4 Magmatismo y sedimentación sin-extensional	26
3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS.....	30
3.1 Trabajo de campo	31
3.2 Petrografía	31
3.2.1 Elaboración de láminas delgadas	32
3.3 Geoquímica	33
3.3.1 Preparación de muestras para análisis geoquímico.....	34
3.3.2 Análisis de elementos traza.....	37
3.3.3 Análisis de elementos mayores.....	41
3.4 Geocronología U-Pb en cristales de circón	43
3.4.1 Separación y montaje de circones	43
3.4.2 Imágenes de catodoluminiscencia	43
3.4.3 Análisis isotópico con LA-ICP-MS	46
3.4.4 Sistema isotópico U-Th-Pb	47
4. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	55

CONTENIDO

4.1 Antecedentes	55
4.2 Observaciones en campo	58
4.2.1 Unidades del Jurásico-Cretácico-Paleoceno	58
4.2.2 Unidad de tobas líticas	58
4.2.3 Unidad de lavas dacíticas-riolíticas y tobas cristalinas.....	60
4.2.4 Conglomerados y areniscas.....	63
4.2.5 Basaltos y andesitas del Mioceno medio	64
4.2.6 Basaltos del Mioceno tardío.....	65
4.2.7 Depósitos aluviales.....	66
5. PETROGRAFÍA.....	67
5.1 Sierra El Infierno	67
5.1.1 Tobas líticas	68
5.1.2 Basaltos y andesitas	70
5.1.3 Dacitas y riolitas	73
5.1.4 Tobas cristalinas	79
5.2 Grupo Comondú, Loreto.....	81
5.2.1 Andesitas y dacitas	81
5.2.2 Riolitas	83
6. GEOCROLOGÍA	85
6.1 Resultados.....	85
6.2 Toba lítica SIN-108.....	86
6.3 Riolita SIN-103.....	88
6.4 Toba cristalina SIN-115	89
6.5 Traquiandesita BJS-10	91
6.4 Otras edades	92
7. GEOQUÍMICA.....	95
7.1 Elementos mayores y traza ¿para qué?	95
7.2 Resultados.....	95
7.2.1 Elementos mayores.....	95
7.2.2 Elementos traza.....	104
8. DISCUSIÓN.....	113
8.1 Revisión de la estratigrafía del área de estudio	113
8.2.1 Unidades pre-extensionales.....	114

CONTENIDO

8.2.2 Unidades sin-extensionales.....	115
8.2 Edad del magmatismo.....	122
8.2.1 Variaciones regionales en la composición	124
8.3 Petrogénesis.....	126
8.3.1 Vulcanismo magnesiano del Mioceno temprano a medio	127
8.3.2 Riolitas y traquitas alcalinas de la Sierra El Infierno	136
CONCLUSIONES	142
BIBLIOGRAFÍA.....	145
ANEXO 1 A. ANÁLISIS DE CRISTALES DE CIRCÓN CON EL MÉTODO U-PB	152
ANEXO 1B. IMÁGENES DE CATODOLUMISCENCIA	158
ANEXO 2. ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA	162
ANEXO 3. NORMA CIPW.....	166

AGRADECIMIENTOS

A la Dra. Ma. Teresa Orozco Esquivel por la oportunidad de colaborar en este proyecto bajo su supervisión. Por su confianza y apoyo a lo largo de este trabajo y por su interés en mi aprendizaje. También por la facilitación de información de la Base de datos geocronológicos y geoquímicos de rocas ígneas de México (MexIDB). ¡Muchísimas gracias Dra.!

Al Dr. Luca Ferrari por la oportunidad de trabajar en el proyecto CONACYT CB-237745 “Temporalidad y duración de los eventos de extensión, magmatismo y mineralización en la parte sur de la Sierra Madre Occidental: un estudio integrado de geocronología U-Pb, Ar-Ar, y trazas de fisión”. Por sus acertadas revisiones y comentarios a este trabajo y por el apoyo económico para la realización de esta tesis.

A mis sinodales Dr. Enrique Alejandro González Torres, Dr. Aldo Ramos Rosique y la Dra. Laura Mori, por sus valiosos comentarios que ayudaron en la mejora de este trabajo.

A la Facultad de Ingeniería por las valiosas oportunidades brindadas a lo largo de la carrera. A la M.I. Isabel Domínguez Trejo por su ayuda en las etapas de titulación. A la Dra. Claudia Cristina Mendoza Rosales por las fotografías de las láminas delgadas en su laboratorio y al Laboratorio de Microscopios Francisco J. Fabregat del Instituto de Geología.

A mis padres Ismael Anaya Rangel y Mayra Guarneros López por ser los pilares de mi familia, su arduo trabajo y su valioso apoyo a lo largo de esta etapa. Sin ustedes esto no sería posible. Infinitas gracias. A mi hermana Merith por su apoyo y amor.

Al Centro de Geociencias por ser mi hogar durante poco más de un año. En especial a Juanito y Oscar por su ayuda en la elaboración de las láminas delgadas. A Sr. Manuel por su apoyo en la etapa de molienda. Al Dr. Carlos Ortega por su ayuda en el fechamiento de cristales de circón. Al M.C. Harim Arvizú por su ayuda en la preparación de los circones y la toma de fotografías de catodoluminiscencia. A la

AGRADECIMIENTOS

M.C. Ofelia Pérez por el procesamiento de datos de elementos traza en el Laboratorio de Estudios Isotópicos y Liliana por su paciencia y ayuda en la preparación de las muestras. Al laboratorio Nacional de Geoquímica a cargo del Quim. Rufino por los resultados de elementos mayores.

Finalmente, a mis amigos: Claudia, Silja, Orlando, Brenda, Gaby M. y T., Tavo, Anita Cacheux, Andrea, Omar, Daniel, etc. sin ellos no hubiera sido lo mismo. Gracias chicos.

RESUMEN

Los estudios sobre los eventos extensionales en el occidente de México han demostrado que el inicio de la extensión que llevó a la apertura del Golfo de California es mucho más antiguo (Eoceno tardío-Oligoceno temprano) del modelo tradicional que plantea a este fenómeno como una consecuencia del final de la subducción (14- 12.5 Ma). Asociado a esta extensión se encuentran cuencas del tipo semigraben delimitadas por fallas N-S y NNO-SSE que fungieron como control estructural del vulcanismo del Eoceno tardío-Mioceno tardío. A lo largo de las costas de Sinaloa, Sonora y al este de la Península de Baja California estas cuencas son rellenadas por depósitos continentales, domos y derrames de lavas y frecuentemente intrusionadas por diques de composición intermedia a máfica; estos eventos sedimentarios y volcánicos sucedieron en sincronía con la extensión.

La Sierra El Infierno, Sinaloa, corresponde a un conjunto de domos dacítico-riolíticos y una alternancia de lavas basáltico-andesíticas emplazados en una de estas cuencas, el Graben de Conitaca, entre 21 y 13 Ma. En este trabajo se presenta un estudio geológico que incluye cartografía a semidetalle, petrografía, geoquímica y geocronología U- Pb en cristales de circón, que aporta nuevos datos para el entendimiento de este vulcanismo. Se compararon muestras de los miembros intermedio y superior del Grupo Comondú del área de Loreto, B.C.S., para establecer una correlación regional con rocas emplazadas durante este mismo periodo durante la fase inicial de la apertura del Golfo de California.

Las unidades encontradas en este trabajo fueron asignadas a tres grupos, de acuerdo con su relación con la extensión durante el Mioceno temprano a medio en el Graben de Conitaca. Las unidades pre-extensionales incluyen a la unidad del Jurásico(?)-Cretácico y las rocas granodioríticas del Paleoceno-Eoceno del Complejo Volcánico Inferior. Las unidades sin-extensionales se dividen en ignimbritas líticas del Mioceno temprano, producto de las etapas iniciales del emplazamiento de domos, una unidad de depósitos clásticos de conglomerados a areniscas con intercalaciones de lavas basáltico-andesíticas, una unidad de basaltos y andesitas y la unidad de lavas riolíticas a dacíticas que cubre una

RESUMEN

superficie de aproximadamente 630 km² del área de estudio y representa la litología dominante de la Sierra El Infierno. Finalmente, identificamos un tercer grupo de unidades transicionales representada en el área de estudio por basaltos y andesitas del Mioceno tardío.

Tomando en cuenta las características petrográficas y geoquímicas, las unidades volcánicas sin-extensionales de la Sierra El Infierno se pueden dividir en dos grupos. El primer grupo incluye tranquiandesitas-andesitas (Mioceno medio) y riolitas (Mioceno temprano a medio), de alto Mg#, con patrones de evolución calcialcalina. Las rocas andesíticas de alto Mg de la Sierra El Infierno presentan texturas porfídicas con fenocristales de plagioclasa, biotita, hornblenda y clinopiroxeno. Rocas de edad y composición similar se encuentran en Baja California, pero tienen una mayor proporción de cristales de hornblenda. Los patrones de elementos traza muestran un enriquecimiento relativo en LILE, Pb y Sr, y valores altos en las relaciones de Sr/Y (~20.7-72.5) y de La/Yb (~11.9-18.8), características similares a andesitas magnesianas post-subducción reportadas en Baja California y Sonora. Las riolitas presentan fenocristales de feldespato potásico, cuarzo y fases hidratadas como hornblenda y biotita, con una relación Ba/Nb≈64-132 típica de arcos volcánicos o de magmas con influencia cortical. Además, se observa un enriquecimiento relativo en LILE y anomalías positivas en U, Pb y Nd y una ligera anomalía negativa en Sr.

El segundo grupo corresponde a traquidacitas-riolitas (SiO₂~63-73 % en peso) de bajo Mg#, con texturas porfídicas y fenocristales de feldespato, plagioclasa, biotita, hornblenda, clinopiroxeno y algunos microfenocristales de apatito y egirina; el cuarzo solo se encuentra como relleno intersticial en la matriz. Presentan un patrón de evolución toleítico (ferroano) y señales bajas de subducción (Ba/Nb≈4.84-56.1). Además, los patrones de elementos traza presentan analogía con las riolitas hiperalcalinas del Mioceno reportadas en Sonora, tales como marcadas anomalías negativas en Sr y Eu, y patrones de REE relativamente planos (Gd/Yb≈1.45-1.79), típicos de magmatismo de intraplaca. La correlación de unidades similares en las regiones de Rayón y Hermosillo, Sonora permitió la delimitación de este vulcanismo en 15-12 Ma.

ABSTRACT

Studies about extensional events in western Mexico have depicted that the beginning of the extension that led to the opening of the Gulf of California is older (late Eocene to early Oligocene) than in traditional models that consider this phenomenon as a consequence of the end of the subduction (14-12.5 Ma). Associated to these extensional processes there are found semi-graben basins bounded by N-S and NNW-SSE faults that controlled the locus of early Miocene to late Miocene volcanism. Along the coastal areas of Sinaloa, Sonora and Peninsula of Baja California, these basins are filled by continental deposits, domes and flow lavas, and frequently they are intruded by intermediate-mafic dikes; these sedimentary and volcanic events occurred in synchrony with extensional processes.

Sierra El Infierno, Sinaloa represents a rhyolitic-dacitic dome-complex and interbedded basaltic-andesitic lavas emplaced in one of these basins, the Conitaca Graben, between 21 to 13 Ma. This thesis reports the results of a geological study that includes semi-detail cartography, petrology, geochemistry and U-Pb zircon geochronology, and provides new data that contribute to the understanding of this volcanism. In order to establish a regional correlation with rocks emplaced during early stages of Gulf of California opening, samples from Sierra El Infierno were compared with the lower and middle members of the Comondú Group in the Loreto, B.C.S. area.

Units identified in the field were gathered into three groups, according to their relationship with the middle to late Miocene extension in the Conitaca Graben. Pre-extensional units include a Jurassic(?)–Cretaceous unit and Palaeocene–Eocene granodioritic rocks of the Lower Volcanic Complex of the Sierra Madre Occidental. Sin-extensional units are divided into (1) early Miocene lithic ignimbrites which are the product of the first stages of the development of the dome complex, (2) a unit represented by conglomerate to sandstone continental deposits and interbedded basaltic to andesitic lavas, (3) basaltic and andesitic lavas, and (4) a unit of dacitic to rhyolitic lavas covering a surface of ~630 km² in the study area, this unit represents

ABSTRACT

the Sierra El Infierno dominant lithology. A third group of late Miocene transitional basaltic to andesitic lavas was recognised.

Petrographic and geochemical features of Sierra El Infierno sin-extensional volcanic units allowed the identification of two groups. The first set includes trachyandesites to andesites (middle Miocene) and rhyolites (early to middle Miocene) with high Mg# and calc-alkaline paths. High-Mg andesites of Sierra El Infierno display porphyritic textures with phenocrysts of plagioclase, biotite, hornblende and clinopyroxene. Rocks of similar age and composition are found in Baja California but with a higher content of hornblende crystals. Trace elements paths show a relative enrichment in LILE, Pb and Sr, and high values of Sr/Y (~20.7-72.5) and La/Yb (~11.9-18.8) ratios, these features are similar to post-subduction andesites found in Baja California and Sonora. Rhyolites contain phenocrysts of potassium feldspar, quartz and hydrated phases like biotite and hornblende, and have values of Ba/Nb~64-132, typical of volcanic arc or crustal influenced magmas. Besides, they show a relative enrichment in LILE and positive anomalies in U, Pb and Nd; and a slightly negative anomaly in Sr.

The second group is represented by trachyte-rhyolite ($\text{SiO}_2 \sim 63-73$ wt.%) with low Mg# values. They show porphyritic textures with alkali and potassium feldspar, plagioclase, clinopyroxene, and orthopyroxene as the main phenocrysts. Besides, micro-phenocrystals of apatite, and sodic phases of clinopyroxene (aegirine) and amphibole (arfvedsonite) were found in some samples, whereas quartz was only found as interstitial material in the groundmass. These rocks present an evolutionary tholeiitic path (ferroan) and are characterized by low subduction signals (Ba/Nb~4.84-56.1). Also, these alkaline rocks present similarities with Miocene hyperalkaline rhyolites in Sonora, such as negative anomalies in Sr and Eu, and REE relatively flat patterns (Gd/Yb~1.45-1.79); these signals are typically found in silicic intraplate magmatism. Correlation with similar rocks from Rayón and Hermosillo, Sonora allowed delimiting this vulcanism between 15 and 12 Ma.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 El fin de la subducción e inicio de la apertura continental en el NW de México

La ‘muerte’ de un límite de subducción puede tomar decenas de millones de años, durante los cuales suceden diversos procesos en la corteza y manto terrestre involucrados en dicho proceso (Ferrari et al., 2017). Desde el Mesozoico el occidente de México se caracterizó la subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana. Durante el Terciario (Neogeno), la subducción terminó sin un proceso de colisión continental y en este caso, la margen convergente cambió una a margen divergente oblicua. Esta situación llevó a la interacción de la placa Pacífico con la porción occidental de la placa de Norteamérica, resultando en la formación de importantes estructuras geológicas transcurrentes o transtensionales, como la Falla de San Andrés, la zona de cizalla de Walker Lane, los sistemas de fallas San Benito-Tosco-Abreojos y el *rift* del Golfo de California (Duque-Trujillo et al., 2015; Ferrari et al., 2013).

Este evento ha sido bien estudiado y se ha establecido que sucedió a finales del Mioceno medio (~14-12.5 Ma) y tradicionalmente se ha establecido que la margen divergente, la cual originó el *rift* del actual Golfo de California, comenzó inmediatamente después del fin de la subducción (Stock y Hodges, 1989; Umhoefer, 2011) y generándose la primera corteza oceánica durante el Plioceno (Lonsdale, 1989).

El modelo clásico que explica la apertura del Golfo de California es anómalo si se compara con otros *rifts* en el registro geológico. El proceso de *rifting* en el interior de los continentes es lento y puede tomar entre 30 a 80 Ma (Umhoefer, 2011) hasta completar la ruptura total de la litósfera continental y producir una primera corteza oceánica. Sin embargo, para la parte sur del Golfo de California se ha propuesto que la expansión del piso oceánico inició 6-10 Ma después del final de la subducción y el inicio de la extensión continental para esta zona.

1. INTRODUCCIÓN

El movimiento relativo de la microplaca de Baja California respecto a la placa Norteamericana en el sur del Golfo de California, de acuerdo con Plattner et al., (2007) es actualmente de ~45-47 mm/año ó 47 km/Ma. Para que la primera corteza oceánica se pudiese haber producido durante el Plioceno (6 a 10 Ma después del inicio de la extensión continental), el terreno de Baja California debió haberse movido a una tasa de 115 km/Ma para poder haberse desplazado 1,000 km en 10 Ma (Umhoefer, 2011).

Ahora, es bien conocido que la extensión tuvo lugar varios millones de años antes de lo que se había pensado. Lo anterior tiene importantes implicaciones geodinámicas, una de la más importantes es la estimación de un lapso de aproximadamente 25 Ma entre el inicio de la extensión continental y la formación de la primera corteza oceánica (Ferrari et al., 2013). En la parte oriental de Provincia Extensional del Golfo Ferrari et al. (2013) documentaron un primer evento extensional que debió haber comenzado durante el Oligoceno tardío a ~29 Ma . Mas recientemente, Ferrari et al. (2017) reportaron 39 áreas en la región de Sonora, Chihuahua, Sinaloa y Baja California Sur que fueron afectadas por procesos extensionales antes del fin de la subducción desde el Eoceno.

Durante este periodo se desarrollaron un conjunto de cuencas del tipo graben y semigraben delimitadas por fallas con orientación N-S y NNW-SSE y que se encuentran en las porciones occidentales de los Estados de Sonora, Sinaloa, Nayarit y los sectores orientales de Baja California y Baja California Sur, donde se depositaron secuencias de rocas volcánicas, vulcanosedimentarias y rocas clásticas continentales sin-extensionales. Estos depósitos han sido comúnmente llamados como Formación Báucarit para las cuencas de Sonora y cuencas relacionadas en Sinaloa. En las costas orientales de la Península de Baja California estos depósitos han sido denominados como los miembros intermedio y superior del controversial Grupo Comondú (Durán-Calderón, 2016; Ferrari et al., 2017).

El objeto de estudio de este trabajo se concentra en el material de relleno de la parte más al occidente del Graben de Conitaca, específicamente las rocas volcánicas,

1. INTRODUCCIÓN

dominantemente efusivas, que se emplazaron durante el proceso de extensión en esta región y que conforman a la Sierra El Infierno.

El Graben de Conitaca pertenece a un conjunto de cuencas del tipo semigraben y graben encontradas en los estados de Sonora, Sinaloa, Nayarit y la porción oriental de la Península de California; desarrolladas durante los eventos extensionales en la Provincia Extensional del Golfo y que eventualmente llevaron a la ruptura de la litósfera hasta formar el actual Golfo de California (Ferrari et al., 2013).

1.2 Caso de estudio: magmatismo del Mioceno en la Sierra El Infierno

La Sierra el Infierno (SEI) es uno de los rasgos topográficos más prominentes de la costa de Sinaloa debido a la gran cantidad de rocas volcánicas efusivas ácidas emplazadas, que, sin embargo, ha sido poco estudiada. La SEI se localiza a aproximadamente 130 km al noreste de la ciudad de Mazatlán (Figura 1.1) y a ~60 km de Culiacán, Sinaloa (Figura 1.2). La SEI se eleva hasta alcanzar altitudes de 1460 msnm. Al oeste se encuentra rodeada por la planicie costera de Sinaloa a alturas menores de 100 msnm. Al este se encuentra núcleo de la Sierra Madre Occidental sin extensión donde se alcanzan alturas de hasta 2500 msnm (Figuras 1.1 y 1.2).

Abarca cuatro cartas topográficas de INEGI en escala 1:50,000: G13-C73 Quila, G13C-74 Cosalá, G13-C83 Tanques y G13C-84 Conitaca. Las principales vías de acceso son las carreteras federales 15 y 15D que van de la Ciudad de México a Nogales, en los tramos Mazatlán-Culiacán (Figura 1.2). Al oeste de la sierra se puede acceder a través de la carretera 15 en su tramo Culiacán-Mazatlán, mientras que el sector oriental de la SEI, se puede acceder por el libramiento D1 que sale de la carretera federal 15. Sin embargo, los accesos son escasos y se limitan a caminos de terracerías que parten de las carreteras federales, permitiendo el acceso de vehículos solamente a las partes más bajas de la sierra. Las localidades más cercanas corresponden a los pueblos de Cosalá, Conitaca, Quila y La Cruz de Elota.

1. INTRODUCCIÓN

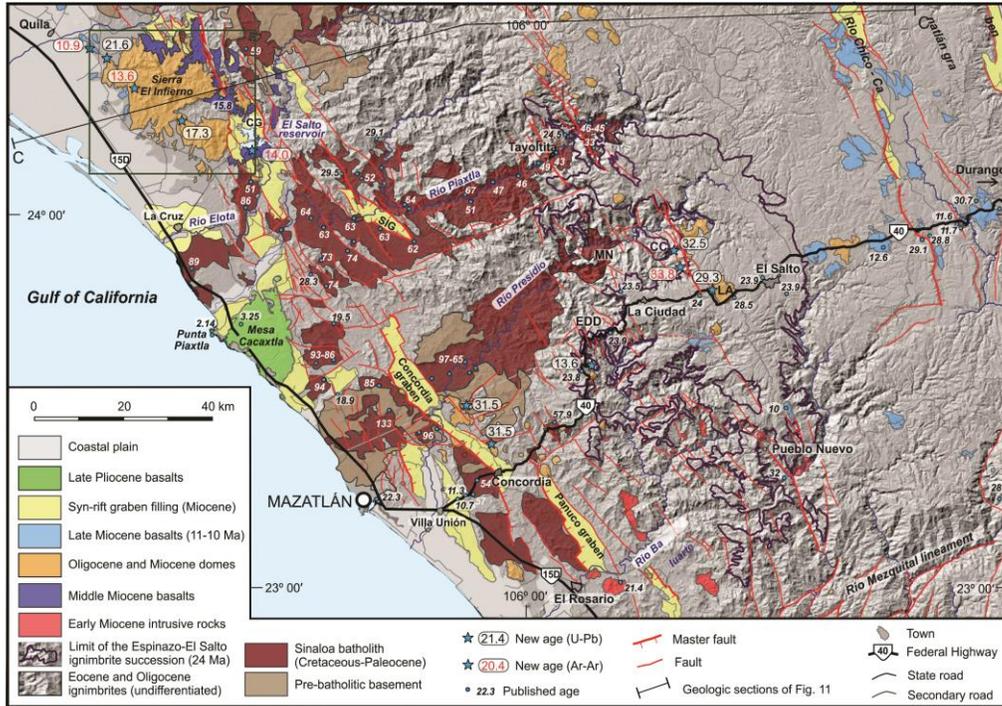


Figura 1.1. Mapa geológico regional del sur y centro de Sinaloa. En el extremo NW se observa la posición de la Sierra El Infierno en color anaranjado y encerrado en un rectángulo verde. CG: Graben de Conitaca. Modificado de Ferrari et al., (2013).

La información disponible acerca de la Sierra El Infierno se limita solamente a trabajos de cartografía realizados por el Servicio Geológico Mexicano en las cartas geológico-mineras G13-C74 Cosalá y G13-C84 Conitaca, la carta 1: 250,000 G13-10 Culiacán y la carta 1: 500,000 Estado de Sinaloa, y a un trabajo de carácter regional publicado por Ferrari et al., (2013). La cartografía realizada por el Servicio Geológico Mexicano ha sido de gran ayuda para la realización de este trabajo, pero algunos de sus datos no son concordantes con lo visto en campo o los datos obtenidos en laboratorio. Por lo que en este trabajo se realizaron una serie de correcciones a la cartografía del SGM.

1. INTRODUCCIÓN

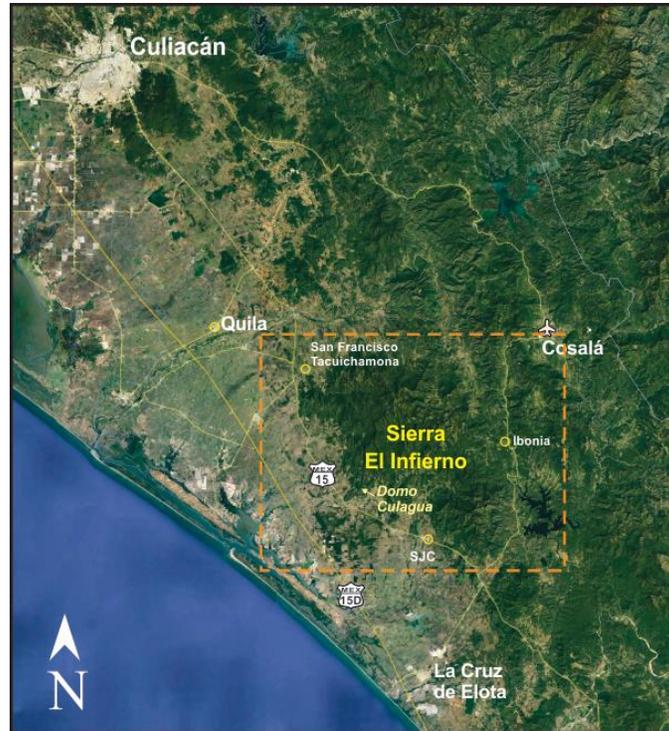


Figura 1.2. Mapa de localización de la Sierra El Infierno, en el recuadro anaranjado se muestra la extensión de la zona de estudio. La imagen satelital fue tomada de Google Earth. SJC: San José de Conitaca

En Ferrari et al. (2013) se define a la SEI como un complejo silíceo compuesto por domos, lavas, ignimbritas e intrusiones volcánicas someras, que cubre una superficie aproximada de 600 km² alcanzando algunos en algunos puntos alturas de hasta 1400 msnm. Estos magmas silíceos fueron alimentados, al menos en parte, por diques silíceos con dirección N-S. La edad propuesta por este trabajo para el emplazamiento de estas rocas es del Mioceno temprano, se reportan dos edades de 21.6 ± 0.1 Ma y 18.6 ± 0.3 Ma con el método de U-Pb en cristales de circón para domos silíceos de la SEI, indicando que estas edades coinciden con las del segundo pulso ignimbrítico de la Sierra Madre Occidental.

De acuerdo con ese trabajo, la SEI se emplazó en la parte occidental del Graben de Conitaca (CG en Figura 1.1), el cual se describe como una depresión tectónica limitada al este por fallas normales N-NW con buzamiento al oeste (Figura 1.3). Los depósitos continentales de areniscas y conglomerados polimícticos endurecidos y basculados 10-25°, conforman el material de relleno del Graben de Conitaca, a su

1. INTRODUCCIÓN

vez, estos se intercalan y son sobreyacidos por lavas basálticas ligeramente basculadas, para las cuales se han reportado edades de 14.01 ± 0.23 Ma (Ar-Ar en roca total) y 15.8 ± 0.16 (Ar-Ar en matriz) (Ferrari et al., 2013; Iriondo et al., 2003). También se ha reportado una edad de 13.62 ± 0.17 (Ar-Ar en matriz) para una lava basáltica que cubre a lavas silíceas en la parte occidental de la SEI (Ferrari et al., 2013). La extensión que tuvo lugar en el Graben de Conitaca ocurrió en el periodo comprendido entre el Mioceno temprano a medio, rango limitado por la presencia de lavas basálticas no basculadas en la planicie costera de Sinaloa fechadas en 10.94 ± 0.23 Ma (Ar-Ar en matriz) (Ferrari et al., 2013). La edad de extensión para el GC ha sido establecida con la edad de las rocas silíceas y basálticas que rellenan el graben.

Ferrari et al. (2013) concluyen que la extensión y el magmatismo en el área de estudio se desarrollaron simultáneamente durante los procesos de extensión asociados a la Provincia Extensional del Golfo.

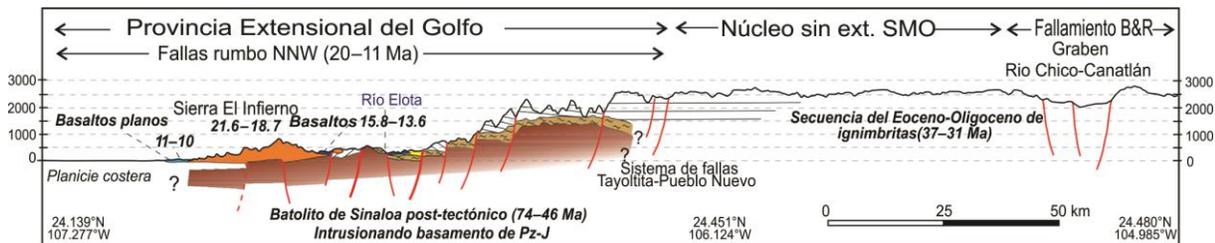


Figura 1.3. Sección estructural del Graben de Conitaca C-C' del mapa geológico de la Figura 1.1, en anaranjado se observa la posición de la Sierra El Infierno. Modificada de Ferrari et al., 2013. B&R: Basin ad Range. SMO: Sierra Madre Occidental. Ext: extensión.

1.3 Objetivos

El objetivo general de este trabajo es aportar nuevos datos de petrografía, de geoquímica y de geocronología para entender la génesis de los depósitos volcánicos de la Sierra El Infierno. Todo esto, dentro del marco geológico regional de la evolución tectónica del NW de México, en específico durante los eventos extensionales del Oligoceno-Mioceno que preceden a la apertura del Golfo de California.

1. INTRODUCCIÓN

Además de esto, se pretende alcanzar una serie de objetivos particulares:

1. Realizar análisis petrográfico de las rocas volcánicas que conforman al área de estudio e identificar grupos de rocas con características similares.
2. Analizar las firmas geoquímicas de algunos grupos de rocas de la Sierra El Infierno con el fin de entender la génesis de estas rocas.
3. Elaborar una columna estratigráfica en base a fechamientos, relaciones geológicas observadas en campo y la información disponible en la literatura, realizando las modificaciones pertinentes a la estratigrafía propuesta por el Servicio Geológico Mexicano.
4. Realizar un mapa geológico actualizado en un sistema de información geográfica (SIG), basándose en las cartas del Servicio Geológico Mexicano.
5. Determinar si existe o no correlación entre las rocas de la Sierra El Infierno y las rocas volcánicas del Grupo Comondú en la región de Loreto, Baja California Sur, la Formación Báucarit en Sinaloa y otro tipo de rocas reportadas para Sinaloa (riolitas peralcalinas, andesitas magnesianas, etc.).

2. GEOLOGÍA REGIONAL

2.1 Introducción

Durante los últimos 30 Ma la placa Norteamericana, específicamente su parte occidental, ha sufrido importantes variaciones geodinámicas, cambiando de un régimen convergente a uno divergente oblicuo (Ferrari et al., 2013).

La interacción entre la placa Norteamericana y la placa Pacífico ha producido extensión en la placa continental desde el Eoceno (Ferrari et al., 2017). Este proceso se manifiesta en la provincia extensional de Cuencas y Sierras (*Basin and Range*), cuya expresión en México solo ha sido reconocida a través de un cinturón en la porción central de México al norte de la Faja Volcánica Transmexicana, mientras que su límite occidental se ha propuesto que fuera el núcleo no deformado de la Sierra Madre Occidental (Henry y Aranda Gómez, 2000).

Por otra parte, en el área del Golfo de California se reconoce otra provincia extensional delimitada al oeste por el Escarpe del Golfo en la península de Baja California y al este por el núcleo de la Sierra Madre Occidental sin extensión. Esta área se denomina como la Provincia Extensional del Golfo (GEP, por sus siglas en inglés) como se muestra en la Figura 2.1.

La división de los dominios geológicos que se utiliza en este trabajo está basada en las publicaciones de Ferrari et al. (2007) y Ferrari et al. (2013). Para fines prácticos, Ferrari et al. (2007) dividen el dominio de la SMO en tres partes: sector Norte, Centro y Sur. Ferrari et al. (2013) dividen a los sectores Centro y Sur en los dominios Norte de Nayarit, Sur de Sinaloa y Norte de Sinaloa. La Sierra el Infierno, objeto del presente trabajo, se encuentra en el sector Centro de la SMO y en los dominios Centro-Norte de Sinaloa.

A continuación, se explicarán cada una de las unidades geológicas a escala regional reportadas en la literatura.

2. GEOLOGÍA REGIONAL

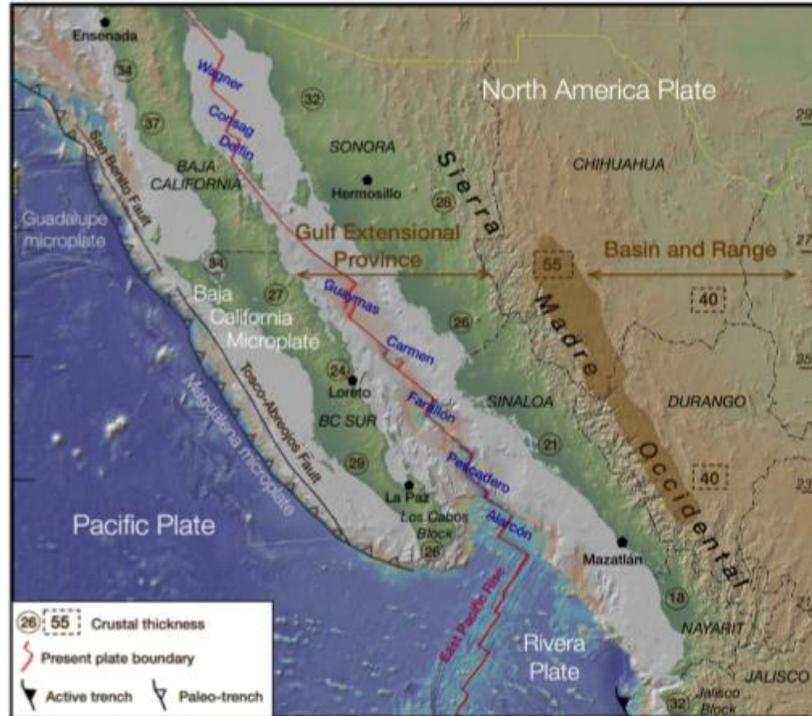


Figura 2.1. Modelo digital de elevaciones donde se muestran los actuales y paleo límites de placa, así como la extensión de la Provincia Extensional del Golfo, el núcleo sin extensión de la Sierra Madre Occidental y la Provincia del *Basin and Range*. Tomada de Ferrari et al. (2017).

2.2 La Sierra Madre Occidental

La Sierra Madre Occidental (SMO) ha sido definida como la provincia ígnea silícica más grande que se desarrolló durante el Cenozoico. Se estima que la cubierta ignimbrítica en la SMO es de aproximadamente 390,000 km² (Ferrari et al, 2007). En la Figura 2.2 se muestra la distribución de la Sierra Madre Occidental en el NW de México.

La estratigrafía regional de la SMO ha sido dividida en cinco grandes grupos (Ferrari et al., 2007): 1) rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Superior-Paleoceno, 2) rocas volcánicas andesíticas y dacítico-riolíticas del Eoceno, 3) ignimbritas silícicas emplazadas en dos pulsos en el Oligoceno y Mioceno temprano, 4) coladas basáltico-andesíticas al final de cada pulso; y 5) coladas de basaltos e ignimbritas alcalinas emplazados en la periferia de la SMO durante el Mioceno tardío, Plioceno y Cuaternario.

2. GEOLOGÍA REGIONAL

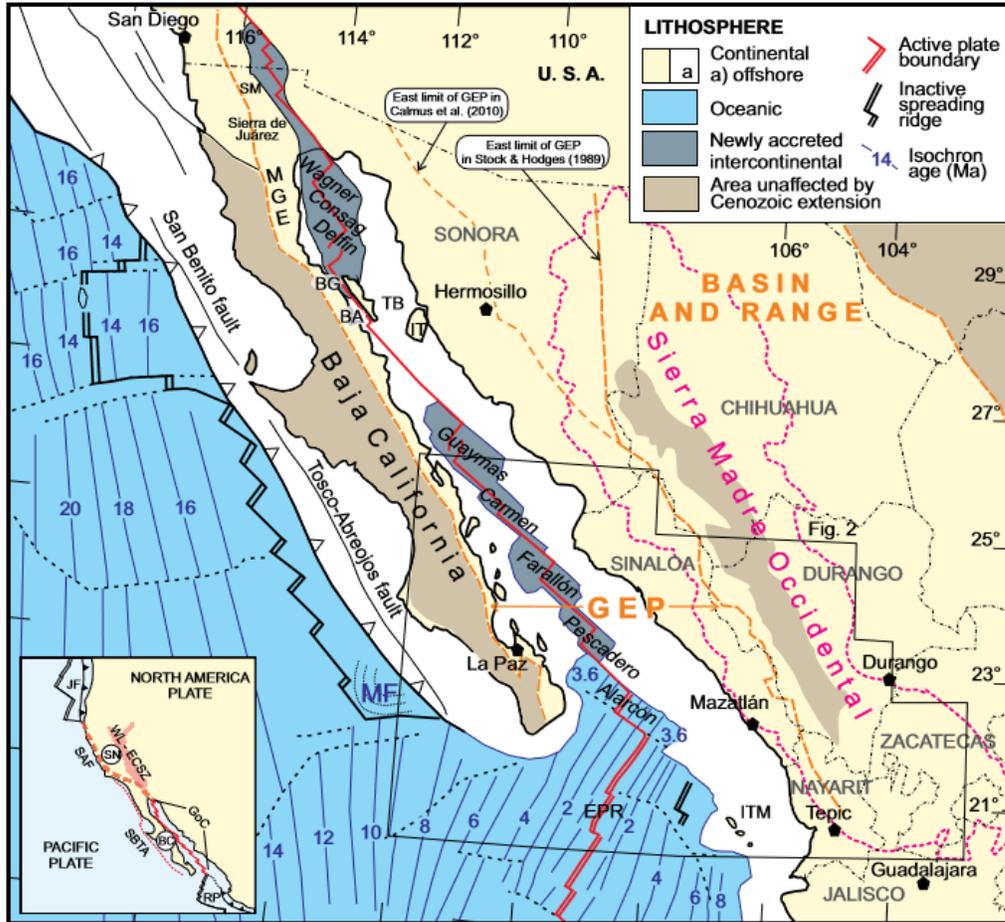


Figura 2.2. Mapa regional que muestra la distribución de la Sierra Madre Occidental (en línea punteada rosa), la Provincia extensional del Golfo (GEP, por sus siglas en inglés). Tomado de Ferrari et al. (2013).

2.2.1 Rocas del basamento

Las rocas de basamento de la parte sur de Sinaloa corresponden a granitoides del Cretácico Tardío-Eoceno (Henry et al., 2003) que intrusionan a ortogneises, areniscas filíticas, cuarcitas y esquistos de cuarzo-biotita-muscovita del Jurásico al Cretácico temprano (Servicio Geológico Mexicano, 2003; 2008). Sobre estas rocas se encuentran calizas del Albiano-Cenomaniano (Bonneau, 1970).

En general, las rocas batolíticas del Cretácico-Eoceno forman las rocas del basamento en el occidente de México. Dichas rocas se localizan en Sinaloa y Sonora, así como la parte norte de Baja California y los bloques de Los Cabos y

2. GEOLOGÍA REGIONAL

Jalisco. Estas rocas definen un cinturón magmático producto de la actividad magmática continental activa de aproximadamente 100 a 50 Ma, que afectó la parte NW de México (Ortega-Gutiérrez et al., 2014). La edad de los batolitos decrece de oeste a este, siendo los batolitos de Baja California los más antiguos (~90 Ma), mientras que los encontrados en Sonora, Sinaloa y Jalisco alcanzan una edad aproximada de 50 Ma (Ortega-Gutiérrez et al., 2014).

Estas rocas constituyen el Complejo Volcánico Inferior (CVI) de acuerdo con la división estratigráfica de la Sierra Madre Occidental definida por (McDowell y Keizer, 1977). Durante el Cretácico tardío y Eoceno, el magmatismo que tuvo lugar en esta región formó el denominado Arco Laramide, el cual recibe este nombre al ser un evento contemporáneo a la Orogenia Laramide en Norteamérica. La actividad magmática de este arco produjo una serie de rocas plutónicas y volcánicas que han sido agrupadas como el CVI.

El CVI está constituido principalmente por rocas batolíticas con composiciones de diorita a granito alcalino y por la Formación Tarahumara, que corresponde a una secuencia de rocas volcánicas (tobas y flujos de lavas riolíticas y dacíticas) intercaladas con rocas sedimentarias (Ferrari et al., 2007).

La intensa extensión que afectó a la parte oeste de la SMO durante el Oligoceno y Mioceno, ha expuesto de una manera más continua a las rocas del CVI. Se han reportado edades de cristalización para estas rocas con edades U-Pb y edades de enfriamiento con el método K-Ar entre 101-46 Ma para la zona centro (Ferrari et al., 2007; McDowell y Keizer, 1977).

2.2.2 Los pulsos ignimbríticos de la Sierra Madre Occidental

Una de las características más prominentes de la Sierra Madre Occidental es el gran volumen de su cubierta ignimbrítica, que en algunas zonas alcanza más de 1 km de espesor y que fue emplazada en un tiempo relativamente corto. Esta secuencia de ignimbritas se desarrolla en dos pulsos ignimbríticos o *ignimbrite flare up* (McDowell y Clabaugh, 1979) durante el Eoceno tardío-Oligoceno temprano y

2. GEOLOGÍA REGIONAL

Oligoceno tardío-Mioceno temprano, que conjuntamente han sido denominados como el Supergrupo Volcánico Superior (SVS), emplazado discordantemente sobre el CVI y las rocas del Eoceno.

El SVS está compuesto principalmente por secuencias de ignimbritas de composición riolítica, tobas de caída, lavas silíceas a intermedias y en menor medida lavas máficas (McDowell, 1979; Ferrari, 2007). El primer pulso tuvo lugar entre ~38 y 28 Ma, cubre un área más extensa y se estima que el volumen de ignimbritas y lavas silíceas es de 300,000 km³. El segundo pulso tuvo lugar entre ~24 y 18 Ma, en una zona más restringida en la parte sur de la SMO, y con un volumen estimado de aproximadamente 100,000 km³ (Ferrari et al., 2017).

Las rocas volcánicas del SVS forman un conjunto subalcalino a alcalino, que en parte muestra firmas geoquímicas que comúnmente se consideran típicas de arcos volcánicos. Sin embargo, se observa un fuerte carácter bimodal en el que dominan una suite máfica con contenidos de SiO₂ < 60 % en peso y una suite félsica de mayor volumen con contenidos de SiO₂ > 66 % en peso (Ferrari et al., 2007). Las rocas de la suite félsica en general presentan composiciones riolíticas (en mayor medida) y dacíticas de alto K, son metaluminosas y peraluminosas, y una cantidad substancial de estas rocas presentan un carácter ferroano, típico de rocas generadas en condiciones reductoras en ambientes de intraplaca (Ferrari et al., 2017).

Las rocas máficas que se emplazaron durante y al final de los pulsos ignimbríticos entre 33 y 18 Ma tienen composición muy variable incluyendo basaltos y andesitas basálticas subalcalinos de medio a alto K, así como rocas alcalinas sódicas (basanitas a hawaiitas) y potásicas (basaltos a traquiandesitas basálticas). Entre las rocas máficas se reconoce un conjunto de lavas de composición basáltico-andesítica que han sido agrupadas dentro de un cinturón que se extiende de Sonora y Chihuahua hasta Arizona y Nuevo México y se ha denominado como Andesitas Basálticas del Sur de la Cordillera (SCORBA, por sus siglas en inglés) (Cameron et al., 1989). En el sector central, en las localidades de Durango y Nazas se han identificado sucesiones basáltico-andesíticas cubriendo a las ignimbritas del pulso del Oligoceno, que de acuerdo con Luhr et al., (2001) tienen características similares

2. GEOLOGÍA REGIONAL

a los SCORBA. Estas rocas están caracterizadas por ser subalcalinas, altas en K, ferroanas y con enriquecimientos en LILE, LREE, Sr y Pb y anomalías negativas variables en HFSE. La composición química e isotópica de los SCORBA indican un origen asociado a la fusión del manto litosférico en un ambiente de intraplaca sin clara contribución de la subducción activa en el Oligoceno-Mioceno tardío (Ferrari et al., 2017), y se diferencian de las rocas alcalinas sódicas de intraplaca del tipo *Basin and Range* producto de la fusión de la astenósfera (Ferrari et al., 2007). En la zona de estudio estas rocas no han sido identificadas.

2.2.2 Vulcanismo post-ignimbrítico

Durante el Mioceno temprano a medio el vulcanismo cambió a composiciones más intermedias (andesitas y dacitas) y de carácter magnesiano (calcialcalino); este último refleja una evolución en condiciones más oxidantes y relacionado a la rápida concentración del magmatismo en cinturón estrecho a aproximadamente 25 Ma en el norte de la Provincia Extensional del Golfo y a 18 Ma para el sector sur (Ferrari et al., 2017). Las rocas volcánicas de esta edad en la península de Baja California fueron previamente relacionadas al establecimiento de un arco de supra-subducción denominado Arco Comondú (Ferrari et al., 2017). Sin embargo, Bryan et al. (2014) propuso que este magmatismo estuvo relacionado al cambio al cambio de un *rift* amplio a un *rift* angosto, concentrándose en las cuencas desarrolladas a lo largo del proto *rift* de California. Las rocas de este evento son similares a la suite considerada típica del magmatismo post-subducción (<12.5 Ma) e inicio de la apertura del Golfo de California, con afinidades adakíticas, composiciones alto Mg y de alto Nb, lo que indica un origen similar en ambiente extensional. Lo anterior es apoyado por el emplazamiento de los magmas como flujos de lava, diques, domos y cuerpos hipabisales en cuencas sin-extensionales en Sonora, Sinaloa, Nayarit y Baja California (Ferrari et al., 2013, 2017).

Otra suite ampliamente estudiada por su relación con lo que se consideran las etapas iniciales de la apertura del golfo está constituida por riolitas hiperalcalinas con edades entre 14 y 10 Ma que afloran en Sonora y Baja California, las cuales

tienen carácter ferroano y otras características geoquímicas que indican procesos de adelgazamiento continental (Vidal-Solano et al., 2007; 2008).

2.3 Extensión en el dominio norte de Sinaloa y en Baja California

Durante décadas el modelo más aceptado del inicio de la extensión en el NW de México asumía que dicho proceso comenzó justo después del final la subducción hace aproximadamente 12.5 Ma (Lonsdale, 1991).

Estudios recientes, han identificado fases de extensión más antiguas al modelo tradicional. Se han reportado al menos 39 áreas en la región de Sonora, Chihuahua, Sinaloa y Baja California Sur (Bennett et al., 2015; Calmus et al., 2015; Enriquez y Rivera, 2001; Ferrari et al., 2013; González-León et al., 2010; Keppie et al., 2006; Loza-Aguirre et al., 2012; Luhr et al., 2001; McDowell, 2007; McDowell y Keizer, 1977; Murray et al., 2014; Roldán-Quintana et al., 2004; Wong y Gans, 2008; Wong et al., 2010) que han sido afectadas por procesos extensionales que preceden al fin de la subducción desde el Eoceno (Ferrari et al., 2017).

En la región centro y sur, de acuerdo con Ferrari et al., (2013), las estructuras extensionales forman un cinturón de 65-80 km de ancho con fallas normales de rumbo general NW y echados al SW y NE que afectan a las rocas del Supergrupo Volcánico Superior del Eoceno-Oligoceno, las rocas batolíticas del Complejo Volcánico Inferior y al basamento prevolcánico (Figura 1.3). Además, se encuentra un conjunto de grábenes y semi-grábenes rellenos por sedimentos continentales y productos de vulcanismo bimodal (Ferrari et al, 2013).

En el área entre el sistema de fallas Tayoltita-Pueblo Nuevo y Concordia se reconoce una fase de extensión durante el Oligoceno tardío (29-24 Ma), siendo este uno de los eventos extensionales más antiguos encontrados en el área de la Provincia Extensional del Golfo (Ferrari et al., 2013) y cuya edad se considera representativa para las áreas del dominio Norte de Sinaloa (Figuras 2.3) . (Murray et al., 2013) reportan una edad de extensión del Oligoceno tardío para el área de

2. GEOLOGÍA REGIONAL

Guazapares, Chihuahua que apoya la idea de que la extensión que ha afectado estas áreas es de una edad similar (Ferrari et al., 2013).

La extensión continuó hasta el Mioceno temprano-medio (24-12 Ma) en los dominios de Sinaloa y Nayarit. Se reconocen en Nayarit dos sistemas extensionales, el primero de ellos corresponde al área de aproximadamente 180 km de extensión entre Bolaños-Huajicori con una edad de 24-18 Ma y formando estructuras N-S; el segundo evento con una edad de 18-11 Ma provocó un fallamiento de dirección N-NW definido por el sistema de fallas Pochotitlán, San Pedro y Acaponeta (Figura 2.3).

Para el caso de Sinaloa, los sistemas de fallas extensionales tienen una orientación NNW desarrollándose durante el Mioceno temprano a medio (Ferrari et al., 2013). Las fallas producto de esta fase extensional se encuentran cubiertas por flujos de lavas basálticas de 13 a 11 Ma de edad (Figura 2.3)

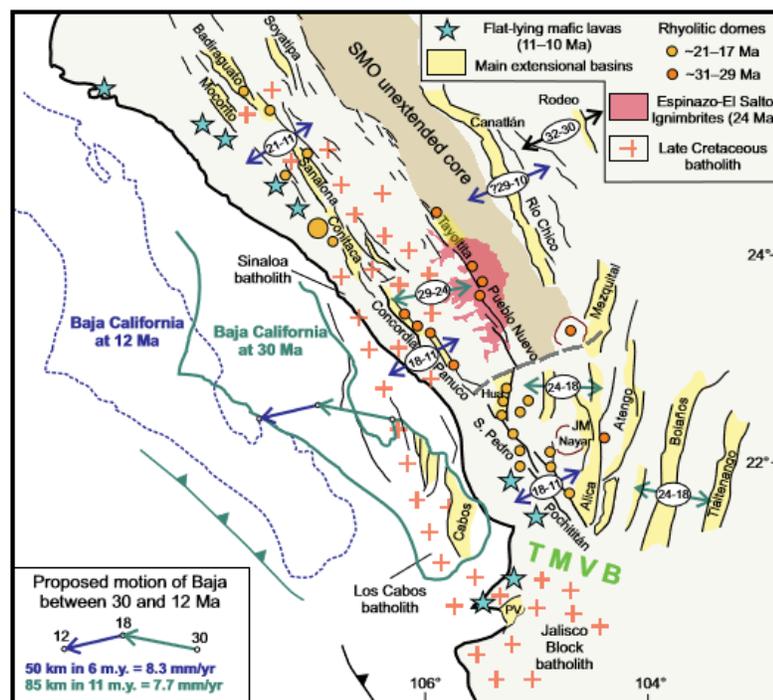


Figura 2.3. Reconstrucción paleogeográfica a 12 y 30 Ma de la Península de Baja California. Se observan en amarillo las cuencas asociadas a extensión, así como la edad de los sistemas extensionales reportados para cada región. Tomada de Ferrari et al., (2013).

2.4 Magmatismo y sedimentación sin-extensional

La formación de sistemas de fallas normales llevó al desarrollo de conjuntos de cuencas del tipo gráben y semi-gráben en Sinaloa, Sonora, Chihuahua y Baja California Sur. Dichas depresiones tectónicas, fueron rellenadas por depósitos de areniscas y conglomerados interestratificados con rocas volcánicas como flujos de lavas basálticas a dacíticas y cuerpos dómicos de composición intermedia a ácida (Ferrari et al., 2017). Esta sucesión de rocas sedimentarias y volcánicas ha sido definida por King, (1939) como la Formación Báucarit para las cuencas de Sonora y su extensión a las cuencas de Sinaloa.

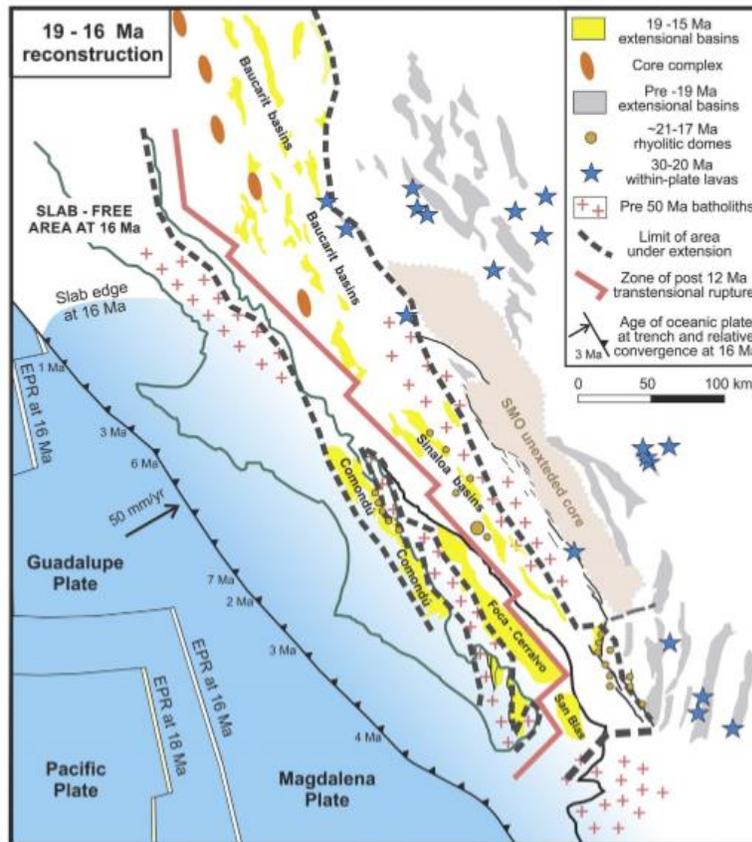


Figura 2.4. Reconstrucción paleogeográfica del Golfo de California a 19-16 Ma. Se muestra la distribución de las cuencas de Sinaloa, Sonora y Comondú en Baja California, así como, la ubicación de del cinturón extensional donde se concentró la deformación y magmatismo durante el Mioceno. Tomada de Ferrari et al., (2017).

2. GEOLOGÍA REGIONAL

Durante el período de 19 a 16 Ma, la extensión y el vulcanismo se concentraron a lo largo del área del futuro Golfo de California, específicamente en un cinturón de aproximadamente 80 km de ancho (Figura 2.4). Este cinturón extensional incluye las cuencas Báucarit de Sonora y su continuación en Sinaloa, así como las cuencas Comondú en Baja California (Ferrari et al., 2017).

Los depósitos sedimentarios que rellenan las cuencas de Mocerito y Conitaca en Sinaloa, son flujos de lavas de 17.5 a 14 Ma, y domos riolíticos de 23 a 17.5 emplazados a lo largo de fallas normales (Ferrari et al., 2013) y muestran características similares a los depósitos de la Formación Báucarit.

En Baja California Sur, las cuencas asociadas a extensión fueron rellenas por rocas volcánicas y vulcanosedimentarias que tradicionalmente fueron agrupadas en el Grupo Comondú, el cual consta de tres miembros (Umhoefer et al., 2001). Estos miembros fueron interpretados como las facies distal, proximal y de núcleo de una cadena de volcanes de arco migrantes hacia el oeste y anteriores a la extensión que dio origen al actual Golfo de California (Umhoefer et al., 2001). El registro estratigráfico del Grupo Comondú incluye partes distales del vulcanismo explosivo de la Sierra Madre Occidental y material de relleno sedimentario, flujos de lava, diques y domos dacíticos a riolíticos (Ferrari et al., 2017).

El miembro inferior del Grupo Comondú incluye una sucesión clástica fluvial y eólica, así como areniscas y conglomerados tobáceos interestratificadas con ignimbritas silíceas que representan los depósitos distales del vulcanismo explosivo de la Sierra Madre Occidental (Bryan et al., 2014; Duque-Trujillo, 2015) con edades de entre 27 a 18.5 Ma (Durán-Calderón, 2016; Umhoefer, 2011).

El miembro intermedio consiste en brechas sedimentarias, depósitos vulcanoclásticos, diques, lavas y domos de composición intermedia con abundantes cristales de anfíbol (Ferrari et al., 2017). Este miembro es correlacionable con los depósitos sedimentarios, vulcanoclásticos y volcánicos de las cuencas extensionales en la margen oriental del Golfo de California, Sonora, Sinaloa y Nayarit, donde se han denominado como Formación Báucarit (Ferrari et al., 2017).

2. GEOLOGÍA REGIONAL

Sobre el miembro intermedio yace una capa de 250 m de espesor de lavas andesíticas a basálticas, con brechas vulcanosedimentarias y areniscas con edades de depósito de 15 a 12 Ma que corresponde al miembro superior del Grupo Comondú (Ferrari et al., 2017).

La extensión y el vulcanismo en las Cuencas Báucarit y norte de Baja California es 5 a 6 Ma más antigua, respecto a las cuencas de Sinaloa y Comondú (Ferrari et al., 2017), aunque diversas características geoquímicas, estratigráficas y petrográficas entre las unidades volcánicas y sedimentarias sugieren que pertenecen al mismo dominio tectónico.

Tradicionalmente el vulcanismo de la Sierra Madre Occidental y el Grupo Comondú han sido interpretados como una manifestación del magmatismo de arco, mientras que el vulcanismo asociado a la extensión había sido limitado a los productos emplazados después del fin de la subducción (Umhoefer, 2011). Sin embargo, la evidencia estructural demuestra que el proceso de extensión en el NW de México ha sido más o menos continuo desde el Oligoceno, lo cual es consistente con las características geoquímicas del magmatismo.

Durante el Oligoceno temprano la extensión y el magmatismo estuvieron intrínsecamente relacionados. De acuerdo con Ferrari et al., (2017) las unidades asociadas con la extensión antes del final de la subducción incluyen a los pulsos ignimbríticos del Supergrupo Volcánico Superior, y a las rocas volcánicas y vulcanosedimentarias del Grupo Comondú y cuencas relacionadas.

Para explicar la extensión continental y vulcanismo del SVS se ha considerado que el vulcanismo explosivo del primer pulso ignimbrítico de la Sierra Madre Occidental coincide con la disminución en la velocidad de convergencia de las placas Farallón y Norteamérica de 190 mm/año a los 35 Ma a 130 mm/año a los 30 Ma, mientras que el segundo pulso ignimbrítico coincide con otro descenso en la velocidad de convergencia, de 130 mm/año a 75 mm/año en el periodo de 27.5 a 20 Ma (Ferrari et al., 2017). El primer pulso ignimbrítico precede ligeramente el inicio del fallamiento extensional mientras que el segundo pulso de la Sierra Madre Occidental es un evento claramente sin-extensional (Ferrari et al., 2017). Posteriormente, la tasa de

2. GEOLOGÍA REGIONAL

convergencia continuó disminuyendo hasta que la subducción cesó a aproximadamente 12.5 Ma.

Aunque se ha propuesto que la extensión continental y la localización y composición del magmatismo en las fases finales de la subducción fue controlada por el aumento en el ángulo de subducción de la placa subducida (*slab rollback*) (Ferrari et al., 2017), otros autores proponen adicionalmente la remoción secuencial, de este a oeste, de fragmentos de la placa por procesos de ruptura y hundimiento. El ascenso del manto astenosférico que resulta de estos procesos podría explicar tanto la extensión como el magmatismo (Ferrari et al., 2017).

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Uno de los objetivos principales de este trabajo consiste en la obtención de datos geológicos, geoquímicos y geocronológicos que aporten nueva información al entendimiento del vulcanismo en el noroeste de México, específicamente en la Sierra El Infierno.

En términos generales la realización de este trabajo consistió primero en una visita de reconocimiento al área de estudio con apoyo de la información disponible de trabajos previos y la cartografía del Servicio Geológico Mexicano (SGM). Esta campaña de campo fue realizada con el fin de recolectar muestras y realizar la descripción de las rocas que afloran en esta región, así como reconocer las relaciones estratigráficas de las unidades que afloran en la zona de estudio.

Una vez completada esta primera visita, se procedió a la preparación de láminas delgadas para su descripción bajo un microscopio petrográfico y la selección de muestras para análisis químico.

Posteriormente se realizó la preparación de muestras para el análisis geoquímico de elementos mayores y traza. La concentración de elementos traza, así como la digestión en ácidos fueron realizados en el Laboratorio Ultralimpio del Centro de Geociencias, mientras que el análisis de elementos traza fue realizado en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica de la UNAM.

Se utilizó el método de U-Pb para la obtención de edades absolutas de algunas muestras específicas, dicho procedimiento también se realizó en el Centro de Geociencias.

Finalmente se elaboró un mapa en un sistema de información geográfica de uso libre (QGIS), donde se representan las diferentes unidades identificadas y se reportan los datos obtenidos en este trabajo. En específico, la expresión de la carta geológica es uno de los objetivos principales de esta tesis.

3.1 Trabajo de campo

Se realizó una visita de campo a la Sierra el Infierno, Sinaloa, utilizando como base la información disponible en las cartas topográficas del INEGI G13C73 Quila y G13C83 Tanques y las cartas geológico-mineras del SGM G13C74 Cosalá y G13C84 Conitaca 1: 50,000, así como la carta geológica estatal de Sinaloa 1: 500,000 y la carta 1:250,000 G13-10 Culiacán

Durante esta salida se visitaron puntos específicos de dichas cartas con el fin de reconocer texturas, estructuras y tipos de rocas emplazadas. Cada punto fue guardado con la ayuda de un receptor GPS.

También se recolectaron muestras para análisis petrográfico, análisis geoquímico o para geocronología. Durante la selección del material se procuró que este no presentara costras de alteración, por lo que se seleccionó aquel material “fresco”. Esto último, para evitar alteración en los datos geoquímicos y para tener un mayor detalle en el análisis petrográfico.

3.2 Petrografía

Durante las campañas de campo se recolectaron 24 muestras de rocas representativas del área de estudio, de las cuales se realizaron láminas delgadas para estudios petrográficos (Tabla 3.1).

Además, se revisaron otras siete muestras procedentes de la tesis de Durán Calderón (2016), que corresponden a unidades volcánicas del Grupo Comondú en el área de Loreto, Baja California Sur (Tabla 3.2), con el fin de establecer un primer acercamiento a la existencia o no de una correlación con base en sus características petrográficas.

Tabla 3.1. Relación de muestras colectadas en la Sierra El Infierno con la clasificación y ubicación. Además, se presentan las muestras que fueron seleccionadas para el análisis geoquímico y/o para fechamiento geocronológico.

Muestra	Tipo de roca	Latitud	Longitud	Geoquímica	Geocronología
SIN 101	Dacita	24.196978°	-106.882690°	---	---

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

SIN 102	Toba lítica	24.201389°	-106.864115°	---	---
SIN 103	Dacita	24.200388°	-106.858268°	SI	SI
SIN 104	Dique dacítico	24.196914°	-106.849538°	SI	---
SIN 105	Toba cristalina	24.188850°	-106.838790°	---	---
SIN 106	Basalto	24.120603°	-106.700883°	SI	---
SIN 107	Toba lítica	24.244924°	-106.809444°	---	---
SIN 108	Ignimbrita soldada	24.242558°	-106.831273°	---	SI
SIN 108 B	Ignimbrita soldada	24.240194°	-106.835434°	---	---
SIN 109	Basalto	24.263333°	-107.023611°	---	---
SIN 110	Andesita	24.254403°	-107.017857°	SI	---
SIN 111	Basalto	24.271667°	-106.997778°	---	---
SIN 112	Riolita	24.278757°	-106.983686°	---	---
SIN 113	Traquita	24.280379°	-106.980507°	SI	---
SIN 114A	Riolita	24.182222°	-107.024167°	---	---
SIN 114B	Riolita	24.182222°	-107.024167°	---	---
SIN 114C	Lava riolítica	24.182222°	-107.024167°	---	---
SIN 115	Toba cristalina	24.193768°	-106.997198°	---	SI
SIN 116	Riolita de biotita	24.192693°	-106.992328°	---	---
SIN 117	Riolita	24.191048°	-106.990700°	---	---
SIN 118	Traquita	24.188036°	-107.009984°	SI	---
SIN 119	Andesita	24.386476°	-106.986076°	---	---
SIN 120	Andesita	24.361943°	-106.993816°	SI	---
SIN 121	Riolita	24.358252°	-107.076469°	---	---

Tabla 3.2. Relación de muestras del Grupo Comondú, Baja California. Tomadas de Durán-Calderón, (2016). Además, se presentan las muestras seleccionadas para análisis geoquímico y/o para fechamiento geocronológico.

Muestra	Tipo de roca	Latitud	Longitud	Geoquímica	Geocronología
BJS-10	Dacita	25.566833°	-111.167150°	SI	SI
BJS-16	Dacita con anfíbol	25.972367°	-111.482733°	SI	---
BJS-18	Dacita	26.090717°	-111.377883°	SI	---
BJS-19	Riodacita	26.399667°	-111.672033°	SI	---
BJS-24	Dacita	26.746067°	-112.147817°	SI	---
BJS-29	Dacita de hornblenda	25.727217°	-111.244483°		---
BJS-30	Dacita de hornblenda	26.002017°	-111.418367°	SI	---

3.2.1 Elaboración de láminas delgadas

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Las láminas delgadas fueron realizadas en el Taller de Laminación del Centro de Geociencias de la UNAM. El proceso de preparación es descrito a continuación.

Para cada muestra se cortó un prisma con una sierra de diamante cuya superficie fuese igual o menor a las dimensiones de un portaobjetos. Posteriormente cada una de las caras fue pulida a mano con abrasivos de carborundo de 400, 600 y 1000 μm , de tal forma que las irregularidades producidas durante el corte fuesen mínimas. También se utilizó un portaobjetos, el cual fue desbastado con los abrasivos de 400 y 600 μm en una sola cara. Posteriormente, cada una de las muestras fueron pegadas con una resina de curado UV con un índice de refracción similar al del bálsamo de Canadá ($n=1.55$); para asegurar que este proceso sea exitoso se dejó la muestra aproximadamente 10 minutos expuesta a los rayos del sol.

Mediante la ayuda de una cortadora de baja velocidad, los prismas fueron desgastados a aproximadamente 40-60 μm . En seguida, cada una de las muestras fue desgastada manualmente con abrasivos de carborundo de tamaño de grano de 400, 600 y 1000 μm , para asegurar un grosor de aproximadamente 30 μm , este proceso fue continuamente supervisado bajo un microscopio petrográfico para evitar que la muestra tuviese un espesor menor o fuese completamente eliminada.

Finalmente, cada muestra fue limpiada con aire comprimido y durante 5 minutos fue sumergida en acetona para quitar restos de resina, abrasivos o cualquier otra sustancia adherida durante todo el proceso, para ser finalmente protegidos con los cubreobjetos.

3.3 Geoquímica

Se seleccionaron 13 muestras en total para la preparación y análisis de elementos mayores y traza. La lista de muestras se observa en la Tabla 3.1, siete de estas rocas corresponden a la suite de rocas volcánicas SIN de la Sierra El Infierno, mientras que las muestras restantes corresponden a rocas volcánicas de la suite BJS del Grupo Comondú en Loreto, Baja California Sur (Tabla 3.2).

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

El procesado de muestras se realizó en el Taller de Trituración del Centro de Geociencias. El proceso consta de los siguientes pasos: trituración, lavado, selección de chips y pulverizado. Dicho procedimiento se explica a continuación.

3.3.1 Preparación de muestras para análisis geoquímico

- Trituración

El equipo utilizado consiste en una prensa hidráulica, dos platillos de metal y los tamices 4, 20 y una base donde se acumularon las partículas menores al tamiz 20 (0.84 mm). El equipo y el cuarto de pulverizado fueron lavados antes de su uso con agua, alcohol y/o acetona y aire comprimido para evitar que algunas partículas de procedimientos anteriores pudiesen contaminar cada una de las muestras, repitiéndose el lavado antes del pulverizado de cada una de las muestras.

Con la ayuda de una prensa hidráulica se trituró cada una de las muestras (Figura 3.1a). Se utilizaron todas aquellas porciones que quedaron entre los tamices 4 y 20 (entre 4.76 mm y 0.84 mm) como se puede observar en la Figura 3.1b, posteriormente cada muestra fue guardada en una bolsa y rotulada con la clave correspondiente. Al finalizar la trituración de cada muestra, se limpió el equipo utilizado aire comprimido, alcohol etílico y acetona.



3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Figura 3.1. Equipo utilizado durante el proceso de trituración: (a) prensa hidráulica y (b) tamices utilizados para la selección de muestras, de arriba a abajo corresponden a los tamices 4, 20 y la base.

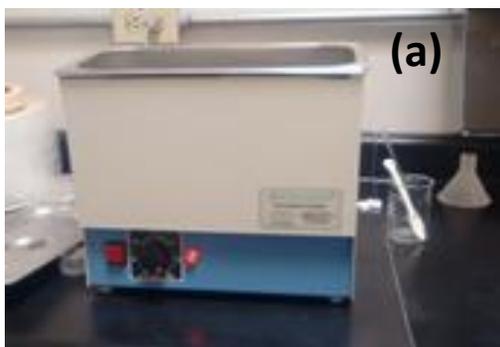
- Lavado y selección de chips

Se seleccionó una porción de cada muestra en un vaso de precipitado previamente lavado con agua desionizada (DI-H₂O, con 18 MΩ de resistividad), el cual fue rotulado con un marcador.

Los chips o fragmentos fueron lavados con agua desionizada para quitar todas aquellas partículas finas que pudieron quedar adheridas a los chips durante el proceso de trituración, para lograr que este paso fuese exitoso se utilizó una serie de al menos tres baños ultrasónicos (Figura 3.2a) durante 10 minutos cada uno para eliminar las partículas adheridas a los chips.

Se colocó papel aluminio sobre los vasos de precipitado y se le hicieron algunas aberturas para facilitar el proceso de secado. Las muestras se colocaron en un horno aproximadamente 12 horas a 75°C (Figura 3.2b)

Posteriormente, con la ayuda de un microscopio binocular se seleccionaron los chips que no mostrasen alteraciones con minerales secundarios, meteorización etc.



3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS



Figura 3.2 (a) equipo utilizado para baños ultrasónicos, (b) horno para el secado de muestras a 75°C y (c) microscopio binocular utilizado para la separación de chips.

- Pulverizado

Primeramente, se limpió el área de trabajo del Taller de Molienda del Centro de Geociencias con agua desionizada, así como el equipo utilizado (molino de alumina marca SPEX) para evitar contaminación.

Se pulverizó la muestra con la ayuda del equipo Shatterbox y de un molino de alumina. El molino de alumina consta de 4 partes como se puede observar en la Figura 3.3a.



3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

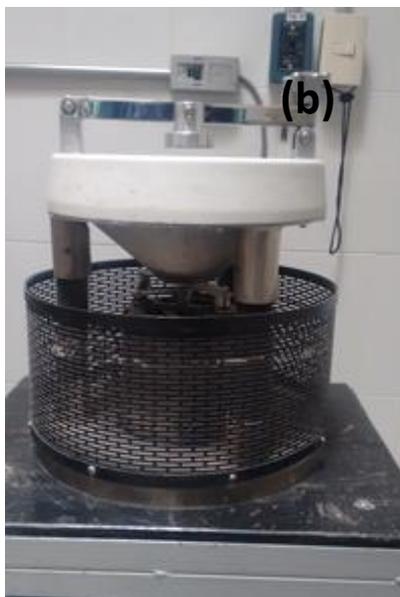


Figura 3.3. Equipo utilizado durante la pulverización de las muestras: (a) partes del molino de alumina y (b) equipo shatterbox

El primer paso fue colocar una pequeña porción (20 a 30 gr) de la muestra en el molino, utilizando guantes de látex en todo momento. Posteriormente, el molino se colocó cuidadosamente en el shatterbox (Figura 3.3b), asegurándose de colocarlo adecuadamente con el seguro. En la primera tanda se colocaron aproximadamente 30 gr de material con una duración de 2 a 3 minutos y fue realizado para precontaminar el disco del molino. De esta manera se puede asegurar que no haya contaminación por la muestra realizada anteriormente.

Esta primera tanda fue desechada y posteriormente se realizó el mismo procedimiento otras tres veces con una duración de 3 a 4 minutos hasta llenar dos contenedores destinados para el análisis de elementos traza y mayores. Este procedimiento asegura un tamaño de partículas de aproximadamente 75 μm . Al finalizar, cada muestra se guardó en dos botes, los cuales se rotularon con su respectiva clave.

3.3.2 Análisis de elementos traza

La preparación de las muestras se realizó en el Laboratorio Ultralimpio de Centro de Geociencias. El proceso previo para el análisis de concentraciones de elementos

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

traza consiste en: pesado de muestras, digestión y preparación con una Solución Estándar Interna, y requiere de cuatro días.

- Pesado de la muestra

El pesado se realiza en un cuarto especial con una calidad de limpieza nominal de 300. Primero se debe de limpiar el área de trabajo y se limpia la espátula con agua desionizada, para evitar la contaminación con partículas presentes en él mismo.

Se utiliza una microbalanza de alta precisión de la marca Sartorium que puede pesar hasta 21 g, se enciende y se espera a que la microbalanza se estabilice, se presiona 'tare' para establecer los valores en cero. Se hace uso de un vial de teflón de fondo redondo de 15 ml previamente lavado, al cual se le coloca una base de papel aluminio y se le dispara con una pistola electroestática para evitar la dispersión de la muestra por efectos de la estática. Se coloca el vial y se espera hasta que el valor en la pantalla se estabilice de nuevo, una vez logrado lo anterior, se presiona 'tare'. Es necesario pesar 0.05 g de muestra, aunque aquellos valores entre 0.0495-0.0505 son aceptables, se debe de anotar el peso utilizado para cada muestra. Una vez que la muestra ha sido pesada, se colocan unas gotas de agua desionizada para evitar la dispersión del polvo y se rotulan los viales con su respectiva clave. Repitiéndose este paso para cada una de las muestras.

- Digestión de roca total en ácidos

El proceso de digestión tiene una duración aproximada de 4 días. Una vez que las muestras han sido pesadas, se pasan a una campana LFE-1200 de extracción de flujo laminar con una calidad de aire de clase 100 (Figura 3.4a) donde se le colocarán ácidos INSTRA con la ayuda de una micropipeta.

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

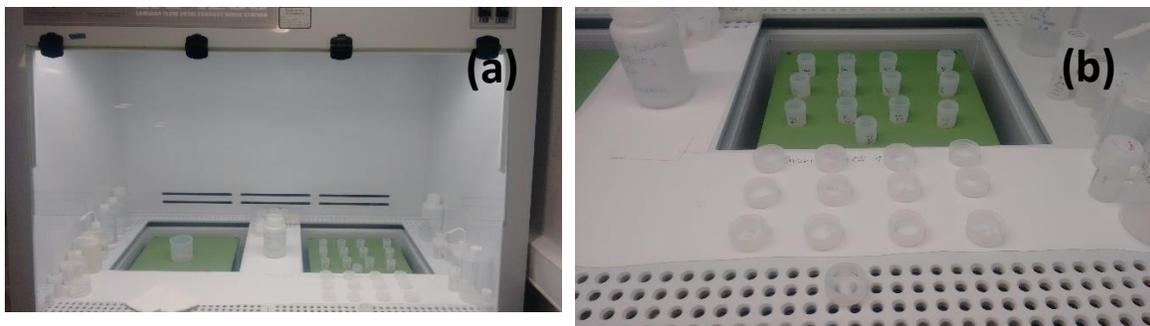


Figura 3.4. (a) interior de la campana de extracción y (b) viales usados durante la digestión de las muestras con ácidos en la parrilla

Durante el primer día se coloca en cada vial 1 ml de ácido fluorhídrico concentrado y 0.5 ml de ácido nítrico 8N. El ácido fluorhídrico forma un complejo con la sílice que es volátil, mientras que el ácido nítrico el cual oxida los compuestos presentes a formas más solubles, mientras que el ácido nítrico oxida los compuestos presentes a una forma más soluble. Las muestras se dejan sobre una parrilla de calentamiento de cerámica cubierta de teflón durante toda la noche a ~ 100 °C.

Al siguiente día se destapan los viales y se dejan evaporando a 100 °C (Figura 3.4b). Las muestras tomarán la forma de una pasta blanca y deberá de cuidarse que no haya gotas en las paredes. Una vez logrado esto, se colocan 16 gotas de ácido nítrico 16N y se dejan las muestras destapadas en la parrilla a ~ 100 °C hasta que la muestra vuelva a tener el aspecto de una pasta. Finalmente, se colocan nuevamente 16 gotas de ácido nítrico 16N, se tapan los viales y se dejan en la parrilla a ~ 100 °C hasta el siguiente día.

En el día tres, se destapan los viales y se dejan en la parrilla evaporándose, hasta que no queden gotas en las paredes y la muestra tenga la textura de una pasta. Una vez logrado lo anterior, se colocan 2 ml de agua desionizada y 2 ml de ácido nítrico 8N. Se dejan las muestras tapadas y sobre la parrilla a 100°C otra noche.

Las muestras BJS-16 y BJS-19 fueron digeridas de nuevo en bombas de presión Parr siguiendo el método descrito en Duque-Trujillo, (2015, suplemento 1) debido que presentaban concentraciones bajas de Zr y Hf que indican que minerales accesorios como circones, los cuales pueden incorporar a este elemento, no se

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

disolvieron. En la Figura 3.5 se muestra la diferencia entre los diagramas de elementos trazas antes y después del análisis en bomba. Como se puede observar las anomalías negativas muy pronunciadas en los elementos Zr y Hf desaparecen cuando las muestras son procesadas con la bomba. También, los resultados con bomba muestran una concentración ligeramente menor de elementos de las tierras raras ligeras (LREE) y mayor de elementos de las tierras raras pesadas (HREE), esto se debe a que los ácidos utilizados durante el procedimiento forman algunos complejos insolubles con las LREE, mientras que la disolución de fases minerales que contienen HREE fue más eficiente en bomba.



Figura 3.5. En azul se muestran los diagramas de elementos trazas de BJS-16 y en anaranjado para BJS-19 antes y después del análisis en bomba. Se puede notar una diferencia significativa en los patrones de Zr, Hf y en las Tierras Raras Ligeras con y sin análisis en bomba.

- Dilución de las muestras con una Solución Estándar Interna

Una vez que la muestra ha tomado el aspecto de una pasta, el contenido de cada vial se vierte en una botella de 125 ml, la cual es rotulada con su respectivo número de muestra y el vial se lava con 1 ml de agua desionizada.

Con la ayuda de una balanza Mettler Toledo se pesan los frascos con todo y la mezcla anteriormente mencionada y se le añade solución estándar interna hasta un peso de aproximadamente 100 g. Además, se hace la preparación de los

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

estándares y blancos. Se utilizaron cuatros estándares internacionales certificadas (AGV-2, BCR-2, AGV-2 y JB-3) y tres muestras de un estándar interno “alto” (PS-99-25) del Macizo de Palma Sola (Gómez-Tuena et al., 2003) y dos blancos.

La solución estándar interna es una solución de ácido nítrico 0.2N que contiene 10ppb de Ge, 5ppb de In, 5ppb de Bi y 5 ppb de Tm. Todos los anteriores, elementos cuya masa abarca el rango de masas de los elementos que se pretende analizar (Mori, 2007).

Finalmente, la determinación de las concentraciones de elementos traza se realiza con una técnica analítica instrumental, el ICP-MS (Espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo) en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, UNAM.

3.3.3 Análisis de elementos mayores

- Procedimiento de preparación de muestras

El análisis de elementos mayores se realizó en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Laboratorio Nacional de Geoquímica del Instituto de Geología de la UNAM.

El primer paso consiste en determinar la pérdida por calcinación o *Loss On Ignition* (LOI). Para esto se pesa 1 g de muestra, el cual se coloca en un crisol de porcelana y se calienta a 950 °C durante una hora. Una vez terminado el calentamiento, se vuelve a pesar la muestra y la diferencia entre el peso inicial y el peso final es la pérdida por calcinación.

Una vez que se ha determinado el valor del LOI, se procede a preparar pastillas fundidas de las muestras. Se pesa de 1 g muestra y se mezcla con 9 g de un fundente compuesto por 50% de tetraborato de litio y 50% de metaborato de litio La mezcla se vacía a un crisol de aleación platino-oro al cual se le colocan previamente dos gotas de una solución de bromuro de litio para evitar que la muestra se pegue al molde. El crisol se coloca en la base de un hornillo de la marca CLAISSE 2013 (Figura 3.6a) a una temperatura de 1050 °C durante 13 minutos, de los cuales 4.5

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

minutos son para el enfriamiento. Finalmente, la muestra se saca del molde con un chupón.

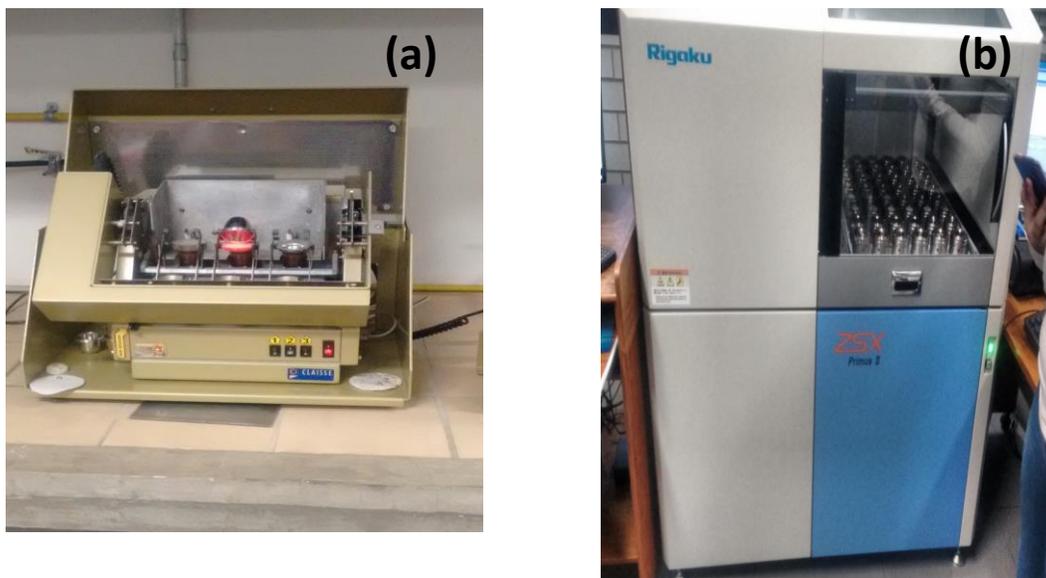


Figura 3.6. (a) Hornillo donde se calienta la muestra y (b) equipo de fluorescencia de rayos-X del Instituto de Geología de la UNAM

- Análisis por Fluorescencia de Rayos X (XRF)

Las muestras se analizaron con un espectrómetro de la marca Rigaku ZSX Primus II (Figura 3.6b). La fluorescencia de rayos-X es una técnica no destructiva para el análisis de rocas, minerales, sedimentos y fluidos. Con esta técnica es posible la medición de elementos mayores y algunos elementos traza, pero como se mencionó anteriormente, en este trabajo la determinación de elementos traza fue realizado por ICP-MS en el Centro de Geociencias de la UNAM.

Esta técnica analítica se basa en el principio de que cuando un átomo es excitado por una fuente de energía externa, en este caso, una fuente primaria de rayos-X, esto genera que los electrones del átomo salten a orbitales más externos. Una vez que el átomo regresa a condiciones estables, los electrones regresan a su sitio original, emitiendo rayos-X fluorescentes de una determinada longitud de onda, cuyos picos de intensidad son proporcionales a la concentración de cada elemento en la muestra.

3.4 Geocronología U-Pb en cristales de circón

3.4.1 Separación y montaje de circones

El primer paso fue realizar la molienda con ayuda de una prensa hidráulica en el Laboratorio de Molienda del Centro de Geociencias. A diferencia de lo hecho para análisis químico, se utilizaron las siguientes mallas 4, 20, 35, 60 y 80, tomándose las partículas que quedaron entre las cribas 60 y 80 (3.36 y 2.38 mm). Al finalizar este paso, se guardó el material en bolsas y se rotuló con su respectivo número de muestra.

Con la ayuda de una batea tipo 'pan californiano' se realizó la concentración de minerales pesados. Se colocó una pequeña porción del material en la batea y se le añadió agua corriente; realizando movimientos oscilatorios se concentró a las partículas más pesadas en el fondo y con ayuda de los escalones se evitó que estos fueran expulsados junto a las partículas más ligeras.

El material concentrado en el fondo de la batea fue colocado en una cajita Petri, la cual fue rotulada con su respectivo número de muestra y puestas a secar en el horno a aproximadamente 75 °C por 12 horas. Una vez seco el material, se utilizó un separador magnético o Frantz, para separar minerales magnéticos. Se utilizaron corrientes 0.25, 0.5 y 1.0 A.

Bajo la lupa binocular Olympus SZ61 se separaron y seleccionaron entre 50 y 60 cristales de circón los cuales fueron montados con algún arreglo fácil de reconocer en una superficie con pegamento en un círculo, posteriormente dibujado.

Una vez que todos los circones fueron montados se colocó una mezcla compuesta por una resina Epofix y un endurecedor EpoFix, ambos de la marca Struers. Dicha mezcla fue vertida en un molde circular. Se dejó reposando 24 horas y al siguiente día se despegó la probeta. Se procedió a cortar la probeta y posteriormente los cristales fueron pulidos manualmente con abrasivos con el fin de dejar expuestas las superficies de los circones.

3.4.2 Imágenes de catodoluminiscencia

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

En el laboratorio de Fluidos Corticales del Centro de Geociencias se tomaron fotos de las probetas con catodoluminiscencia para documentar la distribución de cristales, evidenciar variaciones en la composición de los cristales y seleccionar los sitios de análisis. Las imágenes con esta técnica se muestran en el Anexo 1B.

La luminiscencia es el fenómeno bajo el cual se producen la emisión de radiación electromagnética al bombardear un material con radiación o partículas sin radiación térmica. Estas emisiones pueden estar en el rango visible (400-700 nm), ultravioleta (UV < 400 nm) e infrarrojo (IR > 700 nm).

La teoría de bandas para el estado sólido puede explicar el fenómeno de luminiscencia (Figura 3.7). Un material sólido aislado es visualizado teniendo una banda de valencia (baja energía) y una banda de conducción (alta energía) y entre ambas bandas se encuentra un gap que contiene algunas trampas (defectos estructurales de los cristales o impurezas). Cuando el haz de electrones bombardea a la muestra, los electrones de la banda de valencia (VB) saltan a la banda de conducción (CB); cuando estos electrones excitados intentan regresar a la VB pueden ser atrapados en el gap. Durante su camino, los electrones excitados en la CB pueden regresar directamente a la VB emitiendo generalmente partículas con longitudes de onda en el rango de la luz ultravioleta, puede encontrar una trampa y posteriormente regresar a la VB o durante su trayecto puede encontrar múltiples trampas hasta llegar a la VB.

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

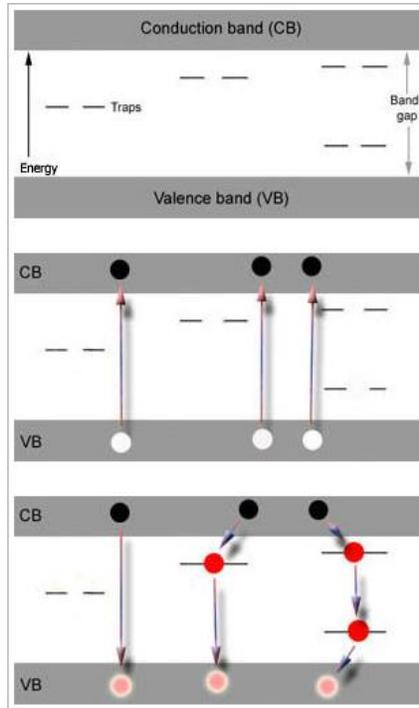


Figura 3.7. Teoría de bandas de estado sólido que explica el fenómeno de luminiscencia en un material aislante. VB corresponde a la Banda de valencia, CB corresponde a la banda de conducción y el espacio entre ambas corresponde a un gap o “banda prohibida”. Tomada de https://serc.carleton.edu/research_education/geochemsheets/CLTheory.html

La catodoluminiscencia es un tipo de luminiscencia en la cual, se emiten fotones de longitudes de onda características a partir del bombardeo con un haz de electrones a un material (Figura 3.8).

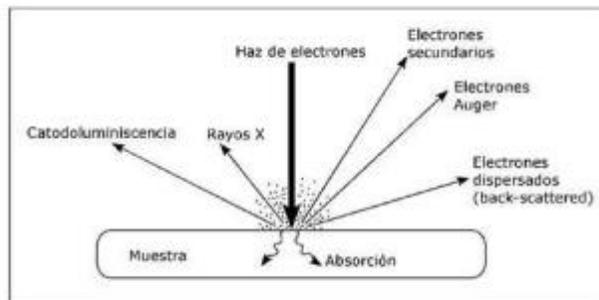


Figura 3.8. se observa el proceso de generación de la catodoluminiscencia, tomada de Ramos-Rosique, (2007).

3.4.3 Análisis isotópico con LA-ICP-MS

Utilizando la técnica LA-ICP-MS (laser ablation inductively coupled mass spectrometry) en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, se realizó el análisis de cristales de circones.

La ablación se realizó con la ayuda del equipo de ablación láser RESONETICS Resolution M-50 (Figura 3.9a), que incluye un láser excímero de ArF de 193 nm Coherent LPX Pro que permite la liberación de un haz de argón. El impacto de este haz en las superficies pulidas de los cristales de circones genera un spot (o cráter) de 30 μm de diámetro y 10 μm de profundidad en una celda con atmósfera de He. El material liberado es transportado por un flujo de Ar y N_2 hasta el ICP-MS Thermo iCap Q (Figura 3.9b). Al llegar el gas al equipo mencionado anteriormente es ionizado por un plasma con una temperatura de 7000 $^{\circ}\text{C}$. Este gas ionizado pasa a través de un analizador (cuadrupolo), que al variar el voltaje es capaz de detectar los iones de acuerdo con su relación masa-carga.



3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS



Figura 3.9. Equipo de medición LA-ICP-MS del Centro de Geociencias de la UNAM. (a) Sistema de ablación láser; (b) ICP-MS.

Para verificar una correcta medición del equipo se realizó la medición de una muestra de referencia que es el vidrio NIS-612 y un circón estándar de edad concordante de 1062 Ma (91-500) cada 10 muestras.

3.4.4 Sistema isotópico U-Th-Pb

El sistema isotópico U-Pb es uno de los métodos geocronológicos con mayor uso y uno de los más precisos, ya que es capaz de medir edades que van desde la formación del sistema solar (4.5 Ga) hasta el Pleistoceno (Schoene, 2013).

El sistema U-Th-Pb es un caso especial de los sistemas de decaimiento radiogénicos, dado que existen tres sistemas de decaimiento de U que generan isotopos estables de Pb.

Antes de hablar propiamente acerca de este sistema, analicemos el comportamiento geoquímico del U, Th y Pb en los sistemas geológicos de la Tierra silicatada.

- Comportamiento geoquímico del U,Th y Pb

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

U y Th pertenecen al grupo de los actínidos, ambos elementos tienen valencia de +4, en condiciones oxidantes (dominantes en la superficie terrestre) el U se encuentra con valencia +6. Como se observa en la tabla 4.1, el radio iónico de cada especie es lo suficientemente pequeño para incorporarse a la estructura de ciertos minerales; por lo tanto, el U y Th se concentran preferentemente en la corteza terrestre.

Tabla 3.3. Se muestran las características químicas más importantes de los elementos U, Th y Pb.

Elemento	Especie(s)	Características
U	+4 (forma reducida)	Radio iónico de 89 pm Insoluble e inmóvil
	+6 (forma oxidada)	Radio iónico de 73 pm (NC=6) y 86 (NC=8) Forma el oxi-anión UO_4^{2-} , que es soluble
Th	+4	Radio iónico de 94 pm Relativamente insoluble e inmóvil
Pb	+2	Radio iónico de 119 pm (NC=6) y 129 pm (NC=8) Relativamente insoluble (existen algunas excepciones)

pm= pico metros; NC= número de coordinación

Por otro lado, el Pb tiene un comportamiento geoquímico más complejo que el del U y Th. En la naturaleza existe con dos estados de valencia: +2 y +4, aunque el Pb^{2+} es el más abundante. Es un elemento calcófilo y relativamente volátil. Como se observa en la tabla, debido a un gran radio iónico es un elemento incompatible. En los silicatos, como los feldespatos potásicos, puede sustituir al K.

A pesar de que U y Th pueden formar parte de ciertas fases minerales muy raras (Uraninita y Thorita), nuestro interés se concentra en su presencia como elementos traza en minerales accesorios en rocas ígneas, específicamente en minerales de origen ígneo. Ejemplos de estos minerales son: circón, apatito y esfena.

- Teoría del decaimiento radioactivo para el sistema U-Th-Pb

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Existen tres series de decaimiento radioactivo que involucran a los isótopos padre ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th , los cuales producen los isótopos hijos ^{206}Pb , ^{207}Pb y ^{208}Pb respectivamente. Cada una de estas series de decaimiento se produce en una serie de pasos en los que se generan isótopos de corta vida intermedios. Dado que la etapa final de cada una de las series de decaimiento es mucho más lenta que cualquiera de los pasos intermedios, todo el proceso puede ser descrito a través de una ecuación.

El decaimiento radioactivo de cualquier núclido puede ser descrito a través de la ley de decaimiento radioactivo (1). Esta ecuación describe la probabilidad de que un núclido decaiga en un cierto intervalo de tiempo dado.

$$\frac{dN}{dt} = -\lambda N \quad (1)$$

Dónde: $\lambda[\text{t}^{-1}]$ es la constante de decaimiento que expresa la probabilidad de que un átomo dado decaiga en un tiempo t , cuyo valor varía para cada núclido y es independiente de otros factores como la presión y temperatura; N es el número de núclidos en el tiempo t . El signo negativo implica que N disminuye con el tiempo.

Si a (1) se le aplica una integral (2) y se resuelve, se obtiene (3).

$$\int_{N_0}^N \frac{dN}{N} = \int_0^t -\lambda dt \quad (2)$$

$$N_0 \ln \frac{N}{N_0} = -\lambda t \quad (3)$$

Donde N_0 es el número de átomos radioactivos presentes al $t=0$. Aplicando las leyes de logaritmos naturales obtenemos (4).

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (4)$$

El número de isótopos hijos producidos es simplemente la diferencia entre el número inicial de isótopos padre menos los restantes al tiempo t :

$$D = N_0 - N \quad (5)$$

Sustituyendo (4) en (5) se obtiene:

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

$$D = Ne^{-\lambda t} - N = N(e^{-\lambda t} - 1) \quad (6)$$

Una expresión más general que toma en cuenta la presencia de isótopos hijos al tiempo $t=0$.

$$D = D_0 + N(e^{-\lambda t} - 1) \quad (7)$$

Analicemos el caso del sistema isotópico U-Th-Pb y reescribamos la ecuación (7) para los tres sistemas isotópicos. Como se puede notar, es mucho más fácil medir la relación isotópica de dos isótopos en vez de uno, por lo tanto, se mide la relación isotópica entre un núclido radioactivo y un isótopo no radiogénico, en este caso ^{204}Pb por convención (White, 2013a) El uso del ^{204}Pb como normalizador se debe principalmente a que es un isótopo no radiogénico, lo cual permite una medición más fácil al contrario de medir los moles de los isótopos padre e hijo por separado. Además, permite ignorar las concentraciones absolutas de U y Pb y simplemente concentrarnos en su relación (Schoene, 2013).

$$\begin{aligned} \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) &= \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)(e^{\lambda_{238}t} - 1) \\ \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) &= \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)(e^{\lambda_{235}t} - 1) \\ \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right) &= \left(\frac{^{208}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_0 + \left(\frac{^{232}\text{Th}}{^{204}\text{Pb}}\right)(e^{\lambda_{232}t} - 1) \end{aligned}$$

con constantes de decaimiento $\lambda_{238} = 1.55125 \times 10^{-10} a^{-1}$, $\lambda_{235} = 9.8485 \times 10^{-10} a^{-1}$ y $\lambda_{232} = 4.9475 \times 10^{-11} a^{-1}$ y vida media $t_{1/2} = 4.468 \times 10^9 a$, $t_{1/2} = 0.7038 \times 10^9 a$ y $t_{1/2} = 14.010 \times 10^9 a$, para ^{238}U , ^{235}U y ^{232}Th respectivamente (White, 2015).

En teoría un circón debería tener estos tres geocronómetros y las edades dadas por ellos deberían coincidir. En un sistema cerrado la estimación de las edades coincidiría, pero con algunos errores de medición. En la naturaleza es muy difícil que, durante la historia geológica de un circón, este se mantenga como un sistema completamente aislado.

La cantidad presente de Pb en los circones en su mayoría es producida por el decaimiento de U y Th. Al Pb que ha sido incorporado durante el momento de

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

cristalización y no deriva del decaimiento de algún isótopo radiogénico de U o Th, se conoce como Pb común.

La geocronología en circones considera al sistema U-Pb como un sistema cerrado y sin fraccionamiento de ^{235}U a ^{238}U . La relación $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ es bien conocida (1/137.88), por lo que no es necesaria la medición de las bajas abundancias de ^{235}U , dado que $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}=137.88(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$ (Harley y Kelly, 2007).

En lugar de resolver las ecuaciones de decaimiento para ^{235}U y ^{238}U , se puede graficar la relación de isótopos hijo-padre, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, a este tipo de gráficos se le conoce como el diagrama de concordia (*concordia diagram*).

Wetherill, (1956) introdujo el diagrama de concordia, el cual grafica las relaciones isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ en el eje X y $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ en el eje Y. La línea que se dibuja se conoce como concordia, y se considera que todas aquéllas mediciones que caen sobre dicha curva se han mantenido como un sistema cerrado y se denominan como concordantes (Schoene, 2013).

Por otro lado, este diagrama también nos permite evaluar circones cuyas relaciones isotópicas no caen a lo largo de la concordia, es este caso, se dice que estos cristales son discordantes y han evolucionado de alguna forma como un sistema abierto. Son discordantes normal si caen debajo de la concordia y son reversos si lo hacen por encima de esta (Harley y Kelly, 2007).

Sin embargo, los fenómenos que causan discordancia en las mediciones de un sistema pueden ser varios, como: pérdida o ganancia de Pb, pérdida o ganancia de U o una mezcla de materiales de diferente edad (Schoene, 2013).

Algunos fenómenos geológicos como el metamorfismo o recalentamiento posterior pueden causar alguna pérdida de plomo, dando como resultado que las mediciones sean discordantes, cayendo sobre la curva discordia. En la figura 2.10a se puede observar que, al existir un solo evento de pérdida de Pb, la fecha corresponde a la edad real, que es la intersección entre la curva discordia que va desde el origen hasta la curva concordia (Schoene, 2013).

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

Pero, si el sistema se vuelve un sistema cerrado en ese punto, este comenzara a experimentar un aumento en Pb radiogénico y evolucionara a lo largo de una línea de discordia que intersecta a la concordia en dos puntos: inferior y superior (Figura 2.10b). La intercepción superior corresponde a la verdadera edad de formación de del cristal/sistema, mientras que la intersección inferior correspondería a la edad del evento de pérdida de Pb.

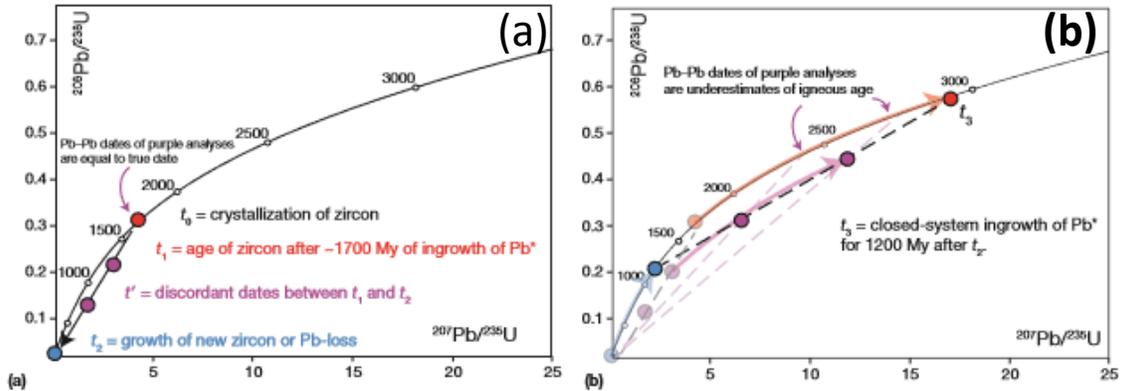


Figura 3.10. Diagrama de concordia de Wetherill (a) la edad de formación del cristal corresponde a la edad del único evento de pérdida de Pb y (b) la evolución de un cristal como un sistema cerrado después de un evento de pérdida de Pb genera que la curva discordia intercepte a la curva concordia en dos puntos. Tomada de Schoene, (2013).

Sin embargo, existen otras formas de representar las relaciones isotópicas arrojadas por el análisis en cristales de circones. En específico se utilizó la representación de Tera-Wasserburg (Figura 3.11) donde se grafican las relaciones isotópicas $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ contra $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Tera y Wasserburg, 1972). En este diagrama, al igual que la representación de Wetherill, los datos pueden ser interpretados como concordantes o discordantes (Schoene, 2013).

Las relaciones isotópicas a un tiempo dado de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ son únicas y por lo tanto definen una línea de concordia. Si se mide un conjunto de muestras con diferentes valores de U/Pb que contienen Pb inicial y, además, se cumple que existe una homogeneidad isotópica al tiempo 0 y no hay alguna perturbación desde el tiempo 0, los datos se graficaran en una línea recta que intercepta a la concordia en el punto donde las relaciones de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ son iguales (White,

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

2015). La intersección de esta recta con el eje Y, cuando la relación $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ es igual a cero, es la relación inicial de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

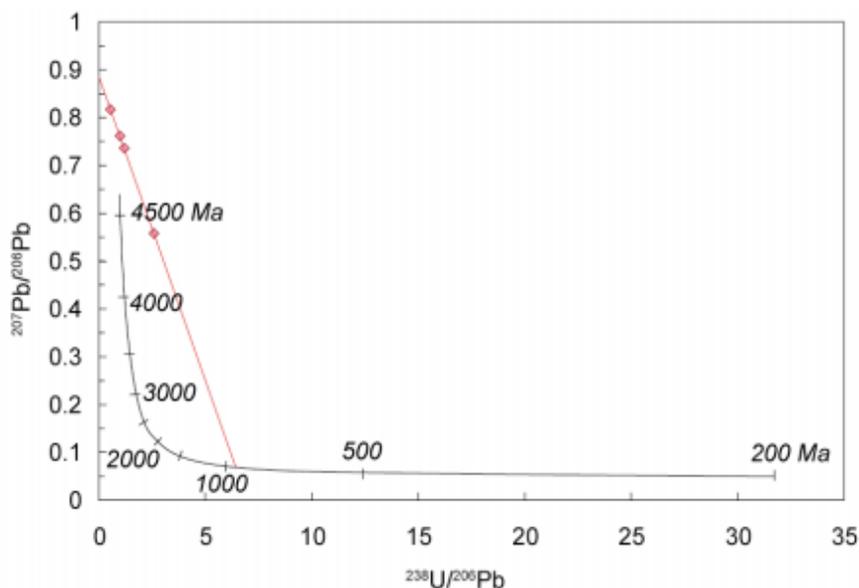


Figura 3.11. Diagrama de Tera-Wasserburg, la recta color negro es la línea de concordia definida por las relaciones isotópicas $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ en el eje X y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en el eje Y. La línea de regresión en rojo intercepta a la concordia en el punto donde las relaciones $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ son iguales, mientras que su intersección con el eje Y define la relación inicial de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Tomada de White, (2015).

- Circones

El circón (ZrSiO_4) es un ortosilicato tetragonal donde los tetraedros de SiO_4 comparten sus aristas y vértices con los dodecaedros de ZrO_8 . A lo largo del eje c estos dodecaedros comparten aristas con los tetraedros produciendo cadenas con una alternancia de poliedros SiO_4 y ZrO_8 . Mientras que a lo largo del eje b, los dodecaedros comparten aristas formando cadenas en forma de zigzag. Estas cadenas, anteriormente descritas, están separadas por canales o espacios, que en un circón puro se encuentran desocupados (Harley y Kelly, 2007).

En la naturaleza, estos espacios se encuentran ocupados por 'impurezas' en partes por millón (ppm). La estructura del circón resulta en una densidad relativamente alta 4.66 g/cm^3 . Además, son extremadamente resistentes a procesos físicos como cambios en la presión y temperatura, así como a procesos geológicos como la

3. METODOLOGÍA Y TÉCNICAS ANALÍTICAS

meteorización química y al metamorfismo, por lo que puede permanecer con mayor probabilidad como un sistema cerrado. Además, el U es un elemento muy compatible con los circones, dejando fuera de su estructura al Pb, por lo que el Pb presente en los cristales deriva del decaimiento del U (White, 2015).

Como se había mencionado anteriormente, en el espacio entre las cadenas de dodecaedros-tetraedros se pueden incorporar ciertas 'impurezas', en este caso algunos elementos trazas como: P, Sc, Nb, Hf, Ti, U, Th y REE (Rare Earth Elements). Normalmente, las concentraciones de U y Th presentes en los circones, son de hasta 5000 y 10000 ppm respectivamente (Harley y Kelly, 2007).

4. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

4.1 Antecedentes

Los trabajos previos de geología realizados en las localidades cercanas a la Sierra El Infierno son escasos y prácticamente se limitan a las cartas geológico-mineras del Consejo de Recursos Minerales, hoy conocido como el Servicio Geológico Mexicano.

La primera carta realizada por dicha institución y que contiene información sobre las unidades de rocas que afloran en la Sierra El Infierno corresponde a la carta G13-10 1:250,000 Culiacán (Servicio Geológico Mexicano (SGM), 1997). Dicha carta no refleja correctamente las observaciones en campo y no reconoce las estructuras principales que delimitan al Graben de Conitaca.

Las cartas 1:50,000 proporcionaron un mayor detalle en los contactos, se utilizaron las cartas G13-C74 Cosalá (Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2002) y G13-C84 Conitaca (Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2006). Aunque, la edad de ciertas unidades difiere de la reportada por la carta estatal.

La carta más reciente con información relacionada a la estratigrafía de la Sierra El Infierno corresponde a la carta estatal 1:500,000 Estado de Sinaloa (Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2008). Siendo esta carta la base de la cartografía realizada en este trabajo.

La Sierra El Infierno también ha sido estudiada por Ferrari et al. (2013). En dicha publicación se proporciona información sobre la edad de emplazamiento de las unidades volcánicas y sin-sedimentarias y se establece un periodo de extensión en la región, dado por la edad de las rocas fechadas.

En la Figura 4.1 se observa un acercamiento a la carta estatal (2008). Debido a que dicha representación contiene información más actualizada sobre la estratigrafía de la Sierra El Infierno, se construyó una columna estratigráfica para conocer el estado previo de la información recolectada (Figura 4.2). Dicha columna se basa en las

4. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

unidades que afloran únicamente en la región comprendida para este estudio en la Figura 4.1.



Figura 4.1. Acercamiento de la carta 1:500,000 Estado de Sinaloa, donde se aprecia las unidades identificadas por el Servicio Geológico Mexicano. En rojo se marca la extensión de la zona de estudio.

En la columna estratigráfica (Figura 4.2) se puede observar que la unidad más antigua corresponde a una alternancia de rocas andesitas, areniscas, lutitas y calizas del Jurásico temprano al Cretácico inferior. Estas rocas están intrusionadas por granitos y granodioritas del Cretácico Superior al Paleoceno del Complejo Volcánico Inferior. En la región estudiada, no se tiene registro estratigráfico de finales del Cretácico inferior hasta el Paleoceno, sin embargo, durante este lapso se tiene el depósito de andesitas y tobas andesíticas y conglomerados polimícticos y areniscas al NE del poblado de Santa Cruz (Figura 4.1).

Durante el Cenozoico, se tiene el depósito de una unidad de andesitas y tobas andesíticas, estas rocas van desde el Paleoceno hasta el Eoceno. Sobre esta unidad descansa un paquete de rocas constituido por ignimbritas y tobas riolíticas

4. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

que se extiende desde el Eoceno hasta finales del Oligoceno-Mioceno. Esta unidad constituye las rocas que conforman a la Sierra El Infierno. Durante el Mioceno, la unidad de ignimbritas y tobas riolíticas se alterna con depósitos de riolitas, dacitas y esporádicamente andesitas las cuales se desarrollan simultáneamente con depósitos de conglomerados polimícticos, andesitas y algunos flujos de basaltos alternados. La secuencia clástica rellena las depresiones tectónicas delimitadas por fallas normales N-S y NNW-SSE.

Hacia finales del Mioceno se tiene el depósito de una unidad de basaltos que sobreyace a las unidades de conglomerados polimícticos y areniscas y la unidad de tobas riolíticas, dacitas y andesitas. Durante el Pleistoceno y Plioceno se emplaza un conjunto de basaltos alcalinos, los cuales se distribuyen hacia el occidente de la Sierra El Infierno. Los depósitos más jóvenes pertenecientes al Holoceno corresponden aluviones.

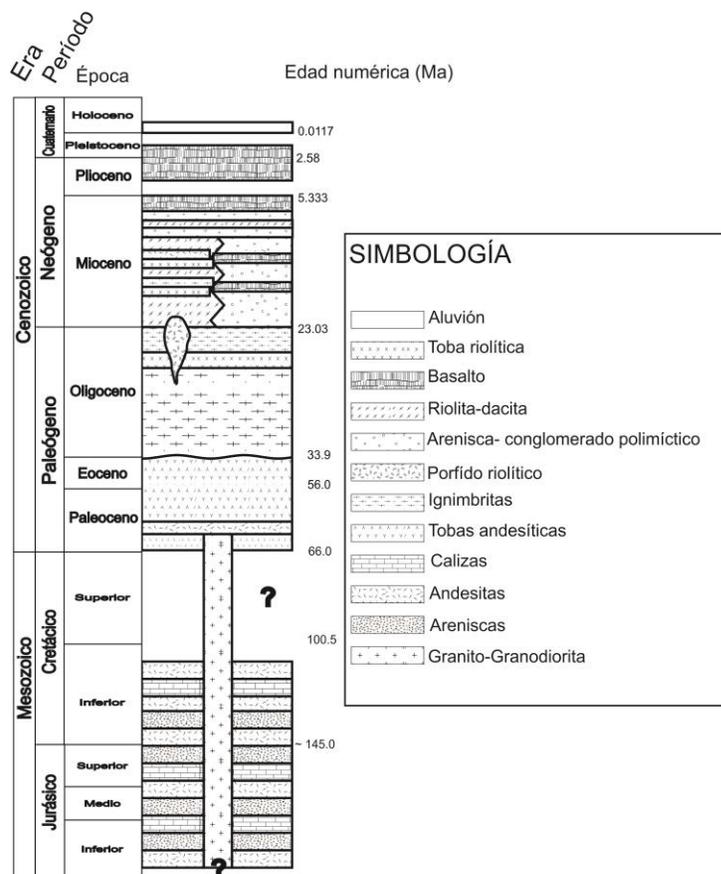


Figura 4.2. Columna estratigráfica del área de estudio basada en la cartografía propuesta por el Servicio Geológico Mexicano en su carta estatal 1:500,000 Sinaloa (2008).

4.2 Observaciones en campo

En esta sección se describirán las características observadas en campo de cada una de las unidades identificadas y sus diferencias o similitudes con las cartas proporcionadas por el Servicio Geológico Mexicano. También, para cada de una de ellas se hará una breve descripción de la información disponible sobre las unidades en la literatura.

4.2.1 Unidades del Jurásico-Cretácico-Paleoceno

Las unidades más antiguas corresponden a depósitos de andesitas, areniscas, lutitas y calizas del Jurásico-Cretácico. Durante el Cretácico superior al Paleoceno se tiene el emplazamiento de granitos y granodioritas de acuerdo al SGM, sin embargo, estudios recientes proporcionados por (Damon et.al, 1983) y (Henry et. al., 2003), establecen que las rocas granodioríticas que se encuentran en parte NE y S de la Sierra El Infierno son del Paleoceno al Eoceno con edades 58.5 ± 1.2 Ma y 52.4 ± 0.6 Ma respectivamente, cuyas fechas fueron obtenidas con el método de K-Ar. A pesar de ello, rocas del mismo tipo han sido identificadas en el Estado de Sinaloa desde el Cretácico hasta el Eoceno (Cuellar-Cárdenas, 2012; Paul E. Damon et al., 1983; Henry et al., 2003). Estas unidades no fueron observadas en campo, debido a que la exploración se concentró en las partes sur y occidental de la Sierra El Infierno.

4.2.2 Unidad de tobas líticas

Uno de los objetivos de esta tesis es realizar una revisión a la estratigrafía previamente planteada en la zona de estudio utilizando métodos modernos de fechamiento. La unidad de tobas líticas que se identifica en campo es uno de los objetivos principales en este trabajo, ya que las descripciones previas de litología y edad son contradictorias. Los estudios realizados por el SGM en su carta G13-10 (1997) la define como una unidad de conglomerados polimícticos con mineralización de sulfuros en vetas, mientras que la carta 1: 50,000 Conitaca la definen como una

4. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

unidad de andesitas y tobas andesíticas del Jurásico inferior con una importante mineralización hidrotermal de óxidos. Mientras que en la carta estatal 1:500,000 Sinaloa se ha definido como una unidad de andesitas y tobas andesíticas del Paleoceno-Eoceno.

En campo (Figura 4.3) estas rocas han sido identificadas como ignimbritas líticas y fueron colectadas a lo largo del camino que va al norte del poblado de San José de Conitaca y cruza a la Sierra El Infierno hacia el poblado de Rincón Ibonia (Fig. 1.2), y a lo largo de arroyos (Figura 4.3a). En el poblado de San Francisco de Tacuichamona. Ferrari et al. (2013) fecharon una de estas tobas líticas en $21.6 \text{ Ma} \pm 0.1 \text{ Ma}$ (Mioceno temprano).

Estas rocas se componen esencialmente por fragmentos líticos en mayor proporción, fragmentos de cristales y vidrio. Los fragmentos líticos corresponden esencialmente a rocas volcánicas de composición básica a intermedia (se identificaron cristales de plagioclasa, biotita y piroxeno). En general, los fragmentos líticos son angulosos, el tamaño de estos fragmentos es variable de menos de 1 cm hasta los 10 cm y se observa una matriz fina de tamaño ceniza (Figura 4.3b y c); presentan una coloración verde a amarilla en los afloramientos. Los fragmentos de cristales están constituidos esencialmente por plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y hornblenda. Es posible observar algunas estructuras de flujos.

Estas rocas se encuentran completamente alteradas por fases minerales arcillosas que dan la coloración verde-amarilla a las rocas en los afloramientos. También se identificó silicificación en campo.

4. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

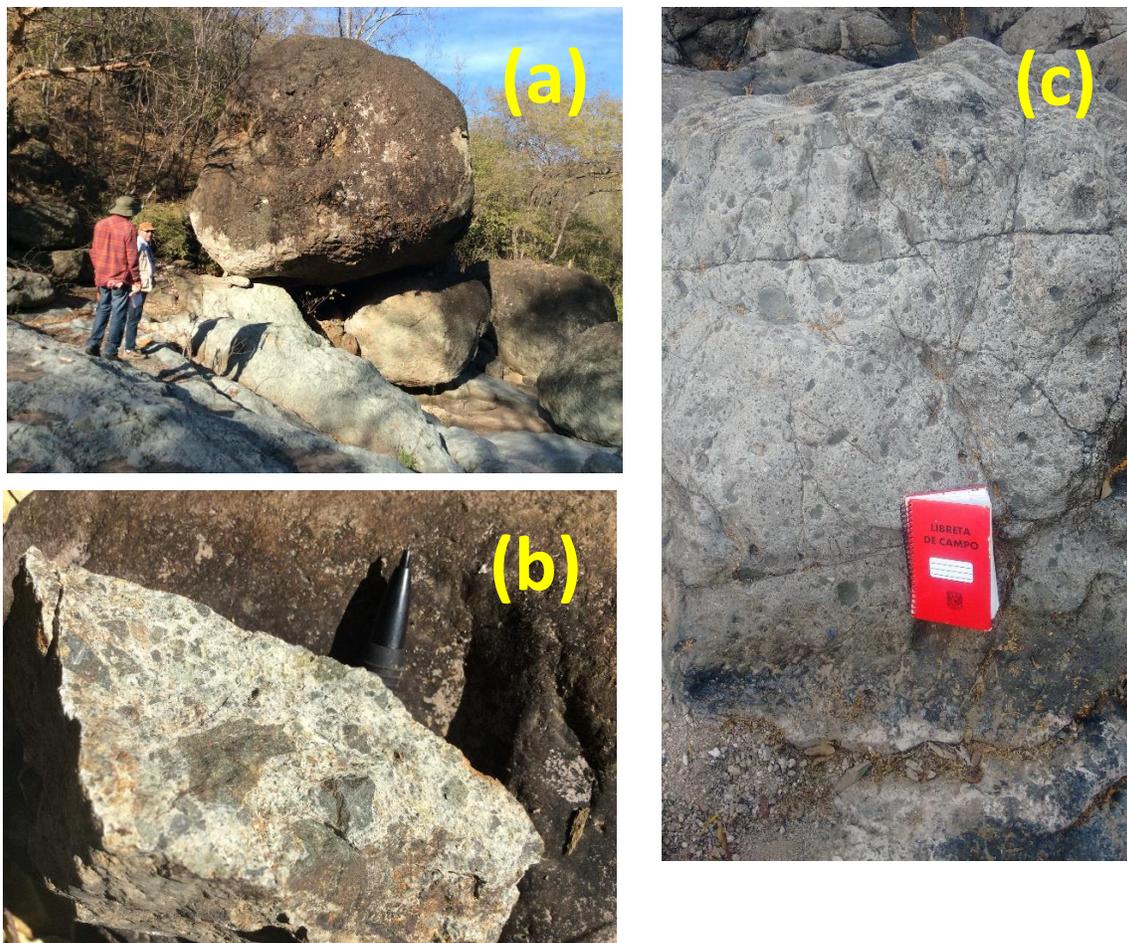


Figura 4.3. Unidad de tobas líticas (a) afloramiento de tobas líticas sobre un arroyo (b) y (c) bloques de tobas líticas muestreados donde se observa el tamaño y la forma de los fragmentos líticos.

4.2.3 Unidad de lavas dacíticas-riolíticas y tobas cristalinas

Una de las características más prominentes de la Sierra el Infierno es el volumen de riolitas y dacitas que fueron emplazadas durante el Mioceno temprano a medio (Figura 4.4a).

Por su parte, las cartas 1: 50,000 del SGM Conitaca y Cosalá definen a este conjunto de rocas como riolitas-dacitas y tobas riolíticas (Cosalá) y tobas riolíticas-riolitas y pórfidos riolíticos (Conitaca). La carta Estado de Sinaloa hace la distinción en tres unidades distintas: riolitas y tobas riolíticas-dacitas-andesitas ambas unidades del Mioceno e ignimbritas-tobas riolíticas del Oligoceno-Mioceno.

4. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El trabajo de campo para el estudio de esta unidad se concentró en los límites sur, norte y oeste de la Sierra El Infierno debido su relativa accesibilidad (Figura 4.1).

En los límites de esta unidad se tienen depósitos de lavas vítreas o de obsidiana. Estos flujos de lava dacíticas a riolíticas se intercalan con depósitos de tobas cristalinas que, por su similitud en sus asociaciones mineralógicas se han incluido dentro de la misma unidad

En campo se presentan como un complejo de domos, diques y flujos de lava, que en imágenes satelitales muestran una orientación N-S y NNW-SSE similar al conjunto de fallas normales que afectan al área de estudio, las cuales se considera que sirvieron como control estructural para el emplazamiento de dichas rocas. Estas rocas forman las mayores elevaciones en la sierra, alcanzando hasta 1460 msnm..

Se identificó un grupo de lavas y domos de composición riolítica a dacítica, generalmente masivos, con estructura de flujo, y en algunos casos con autobrechas (Figura 4.4b). Presentan texturas porfídicas con fenocristales de feldespato potásico, hornblenda, biotita, cuarzo y plagioclasa.

En algunas localidades, se observó obsidiana en los márgenes de las lavas (Figura 4.4d). Estas rocas se presentan como vitrificados con mineralogía similar a la de las lavas, con fenocristales de feldespato potásico, cuarzo y hornblenda. En algunas de estas lavas se observaron xenolitos subredondeados de lavas máficas de hasta 7 cm de diámetro.



4. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO



Figura 4.4. Unidad de lavas riolíticas a dacíticas y depósitos de tobas cristalinas (a) fotografía de los domos que componen a la Sierra el Infierno, (b) lava riolíticas en afloramiento donde se observa su textura, (c) afloramiento de tobas cristalinas, (d) depósito de obsidiana incluido en una colada riolítica y (e) vista del Domo Culagua.

Un grupo distinto de lavas masivas de composición riolítica se caracteriza por la presencia de fenocristales de clinopiroxeno, además de feldespatos potásico, plagioclasa y biotita. Los puntos donde se ha identificado el emplazamiento de este tipo de rocas se localizan en las porciones occidentales de la Sierra El Infierno, donde forman diques de grandes dimensiones orientados en dirección N-S y NNW-SSE.

El Domo Culagua (Figura 4.4e) corresponde a uno de estos domos riolítico-dacíticos que constituyen a la Sierra El Infierno y está formado por una intercalación de lavas

4. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

de esa composición con tobas cristalinas, y en las partes marginales de las lavas se encuentra el emplazamiento de obsidiana incluidos en las lavas.

En distintas localidades, los depósitos de tobas cristalinas se intercalan con los flujos de lavas ácidas regularmente (Figura 4.3c). Estas rocas presentan fragmentos de cristales de feldespato potásico, biotita, hornblenda y cuarzo como principales constituyentes. Al oeste del domo Culagua, estas tobas forman parte de bloques basculados que aparentemente subyacen al domo.

4.2.4 Conglomerados y areniscas

Esta unidad se encuentra rellenando la depresión tectónica del Graben de Conitaca (CG en Fig. 1.1) y consiste en una secuencia de areniscas y conglomerados polimícticos endurecidos que se encuentran estratificados y basculados con un echado de 10 a 25°. Estos sedimentos clásticos se encuentran intercalados con y sobreyacidos por flujos de lavas basálticas que se describen en la siguiente sección.

La carta 1:250,000 Culiacán asigna esta unidad como conglomerados del Mioceno. La carta 1:50,000 Conitaca define a estas rocas como areniscas y conglomerados polimícticos, mientras que la carta 1: 50,000 Cosalá la define como una unidad de areniscas y limolitas. Finalmente, la carta Estado de Sinaloa reconoce estas rocas como conglomerados polímicticos y areniscas, además la correlaciona con la Formación Báucarit (King, 1939) y la Formación Maune (De Cserna et al., 1962). Todas las cartas le asignan una edad del Mioceno.

Esta unidad no ha sido fechada debido a que este trabajo se concentró en las rocas volcánicas. Ferrari et al. (2013) establece una edad de fallamiento para el Graben de Conitaca correspondiente al Mioceno temprano a medio con base a la edad de las coladas basálticas intercaladas y que cubren a esta unidad. Por otra parte, la edad y las características litológicas de esta unidad y su intercalación con flujos de lava basáltico-andesíticos permiten correlacionar esta unidad con la Formación Báucarit en cuencas extensionales de Sonora, donde tiene un rango de edad de entre ~25 y 12 Ma (McDowell et al., 1997).

4.2.5 Basaltos y andesitas del Mioceno medio

Otra de las rocas encontradas en las partes bajas y rodeando a la Sierra El Infierno corresponde a un conjunto de derrames de lavas basáltico-andesíticas, similares a las lavas intercaladas en la unidad de conglomerados y areniscas. La carta 1:250,000 incluye estas rocas dentro de la unidad de andesitas y tobas andesíticas del Paleoceno-Eoceno. Sin embargo, las dos cartas 1:50,000 definen a esta unidad como andesitas y basaltos del Mioceno. Finalmente, la carta estatal los define como una unidad de basaltos y andesitas.

Ferrari et al. (2013) reconoce que esta unidad sobreyace a los depósitos de areniscas y conglomerados polimicticos, y en algunas ocasiones los flujos basálticos se intercalan con los depósitos clásticos. Estos autores obtuvieron una edad de 14.22 ± 0.2 Ma para una muestra de la unidad de basaltos que cubre discordantemente a la unidad clástica y se encuentra ligeramente basculada y de 13.62 ± 0.17 Ma para una secuencia de lavas basálticas que cubre discordantemente a los flujos de lava dacíticos a riolíticos en la porción occidental de la Sierra El Infierno. Iriondo et. al. (2003) también proporcionan una edad para esta unidad emplazada dentro del Graben de Conitaca de 15.8 ± 0.16 Ma (Mioceno medio).

Estas rocas se presentan como flujos de lavas, son porfídicas de grano fino y presentan fenocristales de olivino iddingsitizado, clinopiroxeno y plagioclasa. En afloramiento las rocas son de color rojizo, la muestra fresca presenta una coloración grisácea (Figura 4.5a y b).

Dentro de este grupo de rocas se incluye a un conjunto de diques de composición andesítica, afaníticos y con algunos cristales de plagioclasa identificados. Esta roca presenta una coloración verde en campo (Figura 4.5c) y corta discordantemente a la unidad de ignimbritas líticas anteriormente descrita. Este conjunto de diques tiene una alineación casi N-S a NNW-SSE, que sigue la tendencia de las fallas normales que afectan a esta zona.

4. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

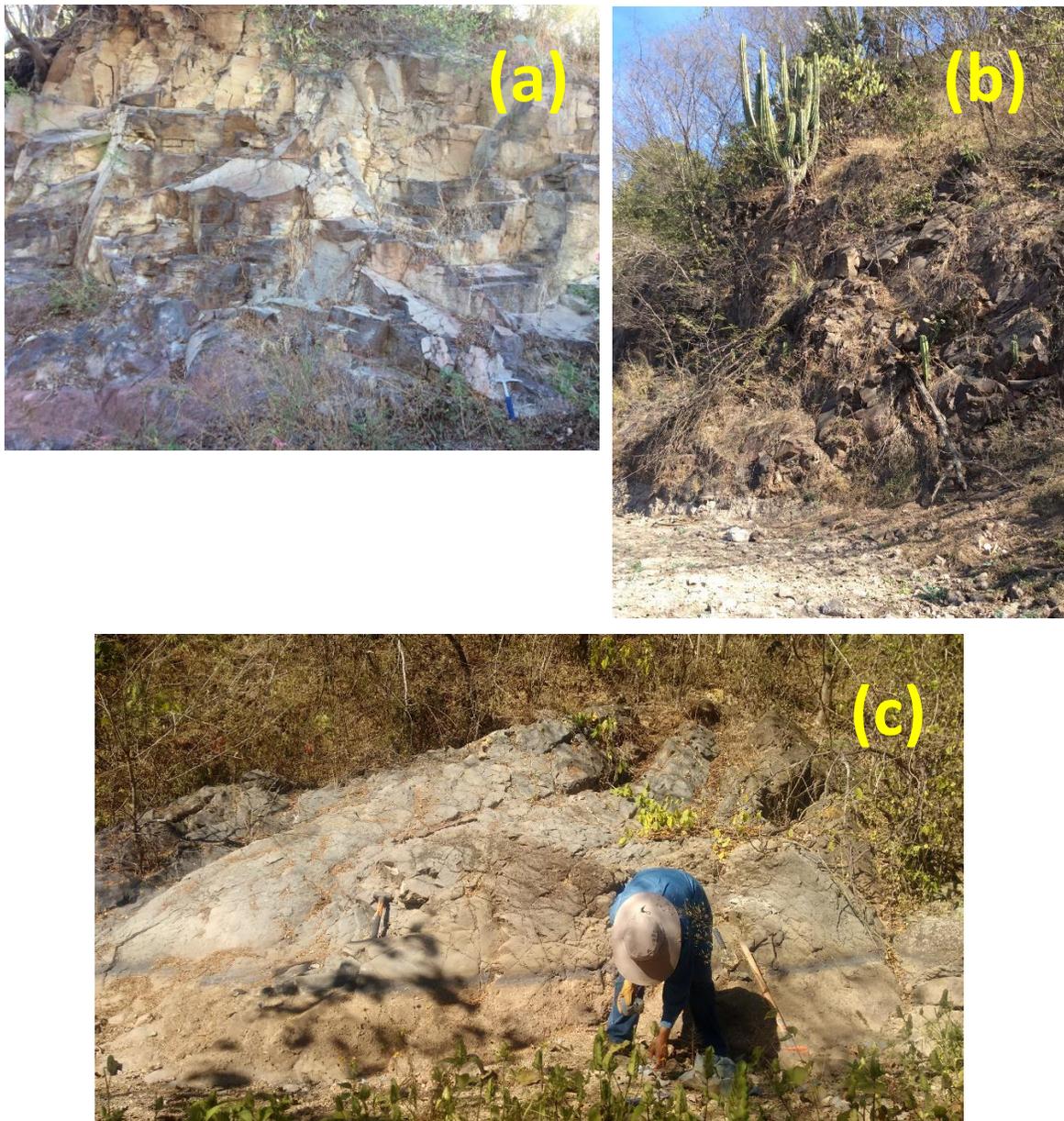


Figura 4.5. Unidad de lavas basáltica a andesíticas (a) y (b) afloramientos de lavas donde se observa la coloración y textura de esta unidad y (c) dique andesítico intrusionando a la unidad de ignimbritas líticas.

4.2.6 Basaltos del Mioceno tardío

Otro conjunto de lavas basálticas ha sido identificado en las partes más occidental del área de estudio a lo largo de la costa de Sinaloa donde forman un cinturón que se extiende hasta las costas de Culiacán por una longitud de hasta 60 km (Ferrari

4. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

et al., 2013). Esta unidad ha sido asociada a la ruptura final de la litósfera en la región del Golfo junto a otros tipos de rocas como ignimbritas del Mioceno tardío y basaltos alcalinos del Plio-Pleistoceno (Ferrari et al., 2017).

Estas rocas afloran en la planicie costera al oeste y noroeste de la Sierra del Infierno y presentan características petrográficas similares a las lavas basálticas encontradas en el Graben de Conitaca, pero se distinguen por no presentar basculamiento. Ferrari et al. (2013) reportan un fechamiento de una muestra colectada al NW de la Sierra El Infierno cuya edad corresponde al Mioceno Tardío con 10.94 ± 0.23 Ma.

Sin embargo, esta unidad no fue observada en campo. La información disponible para estas rocas se resume solamente a las cartas C13-10 1:250,000 Culiacán y 1:500,000 Estado de Sinaloa, asignándole una edad del Pleistoceno y Plioceno-Pleistoceno.

4.2.7 Depósitos aluviales

Los depósitos recientes del Holoceno corresponden a una secuencia de depósitos aluviales no consolidados, que generalmente se encuentran las partes más bajas y al occidente la sierra (Figura 4.1).

Estos depósitos se caracterizan por tener una textura conglomerítica, cuyos fragmentos están representados por tobas riolíticas, andesitas, basaltos, granitos y granodioritas, dentro de una matriz arenosa.

5. PETROGRAFÍA

5.1 Sierra El Infierno

Durante la campaña de campo se recolectaron 24 muestras de rocas representativas del área de estudio, de las cuales se realizaron láminas delgadas para estudios petrográficos y posteriormente, estas secciones delgadas fueron analizadas con la ayuda de un microscopio petrográfico. Los resultados de la clasificación petrográfica se resumen en la Tabla 5.1, donde además se muestra la localización de donde fue tomada cada una de las muestras.

Tabla 5.1. Relación de muestras de la Sierra El Infierno con la clasificación petrográfica y ubicación de cada una de estas.			
Muestra	Clasificación	Latitud	Longitud
SIN-101	Dacita de biotita	24.196978°	-106.882690°
SIN-102	Ignimbrita lítica	24.201389°	-106.864115°
SIN-103	Riolita de biotita	24.200388°	-106.858268°
SIN-104	Dique andesítico	24.196914°	-106.849538°
SIN-105	Toba cristalina	24.188850°	-106.838790°
SIN-106	Andesita de olivino	24.120603°	-106.700883°
SIN-107	Ignimbrita lítica	24.244924°	-106.809444°
SIN-108	Ignimbrita lítica	24.242558°	-106.831273°
SIN-108B	Ignimbrita lítica	24.240194°	-106.835434°
SIN-109	Basalto de olivino	24.263333°	-107.023611°
SIN-110	Dacita con clinopiroxeno	24.254403°	-107.017857°
SIN-111	Basalto	24.271667°	-106.997778°
SIN-112	Riolita de biotita	24.278757°	-106.983686°
SIN-113	Traquita	24.280379°	-106.980507°
SIN-114A	Vitrófico riolítico	24.182222°	-107.024167°
SIN-114B	Riolita	24.182222°	-107.024167°
SIN-114C	Lava riolítica	24.182222°	-107.024167°
SIN-115	Toba riolítica cristalina	24.193768°	-106.997198°
SIN-116	Riolita de biotita	24.192693°	-106.992328°
SIN-117	Riolita de biotita	24.191048°	-106.990700°
SIN-118	Vitrófico riolítico	24.188036°	-107.009984°

5. PETROGRAFÍA

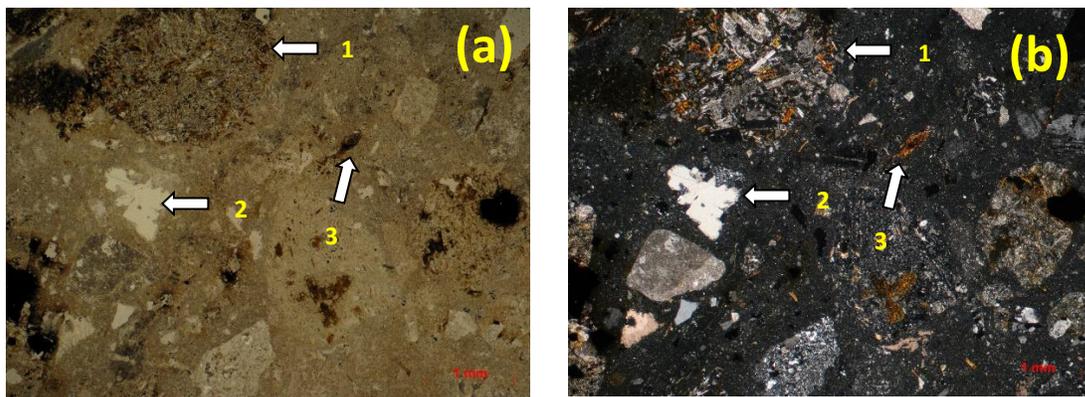
SIN-119	Dacita con egirina y arfvedsonita	24.386476°	-106.986076°
SIN-120	Traquita	24.361943°	-106.993816°
SIN-121	Toba riolítica cristalina	24.358252°	-107.076469°

El estudio petrográfico realizado permitió la identificación de cuatro grupos de rocas en la Sierra El Infierno. Siendo estos: tobas líticas, basaltos y andesitas, dacitas y riolitas y un último constituido por tobas cristalinas.

5.1.1 Tobas líticas

Estas rocas se concentran en la parte central de la Sierra El Infierno, aunque se localizan algunos afloramientos en la porción noroccidental de la SEI cerca de San Francisco de Tacuichamona. Las muestras colectadas se obtuvieron a lo largo del camino que sale hacia el norte desde San José de Conitaca y cruza la sierra en dirección NE hasta el poblado de Ibonia. Esta unidad corresponde a las tobas líticas descritas en el apartado 4.4.2.

Estas rocas están constituidas en mayor proporción por fragmentos líticos, los cuales presentan texturas porfídicas (se identificaron cristales de plagioclasa, biotita y clinopiroxeno), en su mayoría son fragmentos de rocas básicas a intermedias con una longitud de hasta 3 mm (Figura 5.1 a y b). Además, se presentan algunas fases minerales como plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, biotita y hornblenda como fragmentos de cristales. Los fragmentos líticos y cristales están embebidos en una matriz de tamaño ceniza.



5. PETROGRAFÍA

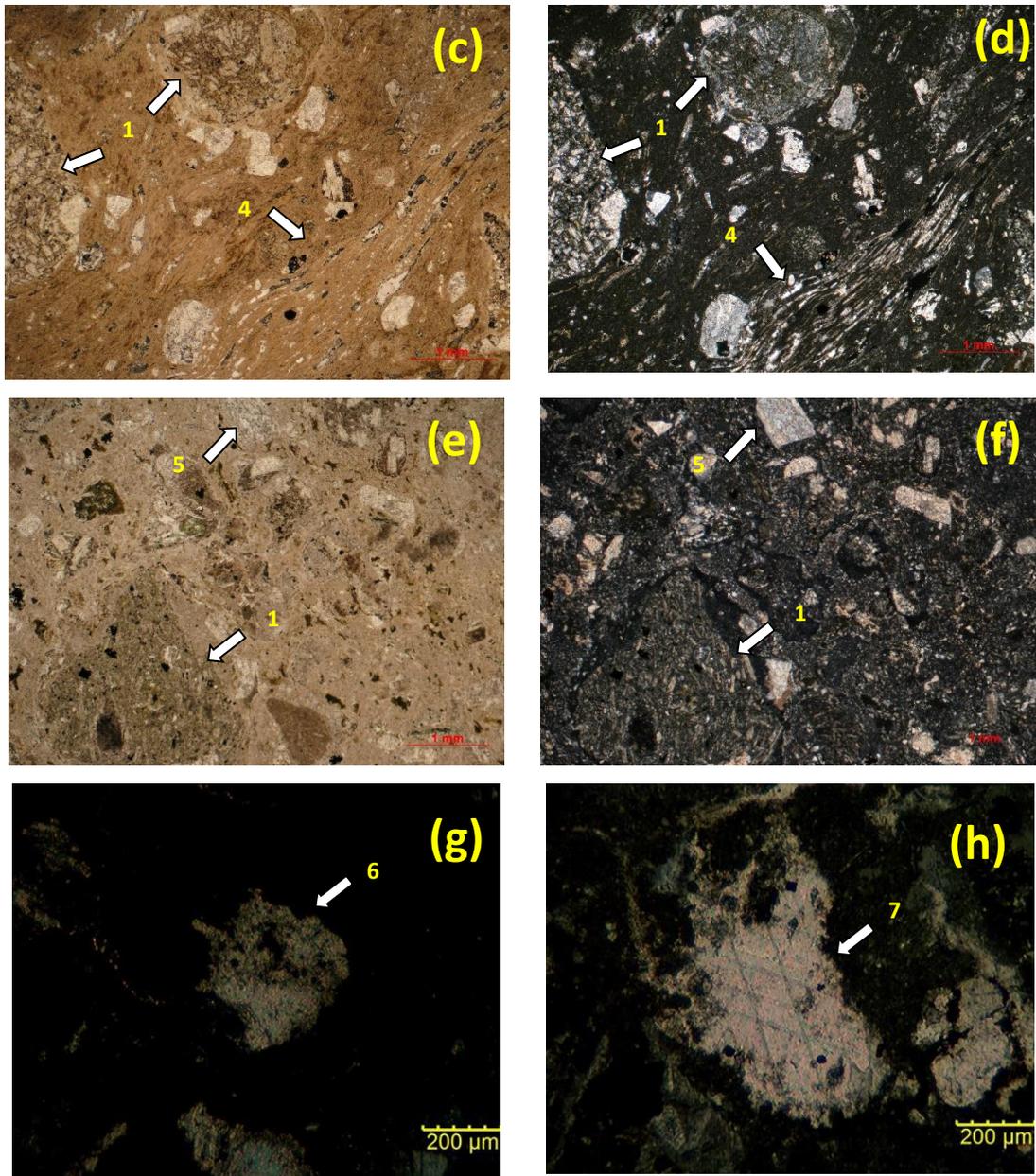


Figura 5.1. Características petrográficas de las tobas líticas. Muestra SIN-107 donde se observan fragmentos líticos, cristales y la matriz de tamaño ceniza (a) nicols paralelos y (b) nicols cruzados. Muestra SIN-108B con textura eutaxítica, fragmentos líticos y cristales (c) en nicols paralelos y (d) en nicols cruzados. Muestra SIN-108 donde se observan fragmentos líticos y cristales (e) en nicols paralelos y (d) en nicols cruzados. (e) Muestra SIN-102 donde se observa un cristal de plagioclasa con saussuritización, (f) matriz alterada por cristales de calcita de la muestra SIN-107.

1 fragmentos líticos, 2 fragmento de cristal anhedrico de cuarzo, 3 fragmento de biotita, 4 estructura de fiamme, 5 fragmento de plagioclasa sericitizado, 6 cristal de plagioclasa con saussiritización y 7 cristal de calcita alterando a la matriz.

5. PETROGRAFÍA

Los principales constituyentes de los fragmentos líticos corresponden a cristales de plagioclasa, biotita y piroxenos menores a 1 mm. Los bordes de los líticos son sinuosos, subangulosos a subredondeados y no presentan algún tipo de alteración, aunque algunos fragmentos líticos presentan una coloración más oscura, dada por la alteración de óxidos.

Los fragmentos de cristales están representados por fases de plagioclasa, feldespato potásico, biotita y cuarzo. Estos fragmentos son de hasta 2 mm de longitud. También se presentan estructuras de vidrio alargadas (*fiammes*), que sugieren una textura eutaxítica (Figura 5.1c y d).

Los cristales de plagioclasa presentan sericitización (Figura 5.1e) y saussuritización (Figura 5.1g), zoneamiento normal y macla polisintética y de Carlsbad. Los cristales de biotita son alargados y tabulares, presentan pleocroísmo de anaranjado oscuro a tonos más claros y crucero en una dirección. Los cristales de feldespato potásico son marrones, presentan sericitización y macla de Carlsbad.

La clorita y calcita (Figura 5.1h) también alteran algunas fases minerales, aunque están mayormente presentes en la matriz.

5.1.2 Basaltos y andesitas

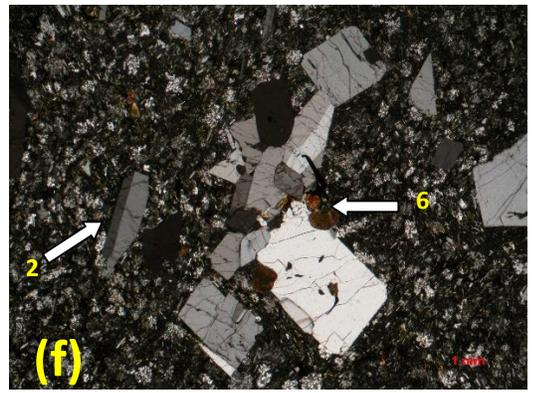
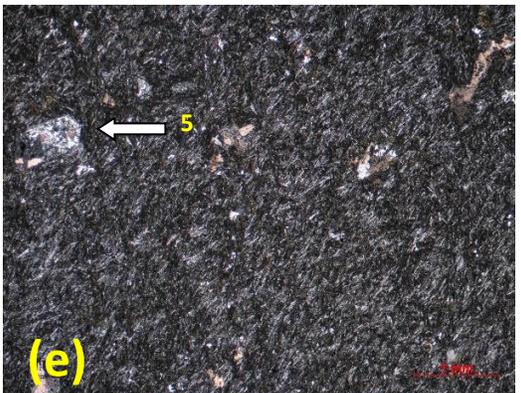
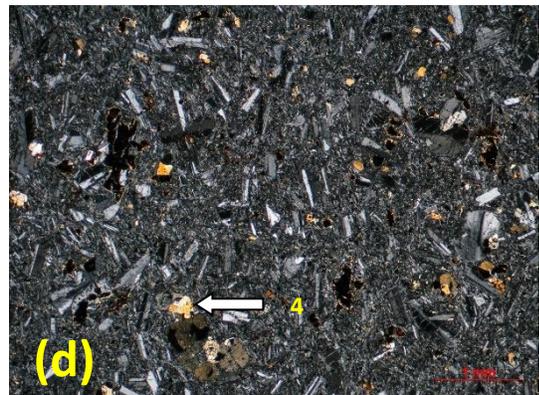
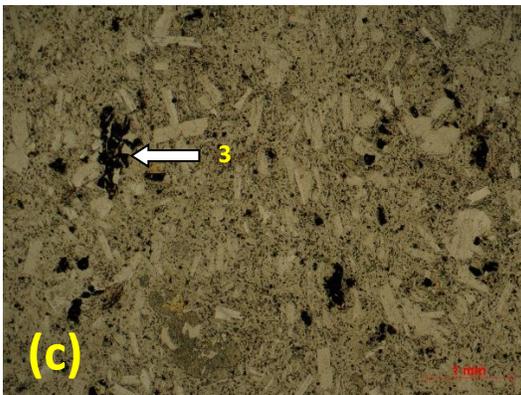
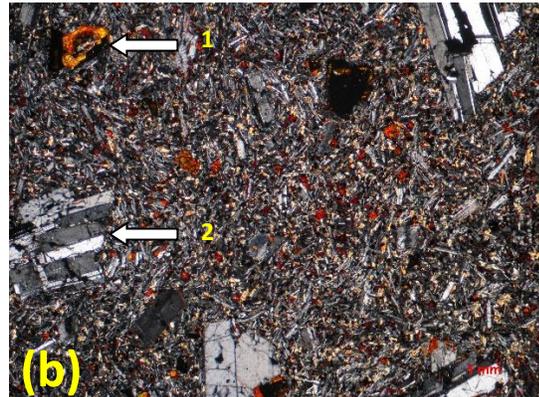
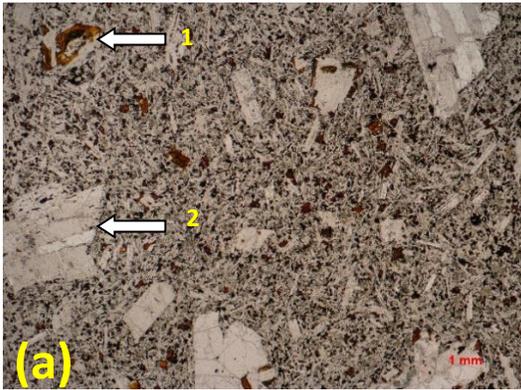
Esta unidad de basaltos y andesitas se presenta como flujos de lavas que rodean principalmente a la Sierra El Infierno, también se presentan alternando con los depósitos de areniscas y conglomerados en las depresiones tectónicas o grábenes. Estas rocas corresponden a la unidad de basaltos y andesitas del Mioceno medio descritas en la sección 4.2.5

Este grupo está constituido por flujos de lavas máficas a intermedias. En general, todas las rocas son holocristalinas, inequigranulares con textura porfídica a glomeroporfídica (Figura 5.2 a, c y f) y con un índice de porficidad variable de 10 a 30%. Los fenocristales están representados por cristales de plagioclasa, hornblenda, minerales opacos, clinopiroxeno, ortopiroxeno y en menor medida algunos cristales de olivino.

5. PETROGRAFÍA

Algunos cristales de plagioclasa se encuentran creciendo junto a los cristales de clinopiroxeno, en una textura glomerofídica.

Los cristales de plagioclasa son los más abundantes en todas las muestras analizadas para este tipo de rocas (SIN-104, SIN-106, SIN-109, SIN-111 y SIN-119). Los cristales son euédricos, prismáticos, presentan macla polisintética de Carlsbad, así como zoneamiento normal. Por el método de Michel-Levy se obtuvieron composiciones de andesina a labradorita.



5. PETROGRAFÍA

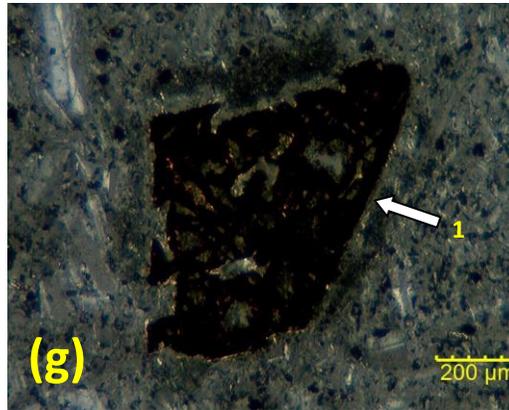


Figura 5.2. Características petrográficas del grupo de rocas de basaltos y andesitas. Muestra SIN-109 (a) en nicols paralelos, donde se muestra la textura porfídica y (b) en nicols cruzados, en ambas fotos se muestran los cristales de olivino iddingsitizados. Muestra SIN-106 (c) en nicols paralelos y (d) en nicols cruzados. (e) muestra SIN-104 con una textura afanítica en nicols cruzados. (f) muestra SIN-119 en nicols cruzados, se observa la textura glomeroporfídica. (g) cristal de olivino completamente reemplazado por iddingsita
1 cristales de olivino parcial o completamente reemplazados por iddingsita, 2 cristales euédricos de plagioclasa, 3 cristales opacos de óxidos, 4 cristal de clinopiroxeno, 5 cristal de plagioclasa con saussuritización, 6 glomerocristales de plagioclasa y clinopiroxeno.

Los cristales de olivino han sido reemplazados en su totalidad o casi totalmente por iddingsita (Figura 5.2 a, b y g). En las partes donde es visible, se observan fracturas típicas de este mineral y son color marrón claro. En promedio estos cristales son de hasta 0.2 mm, aunque se encuentran en tamaños de hasta 1 mm.

Los cristales de clinopiroxeno son más abundantes que los cristales de ortopiroxeno, en general, el clinopiroxeno se presenta como cristales euédricos (prismáticos) a subédricos de hasta 0.3 mm, con crucero en dos direcciones a 90°, extinción oblicua y presentan macla simple (Figura 5.2 c y d).

La muestra SIN-104 representa a un dique andesítico, afanítico (índice de porficidad de 5%) y con la presencia de cristales de plagioclasa de hasta 1 mm de longitud, reemplazados por minerales carbonatados, así como óxidos (Figura 5.2e). En la matriz microcristalina se tiene la presencia de fases como plagioclasa y clinopiroxeno.

Algunos cristales de apatito fueron identificados como minerales accesorios. Los minerales secundarios típicos encontrados en estas muestras son calcita e

5. PETROGRAFÍA

iddingsita, esta última reemplaza completamente a los cristales de olivino; también se identificaron algunos óxidos que reemplazan a algunas partes de los cristales de hornblenda.

5.1.3 Dacitas y riolitas

Las dacitas y riolitas representan la mayor parte de las muestras analizadas en este trabajo y son la litología dominante que constituye a la Sierra El Infierno. El conjunto de dacitas y riolitas incluye lavas de estas composiciones y depósitos de obsidiana. Estas rocas cubren una superficie de más de 600 km². El estudio petrográfico permitió la identificación de dos grupos de dacitas y riolitas con características mineralógicas distintas

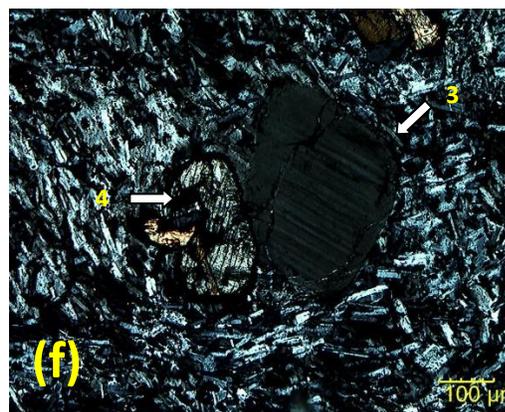
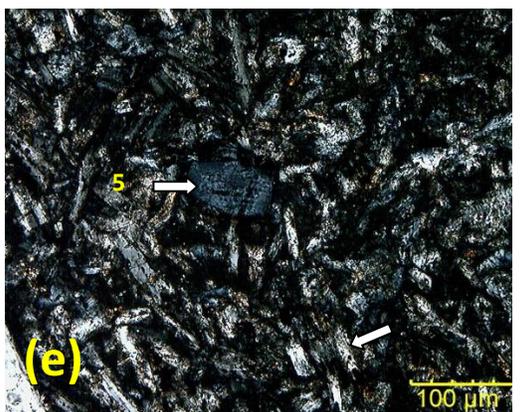
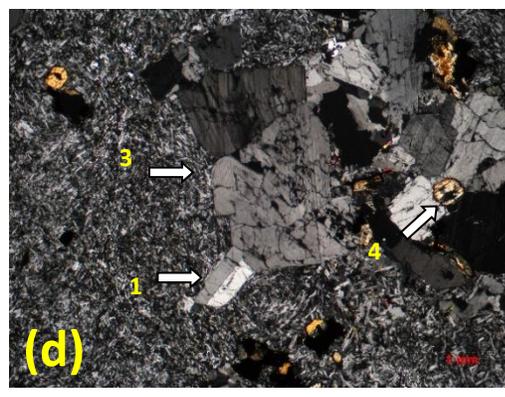
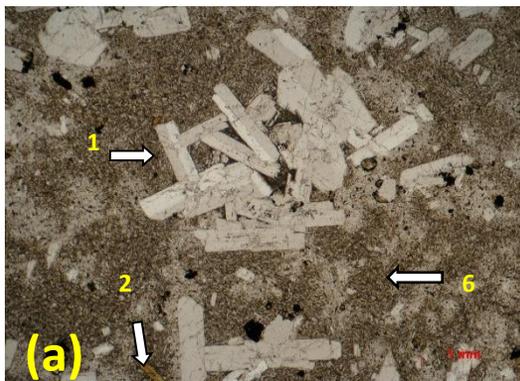
El primero de ellos consiste en dacitas y riolitas (Figura 5.3) porfídicas inequigranulares a glomeroporfíricas con fenocristales de feldespato alcalino (sanidino y anortoclasa), plagioclasa y clinopiroxeno embebidos en una matriz microcristalina constituida por estas mismas fases minerales, ortopiroxeno, apatito y en una muestra se identificaron fases exóticas como egrina y arfvedsonita, características de rocas alcalinas. Además, el cuarzo no aparece como un fenocristal, encontrándose solo en la matriz como relleno intersticial y el circón está ausente. Las fases minerales como biotita y hornblenda son menos abundantes en estas muestras. En una muestra (SIN-120) se identificó vidrio de color marrón en la matriz.

Los cristales de sanidino, anortoclasa y plagioclasa forman cúmulos con cristales de clinopiroxeno en una textura glomeroporfídica (Figura 5.3 a, b y d). Con el método de Michel-Levy se identificó que la composición de los cristales de plagioclasa es de oligoclasa y además presentan zoneamiento normal y macla polisintética y de Carlsbad.

Los cristales de feldespato potásico son alargados, incoloros y presentan macla simple, se identificó como sanidino. Estos cristales en promedio tienen una longitud de hasta 1.5 mm (Figura 5.3b). En las muestras SIN-110 y SIN-120 los cristales de

5. PETROGRAFÍA

anortoclasa son euédricos de 1 a 2 mm de largo, presentan macla polisintética en dos direcciones en forma de enrejado (Figura 5.3d).



5. PETROGRAFÍA

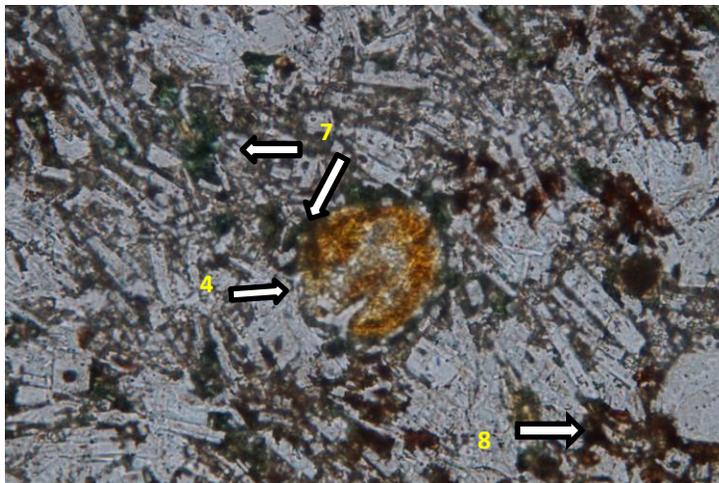


Figura 5.3. Características petrográficas de las dacitas y riolitas de la Sierra del Infierno. Muestra SIN-120 con cristales de sanidino, plagioclasa y óxidos con una textura glomeroporfídica (a) en nicoles paralelos y (b) en nicoles cruzados. (c) muestra SIN-113 con fenocristales de feldespato potásico con textura de desmezcla. (d) muestra SIN-110 con textura glomeroporfídica con cristales de plagioclasa, feldespato, hornblenda y clinopiroxeno. (e) cristal de apatito de aproximadamente 80 micrometros que constituye la matriz de la dacita SIN-120 junto a cristales tabulares de plagioclasa. (f) cristales de clinopiroxeno y plagioclasa rodeados por cristales tabulares de plagioclasa de la muestra SIN-110. (g) muestra SIN-119 con cristales de egrina y arfvedsonita como constituyentes de la matriz.

1 glomerocristal constituido por cristales de sanidino, 2 cristal euédrico de biotita, 3 cristal de feldespato potásico con textura de exsolución periticas, 4 cristales de clinopiroxeno, 5 cristal de apatito con hábito hexagonal rodeado por microcristales de plagioclasa, 6 vidrio color marrón, 7 cristales de egrina rodeando a un cristal de clinopiroxeno, 8 cristal de arfvedsonita.

Los cristales de piroxeno (Figura 5.3d y f) son anédricos con colores de birrefringencia de segundo orden (amarillo, anaranjado), los cristales de clinopiroxeno presentan macla simple. Estas fases minerales se presentan como microfenocristales y su tamaño no rebasa los 0.2 mm.

En la muestra SIN-120 se identificaron cristales de apatito como microfenocristales en la matriz de esta dacita (Figura 5.3e), con tamaño de 0.1 mm y con porcentaje de abundancia de 5 a 10%. Estos cristales se presentan como prismas alargados y prismas hexagonales, son incoloros y presentan colores de interferencia grises de I orden.

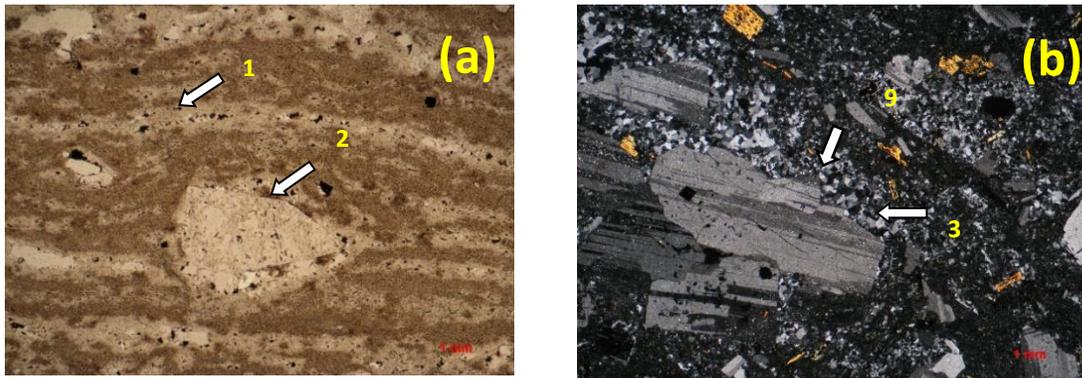
En la muestra SIN-119, se identificaron fases de egrina en la matriz de hasta 0.1 mm en ocasiones rodeando cristales de piroxeno. Estos cristales son subédricos y presentan pleocroísmo de verde intenso a amarillo verdoso y colores de birrefringencia de II orden (amarillo, verde y rosa). Además, se reconoció una fase

5. PETROGRAFÍA

mineral asociada a los cristales de egirina con un ligero pleocroísmo de marrón a azul y con colores de birrefringencia grises a amarillos de I orden que se identifica como arfvedsonita.

En este primer grupo se incluye a la riolita SIN-113 de textura porfídica inequigranular con fenocristales de feldespato potásico, que en parte forman agregados y pueden contener biotita como pequeñas inclusiones, y cristales pequeños y escasos de minerales opacos. Los cristales de feldespato potásico presentan texturas de exsolución peritítica (Figura 5.3 c).

El segundo grupo está representado por dacitas y riolitas (Figura 5.4) porfídicas e inequigranulares que además de fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa, contienen cuarzo, abundante biotita, hornblenda y óxidos embebidos en una matriz microcristalina de los mismos constituyentes. Las rocas de este grupo se distinguen respecto al primer grupo de riolitas y dacitas porque presentan una mayor abundancia de fases hidratadas como biotita y en menor medida hornblenda, y cuarzo está presente como fenocristal, microcristal en la matriz o rellenando intersticios.



5. PETROGRAFÍA

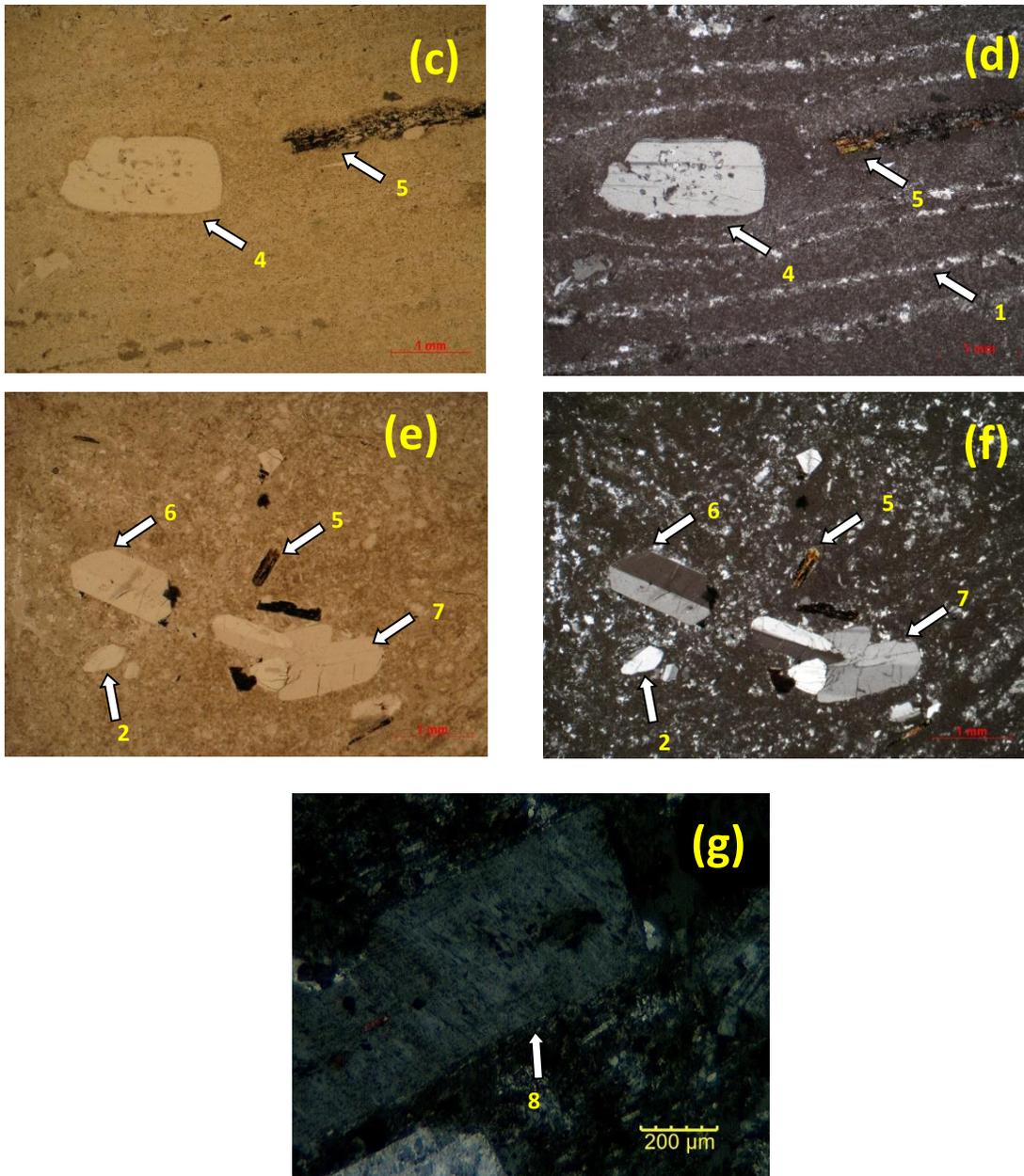


Figura 5.4 Características petrográficas de las riolitas y dacitas de la Sierra El Infierno(a) muestra SIN-112 textura porfídica con fenocristales de cuarzo y texturas de flujo. (b) muestra SIN-101 en nicols cruzados con textura porfídica y fenocristales de plagioclasa, biotita y cuarzo intersticial. Muestra SIN-114C con textura porfídica y fenocristales de biotita y feldespato potásico, además se observan texturas de flujo (c) en nicols paralelos y (d) en nicols cruzados. Muestra SIN-117 con fenocristales de sanidino, cuarzo y biotita (e) en nicols paralelos y (f) en nicols cruzados. (g) cristal de feldespato potásico sericitizado.

1 textura de bandeamiento de flujo o 'flow banding', 2 cristales subéxicos de cuarzo, 3 cristal de feldespato plagioclasa, 4 cristal de feldespato potásico subédrico, 5 cristales tabulares de biotita, 6 cristal euédrico de sanidino, 7 cúmulo de sanidino y cuarzo, 8 cristal de feldespato con sericitización, 9 cuarzo intersticial rodeando cristal de plagioclasa.

5. PETROGRAFÍA

El principal constituyente de los fenocristales está representado por cristales incolores a marrón, euédricos a subédricos de feldespato potásico que presentan macla de Carlsbad, se identificó sanidino (Figura 5.4 c, d, e y f). Estos cristales son de hasta 2 mm de largo. Algunos de los cristales de sanidino muestran una coloración marrón dada por la alteración a sericita (Figura 5.4b y g).

Los cristales de cuarzo se caracterizan por ser subédricos a anédricos, de hasta 0.5 mm de largo. Estos son incolores y presentan fracturamiento típico de este mineral. La abundancia de cristales de cuarzo es mayor, presentándose no solo como fenocristales, sino también como microcristales y como cuarzo intersticial (Figura 5.4 a y b). Los cristales de biotita presentan pleocroísmo en tonos de anaranjado, en general los cristales son de hasta 0.5 mm, pero se han identificado algunos de hasta 2 mm (Figura 5.4 c y d). Las rocas presentan texturas de bandeamiento por flujo (*'flow-banding'*) y los fenocristales se encuentran alineados en la dirección de flujo.

Además, dentro de este segundo grupo de rocas riolíticas a dacíticas se identificó un conjunto de lavas vítreas que por su composición mineralógica han sido clasificadas como vitrificados riolíticos (Figura 5.5).

Estas rocas presentan una textura porfídica, siendo los cristales de cuarzo, feldespato potásico, biotita y plagioclasa los principales fenocristales, embebidos en una matriz vítrea. A diferencia del grupo de riolitas y dacitas con minerales alcalinos y vidrio marrón, el vidrio presente en estas rocas es incoloro. El índice de porficidad para estas rocas va del 5 al 15%. La matriz presenta fracturas circulares, dicha textura se denomina como perlítica (Figura 5.5 c y d). También se observa textura esferulítica en la matriz.

Los fenocristales de feldespato son euédricos, prismáticos y de hasta 1 mm, se identificó sanidino (Figura 5.5 a y b). Los cristales de biotita presentan pleocroísmo en tonos de anaranjado, presentan crucero en una dirección y son de hasta 1 mm.

Los cristales de biotita son subédricos a euédricos (tabulares), presentan crucero en una dirección y pleocroísmo en tonalidades de anaranjado, estos cristales son

5. PETROGRAFÍA

de hasta 0.5 mm. En la matriz vítrea se exhiben cristales de cuarzo, feldespato potásico y cuarzo de hasta 0.2 mm de largo, alineados en la dirección de flujo.

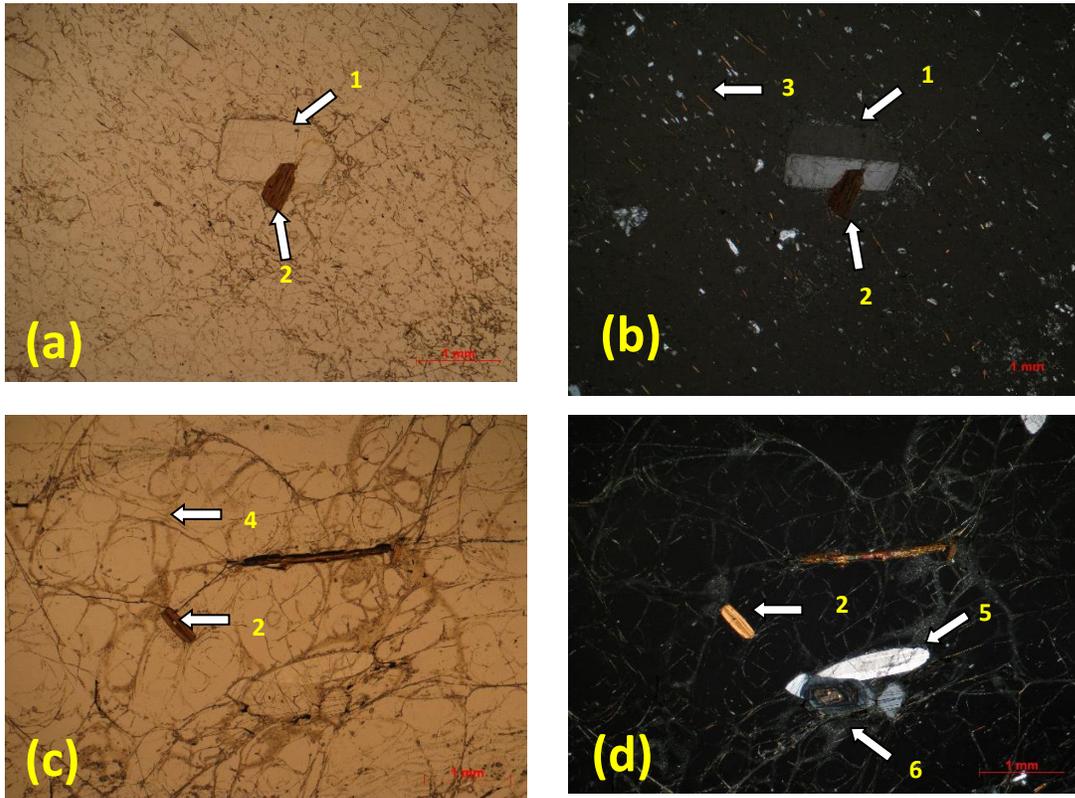


Figura 5.5. Vitrófidos riolíticos, muestra SIN-118 donde se observan cristales de sanidino y biotita en una matriz vítrea (a) en nicoles paralelos y (b) en nicoles cruzados. Muestra SIN-114A con textura perlítica (c) en nicoles paralelos y (d) en nicoles cruzados.

1 cristal de euédrico de sanidino, 2 cristales de biotita, 3 alineación de los microcristales, 4 textura perlítica con fracturas circulares en el vidrio de la matriz, 5 cristal de cuarzo, 6 cristal zoneado de plagioclasa.

5.1.4 Tobas cristalinas

Este grupo está representado por tobas cristalinas, a pesar de que estas rocas se encuentran intercaladas con los depósitos de riolitas y dacitas antes descritos, para esta sección se decidió separar este conjunto de rocas para una mayor facilidad en la descripción de las rocas. En general, las muestras analizadas corresponden a depósitos de tobas cristalinas colectadas en la cercanía del Domo Culagua, una estructura en la parte SW de la Sierra El Infierno.

5. PETROGRAFÍA

Este tipo de rocas está constituido esencialmente por fragmentos de cristales de feldespato potásico, biotita, cuarzo, algunos cristales de plagioclasa y óxidos, embebidos en una matriz de tamaño ceniza (Figura 5.6).

A diferencia de las tobas líticas antes descritas, los fragmentos líticos son ausentes en este conjunto. En general, los fragmentos más abundantes corresponden a fragmentos subédricos de cristales de feldespato potásico, identificándose sanidino, de tamaño de hasta 2 mm (Figura 5.6 c y d)

Los fragmentos de biotita presentan pleocroísmo de anaranjado claro a oscuro, crucero en una dirección y son de tamaño de hasta 1.5 mm. Los fragmentos de cuarzo son de hasta 2 mm, incoloros y anédricos, presentan fracturamiento (Figura 5.6 b y d).

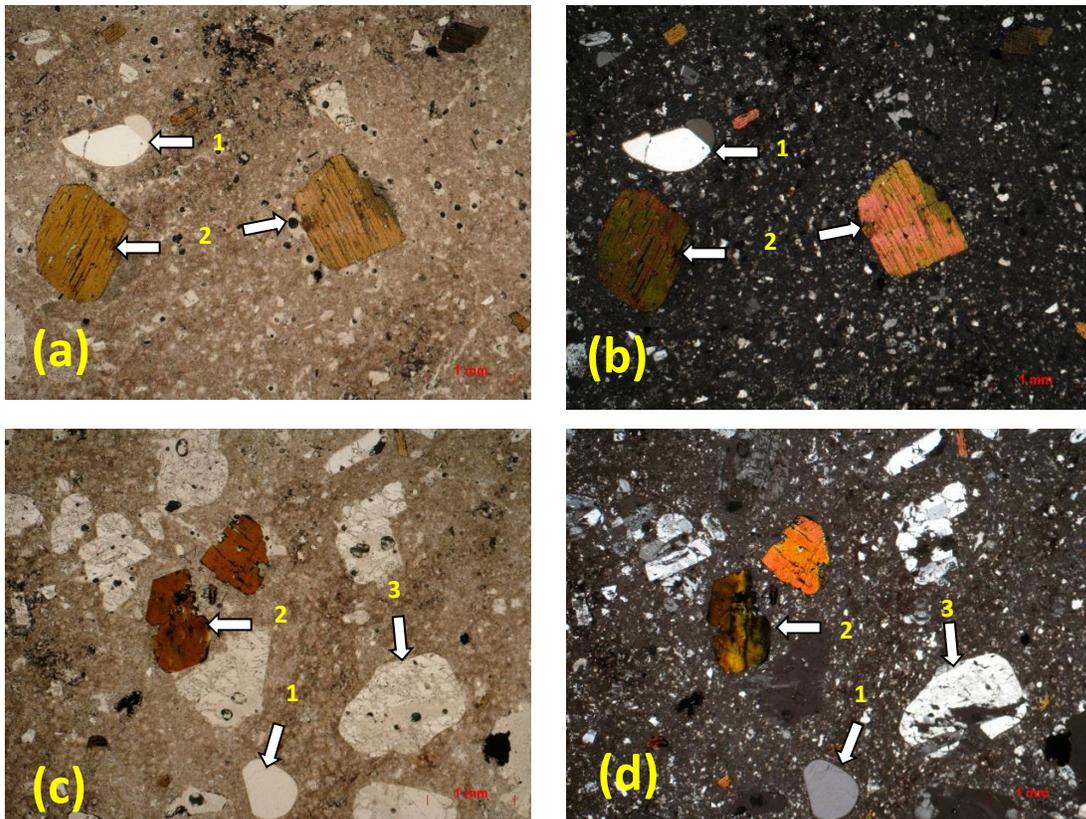


Figura 5.6. Tobas cristalinas, muestra SIN-115 (a) cristales de biotita y cuarzo en una matriz de tamaño ceniza en nicols paralelos, (b) misma foto en nicols cruzados, (c) cristales de feldespato potásico, biotita y cuarzo en una matriz de tamaño ceniza con nicols paralelos y (d) misma foto en nicols cruzados.

1 cristales de subédricos y subredondeados de cuarzo, 2 cristales de biotita, 3 cristales de plagioclasa.

5. PETROGRAFÍA

Otra diferencia notable respecto al grupo de ignimbritas líticas, es la ausencia de estructuras como *fiammes*, y el mayor contenido de fragmentos de cristales respecto al contenido de fragmentos líticos.

La mineralogía encontrada en este grupo es similar a la de las riolitas y dacitas con la presencia de abundantes fases minerales hidratadas como biotita y hornblenda, cuarzo y feldespato potásico como fenocristales.

5.2 Grupo Comondú, Loreto

También, se realizó un estudio petrográfico a rocas volcánicas de los miembros intermedio y superior del Grupo Comondú en la región de Loreto, Baja California Sur. Dichas muestras fueron colectadas para un estudio estratigráfico previo (Durán-Calderón, 2016).

En esta suite se identificaron dos grupos de rocas volcánicas: riolitas y dacitas y andesitas. En la tabla 5.2 se muestra las rocas utilizadas en este trabajo, su clasificación y localización.

Tabla 5.2. Relación de muestras del Grupo Comondú, Baja California.			
Muestra	Clasificación	Latitud	Longitud
BJS-10	Andesita	25°34.010'	-111°10.029'
BJS-16	Andesita con anfíbol	25°58.342'	-111°28.964'
BJS-18	Andesita	26°05.443'	-111°22.673'
BJS-19	Riolita	26°23.980'	-111°40.322'
BJS-24	Andesita	26°44.764'	-112° 08.869'
BJS-29	Dacita de hornblenda	25° 43.633'	-111° 14.669'
BJS-30	Andesita de hornblenda	26° 0.121'	-111° 25.102'

5.2.1 Andesitas y dacitas

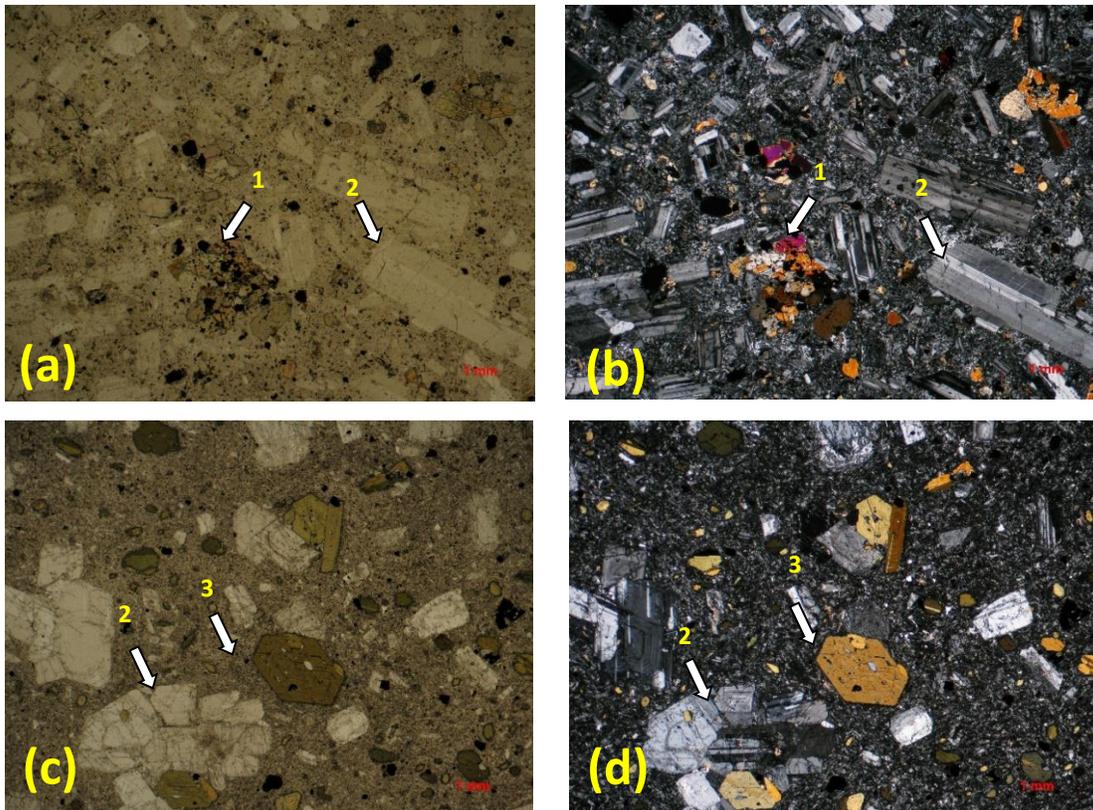
El primer grupo está constituido por rocas andesíticas, son porfídica a glomeroporfídicas, presentan fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno,

5. PETROGRAFÍA

ortopiroxeno, hornblenda y en ocasiones aparecen cristales de feldespato potásico (Figura 5.7).

Los fenocristales de plagioclasa son alargados y tabulares, incoloros y presentan macla de Carlsbad y polisintética (Figura 5.7 a y b). En ocasiones están alterados por sericita. Por el método de Michel-Levy se identificaron composiciones de andesina y labradorita.

Los cristales de clinopiroxeno son euédricos a subédricos, con crucero en dos direcciones a 90° y a veces se observa macla simple, estos cristales son de hasta 0.5 mm (Figura 5.7 b y e). Los cristales de hornblenda son euédricos, de hasta 1 mm de longitud, presentan caras hexagonales y pleocroísmo en tonos oscuros a claros de anaranjado. Se observa crucero en dos direcciones a 60° y 120° (Figura 5.7 c, d y f).



5. PETROGRAFÍA

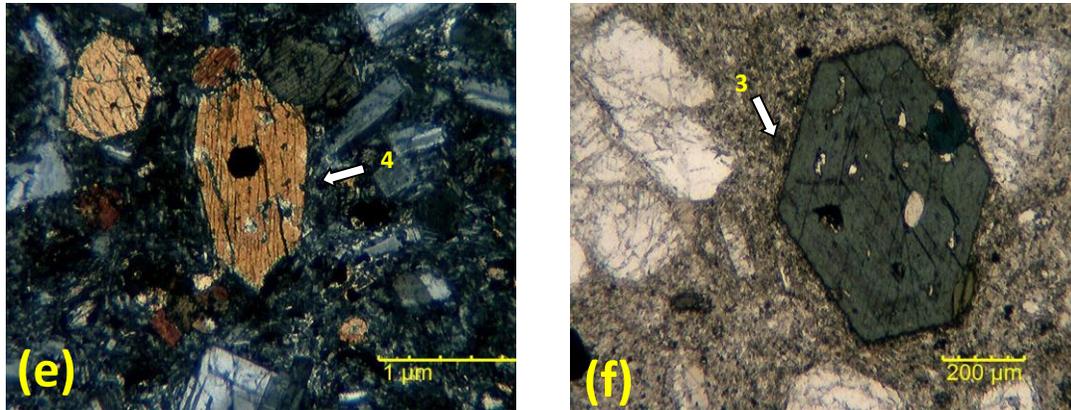
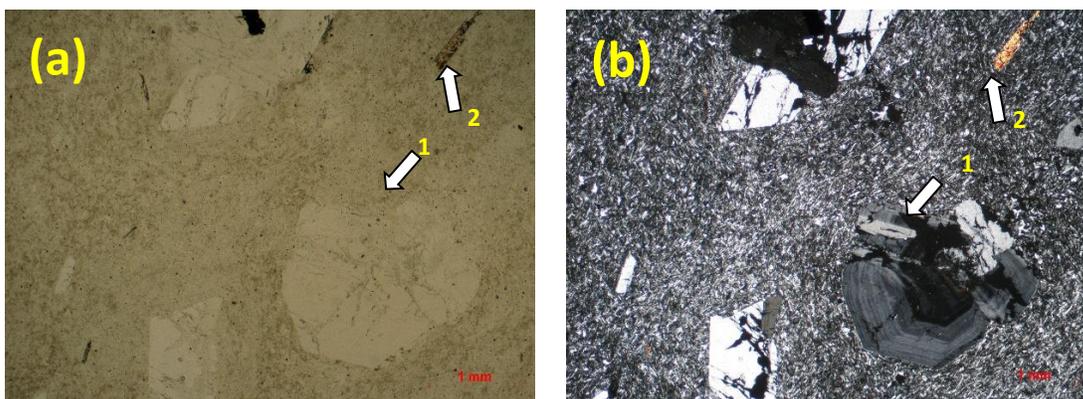


Figura 5.7. andesitas del Grupo Comondú en la región de Loreto, BCS, muestra bjs-10 donde se observa una textura porfídica con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y hornblenda (a) nicoles paralelos y (b) nicoles cruzados. muestra bjs-30 con textura porfídica y fenocristales de hornblenda y plagioclasa (c) nicoles paralelos y (d) nicoles cruzados. (e) cristal de clinopiroxeno rodeado por microcristales de piroxeno, óxidos y plagioclasa constituyendo la matriz. (f) cristal de hornblenda con pleocroísmo de verde oscuro a claro y con bordes alterados por óxidos.

1 cristales de piroxeno formado un aglomerado, 2 cristales tabulares de plagioclasa, 3 cristales euédricos de hornblenda con clivaje perfecto en dos direcciones a 60 y 120°, 4 cristal de clinopiroxeno.

5.2.2 Riolitas

Este tipo de rocas presenta textura porfídica con fenocristales de feldespato potásico, la cual es la fase más abundante, también se tiene la presencia de cristales de cuarzo, biotita, plagioclasa y minerales opacos (Figura 5.8 a y b)



5. PETROGRAFÍA

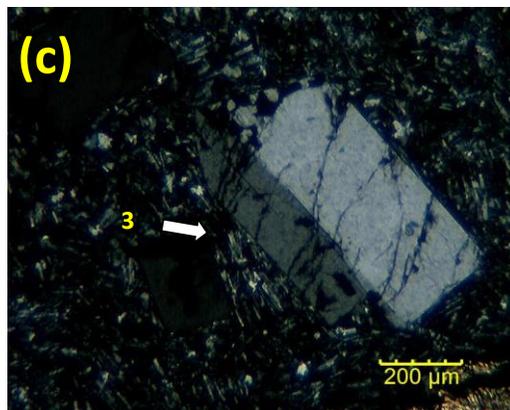


Figura 5.8. Riolitas del Grupo Comondú recolectadas en Loreto, BCS, muestra BJS-19 (a) en nicoles paralelos y (b) en nicoles cruzados donde se observa la textura porfídica y algunas fases minerales de plagioclasa y biotita.

1 cristal zoneado de plagioclasa, 2 cristal tabular de biotita, 3 cristal subédrico de sanidino.

Los cristales de feldespato potásico son incoloros, euédricos a subédricos (tabulares) y presentan macla de Carlsbad. Se identificaron algunos cristales prismáticos de plagioclasa que presentan zoneamiento normal (Figura 5.8 b).

Los cristales de biotita son tabulares, presentan pleocroísmo en tonalidades de anaranjado y crucero en una dirección, estos están ligeramente alterados por óxidos. Por otro lado, el cuarzo se presenta como cristales anédricos, incoloros y con fracturamiento concoidal.

6. GEOCROLOGÍA

6.1 Resultados

Como parte del trabajo se determinaron cuatro edades con el método U-Pb en circones. Los análisis de los cristales de circones fueron hechos en los bordes de los mismo, seleccionados gracias a las imágenes de catodoluminiscencia que fueron tomadas. Para cada muestra se analizaron 28 a 35 cristales de los 50 que habían sido seleccionados en la preparación de la probeta. En la tabla 6.1 se muestran los resultados de las cuatro muestras fechadas y en el Anexo 1 se reportan los datos analíticos.

La secuencia y los puntos seleccionados para el análisis de cristales de circones se muestran en el Anexo 1.

Tabla 6.1. Relación de muestras fechadas por el método U-Pb en cristales de circones en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del CGeo, UNAM.

Muestra	Unidad	Clasificación	Edad obtenida (Ma)
SIN-108	Ignimbritas líticas	Ignimbrita lítica	18.39 ± 0.27
SIN-103	Riolitas, dacitas y tobas cristalinas	Riolita	16.55 ± 0.32
SIN-115	Riolitas, dacitas y tobas cristalinas	Toba cristalina	15.85 ± 0.21
BJS-10	Basaltos y andesitas	Traquiandesita	12.90 ± 0.86

La forma típica de representar los resultados de los análisis de cristales de circones es mediante el diagrama de concordia o de Wetherill. Sin embargo, la concentración de elementos como U y Th en dos de las muestras analizadas es muy bajo para ser representados mediante el diagrama de concordia (Figura 6.1), por lo que se utilizó una forma alterna para las muestras SIN-103 y BJS-10, siendo el diagrama de Tera-Wasserburg ideal para representar dichos resultados (Tera y Wasserburg, 1972).

6. GEOCRONOLOGÍA

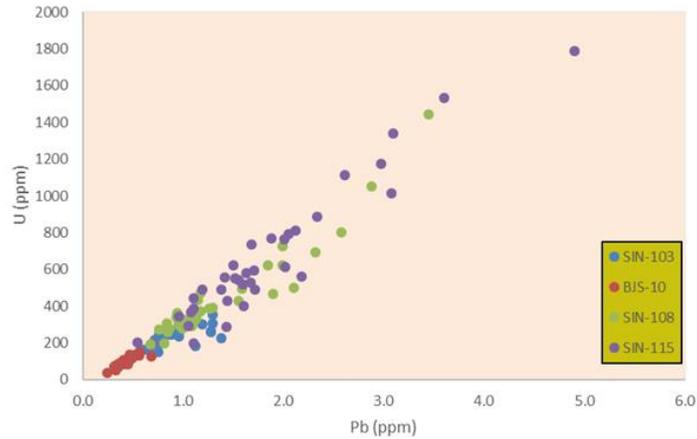


Figura 6.1. Diagrama Pb vs. U para las cuatro muestras analizadas. Se puede observar que SIN-103 y BJS-10 son las rocas con las cantidades de U y Pb más bajas.

A continuación, se describen los resultados obtenidos para las cuatro rocas fechadas, así como a la unidad geológica a la que pertenecen.

6.2 Toba lítica SIN-108

La muestra SIN-108 es una toba lítica, perteneciente a la unidad de tobas líticas. Fue colectada a lo largo de un arroyo al sureste de la localidad de Rincón de Ibonia en las coordenadas -106.831273° , 24.242558° . De esta muestra se analizaron 35 cristales de circón que fueron seleccionados con una imagen de cátodoluminiscencia (Anexo 1).

En el diagrama de Wetherill se observa que los datos son en su mayoría discordantes y se describe una recta discordia que intercepta a la concordia en dos puntos, 6900 ± 2700 Ma y 18.39 ± 0.27 Ma (Figura 6.1a) y con un MSWD de 0.94. En el cálculo de esta edad se tomaron 32 de los 35 cristales de circón.

El diagrama de edad media ponderada con los 32 análisis seleccionados arroja una edad de 18.05 ± 0.16 Ma y un MSDW de 1.8 (Figura 6.2b).

6. GEOCRONOLOGÍA

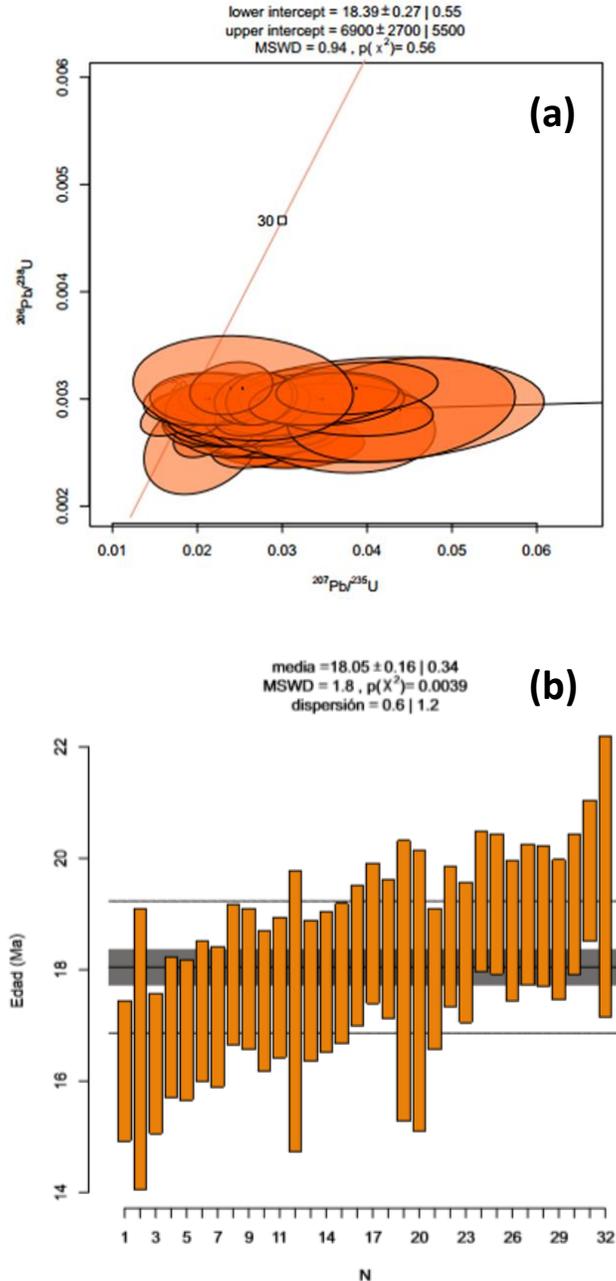


Figura 6.2. (a) Diagrama de Wetherill o de concordia para la muestra SIN-108 de una toba lítica y (b) diagrama de edad media ponderada en el eje X se grafica el número de análisis (N) y en el eje Y la edad en millones de años. Se utilizaron los datos de 32 cristales de circón de los 35 medidos para ambos diagramas.

De los dos valores obtenidos en los diagramas de la Figura 6.2, se ha tomado la edad de 18.39 ± 0.27 Ma como la que representa a toda la unidad de Tobas líticas, lo que indica que dichas rocas se emplazaron durante el Mioceno temprano.

6. GEOCRONOLOGÍA

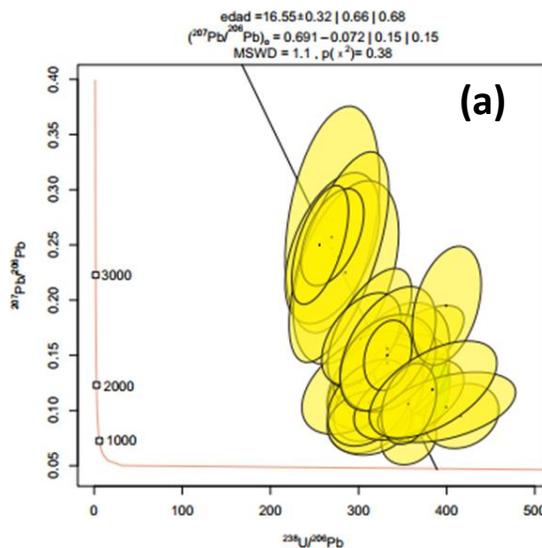
Sin embargo, para esta unidad existe otra edad reportada en Ferrari et al. (2013) de 21.6 ± 0.1 Ma para una muestra tomada en las cercanías de la localidad de San Francisco de Tacuichamona, Sinaloa en las coordenadas 24.358252° - 107.076469° . Lo anterior sugiere que se trata de una unidad compuesta por varias ignimbritas emplazadas en algunos millones de años, pero aun así correspondiendo al Mioceno temprano.

6.3 Riolita SIN-103

Por otro lado, la muestra SIN-103 es una riolita colectada a lo largo del trayecto que va del poblado de San José de Conitaca a Rincón de Ibonia en las coordenadas - 106.858268° , 24.200388° . Pertenece a la unidad de riolitas, dacitas y tobas cristalinas. Para el caso de esta muestra se seleccionaron 35 cristales de circón, los puntos y secuencias para esta roca se muestran en el Anexo 1.

El diagrama de Tera-Wasserburg para la riolita SIN-103 se muestra en la Figura 6.3a. Se calculó una edad de 16.55 ± 0.32 Ma con los 35 cristales de circón que fueron seleccionados y con un MSWD de 1.1.

Por otro lado, el diagrama de edad media ponderada (Figura 6.3b) con los 35 circones analizados arrojó una edad de 16.49 ± 0.22 Ma, un valor de MSDW de 1.3.



6. GEOCRONOLOGÍA

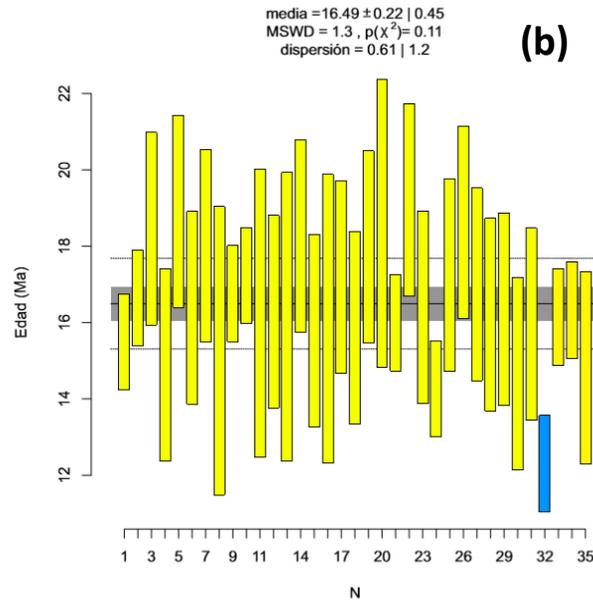


Figura 6.3. (a) Diagrama de Tera-Wasserburg para la muestra SIN-103 de una riolita y (b) diagrama de edad media ponderada en el eje X se grafica el número de análisis (N) y en el eje Y la edad en millones de años. Para ambos diagramas se utilizaron los resultados del análisis de 35 cristales de circón.

De la edad obtenida en los dos diagramas, se ha tomado como edad representativa para la unidad de riolitas, dacitas y tobas cristalinas el valor de 16.55 ± 0.32 Ma, correspondiente a finales del Mioceno temprano.

6.4 Toba cristalina SIN-115

La muestra SIN-115 es una toba cristalina colectada en la base del domo Culagua, al NW de la localidad de Baila y en las coordenadas -106.997198° , 24.193768° perteneciente a la unidad de riolitas, dacitas y tobas cristalinas. Se analizaron 35 cristales de circón para esta muestra, la secuencia de medición y los puntos de análisis se muestra en el Anexo 1.

El diagrama de Wetherill muestra datos discordantes (Figura 6.4a) realizado con 32 circones de los 35 que habían sido seleccionados, la línea de discordia intercepta a la concordia en dos puntos: 15.85 ± 0.21 Ma y 5040 ± 360 Ma y con un MSDW de 0.48.

El diagrama de edad media ponderada (Figura 6.4b) arrojó un valor de 15.79 ± 0.12 Ma y un valor de MSDW de 0.85.

6. GEOCRONOLOGÍA

Los resultados de ambos diagramas caen en el Mioceno medio. Se ha tomado el valor de 15.85 ± 0.21 como la edad de cristalización para la roca y como representativo para esta unidad.

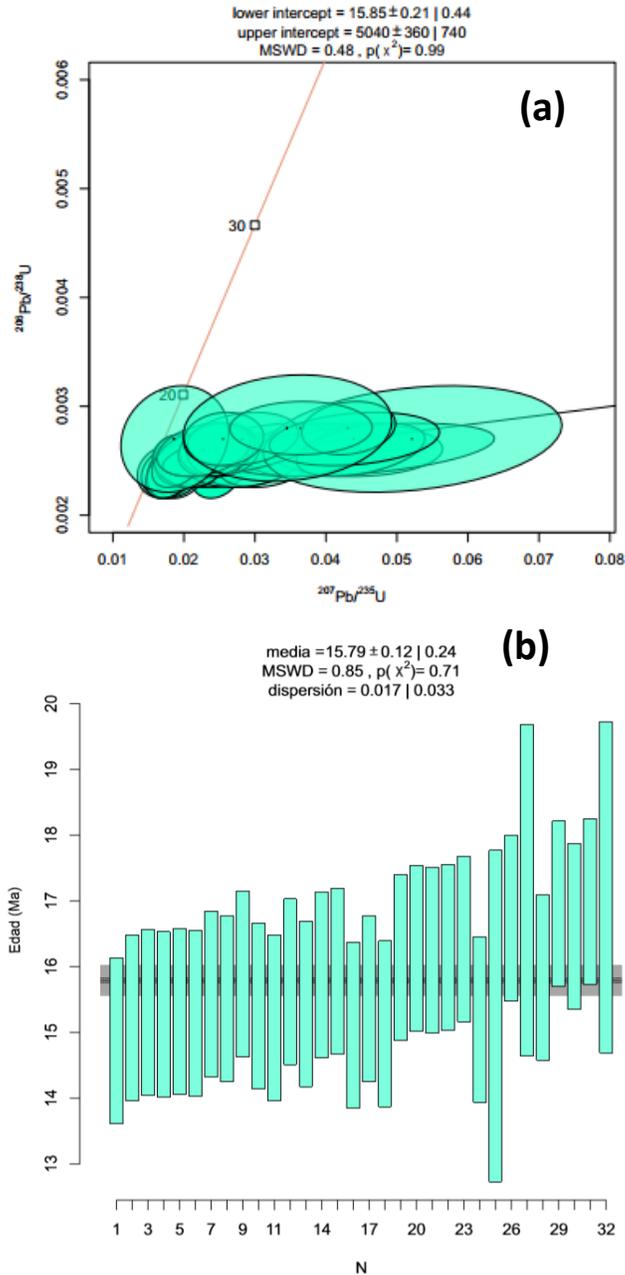


Figura 6.4; (a) Diagrama de Witherill o de concordia para la muestra SIN-115 de una toba cristalina y (b) diagrama de edad media ponderada, en el eje X se grafica el número de análisis (N) y en el eje Y la edad en millones de años. Para ambos diagramas se utilizaron los valores de 32 análisis realizados.

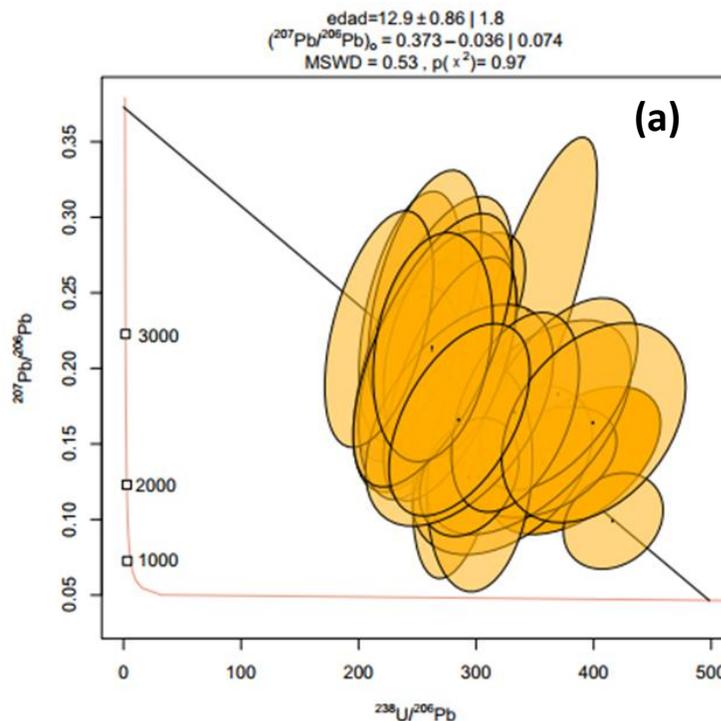
6.5 Traquiandesita BJS-10

La muestra BJS-10 corresponde a una traquiandesita colectada en la localidad de Agua Verde, Baja California Sur en las coordenadas $-110^{\circ}56.081'$, $25^{\circ}17.442'$ y pertenece a la unidad de andesitas y basaltos. Se analizaron 28 cristales de circón para esta roca. La secuencia y puntos de análisis se muestran en el Anexo 1.

En la Figura 6.5a se muestra el diagrama Tera-Wasserburg para esta roca. Se obtuvo una edad de 12.9 ± 0.86 Ma con un valor de MSWD de 0.53, tomándose 26 de los 28 puntos en los cristales de circón.

El diagrama de edad media ponderada arrojó una edad de 12.93 ± 0.4 Ma y un valor de MSDW de 1.5 (Figura 6.5b).

Ambas edades caen en el Mioceno medio. A pesar de que ambos resultados son similares, se tomó el valor de 12.9 ± 0.86 Ma como la edad representativa para esta muestra.



6. GEOCRONOLOGÍA

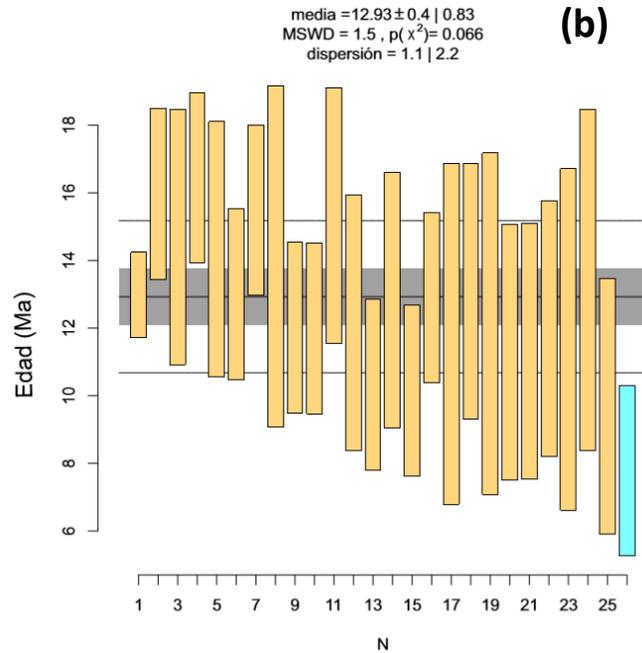


Figura 6.5. (a) Diagrama de Tera-Wasserburg para la muestra BJS-10 de una traquiandesita y (b) diagrama de edad media ponderada, en el eje X se grafica el número de análisis (N) y en el eje Y se grafica la edad en millones de años. Para ambos diagramas se utilizaron 26 de 28 análisis.

6.4 Otras edades

En esta sección se reportan diferentes tipos de rocas volcánicas del área de la Sierra El Infierno, Sinaloa que han sido fechadas en otros trabajos y que son útiles para establecer las relaciones estratigráficas en la zona de estudio. También, se reportan otras edades para rocas volcánicas del Grupo Comondú reportadas para el área de Loreto, B.C.S. (Tabla 6.2).

Estos datos permiten determinar que el magmatismo del Grupo Comondú en el área de Loreto, B.C.S. es contemporáneo a los eventos volcánicos que sucedían en la región de la Sierra El Infierno.

Tabla 6.2. Edades reportadas en la literatura para rocas volcánicas del Mioceno temprano a tardío de las áreas de la Sierra El Infierno, Sin. (SEI) y Loreto, B.C.S. (L). Se incluyen los datos obtenidos en el presente trabajo.

6. GEOCRONOLOGÍA

Área	Clave	Edad (Ma)	Error	Tipo de roca	Método	Latitud	Longitud	Ref.
L	1035	22.9	2.7	Andesita	K-Ar	25.9833	-111.3833	1
L	SC 15	22.8	0.27	Andesita	Ar-Ar	25.6589	-110.7649	2
L	385-9-1	22.6	1.0	Toba	Ar-Ar	25.98	-111.46	3
L	385-4-3	22.2	0.6	Toba	K-Ar	26.1333	-111.5078	3
SEI	SIN-39	21.6	0.1	Toba	U-Pb	24.3583	-107.0764	4
L	385-9-1	21.4	1.0	Toba	K-Ar	25.98	-111.46	3
L	1003	20.6	1.4	Andesita	K-Ar	25.7333	-111.2333	1
L	3-7-97-1	20.27	0.08	Toba félsica	Ar-Ar	26.0077	-111.4528	5
L	582-3-1	19.4	0.9	Andesita	K-Ar	25.9681	-111.4931	6
SEI	SIN-09	18.6	0.3	Riolita	U-Pb	24.1967	-106.8827	4
SEI	SIN-108	18.39	0.27	Ignimbrita	U-Pb	24.2426	-106.8313	*
L	917	18.2	0.5	Andesita	K-Ar	25.70	-111.25	1
L	82BMS559	17.8	0.7	Andesita	K-Ar	26.3678	-111.7158	7
L	BJS-029	17.4	1.1	Dacita	U-Pb	25.7272	-111.2445	8
L	770	17.3	2.2	Andesita	K-Ar	25.7333	-111.2333	1
L	1005	17.3	0.4	Andesita	K-Ar	25.9667	-111.3833	1
L	AH-2-05-1	16.71	0.07	Toba	Ar-Ar	25.4597	-111.0242	9
SEI	SIN-103	16.55	0.32	Riolita	U-Pb	24.2004	-106.8583	*
L	BJS-019	16.2	0.4	Riodacita	U-Pb	26.3997	-111.6720	8
L	1034	16	2	Andesita	K-Ar	25.9833	-111.3667	1
SEI	SIN-115	15.85	0.21	Toba riol.	U-Pb	24.1938	-106.9972	*
SEI	G13C74-001	15.8	0.16	Basalto	Ar-Ar	24.2558	-106.7810	10
L	920	15.4	0.8	Basalto	K-Ar	25.9667	-111.4000	1
L	82BMS559	15.3	0.5	Andesita	K-Ar	26.3678	-111.7156	7
L	BC 99-69	15.2	0.75	Andesita	K-Ar	26.3619	-111.8185	11
L	00-01	15.1	0.9	Dacita	K-Ar	25.969	-111.486	12
L	486-12-1	14.9	0.5	And. bas.	K-Ar	26.0897	-111.3803	3
L	3-8-97-2	14.67	0.09	Andesita	Ar-Ar	25.9863	-111.4468	5
L	99-68	14.6	0.3	Andesita	K-Ar	26.3619	-111.8185	12
SEI	SIN-25	14.22	0.2	Andesita	Ar-Ar	24.1201	-106.7010	4
L	3-6-97B	14.08	0.2	Andesita	Ar-Ar	26.1062	-111.3388	5
L	3-9-97-1	13.77	0.1	Andesita	Ar-Ar	25.9872	-111.3755	5
SEI	SIN-15	13.62	0.17	Basalto	Ar-Ar	24.269	-107.001	4
L	BJS-10	12.90	0.86	Traquiand.	U-Pb	25.5668	-111.1672	*
L	3-9-97-5	12.36	0.16	Andesita	Ar-Ar	25.9123	-111.3453	5

6. GEOCRONOLOGÍA

L	82BSJ116	11	0.3	Basalto	K-Ar	26.3544	-111.7478	7
SEI	PER-8	10.94	0.23	And. bas.	Ar-Ar	24.3815	-107.1191	4
L	SC 3	10.89	0.52	Andesita	Ar-Ar	25.6832	-110.7969	4
L	82BSJ119	10.8	0.3	Basalto	K-Ar	26.3547	-111.7789	7

Abreviaturas: And. bas.: andesita basáltica; Traquiand: traquiandesita; Toba riol.: toba riolítica.
Referencias: * Este trabajo; 1: Gastil et al., (1979); 2: Duque-Trujillo, (2015); 3: McLean, (1988); 4: Ferrari et al., (2013); 5: Umhoefer et al., (2001); 6: Hausback, (1984); 7: Sawlan y Smith, (1984) 8: Durán-Calderón (2016); 9: Hosack, (2006) 10: Iriondo et al., (2003); 11: Aguilón-Robles, (2002); 12: Bellon et al., (2006).

7. GEOQUÍMICA

7.1 Elementos mayores y traza ¿para qué?

Los elementos traza son aquellos elementos que se encuentran presentes en un sistema en partes por millón (ppm) o partes por billón (ppb) (Gill, 2010). Los elementos mayores son aquellos que se encuentran presentes en un sistema en concentraciones mayores a 0.1% en peso.

Los elementos traza son uno de los discriminadores geoquímicos de mayor uso debido a que sus concentraciones son más susceptibles a procesos magmáticos que los elementos mayores no son capaces de registrar. Por otro lado, la cantidad de elementos traza presentes en un sistema es mucho mayor que la de elementos mayores; estos últimos representan un 99% de la concentración en % en peso de una roca y apenas son 10; mientras que los elementos trazas son alrededor de 80 y cada uno de ellos tiene propiedades geoquímicas únicas e identifican procesos que los elementos mayores son incapaces de registrar (White, 2013b). Mientras que los elementos mayores son de suma importancia debido a que con ellos se puede clasificar químicamente a las rocas ígneas y nos permiten estudiar la evolución química durante algunos procesos magmáticos.

Los resultados de los análisis de elementos mayores y traza se presentan en el Anexo 3. A continuación, se describen estos resultados.

7.2 Resultados

7.2.1 Elementos mayores

Para el análisis del contenido de elementos mayores se realizó un cálculo al 100% en base anhidra con la relación Fe_2O_3/FeO de acuerdo con Middlemost, (1989). Este procedimiento se hace para eliminar la cantidad de volátiles medidos, conocidos como LOI (*loss-on-ignition*) o pérdida por calcinación, que representa el porcentaje total de volátiles en la roca; es importante realizar este paso para poder

7. GEOQUÍMICA

comparar las concentraciones de los elementos analizados en rocas con diferente contenido de volátiles, además de que en algunas rocas el contenido de estos volátiles no representa la composición del magma original, sino se debe a procesos de desgasificación durante el ascenso o post-magmáticos como meteorización o alteración hidrotermal (Gill, 2010). En específico, la pérdida por calcinación se determinó por calentamiento a 950°C. Antes de hacer el cálculo al 100% en base anhidra, el contenido de hierro reportado como Fe₂O₃ total se recalculó a un valor específico de la relación Fe₂O₃/FeO dependiendo de la clasificación de la roca, utilizando las recomendaciones de Middlemost, (1989). A partir de ahora, los diagramas de elementos mayores se presentan con los datos normalizados en base anhidra. Los resultados del análisis de elementos mayores sin el recálculo en base anhidra se muestran en el Anexo 2.

Se realizó el cálculo de la norma CIPW, cuya metodología se encuentra descrita en Gill (2010), usando los datos normalizados en base anhidra y con relación Fe₂O₃/FeO de acuerdo con Middlemost, (1989). Este último cálculo es necesario debido a que en las rocas, el Fe puede presentarse en dos estados de oxidación (Fe²⁺ y Fe³⁺) en la estructura de los minerales silicatados. Estas formas poseen propiedades químicas diferentes, como su carga y radio iónico. Por ello es importante distinguir en un análisis de elementos mayores entre FeO y Fe₂O₃. En general, los minerales silicatados tienden a incorporar preferentemente Fe(II) a su estructura respecto a Fe(III) (Middlemost, 1989). Bajo esta relación es posible calcular la concentración estimada de FeO y Fe₂O₃ cuyos valores son importantes para el cálculo de minerales normativos, ya que cada uno de los óxidos de Fe se distribuye en diferentes minerales, siendo la acmita el único mineral que incorpora Fe(III) (Middlemost, 1989). En el Anexo 3 se muestra la norma CIPW para cada una de las muestras analizadas.

En el diagrama TAS (Na₂O + K₂O vs. SiO₂), se observa que los datos de la Sierra del Infierno (SIN) y del área de Loreto B.C.S. (BJS) se concentran en dos grupos principalmente: traquiandesitas-andesitas (vulcanismo intermedio) y riolitas-traquitas (vulcanismo ácido), además, en su mayoría pertenecen a la serie de rocas

7. GEOQUÍMICA

subalcalinas, a excepción de tres ejemplares de la suite SIN, que además de estar en el campo de las traquitas-riolitas, pertenecen a la serie alcalina; estas rocas corresponden a las muestras SIN-110, SIN-113 y SIN-120 (Figura 7.1). Las muestras que caen en el campo de las riolitas tienen contenidos de SiO₂ mayores a 72 % en peso (72.2 - 75.7%), lo que las define como riolitas de alto sílice.

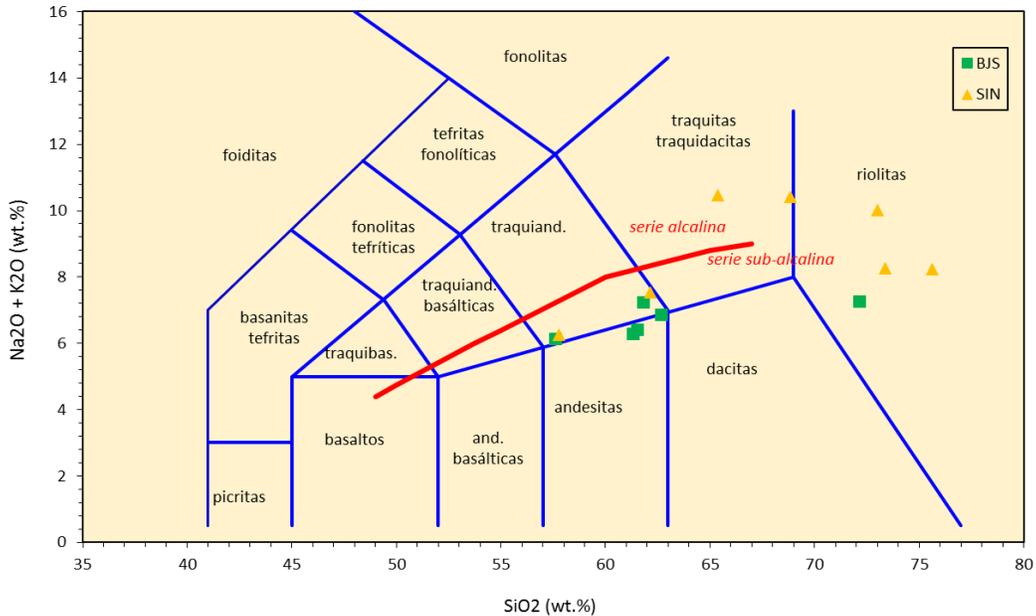


Figura 7.1. Diagrama TAS (Le Bas et al., 1986) para las suites BJS y SIN. Las concentraciones están graficadas en base anhidra. La línea roja representa la separación entre la serie alcalina y subalcalina (Irvine y Baragar, 1971).
traquiand.: traquiandesita; and.: andesita.

Las muestras que cayeron en el campo de las traquiandesitas, a su vez, se clasifican como latitas y benmoreitas. Si la siguiente relación se cumple $\text{Na}_2\text{O} - 2 \geq \text{K}_2\text{O}$, entonces se dice que la roca es una benmoreita y si $\text{Na}_2\text{O} - 2 \leq \text{K}_2\text{O}$, entonces se clasifica como una latita. Las muestras SIN-104, SIN-106 y BJS-10 se clasifican como latitas y la muestra BJS-24 como una benmoreita.

En el caso de las rocas que caen en el campo de las traquitas o traquidacitas se hace una distinción similar. Son traquitas si el porcentaje de cuarzo en la norma CIPW es menor al 20% en la suma de cuarzo, albita, anortita y ortoclasa normativos

7. GEOQUÍMICA

(Anexo 3), de lo contrario son traquidacitas. Las dos muestras de la suite SIN que grafican en este campo, SIN-110 y SIN-120, corresponden a traquitas.

Los resultados de la norma CIPW muestran también que todas las rocas analizadas contienen cuarzo normativo. Una diferencia es que las muestras BJS-19, SIN-103, SIN-104 y SIN-118, que clasifican como riolitas y latitas, son normativas en corindón (Anexo 3). Por otro lado, las riolitas alcalinas tienen contenidos de cuarzo, anortita e hiperstena normativos menores que el resto de las rocas a valores de SiO_2 similares.

Las rocas de la suite SIN alcanzan un mayor enriquecimiento de K_2O y presentan un claro patrón positivo entre este óxido y la sílice, en comparación con las muestras de la suite BJS (Figura 7.2a). En la Figura 7.2a se muestra el diagrama K_2O vs. SiO_2 para ambas suites. En general, las muestras de la suite BJS caen en el campo de la serie calcialcalina de medio-K, solo la latita BJS-10 se encuentra en el campo de la serie calcialcalina de alto-K. Las rocas de la suite SIN caen en el campo de la serie calcialcalina de alto-K.

Los diagramas de variación de elementos mayores respecto al sílice o diagramas Harker muestran patrones interesantes (Figura 7.2). Los óxidos de Al, Fe, Ti, Mg y Ca (Figuras 7.2b, c, d, f y g) para ambas suites muestran una correlación negativa, esto quiere decir que conforme aumenta el contenido de sílice, la concentración de estos óxidos disminuye. En el caso del óxido de Mg (Figura 7.2f) se puede observar que las rocas más diferenciadas (traquitas y riolitas) tienen una menor proporción de este óxido respecto a las rocas intermedias. El óxido de CaO se presenta en mayores concentraciones para las rocas intermedias, mientras que los valores más bajos se relacionan con las traquitas y riolitas, siendo la riolita de la suite BJS la que tiene una mayor proporción de óxido de Ca respecto a sus similares en la suite SIN (Figura 7.2g).

Las rocas de la suite BJS presentan un mayor enriquecimiento en óxidos de Mn y Ca. Las muestras SIN-103, SIN-113 y SIN-118, clasificadas como riolitas son las que muestran una menor concentración en MnO , mientras que rocas con similar

7. GEOQUÍMICA

contenido de SiO_2 para la suite BJS se presentan mayor porcentaje de este óxido (Figura 7.3e).

Las rocas intermedias de ambas suites (latitas, andesitas y benmoreitas) presentan concentraciones similares de óxidos de Na (Figura 7.2h), mientras que las rocas más diferenciadas (traquitas) presentan valores mayores de Na_2O , cuyo valor disminuye respecto a un aumento con el índice de diferenciación en el caso de las riolitas.

Entre las rocas de composición intermedia, dos muestras de la Sierra del Infierno SIN-104 y SIN-106, que clasifican como latitas presentan un mayor enriquecimiento en P_2O_5 que muestras con contenido similar de SiO_2 de la suite BJS (Figura 7.2i). Mientras que las rocas con un mayor índice de diferenciación (traquitas y riolitas) presentan una menor concentración de este óxido.

En general, se puede observar en la Figura 7.3 que las traquitas y riolitas de la suite SIN que clasifican en la serie de rocas alcalinas en el diagrama TAS (Figura 7.1) presentan una tendencia negativa en el porcentaje de óxidos respecto al índice de diferenciación, a excepción del K_2O (Figura 7.3a), donde la correlación es positiva. También, para el caso del MnO (Figura 7.3e) donde no se observa una relación clara de este óxido con la sílice.

7. GEOQUÍMICA

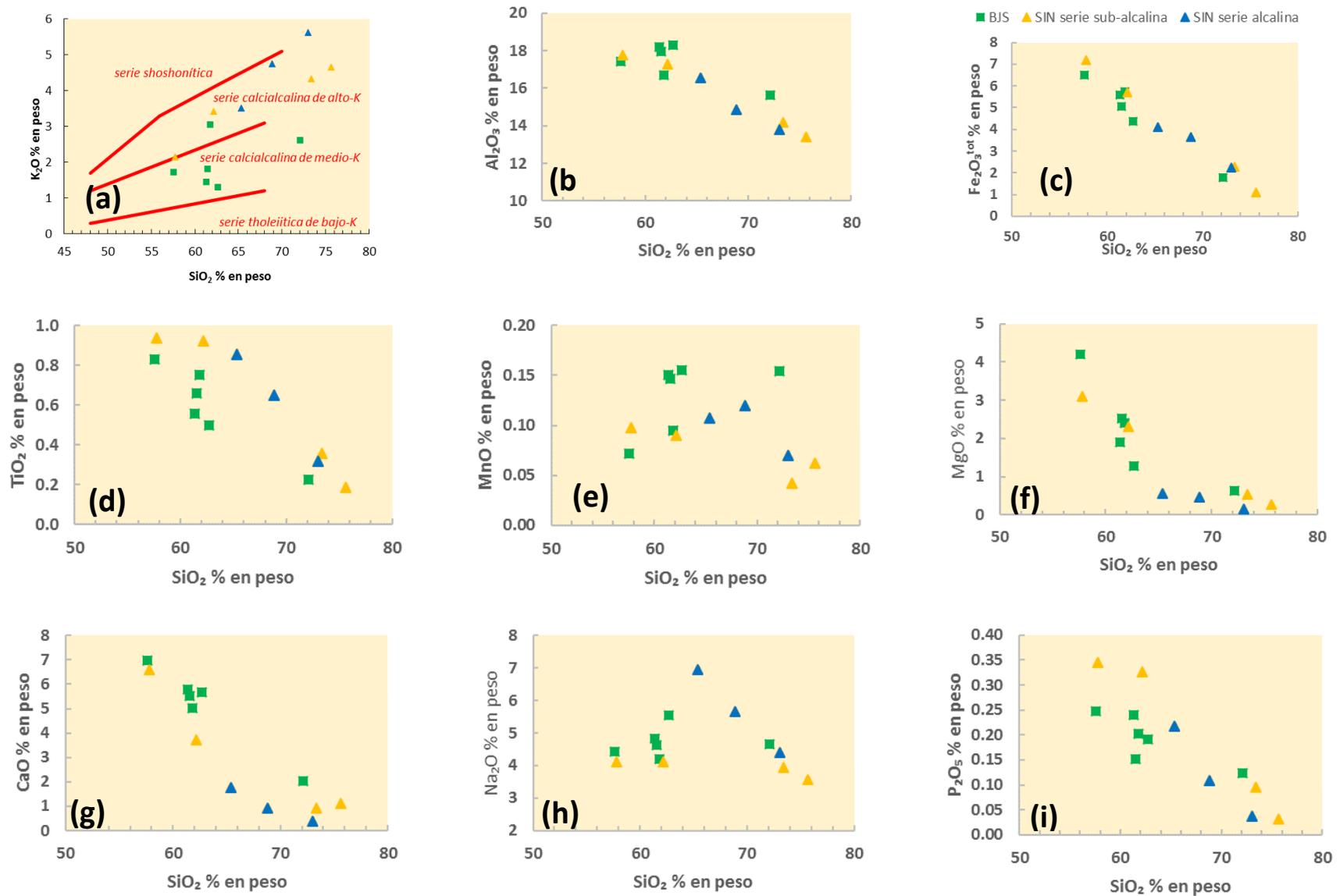


Figura 7.2. Diagramas de variación de elementos mayores para las suites BJS y SIN, la suite SIN se separa en dos partes, en azul las rocas alcalinas y en amarillo las rocas sub-alkalinas de acuerdo con la Figura 7.1. Las abundancias de los elementos mayores están expresadas en óxidos y en base anhidra. Diagramas de (a) K_2O (Le Maitre et al., 1989) (b) Al_2O_3 , (c) $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{tot}}$, (d) TiO_2 , (e) MnO , (f) MgO , (g) CaO , (h) Na_2O y (i) P_2O_5 vs. SiO_2 .

7. GEOQUÍMICA

En la Figura 7.3a se muestra el diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ vs. SiO_2 . Se puede notar que la suite BJS cae en los campos de rocas calcialcalinas, mientras que la suite SIN se distribuye en tres campos, alcalinas, álcali-cálcico y calcialcalino. Las muestras SIN-110, SIN-113 y SIN-120 corresponden a traquitas y riolitas, caen en el campo alcalino.

De acuerdo con el grado de saturación en alúmina, las riolitas y latitas normativas en corindón (Anexo 3) clasifican como hiperaluminosas, mientras que las riolitas y traquitas alcalinas grafican en el límite entre las rocas metaluminosas e hiperalcalinas (Figura 7.3b).

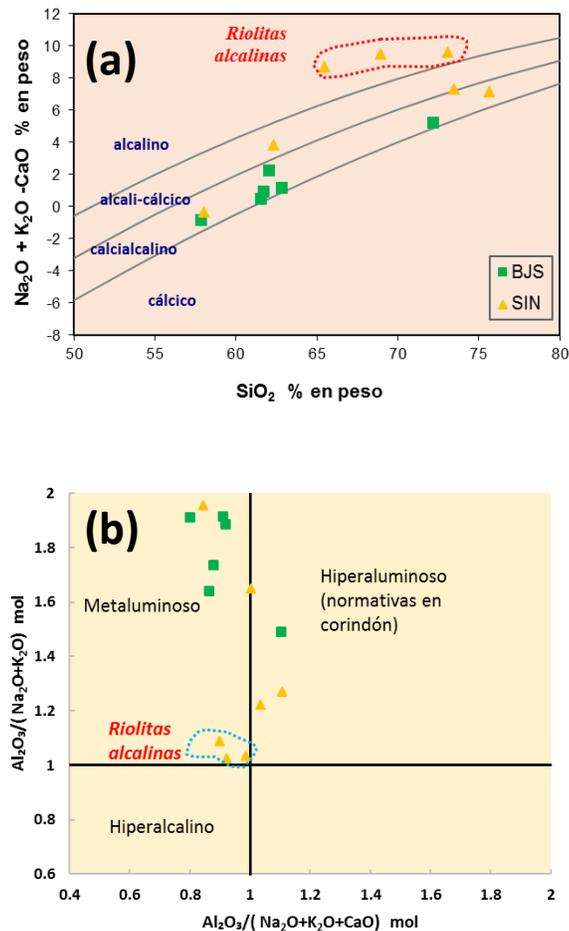


Figura 7.3. (a) Diagrama $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ vs. SiO_2 (Frost et al., 2001) y (b) diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (Shand, 1943).

7. GEOQUÍMICA

Los resultados del recálculo con la relación $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ permitieron estimar el FeO^* (Fe total expresado como FeO). Dichos datos fueron graficados en un diagrama FeO^* vs MgO/FeO^* de acuerdo con Miyashiro, (1974) y se muestra en la Figura 7.4. Las muestras SIN-110, SIN-113 y SIN-120, que en la Figura 7.1 grafican en el campo de la serie alcalina muestran un patrón toleítico a diferencia del resto de rocas de la misma suite y del ensamble BJS, las cuales presentan una evolución calcialcalina.

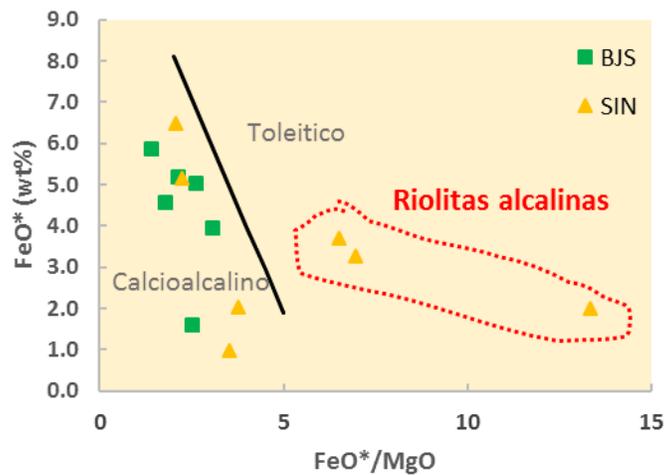


Figura 7.4. Diagrama FeO^* vs. FeO^*/MgO . $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0.8998 \text{Fe}_2\text{O}_3$. La línea negra representa la separación entre un magma con evolución calcialcalina y uno con evolución toleítica según Miyashiro, (1974).

El número de Mg ($\text{Mg\#} = \text{MgO}/[\text{MgO} + \text{FeO}]$ molar) es una relación que expresa que tan evolucionado es un magma en función del contenido de MgO y FeO. Para fundidos más primitivos el Mg# es más alto, y se considera que un magma primario del manto debe tener un $\text{Mg\#} > 68$ (Gill, 2010). Los Mg# para las rocas de la suite BJS varían 36.76 a 56.04, mientras que para la suite SIN los valores oscilan entre 11.78 y 46.09.

7. GEOQUÍMICA

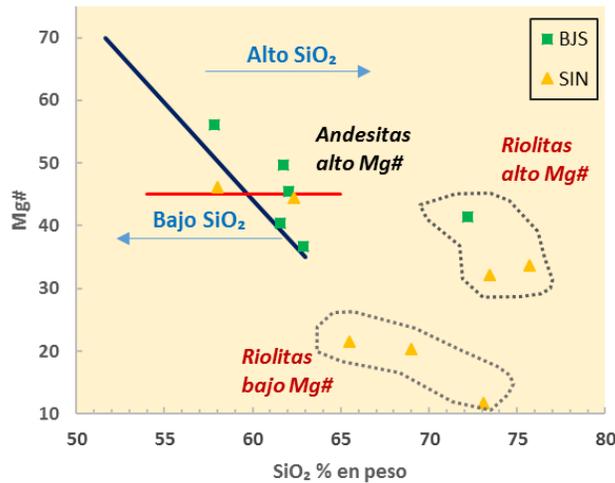


Figura 7.5. Diagrama SiO₂ vs. Mg# para las rocas de los ensambles SIN y BJS. La línea roja es la definición de andesita de alto Mg# de acuerdo con (Kelemen et al., 2003) y la línea negra es la separación entre rocas de alto y bajo contenido de sílice de acuerdo con (Cai et al., 2014).

De acuerdo a la división de Cai et al. (2014), las rocas de composición intermedia pertenecen en su mayoría al grupo de alto SiO₂ (Figura 7.5), que caracteriza a muestras con altos contenidos de SiO₂ para un determinado valor de Mg#. Si se considera la definición de Kelemen et al. (2004), en la que las andesitas de alto Mg# tienen contenido de SiO₂ entre 54 y 65% y Mg# mayores a 45, tres muestras de la suite BJS (BJS-10, 18 y 24) y una de SIN (SIN-106) pueden ser clasificadas como tal.

En la Figura 7.5 se puede observar que en las rocas traquíticas a riolíticas se distinguen dos grupos. Un grupo de bajo Mg# (11.7 – 21.5) constituido por rocas de la suite SIN, que clasifican como riolitas y traquitas alcalinas, con tendencia toleítica y cercanas al campo de rocas hiperalcalinas (Figuras 7.1, 7.2b y 7.4) y otro grupo con valores relativamente altos de Mg# (32.1 – 41.5), que corresponde a las rocas de la serie subalcalina, hiperaluminosas y calcialcalinas de las Figuras 7.1, 7.2b y 7.4 respectivamente.

En resumen, los datos de elementos mayores nos permiten identificar tres grupos de rocas:

7. GEOQUÍMICA

- El primer grupo corresponde a tres muestras de la suite SIN, clasificadas como traquitas (SIN-110 y SIN-120) y riolitas de alto sílice (SIN-113) que tienen tendencia toleítica (alto contenido de Fe) según Miyashiro (1974), son rocas de bajo Mg#, pertenecen a la serie de rocas alcalinas y son muy cercanas al campo de rocas hiperalcalinas.
- El segundo grupo contiene rocas de ambas suites (BJS-19, SIN-103 y SIN-118), las cuales son clasificadas como riolitas de alto sílice según el diagrama TAS. Éstas son calcialcalinas según Miyashiro (1974), tienen un alto contenido de sílice a valores de Mg# relativamente altos, y además son las únicas muestras junto a SIN-104 que presentan corindón normativo por lo que clasifican como hiperaluminosas.
- Y finalmente, el tercer grupo corresponde a las restantes muestras de ambas suites que son calcialcalinas de composición intermedia, en el diagrama TAS son clasificadas como latitas, benmoreitas y andesitas, y de acuerdo con Cai et al. (2014) y Kelemen et al. (2003) son rocas de alto Mg#.

7.2.2 Elementos traza

En este apartado se describirán los resultados de los análisis químicos de elementos trazas realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias. Las concentraciones de elementos trazas obtenidas se reportan en el Anexo 2.

Iniciemos analizando algunas variaciones de elementos traza de interés respecto al contenido de sílice. Estos diagramas se conocen como diagramas de variación de elementos traza respecto a SiO₂ y se muestran en la Figura 7.6. Como se puede observar, se ha asignado un código de colores a los tres grupos de rocas identificados en el apartado anterior. El color azul corresponde a las riolitas y traquitas alcalinas, el color anaranjado a las andesitas, latitas y benmoreitas de alto Mg# y el color verde a riolitas de alto Mg#.

7. GEOQUÍMICA

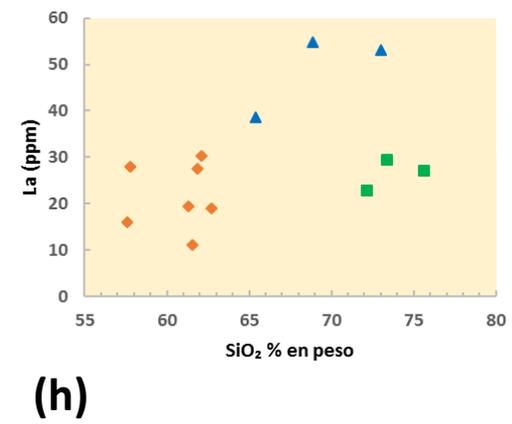
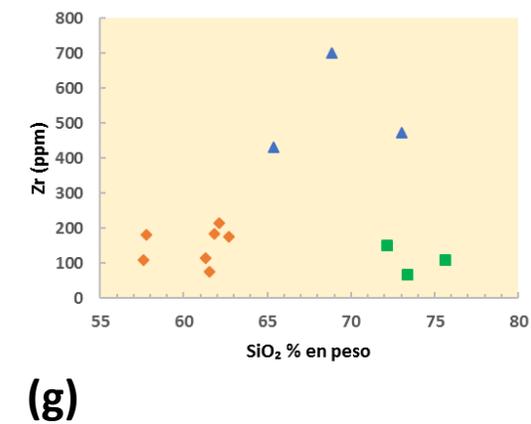
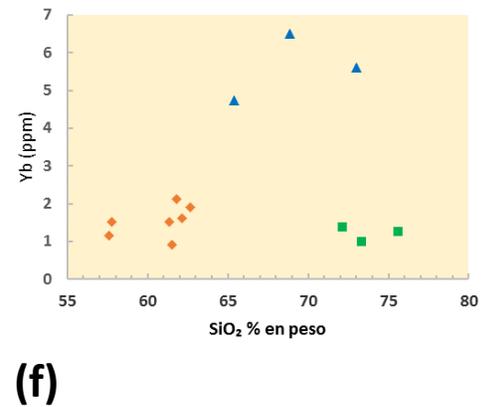
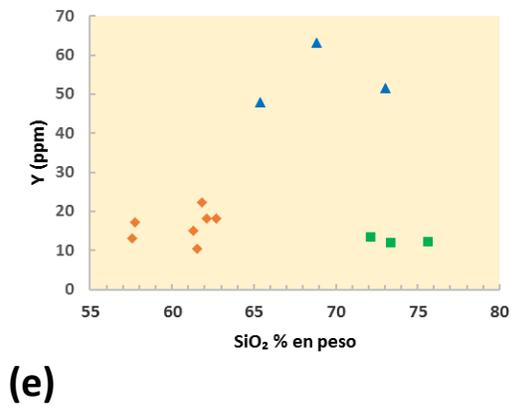
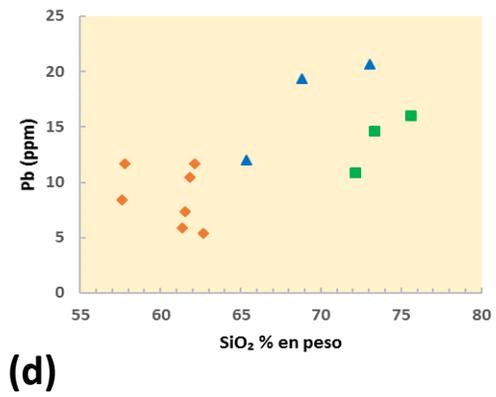
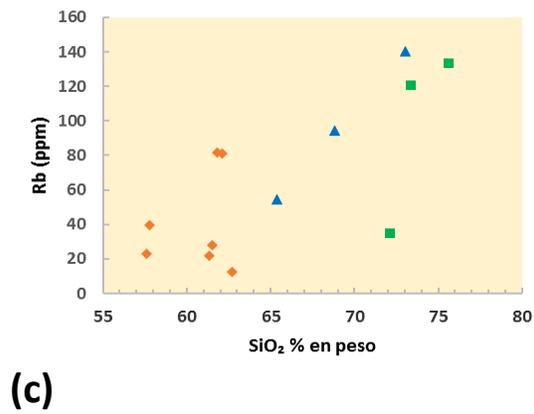
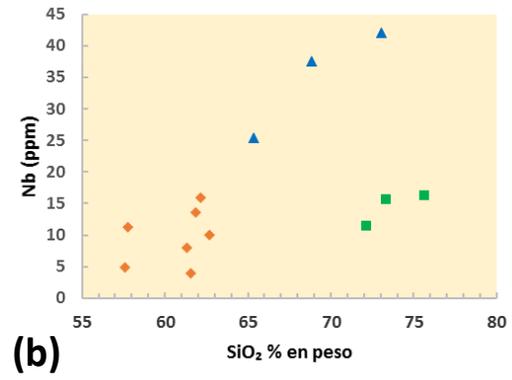
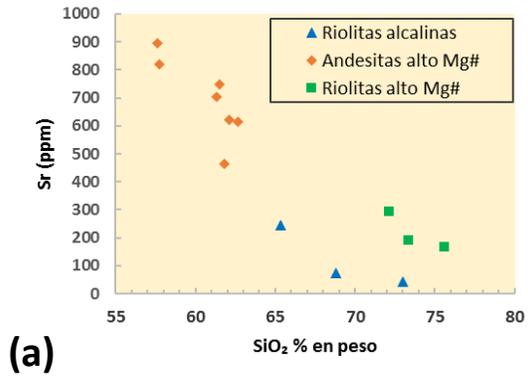
Los valores de Sr y Nb (Figura 7.6 a y b) en los grupos de rocas ácidas (riolitas y traquitas alcalinas y las riolitas de alto Mg#) describen un patrón semiparalelo, con una correlación negativa para el Sr y positiva en el caso del Nb, ambos respecto al índice de diferenciación. Para contenidos similares de sílice, los contenidos de Sr son menores en las riolitas alcalinas en comparación con las riolitas de alto Mg#. Los valores de Nb no siguen este patrón, las riolitas alcalinas presentan los valores más altos entre los tres grupos de rocas (25.36 a 42.07 ppm) mientras que los valores de Nb para las riolitas y andesitas de alto Mg# son muy similares, 11.35 a 16.26 y 3.9 a 15.9 ppm, respectivamente. Las andesitas de alto Mg#, presentan los valores de Sr más altos (463 a 894 ppm) en comparación con los otros grupos de rocas y presentan una correlación negativa con el índice de diferenciación.

En el caso del Rb y Pb (Figura 7.6 c y d), se describen patrones similares entre sí. Se observa una correlación positiva para ambos elementos en el caso de las riolitas alcalinas. Mientras que en las andesitas de alto Mg# no se observa alguna tendencia para ambos elementos. Las riolitas alcalinas y de alto Mg# presentan patrones semiparalelos en Pb (Figura 7.6d).

El grupo de riolitas alcalinas presenta los mayores valores en las concentraciones de Y (47.9 a 63.2 ppm) e Yb (4.74-6.29 ppm). Se puede notar que las riolitas de alto Mg# y las andesitas de alto Mg# presentan valores similares en las concentraciones de Y e Yb (Figura 7.6e y f) a diferentes grados de diferenciación, con valores de Y de 11.7 a 13.3 y de Yb de 0.9 a 1.4 ppm para las riolitas de alto Mg# y en el caso de las andesitas de alto Mg# con valores de concentración de Y de 10.3 a 22.4 y de Yb de 0.9 a 2.2 ppm.

Para el caso del Zr y La (Figura 7.6 g y h), se puede observar que las riolitas alcalinas presentan una mayor concentración comparada con los otros grupos de rocas. Para las riolitas y andesitas de alto Mg#, los valores de Zr y La son muy similares a diferentes valores de SiO₂.

7. GEOQUÍMICA



7. GEOQUÍMICA

Figura 7.6. Diagramas de variación de elementos traza en ppm respecto a SiO₂ (valor en base anhidra) (a) Sr, (b) Nb, (c) Rb, (d) U, (e) Y, (f) Yb, (g) Zr y (h) La.

La Figura 7.7 muestra los diagramas de elementos traza para ambas suites, normalizados respecto a los valores reportados por Sun y McDonough, (1989) del manto primitivo.

El primer grupo que se describirá corresponde a las traquitas y riolitas alcalinas. Estas rocas muestran un enriquecimiento relativo en LILE, anomalías positivas en Pb y anomalías negativas muy pronunciadas en Sr y Eu (Figura 7.7a), así como anomalías negativas de Nb y Ta poco desarrolladas. Además de un patrón cuasi-plano en los elementos de las tierras raras (REE) medias (MREE) y pesadas (HREE) (Figura 7.8a).

El segundo grupo corresponde a riolitas hiperaluminosas de relativo alto Mg# presentes en ambas suites (BJS-19, SIN-103 y SIN-118) y son aquellas cuyo color asignado es el verde en la Figura 3.7a y b. SIN-103 y SIN-118 muestran un enriquecimiento relativo en LILE, una anomalía positiva muy pronunciada en Pb, una anomalía negativa en Sr más pequeña que la observada en las riolitas alcalinas y presentan un mayor empobrecimiento en HREE respecto a REE ligeras (LREE) (Figura 7.8a). La muestra BJS-19 del área de Loreto, BCS presenta características similares como se observa en las Figuras 7.7b y 7.8b.

El tercer grupo corresponde a traquiandesitas y andesitas asignadas al color anaranjado, las cuales están presentes en ambas suites. En la figura 7.7a, se describen aquellas rocas presentes en la Sierra El Infierno. Se observa que también están enriquecidas en LILE, con una anomalía positiva en Ba, Pb y una anomalía ligeramente positiva en Sr, además muestra un mayor enriquecimiento en LREE respecto a HREE. En la Figura 7.7b, se observa el patrón de elementos traza de este grupo para la suite BJS. Como se observa, se presentan enriquecimiento en LILE más variable, con una anomalía positiva en Ba, Pb y Sr, así como un mayor enriquecimiento en LREE respecto a HREE.

7. GEOQUÍMICA

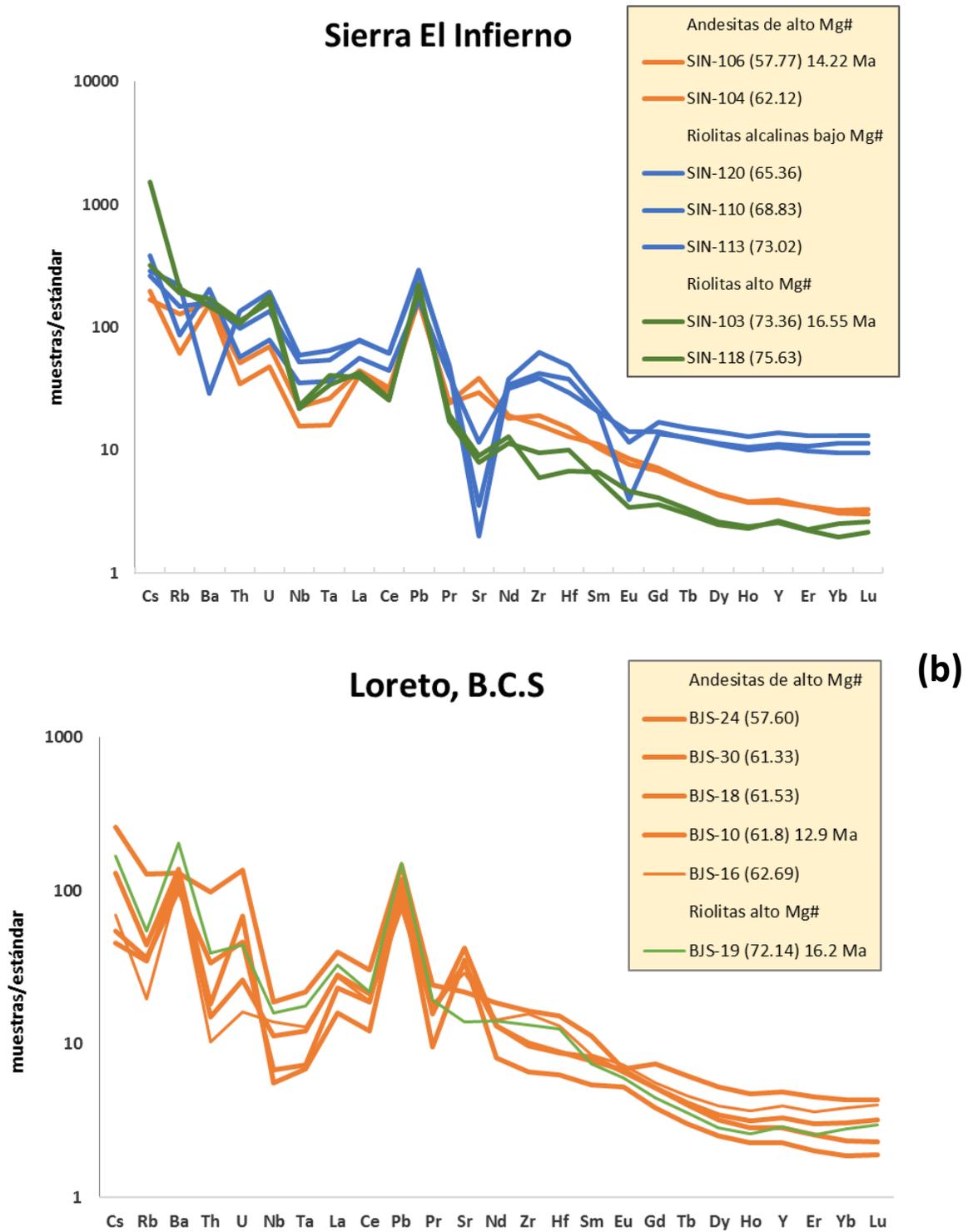


Figura 7.7. Patrones de elementos trazas para las suites (a) Sierra El Infierno (SIN), donde se distinguen tres grupos con patrones de elementos traza diferentes y (b) BJS. Los valores de elementos traza han sido normalizados respecto a los valores del manto primitivo reportados por Sun y McDonough, (1989). Los números entre paréntesis corresponden al porcentaje de sílice en base anhidra. La edad de algunas muestras es proporcionada.

7. GEOQUÍMICA

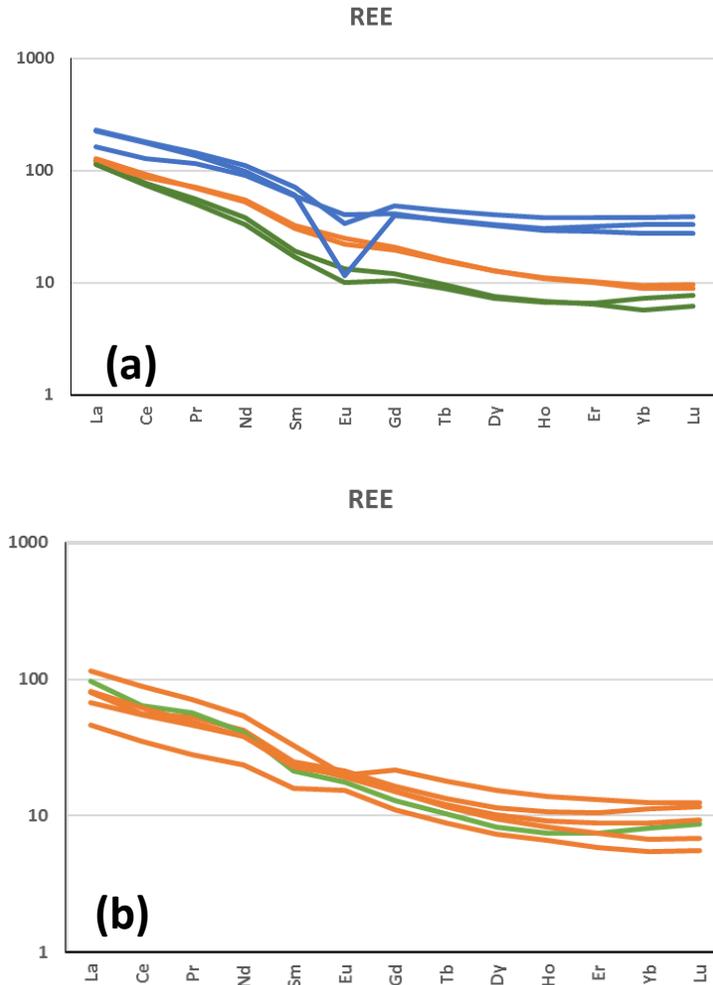


Figura 7.8. Patrones de elementos de las tierras raras (REE) para las suites (a) SIN y (b) BJS. Los valores de elementos traza han sido normalizados respecto a los valores de condrita reportados por Sun y McDonough (1989).

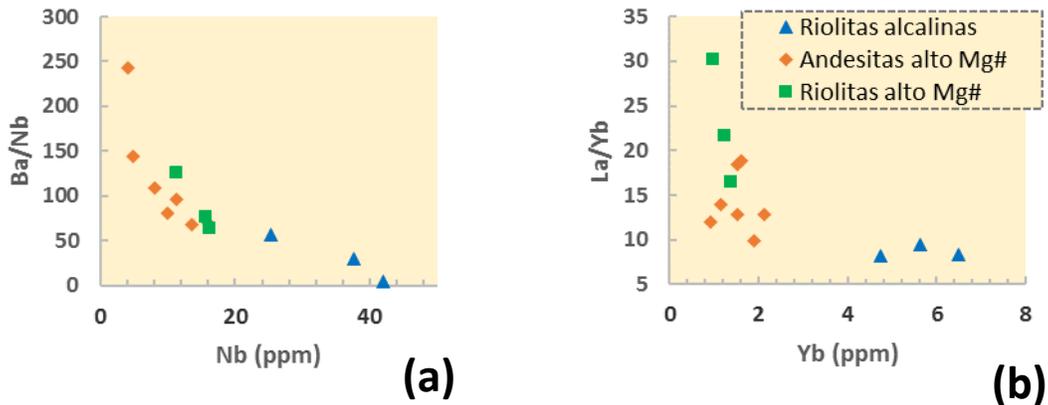
Las diferencias en la composición de los distintos grupos se representan en diagramas bivariados. Las riolitas alcalinas de bajo Mg# presentan los valores más bajos de todas las muestras analizadas en las relaciones Ba/Nb, La/Yb y Gd/Yb. Los valores en Ba/Nb van de 4.82 a 56.1, los valores más bajos corresponden a concentraciones de Nb más altas (Figura 7.9a). Mientras que los resultados de La/Yb oscilan entre 8.1 a 9.4, y concentraciones de Yb más altas (Figura 7.9.b) Finalmente, los valores en la relación Gd/Yb van de 1.4 a 1.78 (Figura 7.9c).

Las riolitas y andesitas de alto Mg# presentan señales de subducción más pronunciadas, con valores en la relación Ba/Nb que van 64 a 125 para las riolitas y

7. GEOQUÍMICA

de 67.8 a 243 para las rocas intermedias, con concentraciones de Nb más bajas respecto al grupo de riolitas alcalinas (Figura 7.9a). También los valores de la relación La/Yb, presentan valores notoriamente más altos, que van desde 16.43 a 30.23 para las riolitas y 9.95 y 18.86 para las andesitas, y con valores de Yb más bajos comparándolos con las riolitas alcalinas (Figura 7.9b). Por último, los valores en la relación Gd/Yb presenta valores similares para ambos grupos, de 1.73 a 2.53 para las rocas ácidas y de 1.76 a 2.8 para las rocas andesíticas, que son valores más altos a los de las riolitas alcalinas (Figura 7.9c).

Los valores de la relación Eu/Eu* graficados contra SiO₂ (% en peso) como índice de diferenciación (Figura 7.9d) muestra que todas las rocas ácidas (riolitas alcalinas y riolitas de alto Mg#) presentan anomalías negativas de Eu ($Eu/Eu^* < 1$), mientras que esta anomalía es ausente o positiva en la mayoría de las muestras del grupo de rocas andesíticas ($Eu/Eu^* \geq 1$). Para las andesitas y traquitas alcalinas se observa una correlación negativa con el índice de diferenciación y se describe un patrón similar para las riolitas de alto Mg#.



7. GEOQUÍMICA

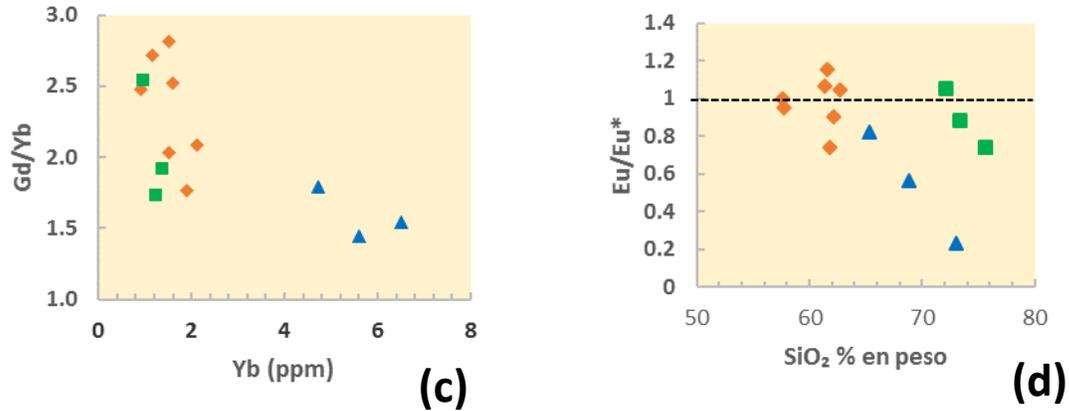
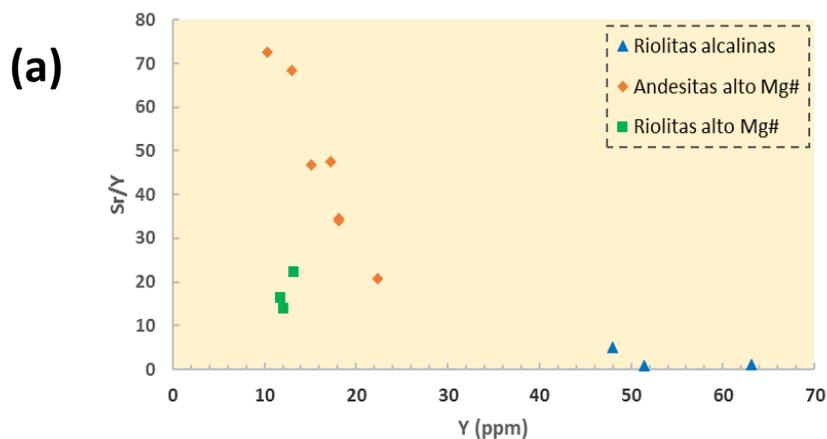


Figura 7.9. (a) diagrama Ba/Nb vs. Nb (ppm), (b) diagrama La/Yb vs Yb (ppm) y (c) Gd/Yb vs Yb (ppm) y (d) El diagrama de anomalías de Eu/Eu* vs Eu ilustra que algunas muestras del ensamble BJS tienen anomalías positivas. $Eu/Eu^* = Eu_N / ([Sm_N \times Gd_N]^{1/2})$, donde N indica que son los valores normalizados a condrito.

En la Figura 7.10 a y b se puede observar que las riolitas alcalinas presentan bajas relaciones de Sr/Y de 0.8 a 5.1 a alto contenido de Y (47.9 a 63.2 ppm) y relaciones Sr/Y y Gd/Yb muy bajas. En el caso de las riolitas de alto Mg# se presentan relaciones de Sr/Y (13.7 a 22.2) ligeramente mayores que las de las riolitas alcalinas, a bajos contenidos de Y (11.7 a 13.3 ppm). Las andesitas de alto Mg# presentan mayores valores en Sr/Y (20.7 a 72.6) a bajos valores de Y (10.3 a 22.4 ppm) y altos valores en la relación Gd/Yb (1.7 a 2.82).



7. GEOQUÍMICA

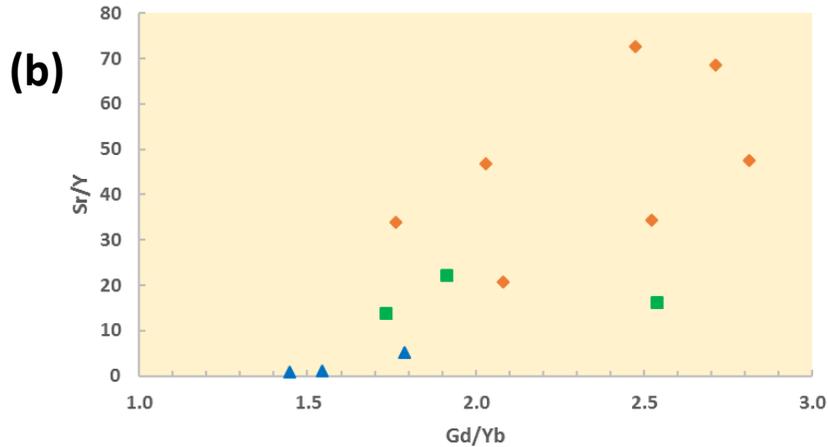


Figura 7.10. (a) relaciones Sr/Y vs Y (ppm) y (b) relaciones Sr/Yb vs Gd/Yb para las muestras de las suites BJS y SIN.

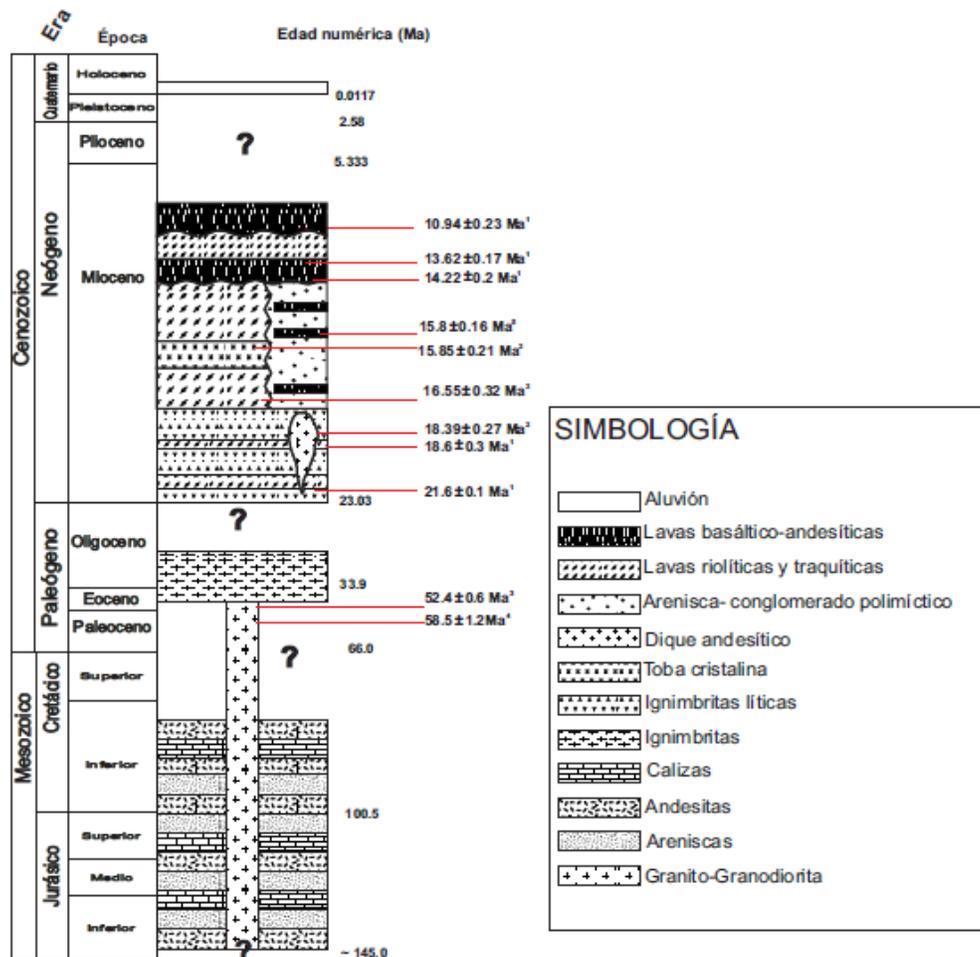
Para concluir este apartado de los resultados de elementos traza, se hará un breve resumen de las características más importantes de los tres grupos de rocas.

- Las riolitas y traquitas alcalinas presentan los mayores contenidos de Nb (25.3 a 42.1 ppm), Y (47.9 a 63.2 ppm) e Yb (4.7 a 6.5 ppm). Presentan patrones semiplanos en MREE y HREE, anomalías negativas en Sr, Eu y Ba y una anomalía positiva muy pronunciada en Pb, así como anomalías negativas en Nb y Ta poco desarrolladas.
- Los grupos dos y tres (andesitas y riolitas de alto Mg#) presentan características similares como contenidos de Nb, Y e Yb más bajos y similares a diferentes contenidos de SiO₂. Presentan patrones de elementos traza típicos del vulcanismo de arco volcánico, como un enriquecimiento en LILE, con una anomalía positiva en Ba, Pb y una anomalía ligeramente positiva en Sr, además muestra un mayor enriquecimiento en LREE respecto a HREE, al igual que patrones más fraccionados de HREE.

8. DISCUSIÓN

8.1 Revisión de la estratigrafía del área de estudio

En el capítulo de Geología del área de estudio se definieron una serie de unidades, las cuales conforman a las rocas encontradas en la Sierra El Infierno y localidades aledañas. La información petrográfica, geocronológica y geoquímica ha permitido establecer un mayor entendimiento sobre la estratigrafía de la región. Con esta información, se presenta una columna estratigráfica actualizada. Todas las rocas estudiadas pertenecen al Mioceno, por lo que, en dicha columna (Figura 8.1) se realizó una exageración en la escala, con el fin de obtener más detalle en las unidades pertenecientes a esta época.



8. DISCUSIÓN

Figura 8.1 Columna estratigráfica de las unidades emplazadas en región de la Sierra El Infierno. Los valores unidos con las líneas rojas muestran la edad de algunas rocas fechadas.
¹ Ferrari et al. (2013), ² Este trabajo, ³ Henry et al. (2003) y ⁴ Damon et al. (1983) ⁵ (Iriondo et al. 2003).

El resultado final de esta sección es la representación de las diferentes unidades en un mapa geológico escala 1:75,000 en el que se muestran las fallas regionales reconocidas por Ferrari et al. (2013) y que se presenta en la Figura 8.2.

El presente trabajo permite la división de cada una de las unidades de acuerdo a su relación con la extensión que predominó en la Provincia Extensional del Golfo durante el Oligoceno-Mioceno, específicamente la extensión que tuvo lugar durante el Mioceno temprano a medio en la zona de estudio. Esta división consiste en unidades pre-extensionales que incluyen a las rocas del Jurásico-Cretácico y al conjunto de cuerpos intrusivos del Complejo Volcánico Inferior; la segunda división se ha denominado unidades sin-extensionales y agrupa a todas las rocas formadas durante el Mioceno temprano a medio (ignimbritas líticas, flujos de lavas andesíticas y basálticas, depósitos clásticos y lavas riolítico-dacíticas); y el último grupo que se denominó como unidades transicionales que incluye a las rocas basálticas del Mioceno tardío.

8.2.1 Unidades pre-extensionales

Las unidades más antiguas corresponden a una intercalación de andesitas, calizas, areniscas y lutitas del Jurásico temprano al Cretácico inferior. Esta unidad se encuentra intrusionada por una serie de rocas graníticas y granodioríticas de edad Cretácica y que se extienden hasta el Eoceno, y no a finales del Paleoceno como se había sido planteado en la estratigrafía del Servicio Geológico Mexicano en su carta Estado de Sinaloa (2008). Estas rocas se encuentran en las porciones orientales de la carta geológica (Figura 8.2).

Estas rocas intrusivas son correlacionables en tiempo y espacio con las rocas intrusivas del Complejo Volcánico Inferior, las cuales definen las raíces de un arco volcánico de edad Laramídica (Ferrari et al. 2007). Estas rocas se engloban a nivel

8. DISCUSIÓN

regional en las rocas intrusivas de los batolitos de Sinaloa, Sonora, Jalisco y de la Península de Baja California, así como en las rocas volcánicas del Cretácico Superior al Paleoceno de la Formación Tarahumara (Ferrari et al., 2017) .

8.2.2 Unidades sin-extensionales

Las unidades desarrolladas durante la extensión que tuvo lugar desde el Eoceno en el NW de México (Ferrari et al., 2013) y que eventualmente llevó a la apertura del Golfo de California, incluyen al vulcanismo explosivo de la Sierra Madre Occidental correspondiente al Supergrupo Volcánico Superior (McDowell y Clabaugh, 1979) así como las rocas volcánicas y vulcanosedimentarias del Grupo Comondú y unidades similares como la Formación Báucarit en Sonora y cuencas relacionadas en Sinaloa y Nayarit (Ferrari et al., 2017).

Además, durante los eventos extensionales se ha reportado el emplazamiento de domos de composiciones dacíticas a riolíticas durante el Mioceno temprano a medio. En la región de Sinaloa, los episodios de extensión anteriores a la apertura del Golfo de California se han identificado desde el Oligoceno tardío (Ferrari et al., 2013). Para el Graben de Conitaca, la edad de la extensión ha sido establecida a partir de los fechamientos de algunas unidades desarrolladas durante este evento y se establece que la extensión se desarrolló durante el Mioceno temprano al Mioceno medio (Ferrari et al., 2013).

- Magmatismo del Eoceno tardío y Oligoceno

El registro estratigráfico en el Eoceno-Oligoceno para el área de estudio se concentra en dos porciones al centro-sur de la Figura 8.2. En Ferrari et al. (2013) se reconoce que estas rocas corresponden al magmatismo del primer pulso ignimbrítico de la Sierra Madre Occidental. Este primer *flare up* ocurrió entre 38 y 29 Ma, siendo volumétricamente mayor (~300,000 km³) comparado con el segundo *flare up* y extendiéndose en un área mayor (Ferrari et al., 2007; Ferrari et al., 2017). Estas rocas presentan estratificación y son fácilmente reconocibles en las fotografías satelitales. Esta unidad tiene una edad de 37 a 31 Ma y se encuentra

8. DISCUSIÓN

afectada por fallas normales con rumbo general NW que conforman al sistema de fallas Tayoltita-Pueblo Nuevo.

Durante el Oligoceno en zonas aledañas a la Sierra El Infierno en el estado de Sinaloa se tiene el emplazamiento de rocas plutónicas e hipabisales y algunas lavas riolíticas y andesíticas de esa edad (Henry y Fredrikson et al., 1987; Clark et al., 1988; Henry et al., 2003; Iriando et al., 2003; Ferrari et al., 2013).

- Ignimbritas líticas del Mioceno temprano

Uno de los objetivos principales del trabajo fue esclarecer la posición estratigráfica de la unidad de ignimbritas líticas. La edad de esta unidad representa una de las principales incógnitas a resolver en esta tesis, ya que se le asignan distintas edades en las diferentes cartas disponibles del Servicio Geológico Mexicano.

Los fechamientos en cristales de circón con el método U-Pb determinaron una posible edad del Mioceno temprano (18.39 ± 0.27 Ma) para una ignimbrita monolitológica de esta unidad y en Ferrari et al. (2013) se proporciona una edad de 21.6 ± 0.1 Ma para afloramientos de ignimbritas líticas localizados al NW de la SEI (Figura 8.4), siendo este el intervalo representativo para el emplazamiento de esta unidad. El nuevo fechamiento confirma que las unidades que conforman la Sierra del Infierno se restringen en el Mioceno, descartando la presencia de rocas del Jurásico o del Paleoceno-Eoceno establecida previamente en las cartas del Servicio Geológico Mexicano.

Durante el Mioceno temprano, regionalmente sucedía el emplazamiento del segundo pulso ignimbrítico de la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 2007), el cual está dominado por depósitos de flujos piroclásticos, con volúmenes subordinados de tobas de caída, lavas de composición intermedia a silícica e ignimbritas silícicas, domos y diques (Ferrari et al., 2007; 2013; Duque-Trujillo, 2015). La unidad de ignimbritas líticas representada en la SEI coinciden temporalmente con las fases finales del segundo pulso ignimbrítico.

Los flujos de lavas riolíticas y dacíticos que conforman a cuerpos de domos comienzan su evolución con la aparición de depósitos piroclásticos y llevando a

8. DISCUSIÓN

erupciones efusivas para formar domos o lavas. El modelo propuesto por Christiansen y Lipman, (1966) incluye tres estadios para la formación de domos volcánicos: (1) depósitos piroclásticos de una fase inicial de vulcanismo explosivo, (2) la formación de la estructura del domo con flujos de lavas foliadas y (3) una capa de brechas que cubre al domo.

Para el caso de los depósitos piroclásticos encontrados en la Sierra El Infierno, los cuales están representados por ignimbritas líticas monolitológicas a polilitológicas, las cuales representan un menor volumen de material emplazado y se encuentran en la base de los flujos de lavas ácidas, desarrollados durante el Mioceno temprano y que preceden a la formación de los cuerpos dómicos. Se considera a la edad de este vulcanismo como la edad del inicio del emplazamiento de las lavas que constituyen a la Sierra El Infierno.

- Lavas riolíticas-y tobas cristalinas del Mioceno medio

La unidad de lavas riolíticas-traquíticas y tobas cristalinas se emplazó desde el Mioceno temprano, formando algunos domos esporádicos que se intercalan con el depósito de la unidad de ignimbritas líticas antes descrita. Durante el Mioceno medio, el emplazamiento de domos de estas composiciones sucedía al mismo tiempo que la sedimentación rellenaba las depresiones tectónicas. Esta unidad cubre la mayor superficie en toda la zona de estudio, y siendo este dato de aproximadamente 630 km² (Figura 8.4).

La presencia de domos de composición riolítica a traquítica se tiene desde el Mioceno temprano con un fechamiento de 18.6 ± 0.3 Ma con el método U-Pb en cristales de circón (Ferrari et al., 2013). El fechamiento reportado en este trabajo de un domo riolítico arrojó una edad de 16.55 ± 0.32 Ma. Además, para una toba cristalina intercalada con los flujos de lavas riolíticas en la base del Domo Culagua se determinó una edad de 15.85 ± 0.21 Ma.

El estudio petrográfico y geoquímico de esta unidad, permitió la identificación de dos grupos de rocas félsicas. Ambos grupos tienen propiedades geoquímicas

8. DISCUSIÓN

distintas y representan eventos geológicos sucedidos durante el Mioceno en la Sierra El Infierno.

El primer grupo de rocas que fue identificado gracias a los datos geoquímicos corresponde a riolitas calcialcalinas de alto Mg#. Estas rocas presentan texturas porfídicas a glomeroporfídicas con fenocristales de feldespato potásico, cuarzo, abundante biotita, hornblenda, plagioclasa y menor proporción de óxidos u minerales opacos. Algunas de estas muestras corresponden a vitrófidos riolíticos emplazados en las partes más distales de los flujos de lava. La edad de 16.55 ± 0.32 Ma reportada en este trabajo corresponde a una muestra de este grupo.

El segundo grupo de rocas que fue identificado corresponde a riolitas y traquitas de bajo Mg# con tendencia toleítica de acuerdo con Miyashiro, (1974) y pertenecientes a la serie de rocas alcalinas. Petrográficamente este conjunto de rocas presenta texturas porfídicas y se distingue por la presencia de fenocristales de sanidino como principal fase, plagioclasa de composición oligoclasa, anortoclasa, clinopiroxeno y en ocasiones cristales de ortopiroxeno, apatito y fases de piroxeno y anfíbol sódicos como egirina y arfvedsonita respectivamente como constituyentes de la matriz. Los minerales hidratados como la hornblenda son escasos y el cuarzo se presenta solo como relleno intersticial en la matriz. Las rocas de este grupo no pudieron ser fechadas debido a la ausencia de circón, pero se presume que son más jóvenes que las rocas del grupo de alto Mg# descritas anteriormente. En la siguiente sección se discutirá la posible génesis de estas rocas, de acuerdo con sus características geoquímicas.

- Conglomerados y areniscas del Mioceno

Durante las fases de extensión que tuvieron lugar a partir de Eoceno, se desarrollaron un conjunto de depresiones tectónicas delimitadas por fallas normales. En estos grábenes la sedimentación llevó al depósito de secuencias sedimentarias intercaladas con rocas volcánicas que presentan características similares a los depósitos de las cuencas de Sonora denominados como Formación Báucarit y a los miembros intermedio y superior del Grupo Comondú (Ferrari et al., 2017).

8. DISCUSIÓN

Durante el Mioceno temprano la sedimentación sin-extensional en el área de estudio llevó al depósito de una serie de areniscas y conglomerados polimícticos endurecidos que se encuentran intercalados o son sobreyacidos por flujos de lavas basálticas en el Graben de Conitaca. Estos depósitos clásticos se encuentran estratificados con un echado de 10 a 25° y rellenan las depresiones tectónicas delimitadas por fallas normales del Graben de Conitaca (Ferrari et al., 2013), como se muestra el mapa geológico (Figura 8.4).

Las características litológicas de esta unidad y su intercalación con flujos de lavas basáltico-andesíticos permiten correlacionar esta unidad con la Formación Báucarit en cuencas extensionales de Sonora.

- Basaltos y andesitas del Mioceno medio

Durante el depósito de la unidad sedimentaria en el Graben de Conitaca, la sedimentación tuvo lugar al mismo tiempo que se emplazaban flujos de lavas de composición basáltica a andesítica que se intercalan con la unidad clástica antes descrita. En parte, rocas de esta unidad están ligeramente basculadas y cubren discordantemente a los conglomerados y areniscas que presentan un basculamiento mayor. También se distribuyen en la periferia de la Sierra El Infierno donde generalmente rellenan zonas topográficamente más bajas y cubren a lavas félsicas en la porción occidental de la sierra.

Las edades reportadas para estas rocas son de 15.8 ± 0.16 , 14.22 ± 0.2 y 13.62 ± 0.17 Ma (Iriondo et al, 2003; Ferrari et al., 2013), indicando un emplazamiento en el Mioceno medio, en parte contemporáneo al magmatismo félsico de la Sierra del Infierno. Las dos muestras de esta unidad analizadas tienen composición calcialcalina intermedia (latita) y alto Mg#, y una de ellas es hiperaluminosa.

- Basaltos del Mioceno tardío

Otro conjunto de lavas basálticas ha sido identificado en las partes más al occidente del área de estudio a lo largo de la costa de Sinaloa y forman un cinturón de una longitud de hasta 60 km que se extiende hasta las costas de Culiacán (Ferrari et al., 2013). Diez edades reportadas para lavas y diques de composición similar de la

8. DISCUSIÓN

planicie costera de Sinaloa se encuentran en el rango de 12.8 a 10.33 Ma (Ferrari et al., 2013; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Pallares et al., 2007; Damon et al., 1974). Esta unidad ha sido asociada a la ruptura final de la litósfera en la región del Golfo junto a otros tipos de rocas como las ignimbritas hiperalcalinas del Mioceno tardío y basaltos alcalinos del Plioceno-Pleistoceno (Ferrari et al., 2017).

Esta unidad no fue estudiada en el presente trabajo, pero se ha reportado que las rocas que la conforman presentan características petrográficas similares a los basaltos y andesitas del Mioceno medio emplazados en el Graben de Conitaca.

8. DISCUSIÓN

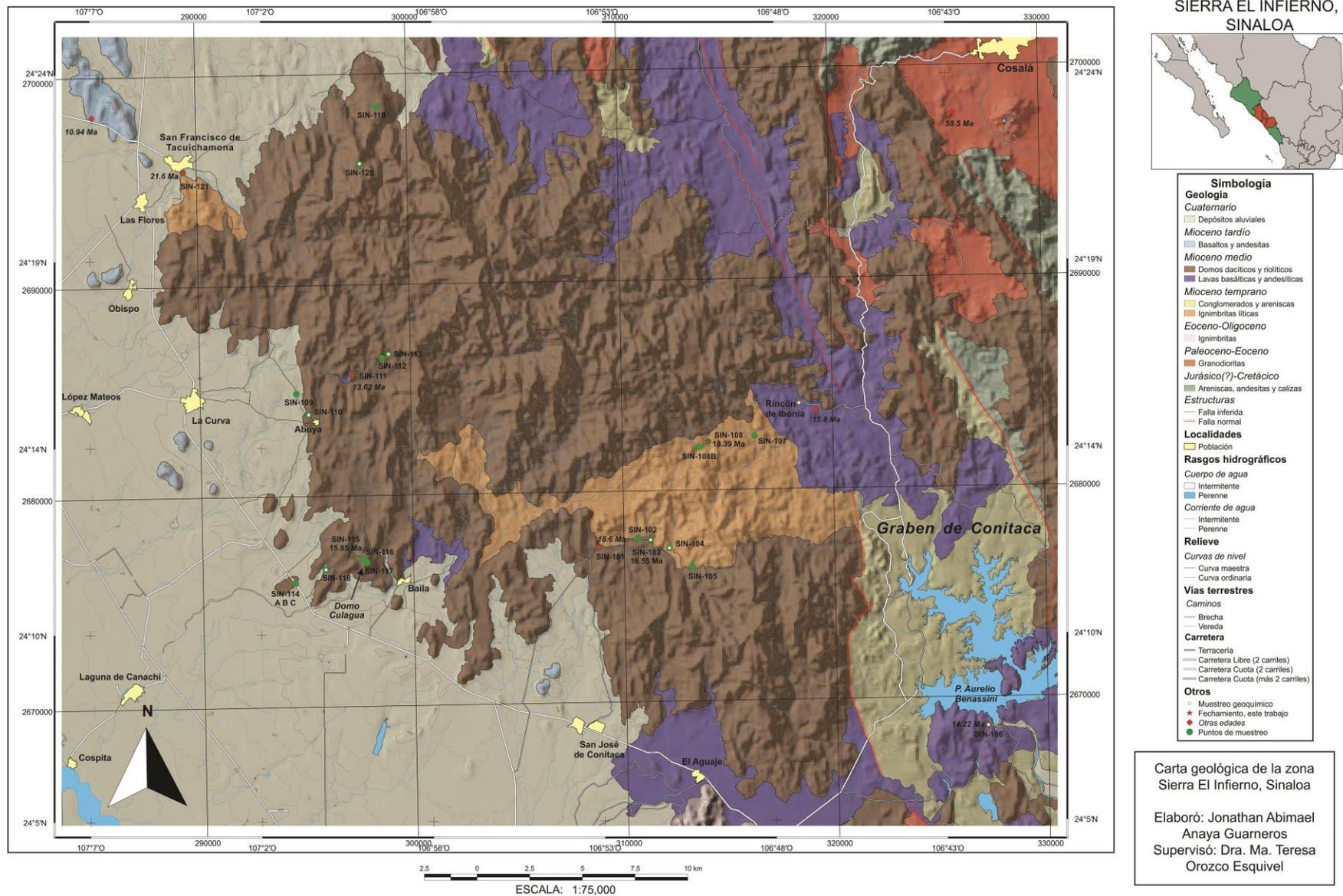


Figura 8.2 Mapa geológico del área de la Sierra El Infierno, Sinaloa.

8.2 Edad del magmatismo

La Figura 8.3 muestra la distribución de las edades del magmatismo en el estado de Sinaloa, dicha información se encuentra disponible en la literatura y fue compilada en la base de datos geocronológicos y geoquímicos de rocas ígneas de México (MexIDB) desarrollada por la Dra. Ma. Teresa Orozco Esquivel. En general, los datos geocronológicos para el estado de Sinaloa van de los 100 Ma a los 9 Ma, también, la mayoría de las edades representan edades de enfriamiento obtenidas con los métodos Ar-Ar y K-Ar, muy pocas muestras fueron analizadas con el método de U-Pb.

En la Figura 8.3 se puede observar que el vulcanismo en el periodo de 100 Ma a 43.8 Ma fue predominantemente intrusivo. Se ha reportado el emplazamiento de granodioritas, dioritas, tonalitas, gabros, monzogranitos y monzodioritas (Aranda-Gómez et al., 1977; Damon et al., 1981; Damon et al., 1974; Damon et al., 1983; Henry y Aranda-Gómez, 2000; Henry et al., 2003; Iriondo et al., 2004). Específicamente, el magmatismo se concentró en la latitud 23 a 24.5°. Durante este periodo se registró el emplazamiento de cuerpos plutónicos pertenecientes al denominado magmatismo Laramide entre 100 y 50 Ma, nombrado así al ser contemporáneo a la deformación Laramide en Norteamérica y que ha sido incluido en el Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 2013; Ferrari et al., 2017). En el área de la Sierra El Infierno, rocas con estas características corresponden a granodioritas emplazadas durante el Paleoceno y Eoceno temprano, con 58.5 ± 1.2 Ma y 52.4 ± 0.6 Ma (Damon et al., 1983; Henry et al., 2003).

En el periodo entre 43.8 y 33.6 Ma se tiene un aparente gap en el magmatismo (Figura 8.3). A partir de los 33.6 Ma (Figura 8.4), el magmatismo se vuelve predominantemente volcánico, con el emplazamiento de ignimbritas, riolitas, andesitas, etc. (Henry et al., 2003; Ferrari et al., 2013). También, se ha reportado el emplazamiento en menor medida de rocas intrusivas como granodioritas, dioritas, tonalitas y monzodioritas (Clark et al., 1988; Henry et al., 2003; Iriondo et al., 2003; Duque-Trujillo et al., 2015). Para la región de la Sierra del Infierno, los datos disponibles indican que este gap magmático se extendió desde los ca.

8. DISCUSIÓN

52 Ma hasta el Mioceno temprano (ca. 22 Ma), cuando se emplazan las primeras ignimbritas.

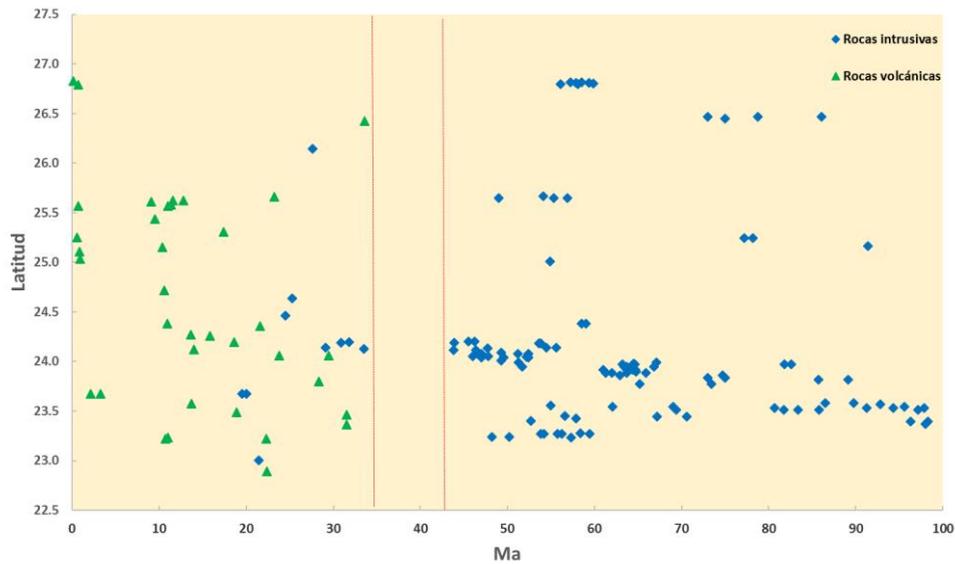


Figura 8.3. Edades del magmatismo reportadas para Sinaloa en el periodo de 100-0 Ma. Entre los 43 y 33 Ma se observa un gap en el registro de rocas ígneas.

El magmatismo es aparentemente continuo en los siguientes 22 Ma y posteriormente, entre 9.1 y 3.2 Ma se registra otro gap magmático (Figura 8.4). A partir de los 3.2 Ma se reporta el emplazamiento de rocas máficas alcalinas en la planicie costera (Damon et al., 1974; Aranda-Gómez et al., 1997; Ferrari et al., 2013,).

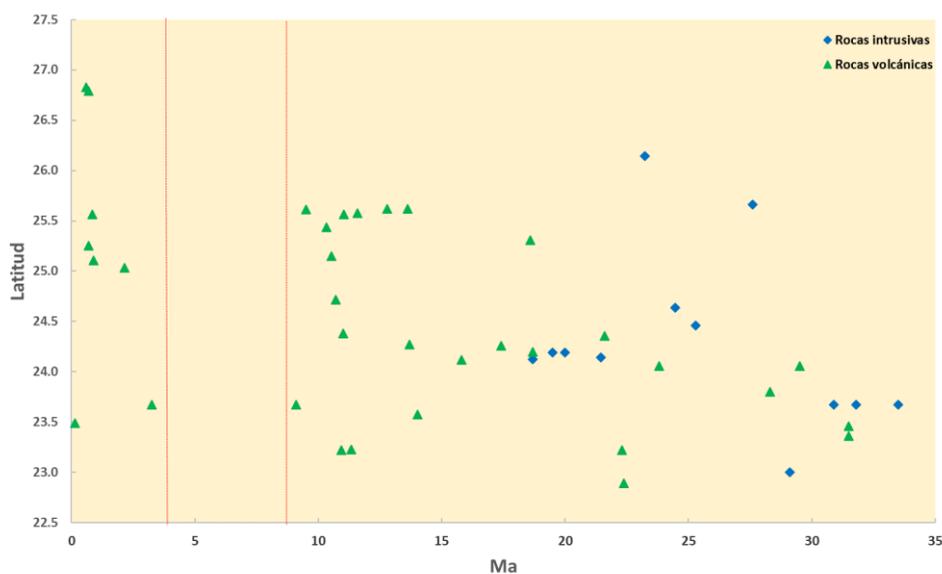
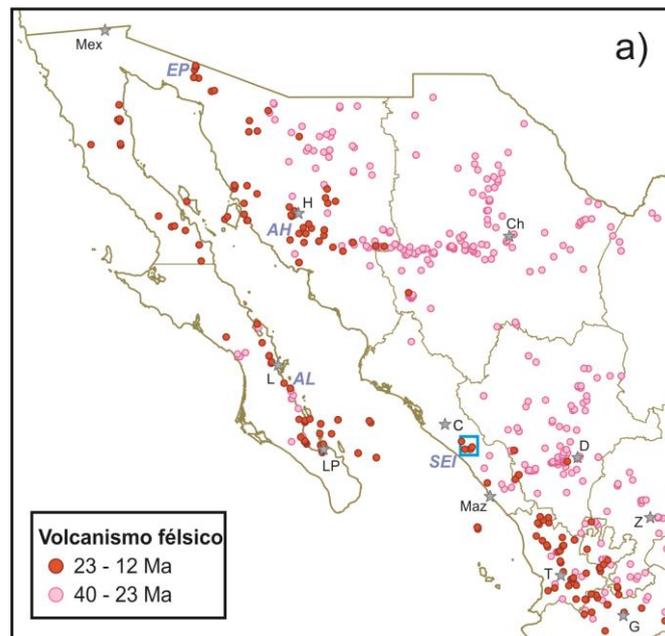


Figura 8.4. Edades del magmatismo reportadas para Sinaloa en el periodo entre 35 a 0 Ma. Se observa un gap en el magmatismo entre 9.1 y 3.2 Ma.

8.2.1 Variaciones regionales en la composición

El magmatismo ácido del Eoceno tardío y el Oligoceno se distribuye en una amplia zona dentro del continente, se tiene el registro de estas rocas desde Chihuahua, Durango y Zacatecas (Figura 8.5a) hasta las porciones más occidentales. Para el Mioceno el magmatismo migró hacia el oeste y se concentró a lo largo de un cinturón en la posición donde se desarrollaría el actual Golfo de California (Ferrari et al., 2017). Durante el Oligoceno y finales del Eoceno dominaban las ignimbritas del primer pulso ignimbrítico de la Sierra Madre Occidental. A partir del Mioceno el vulcanismo efusivo se vuelve más importante, a excepción de la parte sur donde el segundo pulso ignimbrítico de la SMO ocurría (Ferrari et al., 2017).



8. DISCUSIÓN

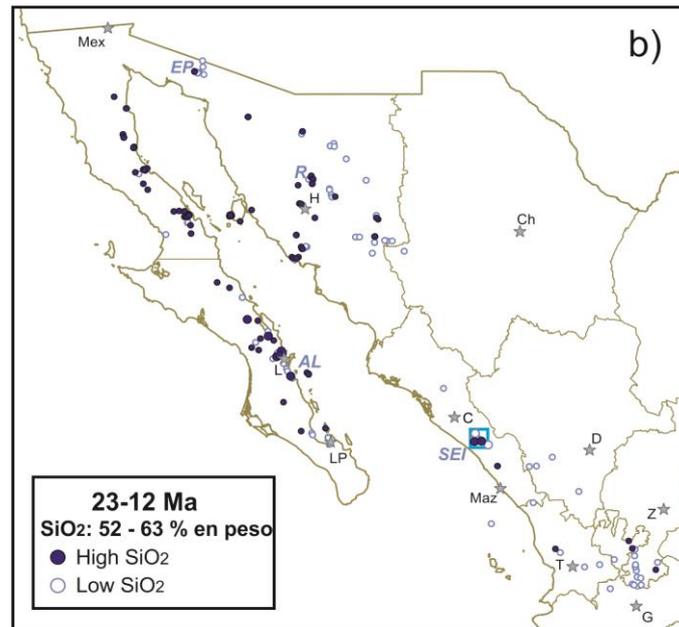


Figura 8.5. (a) Distribución del magmatismo félsico del Eoceno tardío al Mioceno y (b) distribución de las rocas del Mioceno temprano a medio con contenido de SiO₂=52-63% en peso y que clasifican como rocas de alto sílice (para un determinado Mg#, de acuerdo con Cai et al. 2014). Ciudades. C: Culiacán, Ch: Chihuahua; D: Durango; G: Guadalajara; H, Hermosillo; L: Loreto; Maz: Mazatán, Mex: Mexicali; T: Tepic; Z: Zacatecas. Áreas con volcanismo del Mioceno mencionadas en el texto: EP: El Pinacate; AH: área de Hermosillo; AL: área de Loreto; R: Rayón, SEI: Sierra El Infierno.

El vulcanismo básico-intermedio de alto SiO₂ de acuerdo con Cai et al. (2014) desarrollado en el NW de México durante el Mioceno (23-12 Ma) se concentra en las dos márgenes del Golfo de California (Figura 8.5b). En el margen este del Golfo de California este vulcanismo aparece en la Sierra El Infierno en Sinaloa, en las áreas de Rayón y El Pinacate en Sonora; para la margen occidental del Golfo este vulcanismo se encuentra en la región de Loreto en Baja California Sur y se extiende hacia el norte hasta las costas del estado de Baja California.

Las reconstrucciones paleogeográficas hechas por Ferrari et al., (2017) entre 19 y 16 Ma reconocen que La Sierra El Infierno y el área de Loreto, B.C.S. se encontraban a aproximadamente la misma latitud como se observa en la Figura 8.6, por lo que en este trabajo se utilizaron los datos de los miembros intermedio y superior del Grupo Comondú en el área de Loreto, B.C.S. para establecer si el vulcanismo es en las dos márgenes es correlacionable.

8. DISCUSIÓN

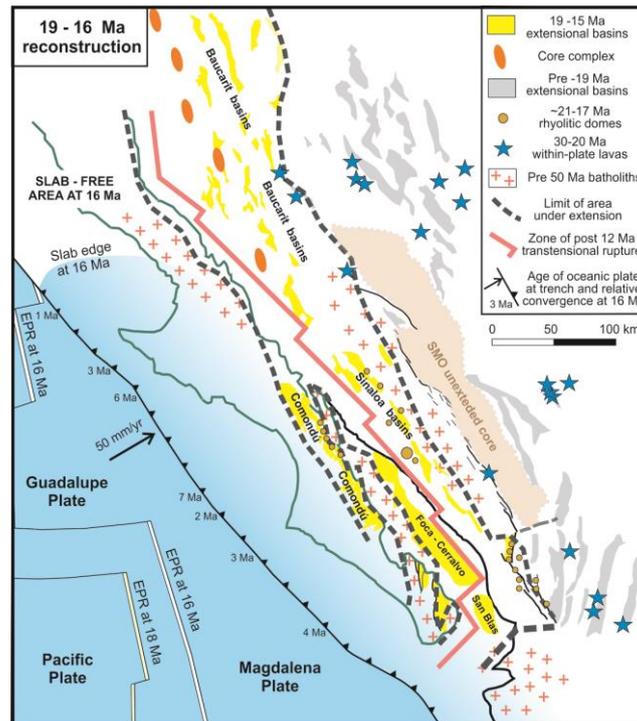


Figura 8.6. Reconstrucción paleogeográfica del Golfo de California a 19-16 Ma, donde se muestra la distribución de las principales cuencas extensionales en las márgenes del Golfo de California incluidas las cuencas Comondú en Baja California y las cuencas Báucarit en Sinaloa y Sonora. Tomado de Ferrari et al., (2017).

8.3 Petrogénesis

Las diferencias en la composición geoquímica y mineralógica de los dos grupos de rocas volcánicas emplazadas en la Sierra del Infierno durante el Mioceno indican cambios en los procesos de generación de magmas durante la construcción de este complejo volcánico.

Por ello, se utilizan distintos grupos de rocas para comparar sus características y determinar si estas rocas con las rocas que constituyen el área de estudio de la Sierra El Infierno presentan procesos en su generación similares.

Entre estos grupos, se utilizaron rocas de los miembros intermedio y superior del Grupo Comondú en Loreto, Baja California Sur (Durán-Calderón, 2006), andesitas y dacitas de la región de las Parras-Loreto (Bigioggero et al., 1996), los miembros del complejo volcánico Cerro Prieto y Las Agujas presentados en

8. DISCUSIÓN

Gómez-Valencia et al., (2015) y finalmente, las riolitas e ignimbritas hiperalcalinas encontradas en Hermosillo y El Pinacate (Vidal-Solano et al., 2007;2008).

8.3.1 Vulcanismo magnesiano del Mioceno temprano a medio

- Magmatismo de alto Mg# de la Sierra El Infierno

El primer grupo de rocas ácidas identificado en la Sierra El Infierno gracias estudio petrográfico y al análisis de elementos traza y mayores corresponde a andesitas-latitas y en menor medida riolitas de alto Mg#. Las rocas intermedias presentes en la SEI cubren una superficie mucho menor que la unidad de traquitas-riolitas que domina la SEI.

Este vulcanismo intermedio se caracteriza por tener un carácter calcialcalino y pertenecer a la serie calcialcalina de alto K, a la serie de rocas sub-alcalinas y tienen altos valores del Mg# comparado con su contenido de SiO₂ (Kelemen et al., 2003; Cai et al., 2014). Las rocas de esta composición encontradas en la SEI clasifican como latitas. Además, presentan patrones de elementos traza típicos de magmatismo de arco volcánico, como son un mayor enriquecimiento en LILE, anomalías positivas en Ba, Pb y Sr, anomalías negativas en Nb-Ta y un mayor enriquecimiento en LREE respecto a HREE, con valores La/Yb~18-19. La edad reportada para las rocas andesíticas emplazadas en la Sierra el Infierno ha sido establecida en una muestra por el método de Ar-Ar en roca total en el Mioceno medio con 14.22 ± 0.2 Ma (Ferrari et al., 2013), aunque se tiene la edad de basaltos para los cuales se infieren características geoquímicas similares debido a su posición dentro del Graben de Conitaca, siendo estas edades de 15.8 ± 0.16 (Iriondo et al. 2003) y 13.62 ± 0.17 (Ferrari et al., 2013). Petrográficamente presentan texturas porfídicas a glomeroporfídicas y contienen fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, olivino y fases minerales hidratadas como biotita y hornblenda en mayor proporción.

El vulcanismo del Mioceno medio en Sonora se caracteriza por la abundante presencia de domos dacíticos con fases minerales hidratadas (biotita y hornblenda), con texturas porfídicas; fechados entre 18.8-14.5 Ma, emplazados

8. DISCUSIÓN

en estrecha relación con las cuencas extensionales (Mora-Klepeis y McDowell, 2004; Gómez-Valencia et al., 2015).

Para determinar la posible relación de las rocas de algo Mg# de la Sierra El Infierno con otras rocas de edad similar en la región, se utilizaron datos de Gómez-Valencia et al. (2015) para realizar comparaciones composicionales y petrográficas. En Gómez-Valencia et al. (2015) se describe un conjunto de rocas con características similares a las encontradas en la SEI, las cuales se ubican en la región de Rayón, Sonora. En general, este conjunto de rocas ha sido bien estudiado y se han identificado dos episodios de vulcanismo. El primero de ellos corresponde al Mioceno temprano (16.51 ± 0.64 Ma) en Cerro Prieto y el segundo de ellos desarrollado durante el Mioceno medio (14.88 ± 0.47 Ma) en Las Agujas.

El miembro volcánico Cerro Prieto (MVCP) es descrito como un conjunto de coladas porfídicas a glomeroporfídicas de latitas con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, olivino y óxidos de Fe-Ti. Estas rocas tienen contenidos de sílice y valores de FeO^t/MgO relativamente bajos característicos de una serie calcialcalina, y en particular pertenecen a la serie calcialcalina de alto K (Gómez-Valencia et al., 2015). Las rocas de Las Agujas son andesitas a dacitas hipabisales porfídicas a glomeroporfídicas con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, hornblenda y óxidos de Fe-Ti (Gómez-Valencia et al., 2015). Los valores de FeO^t/MgO son relativamente más altos respecto a las rocas de Cerro Prieto, aunque pertenecen a la serie calcialcalina de medio K.

En la Figura 8.7 se muestra el diagrama de elementos traza para las latitas de la Sierra El Infierno y los dos eventos volcánicos en la región de Rayón, Sonora. En general, los patrones de elementos traza de los distintos grupos presentan rasgos de magmas orogénicos como anomalías negativas en Nb-Ta y positivas en Ba y Pb.

8. DISCUSIÓN

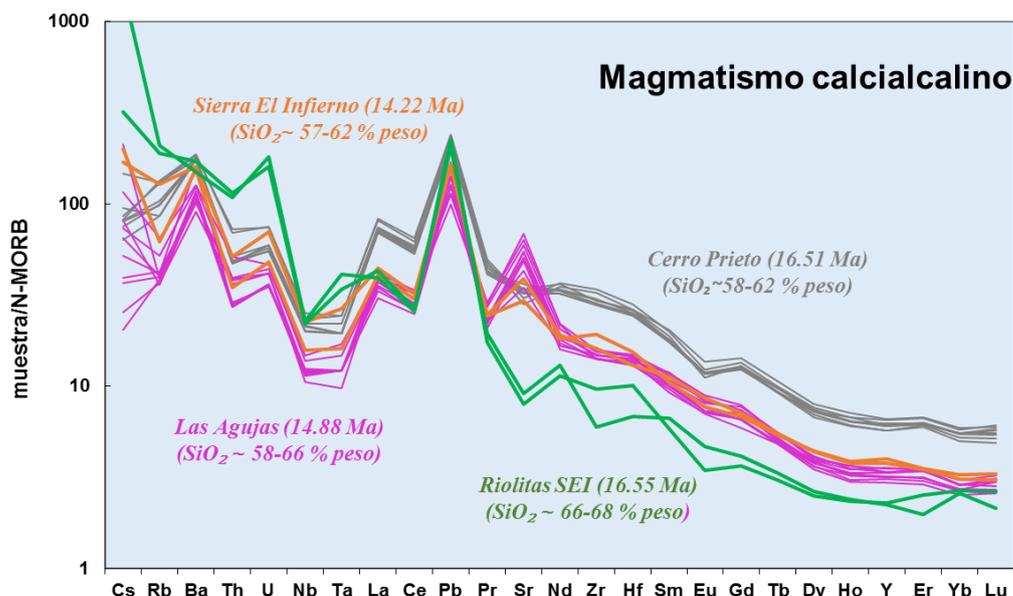


Figura 8.7. Diagrama multielemental de las traquiandesitas (latitas) y riolitas de la Sierra El Infierno pertenecientes a la serie calcialcalina y con rocas similares reportadas por Gómez-Valencia et al. (2015) para la región de Rayón en Sonora. Valores normalizados respecto a los valores de N-MORB (Sun y McDonough, 1989). SEI: Sierra El Infierno.

Una de las características más notables que se puede observar en la Figura 8.7 es la gran similitud en la composición de las rocas intermedias de la Sierra El Infierno y las correspondientes a Las Agujas, emplazadas en el Mioceno medio (14.22 ± 0.22 Ma y 14.88 ± 0.27 Ma, respectivamente). En comparación con la suite más antigua de Cerro Prieto (16.51 ± 0.64 Ma), las rocas de la SEI y Las Agujas tienen mayor empobrecimiento en REE Ce, Zr y Hf a contenidos de SiO₂ comparables y presentan una anomalía positiva en Sr, mientras que las anomalías negativas de Eu están prácticamente ausentes. Estas diferencias se pueden explicar con procesos de cristalización fraccionada de plagioclasa debido a que los contenidos de sílice se traslapan. Lo anterior sugiere un cambio en las fuentes de los magmas del Mioceno temprano y el Mioceno medio, así como procesos similares de generación de magmas para las rocas de la SEI y Las Agujas durante el Mioceno medio.

Por otra parte, las riolitas calcialcalinas de la Sierra El Infierno, fechadas en este trabajo en 16.55 Ma, presentan en parte patrones de elementos traza similares a los grupos de rocas con los que se compara (Figura 8.7), como un relativo enriquecimiento en LILE, una anomalía negativa en Nb, y una anomalía positiva en Pb y ligeramente positiva en U. Es de notar que se presenta mayor

8. DISCUSIÓN

empobrecimiento de MREE, lo cual podría relacionarse con el fraccionamiento de hornblenda en estas rocas más diferenciadas. Una de las características más notables es la presencia de anomalías negativas bien definidas en Sr y ligeras en Eu, la cual solo se observa en las rocas andesíticas de Cerro Prieto y probablemente se relaciona con el fraccionamiento de plagioclasa.

- **Magmatismo calciocalino del Grupo Comondú en Loreto, B.C.S.**

En este trabajo también se analizaron rocas volcánicas pertenecientes a los miembros intermedio y superior del Grupo Comondú en el área de Loreto, B.C.S., específicamente se seleccionaron rocas de composición intermedia a acida que fueron colectadas por Durán-Calderón (2016). Las andesitas y traquiandesitas (latitas y benmoreitas) son las rocas volcánicas más abundantes que fueron analizadas en esta área, aunque el análisis químico permitió la identificación de una riolita. La petrografía de estas rocas permitió la identificación de fases minerales como plagioclasa, clinopiroxeno, hornblenda, sanidino, biotita y óxidos de Fe-Ti. Estas rocas aparecen en un rango de edad que va de 17.4 ± 1.1 Ma para una dacita de anfíbol (Durán Calderón, 2016) a 12.90 ± 0.86 para una latita reportada en este trabajo.

En la Figura 8.8 se muestran los datos de los análisis químicos reportados por Bigioggero et al. (1996) para el área de Loreto-Las Parras y se comparan con los resultados obtenidos en este trabajo para esa misma región. Estas rocas se presentan como diques, lavas y domos de composición andesítica con edades de ~18-13 Ma.

En general, las andesitas de Loreto analizadas para este trabajo cubren el mismo rango de composición que muestras del área de Loreto-Las Parras reportadas por Bigioggero et al. (1996) y presentan patrones similares a los de las latitas de la SEI, y por lo tanto también a las de Las Agujas, Sonora, descritas anteriormente (Figura 8.8). Todas estas muestras tienen una anomalía positiva en Sr, anomalía negativa en Nb, así como una anomalía positiva en Sr, y ausencia de anomalías de Eu. Las muestras del área de Loreto presentan una menor concentración en la mayoría de los elementos traza respecto a los demás

8. DISCUSIÓN

conjuntos de rocas analizadas, aunque los patrones son sub-paralelos. Una excepción es la latita BJS-10 (en morado en la Figura 8.8) fechada en este trabajo en 12.90 ± 0.86 , la cual está más enriquecida en los elementos más incompatibles (Cs, Rb, Th, U) y en HREE tiene un patrón más plano de MREE-HREE y no presenta anomalía de Sr, además de tener una anomalía negativa de Eu.

En la Figura 8.9 se observa el patrón de elementos traza para las rocas riolíticas de la SEI y el área de Loreto. Se observa que la riolita BJS-19 (en azul) analizada para este trabajo y fechada en 16.2 ± 0.4 Ma (Durán-Calderón, 2016) presenta enriquecimientos similares en REE que la riolita SIN-103 fechada en 16.55 Ma y comparables a los de las rocas intermedias de Loreto y Loreto-Las Parras; la única diferencia notable es la ausencia de una anomalía positiva en Sr y Ba y los patrones más planos de MREE a HREE, lo cual se podría explicar por el mayor grado de diferenciación.

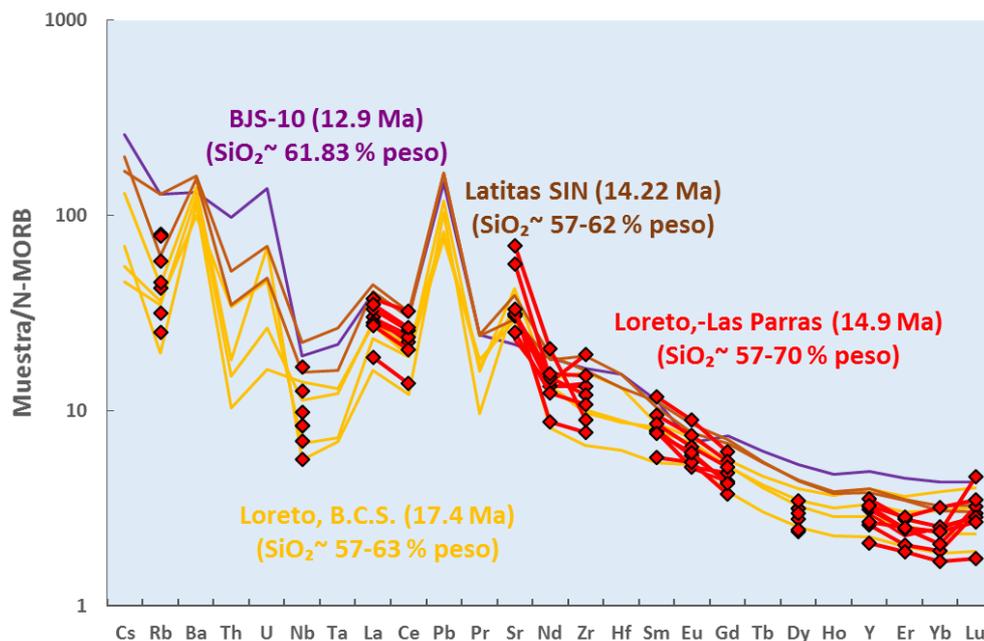


Figura 8.8. Diagrama multielemental de las andesitas, traquiandesitas del Grupo Comondú en el área de Loreto, Baja California Sur y su comparación con rocas similares reportadas por Bigioggero et al. (1996) para el área de Loreto-Las Parras y las latitas de la Sierra El Infierno. Normalizados respecto a los valores de N-MORB (Sun y McDonough, 1989).

8. DISCUSIÓN

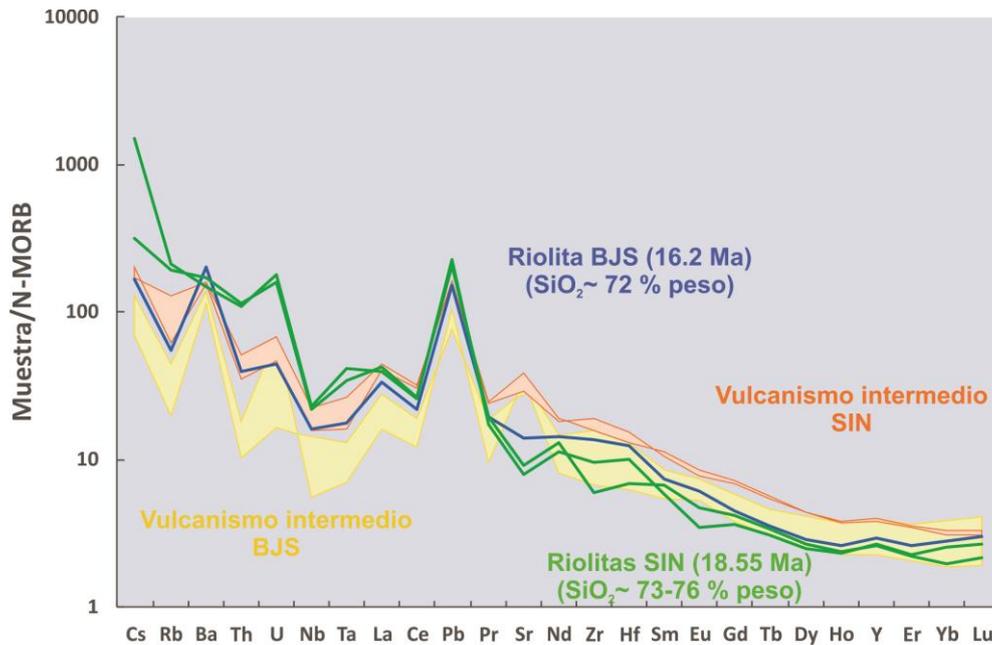


Figura 8.9. Diagrama multielementos donde se compara a las riolitas calcialcalinas con el vulcanismo calcialcalino intermedio en Loreto, B.C.S (Durán-Calderón, 2016) y de la Sierra El Infierno. Normalizados respecto a los valores de N-MORB (Sun y McDonough, 1989).

Como se puede observar, las andesitas y traquiandesitas que pertenecen al vulcanismo del Mioceno temprano a medio (~18-14 Ma) del Grupo Comondú guardan ciertas similitudes con las unidades volcánicas encontradas en Sonora y Sinaloa emplazadas durante el mismo periodo.

- Tendencia adakítica

El termino de adakitas se refiere a un conjunto de rocas intermedias-acidas típicas de arcos volcánicos con un enriquecimiento el LILE respecto a HFSE y altas concentraciones en LREE respecto a HREE. Además, presentan un enriquecimiento inusual en Sr, concentraciones muy bajas de Y y HREE, y valores de Mg# relativamente altos (Mg#~60) (Gill, 2010). Las adakitas se caracterizan por presentar valores altos en las relaciones $Sr/Y > 20$ y $La/Yb < 20$ y contenidos bajos en las concentraciones de los elementos traza $Y < 15$ ppm y $Yb < 1.9$ ppm. Estas características se asocian a la presencia de granate residual en la fuente magmática, el cual retiene Y e Yb, y a la ausencia de plagioclasa residual que retenga Sr. Los altos contenidos de Sr, los patrones fraccionados

8. DISCUSIÓN

de HREE y la ausencia de anomalías negativas de Eu también se relacionan con la supresión de la cristalización de plagioclasa en magmas ricos en agua.

En general, este término fue propuesto para referirse a un grupo de rocas de arco cuyas composiciones varían de andesita hasta riolita (Defant y Drummond, 1990) producidas por la fusión directa de la parte basáltica de la placa subducida y su posterior interacción con la cuña del manto. Dichas rocas se encuentran ampliamente distribuidas en todos los arcos volcánicos activos en el planeta (Martin, 1999).

El término de rocas adakíticas se emplea para describir a todas aquellas rocas que presentan una tendencia adakítica y cuya génesis puede explicarse por procesos que no involucran solo la fusión parcial del *slab*; pueden derivar de la mezcla de magmas provenientes de la fusión del *slab* y de la cuña del manto o de la fusión de un manto astenósferico metasomatizado por fluidos provenientes del *slab*.

Las rocas de Rayón, Sonora, presentan un enriquecimiento considerable de Sr (590-765 ppm para Cerro Prieto y 729-1445 ppm para Las Agujas), un empobrecimiento en Y (26 a 30 ppm para Cerro Prieto y 13 a 16 ppm para Las Agujas) y un marcado fraccionamiento de HREE respecto a las demás REE (Gómez-Valencia et al., 2015).

En el caso de las andesitas de la Sierra El Infierno, los valores de Sr van de 623 a 819 ppm y para Y, estos valores van de 17 a 18 ppm. Para el caso de las andesitas y tranquiandesitas del área de Loreto, los valores de Sr e Y son muy similares, 615 a 894 ppm de Sr y 13 a 22 ppm de Y. También se observa un mayor fraccionamiento en HREE respecto a las demás tierras raras (Figura 7.9).

Las unidades volcánicas reportadas por Gómez-Valencia et al. (2015) han sido interpretadas como rocas con afinidad adakítica. Las rocas de Cerro Prieto han sido definidas como rocas adakíticas de bajo sílice (*low silica adakites*) debido a su bajo contenido en SiO₂. Mientras, que las rocas pertenecientes a Las Agujas han sido definidas como rocas adakíticas de alto sílice (*high silica adakites*). Sin embargo, esta suposición está basada únicamente por la concentración de elementos traza y una interpretación de su asociación con el magmatismo de suprasubducción (Ferrari et al., 2017).

8. DISCUSIÓN

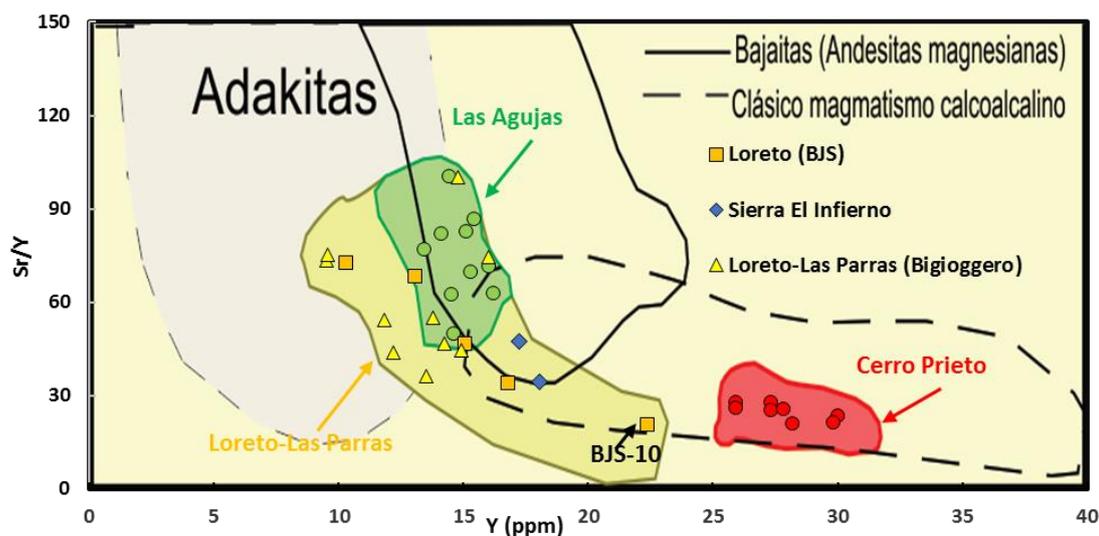


Figura 8.10. Diagrama discriminante de Sr/Y vs. Y de Defant y Drummond, (1990) modificado por Gómez-Valencia et al. (2015). Se comparan las andesitas de Loreto pertenecientes al Grupo Comondú, las rocas andesíticas de la Sierra El Infierno y las andesitas de Cerro Prieto y Las Aguas, Sonora, reportadas por Gómez-Valencia et al. (2015).

En la Figura 8.10 se observa el diagrama discriminante de Sr/Y vs Y de Defant y Drummond (1990) modificado de Gómez-Valencia et al. (2015). Se puede observar que las rocas de Las Aguas presentan valores de Sr/Y e Y típicos de andesitas magnesianas, cercanos a adakititas ricas en sílice, las rocas analizadas de la suite de la Sierra El Infierno se encuentran en el campo de andesitas magnesianas o bajaitas. Estas latitas se encuentran incluidas en el campo que dibujan las andesitas y traquiandesitas del área de Loreto y Las Parras (Durán-Calderón, 2016; Bigioggero et al., 1996) y con valores de Y y Sr/Y muy cercanos al campo definido por el vulcanismo de la suite Las Aguas.

También se observa que la muestra de la suite Loreto-Las Parras BJS-10, que corresponde al evento más joven identificado (12.9 Ma) es la muestra analizada que más se acerca al campo de la suite Cerro Prieto (Figura 8.10) y la que más se aleja del resto de las rocas estudiadas, con valores más bajos de Sr/Y y más altos de Y, con lo que queda incluida en el campo correspondiente magmatismo calcoalcalino típico.

A pesar de que las rocas adakíticas y con afinidad adakítica han sido consideradas como magmatismo postsubducción se han reportado rocas intermedias-silíceas con afinidad adakítica en coexistencia con andesitas de alto Mg a partir de los 20 Ma, lo que sugiere que el proceso que llevó a la generación

8. DISCUSIÓN

de rocas adakíticas comenzó a operar antes del fin de la subducción (Ferrari et al., 2017).

- **Carácter calcialcalino de las rocas del Mioceno en la Sierra El Infierno**

Durante el Mioceno temprano a medio, el vulcanismo se vuelve predominantemente más magnesiano, asociado a una rápida concentración del magmatismo a lo largo de un cinturón en la posición actual del Golfo de California donde se concentró el magmatismo y la extensión (Ferrari et al., 2017). Como se vio anteriormente las andesitas y en menor medida las riolitas magnesianas se caracterizan por presentar patrones de elementos traza típicos de arcos volcánicos y pertenecer a la serie de evolución calcialcalina típica estos ambientes tectónicos. Estas rocas han sido utilizadas como un argumento a favor de la existencia de un arco volcánico migrante hacia el oeste (Umhoefer, 2001; Mora-Klepeis y McDowell, 2004).

A nivel regional, el magmatismo calcialcalino cubre hacia el oeste a la suite de rocas con carácter toleítico denominado como SCORBA (Ferrari et al., 2017). Este cambio de rocas ferroanas (condiciones reductoras) a rocas con un carácter calcialcalino, registra importantes cambios en las fuentes y mecanismos de generación de magmas durante un cambio regional de *rift* ancho a *rift* angosto (Bryan et al., 2014). Este cambio lateral de carácter toleítico a calcialcalino, también indica cambios laterales hacia fuentes mantélicas más hidratadas, resultado de fluidos remanentes de la subducción cercanos a la paleotrinchera y que dejan esta marca de magmatismo de arco (Ferrari et al., 2017).

El Grupo Comondú ha sido redefinido como el material de relleno de una cuenca asimétrica del tipo *rift* (Ferrari et al., 2017). Consta de tres miembros, el miembro inferior se constituye por sucesiones clásticas continentales intercalados con ignimbritas silíceas de 27 a 18.5 Ma; el miembro intermedio consta de depósitos de brechas sedimentarias, depósitos vulcanoclásticos y domos, lavas y diques de composición intermedia ricos en cristales de hornblenda muy similar a los depósitos de cuencas del mismo tipo en Sonora y Sinaloa donde se le ha denominado Formación Báucarit. Sobre el miembro intermedio yace una sucesión de 250 m de espesor constituida por lavas basálticas y andesíticas con

8. DISCUSIÓN

brechas vulcanosedimentarias y areniscas con edades de depósito de 15 a 12 Ma (Durán-Calderón, 2016; Ferrari et al., 2017).

La existencia de estas rocas calcialcalinas con firmas de arco volcánico, ha sido utilizadas como un argumento a favor de la existencia del llamado Arco Comondú, y a pesar de que el magmatismo de arcos volcánicos es composicionalmente más variado que en otros ambientes tectónicos debido a un gran número de factores (espesor de la corteza, heterogeneidad del manto litosférico, el ángulo de subducción, etc.), las rocas más abundantes de este tipo de ambiente son las riolitas y andesitas, rocas que se presentan en mayor abundancia en la SEI (Best, 2002; Durán-Calderón, 2016).

Sin embargo, existen observaciones que refutan esta hipótesis: no se ha documentado la existencia de algún tipo de estructuras volcánicas como estratovolcanes o remanentes de estos en el área de Loreto (Durán-Calderón, 2016), en la Sierra El Infierno, o en los bloques continentales submergidos en el Golfo de California (Duque-Trujillo et al., 2015). En cambio los domos son la principal estructura volcánica de esta franja, que se caracterizan por un fuerte control estructural, emplazándose a lo largo de fallas normales NNW-SSE y N-S, que fueron clave para la focalización del magmatismo. Asociadas a los domos pero en menor cantidad se presentan coladas de lavas que se distribuyen en las partes con topografía menor, principalmente rellenando al Graben de Conitaca.

Las rocas andesíticas-traquiandesíticas de alto Mg# que se encuentran en la Sierra El Infierno, presentan características similares a las rocas volcánicas intermedias del miembro intermedio del Grupo Comondú, así como a las rocas máficas-intermedias intercaladas con depósitos continentales de areniscas y conglomerados que definen a las Formación Báucarit en Sinaloa. En este sentido, los resultados de este trabajo apoyarían la hipótesis de que todos estos productos volcánicos son parte del mismo evento magmático generado durante el Mioceno temprano- medio en el NW de México.

8.3.2 Riolitas y traquitas alcalinas de la Sierra El Infierno

8. DISCUSIÓN

El segundo grupo de rocas ácidas identificadas en la Sierra El Infierno corresponde a riolitas y traquitas alcalinas con carácter ferroano. Estas rocas tienen una composición similar a la de ignimbritas y lavas riolíticas hiperalcalinas del Mioceno medio de áreas de Sonora, las cuales han sido estudiadas en más detalle respecto a las rocas encontradas en Sinaloa. Volcanismo de esta composición ha sido identificado en las regiones de El Pinacate (Figura 8.5a y b) con edades de emplazamiento entre ~15 y 12 Ma (Vidal-Solano et al., 2008) y Hermosillo (Figura 8.5b) con edades de ~12 Ma (Vidal-Solano et al., 2007). Las riolitas alcalinas de la Sierra El Infierno no pudieron ser fechadas en este trabajo por el método U-Pb en cristales de circón, y por razones de tiempo no se realizó algún fechamiento con el método Ar-Ar. Sin embargo, se propone que su edad podría ser similar a la de las riolitas hiperalcalinas emplazadas en Sonora.

En la Sierra el Infierno, estas rocas se distribuyen en la porción noroeste de la sierra a lo largo de fallas extensionales N-S y NNW-SSE, y que aparentemente controlaron estructuralmente su emplazamiento en forma de domos y diques de gran espesor que presentan esa misma orientación, que además son fácilmente reconocibles en fotografías satelitales y fueron emplazadas en estrecha relación con la extensión del graben de Conitaca. Mientras que, para la región de Hermosillo, se reporta que las rocas hiperalcalinas se encuentran rellenando depresiones tectónicas de orientación similar y en parte están intercaladas con los sedimentos clásticos de la Formación Báucarit que rellenan las cuencas (Vidal-Solano et al., 2007).

En las áreas de Sonora, las rocas hiperalcalinas presentan fenocristales de sanidino como principal fase con cantidades menores de fayalita, ferroaugita-ferrohedenbergita, arfvedsonita y egirina, típicas de rocas hiperalcalinas (Vidal-Solano et al., 2008). En las rocas de la Sierra del Infierno se identificaron algunas de esas fases ferromagnesianas diagnósticas (arfvedsonita y egirina) y no se excluye que puedan estar presentes las demás, ya que los minerales ferromagnesianos frecuentemente están oxidados y en algunos casos no pudieron ser identificados con certeza. Lo que es notorio es la escasez de minerales hidratados y la presencia de cuarzo solo como relleno intersticial en la matriz y nunca como fenocristal, además de la presencia de egirina en la matriz

8. DISCUSIÓN

de una muestra (SIN-119), lo cual también se observa en las riolitas hiperalcalinas de El Pinacate, Sonora (Vidal-Solano et al., 2008).

El grado de saturación en alúmina de las rocas reportadas por Vidal-Solano et al. (2007 y 2008) se presenta en la Figura 8.11, y se compara con las rocas reportadas para la Sierra El Infierno. El diagrama $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ vs $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ molar, muestra que al igual que las riolitas alcalinas de este trabajo, parte de las riolitas del Pinacate y Hermosillo no son hiperalcalinas estrictamente hablando. Las rocas hiperalcalinas se definen como rocas con un contenido mayor en álcalis (Na_2O+K_2O) y un déficit en aluminio (Gill, 2010). En su mayoría, las riolitas del Pinacate son metaluminosas, en el límite con el campo de rocas hiperalcalinas, al igual que las reportadas para la Sierra El Infierno en este trabajo. Sólo algunas de las rocas reportadas por Vidal-Solano et al., (2008, 2007) son claramente hiperalcalinas, de acuerdo con el índice de saturación en alúmina.

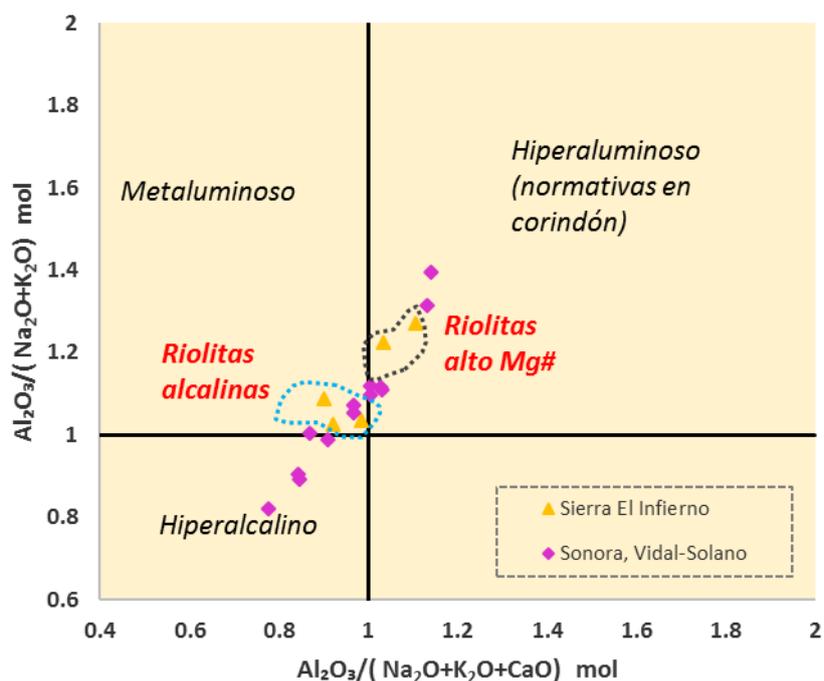


Figura 8.11. Diagrama A/NK vs A/NKC de (Shand, 1943) donde se compara la composición de las lavas riolíticas a traquíticas de la Sierra El Infierno con la de rocas riolíticas hiperalcalinas reportadas por Vidal-Solano et al., (2008, 2007) Vidal-Solano para las áreas de El Pinacate y Hermosillo, Sonora.

Por otra parte, las rocas de la Sierra El Infierno presentan algunas características de rocas hiperalcalinas, como el enriquecimiento en Nb, Zr, Hf, Y, Yb y REE,

8. DISCUSIÓN

excepto Eu, y los bajos contenidos de Sr (Figuras 7.6 y 7.7). En la Figura 8.12 se presenta el diagrama de elementos traza normalizados respecto a los valores de N-MORB (Sun y McDonough, 1989) en el que se compara la composición de las riolitas y traquitas alcalinas encontradas en la Sierra El Infierno con las rocas riolíticas hiperalcalinas del Mioceno medio de las áreas de Sonora. Se observa que la composición de las rocas hiperalcalinas de Sonora es similar a las de las riolitas y traquitas alcalinas de la Sierra El Infierno, con anomalías negativas en Sr y Eu, aunque menos pronunciadas en la SEI, anomalías positivas de Pb, enriquecimientos en LREE, y patrones de MREE a HREE planos, así como anomalías negativas poco significativas en Nb y Ta. A diferencia de las rocas de Sonora, la anomalía negativa en Ba no está presente en algunas muestras de la suite SIN.

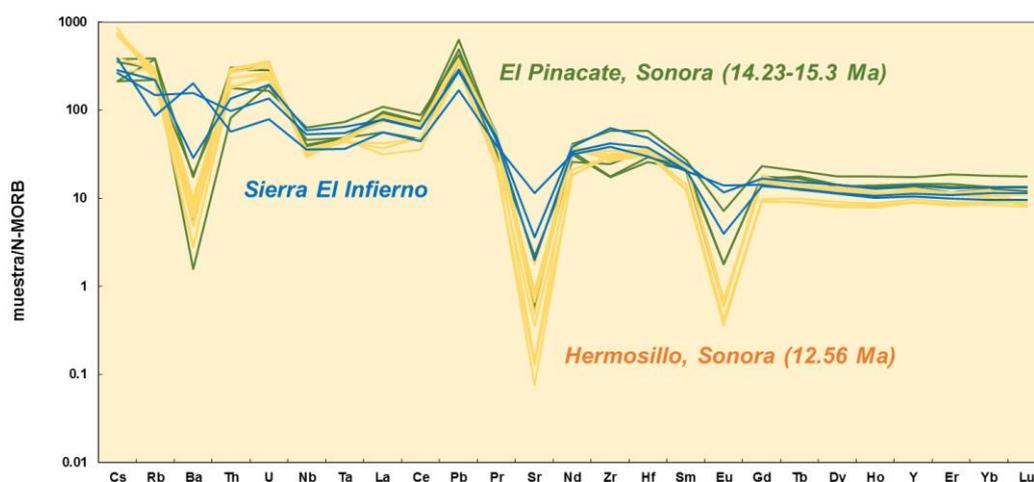


Figura 8.12. Diagrama multielementos donde se compara la composición de las lavas alcalinas riolíticas a traquíticas de la Sierra El Infierno con datos de rocas riolíticas hiperalcalinas de las áreas de El Pinacate (Vidal-Solano et al., 2008) y Hermosillo (Vidal-Solano et al., 2007), Sonora. Normalizados respecto a los valores de N-MORB (Sun y McDonough, 1989).

El magmatismo silíceo hiperalcalino comúnmente se asocia a zonas de extensión litosférica en las que ha ocurrido un adelgazamiento cortical y ascenso de manto astenosférico, como son las zonas de rift continental y las dorsales oceánicas (Peccerillo et al., 2003). Los magmas silíceos alcalinos generados en estos ambientes tectónicos tienen un carácter ferroano (alto FeO/MgO, equivalente a toleítico) que está relacionado a magmas que evolucionaron en

8. DISCUSIÓN

condiciones reductoras, con una baja fugacidad del O₂, que lleva al enriquecimiento en Fe (Frost y Frost, 2008).

Aún no existe un acuerdo sobre el origen de las rocas silíceas hiperalcalinas. Se han propuesto dos modelos principales que involucran (1) la cristalización fraccionada de magmas basálticos ligeramente alcalinos a basaltos transicionales acompañada por contaminación cortical y (2) la fusión parcial de la corteza o de rocas máficas precursoras en la base de la corteza (Vidal-Solano et al., 2008 y referencias en ese trabajo). El primer modelo no puede explicar que los volúmenes de rocas silíceas sean mucho mayores que el de rocas básicas, así como la ausencia de magmas de composición intermedia que se esperarían en un proceso de cristalización fraccionada, por lo que es necesario invocar otros procesos.

Para las áreas de Sonora se ha interpretado que las rocas hiperalcalinas y ferroanas son el resultado de un proceso de asimilación y cristalización fraccionada a baja presión en las partes someras de la corteza y que este tipo de magmatismo está relacionado con la apertura de una ventana en la placa subducida (*slab window*) (ca. 15-12 Ma en el área de El Pinacate; Vidal-Solano et al., 2008) o al episodio inicial de adelgazamiento litosférico que llevó a la apertura del Golfo de California (ca. 12 Ma en el área de Hermosillo; Vidal-Solano et al., 2007).

Sin embargo, otros autores proponen que el volcanismo silíceo de intraplaca en Sonora representa la fase final de la extensión que completó la ruptura de una corteza previamente adelgazada y el establecimiento de la etapa de apertura transtensional del Golfo de California (Ferrari et al., 2017). Después de los pulsos ignimbríticos, el vulcanismo tiene unas características muy particulares como altos contenidos de Fe y álcalis (Ferrari et al., 2017). En específico se sugiere que los caracteres geoquímicos de estas secuencias, ampliamente distribuidas en Sonora, indica que estas rocas debieron emplazarse después de un adelgazamiento cortical que permitió la fusión por descompresión del manto astenósferico para generar magmas máficos.

Rocas ácidas (riolitas-dacitas) con carácter ferroano también se emplazaron durante los pulsos ignimbríticos de la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 2017). En particular, durante el primer pulso ignimbrítico de la SMO se registra

8. DISCUSIÓN

el emplazamiento de rocas riolíticas con carácter ferroano, que a diferencia de las rocas del Mioceno medio de Sonora tienen carácter metaluminoso a peraluminoso, pero que contienen también mineralogías típicas de ambientes extensionales o de intraplaca como topacio, fayalita y ferroaugita (Orozco-Esquivel et al., 2002). Además, presentan algunas características típicas de fundidos de la corteza continental inferior o la cristalización fraccionada de magmas derivados del manto. Su emplazamiento durante este primer pulso sugiere un evento transitorio de extensión cortical (Ferrari et al., 2017), que favoreció el ascenso de fundidos basálticos derivados del manto y actuaron como la fuente de calor para fundir la base de la corteza. La formación de estos magmas ferroanos indica que la extensión litosférica ha sido un proceso continuo al menos desde el Oligoceno en la Sierra Madre Occidental hasta el Mioceno medio en Sonora y Sinaloa

CONCLUSIONES

Los eventos extensionales en la Provincia Extensional del Golfo (PEG) han sido reconocidos desde finales del Eoceno para cuencas sinrift en el NW de México y desarrollándose hasta el Mioceno medio, completándose así la ruptura total de la corteza litosférica para dar paso a la etapa de apertura oceánica llevando a la formación del actual Golfo de California.

La Sierra El Infierno representa un complejo de domos y lavas de composición dacítica a riolítica que cubre una extensa superficie de aproximadamente 630 km² y alcanzando altitudes de hasta 1460 m s.n.m. Los domos que conforman a la Sierra El Infierno se desarrollaron en sincronía con los eventos reportados para el Graben de Conitaca durante el Mioceno temprano a medio, donde además se tuvo el emplazamiento de otras unidades sinextensionales como andesitas y basaltos, conglomerados y areniscas e ignimbritas líticas. Esta extensión y la afinidad calcialcalina de las andesitas y riolitas magnesianas emplazadas coinciden con la fase de concentración del magmatismo y extensión a lo largo de un cinturón de ~80 km de ancho y que incluye a toda esta gama de cuencas extensionales en el NW de México incluido el Graben de Conitaca.

Los trabajos realizados en esta tesis permitieron la corrección de los límites estratigráficos establecidos por el Servicio Geológico Mexicano. La unidad de ignimbritas líticas (antes marcado como del Jurásico-Cretácico), por ejemplo, le ha sido establecida una edad de depósito del Mioceno temprano (18.39 ± 0.27 Ma) por medio del fechamiento con el método de uranio-plomo en cristales de circón. Esta unidad coincide en espacio y tiempo con el emplazamiento del segundo pulso ignimbrítico de la Sierra Madre Occidental en la porción sur de la Provincia Extensional del Golfo de acuerdo con Ferrari et al. (2017).

Los análisis de elementos traza y mayores para las unidades volcánicas sinextensionales (basaltos-andesitas y dacitas-riolitas) de la región de la Sierra El Infierno permitieron la identificación de tres grupos de rocas volcánicas con características geoquímicas distintivas: andesitas de alto Mg# y riolitas con firmas geoquímicas típicas de magmas calcialcalinos, fechadas en 16.55 ± 0.32

CONCLUSIONES

Ma y 15.85 ± 0.21 Ma en este trabajo; y riolitas ferroanas con firmas geoquímicas típicas de vulcanismo intraplaca.

El reconocimiento de los eventos magmáticos durante el Mioceno temprano a medio regionalmente permitió la correlación de las unidades sinextensionales encontradas en el área de estudio.

El emplazamiento de las andesitas y en menor medida riolitas magnesianas de la Sierra El Infierno coincide con el magmatismo y extensión que se concentró a lo largo de un cinturón angosto, que para la porción sur de la PEG se ha reportado que sucedió desde hace ~ 18 Ma (Duque-Trujillo, 2015). Estas andesitas magnesianas se caracterizan por tener patrones de elementos traza típicos de magmatismo de arco volcánico, sin embargo, a nivel regional estas rocas cubren hacia el W a la suite de rocas con carácter toleítico denominado como SCORBA (Ferrari et al., 2017). Este cambio de rocas ferroanas (condiciones reductoras) a un carácter calcialcalino, registra importantes cambios en las fuentes y mecanismos de generación de magmas durante un cambio regional de rift ancho a rift angosto (Bryan et al., 2014). Este cambio lateral de carácter toleítico a calcialcalino, también indica cambios laterales a fuentes mantélicas más hidratadas, resultado de fluidos remanentes de la subducción cercanos a la paleotrinchera y que dejan esta marca de magmatismo de arco (Ferrari et al., 2017).

De igual forma, se reconoce una afinidad adakítica para la suite de andesitas magnesianas en la Sierra El Infierno y para las andesitas del miembro intermedio del Grupo Comondú en la región de Loreto, B.C.S. estudiadas en esta tesis. Estrictamente hablando, las rocas adakíticas en esta región han sido atribuidas a los procesos postsubducción ($< \sim 12.5$ Ma) (Calmus et al., 2011); la presencia de rocas con esta afinidad sugiere que la génesis de rocas adakíticas en NW de México es más complejo, indicando que los procesos de generación de este singular tipo de rocas operaron desde antes del fin de la subducción (~ 20 Ma) (Ferrari et al., 2017).

Por otro lado, para las rocas toleíticas metaluminosas cercanas al campo de rocas hiperalcalinas y que se presentan en la porción occidental de la Sierra El Infierno, se ha establecido una génesis similar a las riolitas de intraplaca en

CONCLUSIONES

Sonora (Vidal-Solano et al., 2007). A pesar de no haber sido fechadas estas rocas para el caso de la sierra, se infiere una edad de ~12 Ma, definida por el emplazamiento de unidades con características geoquímicas similares en Sonora (Vidal-Solano et al. 2007 y 2008). Estas rocas han sido definidas como la unidad que marca la fase final de extensión que llevó a la ruptura de una litósfera previamente adelgazada y dio paso a la apertura continental (Ferrari et al., 2017; Ferrari et., 2013; Bryan et. al., 2014; Duque-Trujillo et al., 2015).

Finalmente, las rocas sinextensionales que conforman a la Sierra El Infierno y rellenan al Graben de Conitaca en su porción occidental son correlacionables con el material de relleno de cuencas del mismo tipo reportadas para los estados de Sonora, Sinaloa, Nayarit y la porción este de la Península de Baja California. Además, siendo correlacionables con los miembros intermedio y superior del Grupo Comondú para el caso de las cuencas de Baja California y Formación Báucarit para los depósitos clásticos y volcánicos de las cuencas de Sonora y Sinaloa.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguillón-Robles, A. (2002). Subduction de dorsale et évolution du magmatisme associé: exemple de la Basse Californie (Mexique) du Miocène au Quaternaire. *Université de Bretagne Occidentale, Brest. Thèse de Doctorat*, 214.
- Aranda-Gómez, J. J., D., H. C., Luhr, J. F., & McDowell, F. W. (1977). Cenozoic volcanism and tectonics in NW Mexico a transect across the Sierra Madre Occidental volcanic field and observations on extension related magmatism in the southern Basin and Range and Gulf of California tectonic provinces. *Magmatism and Tectonics in the Central and Northwestern Mexico -a Selection of the 1997 IAVCEI General Assembly Excursions, México, D. F. Universidad Nacional Autónoma de México*, 41.
- Bellon, H., Aguillón-Robles, A., Calmus, T., Maury, R. C., Bourgois, J., & Cotten, J. (2006). La Purísima volcanic field, Baja California Sur (Mexico): Miocene to Quaternary volcanism related to subduction and opening of an asthenospheric window. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 152(3–4), 253–272.
- Bennett, S. E. K., Oskin, M. E., Dorsey, R. J., Iriondo, A., & Kunk, M. J. (2015). Stratigraphy and structural development of the southwest Isla Tiburón marine basin: implications for latest Miocene tectonic opening and flooding of the northern Gulf of California. *Geosphere*, 1–31.
- Best, M. G. (2002). *Igneous and Metamorphic Petrology*, (Second). Blackwell Publishing.
- Bigioggero, B., Corona-Chávez, P., & Tunesi, A. (1996). Características estrográficas, petrológicas y extinción del cinturón andesítico miocénico en la región de Loreto-Las Parras, Baja California Sur, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(2), 152–173.
- Bonneau, M. (1970). Una nueva área cretácica fosilífera en el Estado de Sinaloa. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 32(2), 159–167.
- Bryan, S. E., Orozco-Esquivel, T., Ferrari, L., & López-Martínez, M. (2014). Pulling Apart the Mid to Late Cenozoic Magmatic Record of the Gulf of California: is There a Comodu Arc? *Geological Society of London, Special pu(1)*, 389–407.
- Caia, Y., La Gatta, A., Carrasco-Núñez, G., Goldstein, S. L., Martín-del Pozzo, A. L., Langmuir, C. H., & Gómez-Tuena, A. (2014). Hafnium isotope evidence for slab melt contributions in the Central Mexican Volcanic Belt and implications for slab melting in hot and cold slab arcs. *Chemical Geology*, 377, 45–55.
- Calmus, T., Bernet, M., Lugo-Zarzueta, R., Hardwick, E., & Mendivil Quijada, H. (2015). Apatite fission-track thermochronology of Laramide plutonic rocks in northwestern Mexico: Distinguishing Basin and Range extension versus Gulf of California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(3), 529–541.
- Cameron, K. L., Nimz, G. J., Kuentz, D., Niemeyer, S., & Gunn, S. (1989). Southern Cordilleran basaltic ande site suite, southern Chihuahua, Mexico: A link between Tertiary continental arc and flood basalt magmatism in North America. *Journal of Geophysical Research*, 94, 7817–7840.
- Christiansen, R. L., & Lipman, P. W. (1966). Emplacement and thermal history of a

BIBLIOGRAFÍA

- rhyolite lava flow near Fortymile Canyon, southern Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, 77(6), 71–684.
- Cuellar-Cárdenas, M. A. (2012). Límites temporales de la deformación contractiva larámide en el Centro de México. UNAM, Centro de Geociencias. *Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado En Ciencias de La Tierra*.
- Damon, P. ., Shafiqullah, M., & Leventhal, J. S. (1974). K-Ar chronology for the San Francisco volcanic field and rate of erosion of the Little Colorado River. *Geology of Northern Arizona with Notes on Archeology and Paleoclimate. Part 1, Regional Studies. Geol Soc Am Rocky Mountain Section Guidebook*, 221–235.
- Damon, P. E., Muhammad, S., & Clark, K. F. (1983). Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1052–1071.
- Damon, P. E., Shafiqullah, M., & Clark, K. F. (1981). Age trends of igneous activity in relation to metallogenesis in the southern Cordillera. *Arizona Geological Society Digest*, 14, 137–154.
- De Cserna, Z., E. Schmitter, P. E., Damon, D. E., Livingstone, & Kulp, J. L. (1962). Edades Isotópicas de rocas metamórficas del Centro y sur de Guerrero y de una monzonita cuarcífera del norte de Sinaloa. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología*, 64(5), 71–84.
- Defant, M. J., & Drummond, M. S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294), 662–665.
- Duque-Trujillo, J. (2015). Magmatismo y extensión del mioceno en la porción sur del Golfo de California y sus márgenes. *Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado En Ciencias de La Tierra*.
- Durán-Calderón. (2016). Estratigrafía regional y significado tectónico del grupo comondú en Baja California Sur, México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado En Ciencias de La Tierra*, 207.
- Enriquez, E., Rivera, R. (2001). Timing of magmatic and hydrothermal activity in the San Dimas District, Durango, Mexico. *Soc. Econ. Geol.*, SP8, 33–38.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., & Solari, L. (2013). Late Oligocene to Middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: The beginning of the Gulf of California rift. *Geosphere*, 40.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., López-Martínez, M., & Silva-Fragoso, A. (2017). Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rif. *Earth-Sciences Reviews*, 38.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., & Bryan, S. (2007). Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America. *Geology of México: Celebrating the Centenary of the Geological Society of México: Geological Society of America Special Paper*, 422, 1–39.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., & Frost, C. D. (2001). A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033–2048.
- Frost, B. R., & Frost, C. D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), 1955–1969.

BIBLIOGRAFÍA

- Gastil, G., Krummenacher, D., & Minch, J. (1979). The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 90(9), 839–857.
- Gill, R. (2010). *Igneous Rocks and Processes: A Practical Guide* (Wiley-Blac). Chichester, UK.
- Gómez-Tuena, A., LaGatta, A., Langmuir, C. H., Goldstein, S. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Carrasco-Nuñez, G. (2003). Temporal Control of Subduction Magmatism in the Eastern Trans-Mexican Volcanic Belt: Mantle Sources, Slab Contributions and Crustal Contamination. *Geochemistry, Geophysics, Geosystem*, 4(8), 33.
- Gómez-Valencia, A. M., Vidal-Solano, J. R., López-Martínez, M., Vega-Granillo, R., & Pallares, C. (2015). Petrografía, geoquímica y geocronología del magmatismo orogénico en Rayón: A, Características petrológicas de los últimos magmas asociados la subducción en Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(2), 219–238.
- González-León, C. M., Valencia, V. A., López-Martínez, M., Bellon, H., Valencia-Moreno, M., & Calmus, T. (2010). Arizpe sub-basin: a sedimentary and volcanic record of Basin and Range extension in north-central Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27(2), 292–312.
- Harley, S. L., & Kelly, N. M. (2007). Zircon. Tiny but Timely. *Elements*, 3, 13–18.
- Hausback, B. . (1984). Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico. In *Geology of the Baja California Peninsula. SEPM Pacific Section, Special Publication* (pp. 219–236).
- Henry, C. D., & Aranda-Gómez, J. J. (2000). Plate interactions control middle-late Miocene, proto-Gulf and Basin and Range extension in the southern Basin and Range. *Tectonophysics*, 318, 1–26.
- Henry, C. D., McDowell, F. W., & Silver, L. T. (2003). Geology and geochronology of granitic batholithic complex, Sinaloa, México: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics. *Tectonic Evolution of Northwestern México and the Southwestern USA: Geological Society of America Special Paper*, 374, 237–273.
- Hosack, A. M. (2006). Structure of the Agua Verde Accommodation Zone, Baja California Sur, Mexico. *Northern Arizona University, M. Sc. Thesis*, 167.
- Iriondo, A., Kunk, M. J., & Winick, J. A. (2004). *Consejo de Recursos Minerales. 40Ar/39Ar dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM Scientific Collaboration (Part II). U.S.G.S. Open File Report, 2004-1444, online edition.*
- Iriondo, A., Kunk, M. J., Winick, J., & CRM. (2003). 40Ar/39Ar dating studies of minerals and rocks in various areas in Mexico: USGS/CRM scientific collaboration (Part 1). *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 79. Retrieved from <https://pubs.usgs.gov/of/2003/ofr-03-020/>
- Irvine, T. N., & Baragar, W. R. A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523–548.
- Kelemen, P. B., Yogodzinski, G. M., & Scholl, D. W. (2003). Along-Strike Variation in the Aleutian Island Arc: Genesis of High Mg# Andesite and Implications for Continental Crust. In *Inside the Subduction Factory by the American Geophysical Union* (pp. 223–276).
- Keppie, J. D., Dostal, J., Miller, B. V., Ortega-Rivera, A., Roldán-Quintana, J., & Lee, J.

BIBLIOGRAFÍA

- W. K. (2006). Geochronology and geochemistry of the Francisco Gneiss: Triassic continental rift tholeiites on the Mexican margin of Pangea metamorphosed and exhumed in a Tertiary core complex. *Int. Geol. Rev.*, 48(1), 1–16.
- King, R. E. (1939). Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 50, 1625–1722.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., & Zanettin, B. (1986). A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745–750.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zannettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., ... Woolley, A. R. (1989). *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. United Kingdom: Cambridge University Press.
- Lonsdale, P. (1991). Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California. of the Californias. 47., pp. In: *Dauphin, J.P., Simoneit, B.R. (Eds.), The Gulf and Peninsular Province. Am. Assoc. Petr. Geol. Mem*, 47, 87–125.
- Lonsdale P. (1989). Geology and tectonic history of the Gulf of California. *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii: Boulder, Colorado, Geological Society of America, Geology of North America, N*, 499–521.
- Loza-Aguirre, I., Nieto-Samaniego, A., Alaniz Alvarez, S. A., & Ortega-Obregón, C. (2012). Cenozoic volcanism and extension in northwestern Mesa Central, Durango, México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 64(2), 243–263.
- Luhr, J. F., Henry, C. D., Housh, T. B., Aranda-Gómez, J. J., & McIntosh, W. C. (2001). Early extension and associated mafic alkalic volcanism from the Southern Basin and Range Province: Geology and petrology of the Rodeo and Nazas volcanic fields, Durango, México. *Bulletin of the Geological Society of America*, 113(6), 760–773.
- Martin, H. (1999). Adakitic magmas: Modern analogues of Archaean granitoides. *Lithos*, 46(411–429).
- McDowell, F., Roldán-Quintana, J., & Amaya-Martínez, R. (1997). Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 109, 1349–1360.
- McDowell, F. W. (2007). Geologic transect across the northern Sierra Madre Occidental volcanic field, Chihuahua and Sonora, Mexico. In *Digital Map and Chart Series* (p. 70). Geol. Soc. Am.
<https://doi.org/http://dx.doi.org/10.1130/2007.DMCH006.TXT>.
- McDowell, F. W., & Clabaugh, S. E. (1979). Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. *Geological Society of America Special Paper*, 180, 113–124.
- McDowell, F. W., & Keizer, R. P. (1977). Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango City and Mazatlán, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 88, 1479–1487.
- McLean, H. (1988). *Reconnaissance geologic map of the Loreto and part of the San Javier quadrangles, Baja California Sur, Mexico. U.S. Geological Survey Map MF-2000. Scale 1:50,000*.
- Middlemost, E. . (1989). Iron Oxidation Ratios, Norms and the Classification of

BIBLIOGRAFÍA

- Volcanic Rocks. *Chemical Geology*, 77, 19–26.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274, 321–355.
- Mora-Klepeis, G., & McDowell, F. W. (2004). Late Miocene calc-alkalic volcanism in northwestern Mexico: an expression of rift or subduction-related magmatism? *Journal of South American Earth Sciences*, 17(4), 297–310.
- Mori, L. (2007). Origen del magmatismo mioceno en el sector central de la FVTM y sus implicaciones en la evolución del sistema de subducción mexicano. *Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado En Ciencias de La Tierra*, 130.
- Murray, B. P., Busby, C. J., Ferrari, L., & Solari, L. A. (2013). Synvolcanic crustal extension during the mid-Cenozoic ignimbrite flare-up in the northern Sierra Madre Occidental, Mexico: evidence from the Guazapares Mining District region, western Chihuahua. *Geosphere*.
- Murray, B. P., Busby, C. J., & Verde Ramírez, M. A. (2014). Extension and magmatism in the Cerocahui basin, northern Sierra Madre Occidental, western Chihuahua, Mexico. *International Geology Review*, 1–25.
- Orozco-Esquivel, M. T., Nieto-Samaniego, A. F., & Alaniz-Alvarez, S. A. (2002). Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 118, 37–56.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D. J., Solari, L., Luna-González, L., & Schaaf, P. (2014). A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico. *Gondwana Res*, 26(3-4), 834–868.
- Pallares, C., Maury, R. C., Bellon, H., Royer, J.-Y., Calmus, T., Aguillón-Robles, A., ... Bourgois, J. (2007). Slab-tearing following ridge-trench collision: evidence from Miocene volcanism in Baja California, México. *J. Volcanol. Geotherm*, 161(1–2), 95–117.
- Peccherillo, A., Barberio, M. R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M., & Wu, T. W. (2003). Relationships between Mafic and Peralkaline Silicic Magmatism in Continental Rift Settings: a Petrological, Geochemical and Isotopic Study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift. *Journal of Petrology*, 44(11), 2003–2032.
- Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T. H., LaFemina, P., Sella, G. F., Fletcher, J., & Suarez-Vidal, F. (2007). New constraints on relative motion between the Pacific Plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements. *Geophysics Journal International*, 1373–1380.
- Ramos-Rosique, A. (2007). Microscopía, microespectrometría y modelado termodinámico de inclusiones fluidas acuosas y de hidrocarburos. *Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado En Ciencias de La Tierra*, 196.
- Roldán-Quintana, J., Mora-Klepeis, G., Calmus, T., Valencia-Moreno, M., & Lozano Santa Cruz, R. (2004). El graben de Empalme, Sonora, México: magmatismo y tectónica extensional asociados a la ruptura inicial del Golfo de California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(3), 320–334.
- Sawlan, M. G., & Smith, J. . (1984). Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico. In *Frizzell Jr. V.A. (Ed.), Geology of the Baja California Peninsula. Pacific Section SEPM* (pp. 237–251).

BIBLIOGRAFÍA

- Schoene, B. (2013). U–Th–Pb Geochronology. In *In Holland, H.D. and Turekian, K.K., Treatise on Geochemistry*.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (1997). *Carta Geológico-Minera G13-10 Culiacán Escala 1:250,000*. Retrieved from http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/40_G13-10_GM.pdf
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2002). *Carta Geológico-Minera G13-C74 Cosalá Escala 1:50,000*. Retrieved from http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/663_G13-C74_GM.pdf
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2006). *Carta Geológico-Minera G13-C84 Conitaca, Sinaloa Escala 1:50,000*. Retrieved from http://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/664_G13-C84_GM.pdf
- Servicio Geológico Mexicano (SGM). (2008). *Carta Geológico-Minera Estado de Sinaloa Escala 1:500,000*. Retrieved from https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/sinaloa.pdf
- Shand, S. J. (1943). Eruptive rocks; their genesis, composition, classification, and their relation to ore-deposits. In *Meteorites*. New York: John Wiley & Sons.
- Stock, J. M., & Hodges, K. V. (1989). Pre-Pliocene Extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*, 8, 99–115.
- Sun, S. S., & McDonough, W. F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In A. D. Saunders & M. J. Norry (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ.* (pp. 313–345). London.
- Tera, F., & Wasserburg, G. J. (1972). U-Th-Pb systematics in lunar highland samples from the Luna 20 and Apollo 16 missions. *Earth and Planetary Science Letters*, 17(1), 36–51.
- Umhoefer, P., Dorsey, R., Willsey, S., Mayer, L., & Renne, P. (2001). Stratigraphy and geochronology of the Comondu group near Loreto, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, 144, 125–147.
- Umhoefer, P. J. (2011). Why did the Southern Gulf of California rupture so rapidly?—oblique divergence across hot, weak lithosphere along atectonically active margin. *GSA Today*, 21, 4–10.
- Vidal-Solano, J. R., Demant, A., Paz Moreno, F. A., Lapierre, H., Ortega-Rivera, M. A., & Lee, J. . (2008). Insights into the tectonomagmatic evolution of NW Mexico: geochronology and geochemistry of the Miocene volcanic rocks from the Pinacate area, Sonora. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 120(5–6), 691–708.
- Vidal-Solano, J. R., Paz-Moreno, F. A., Demant, A., & Lopez-Martínez, M. (2007). Ignimbritas hiperalkalinas del Mioceno medio en Sonora Central: revaluación de la estratigrafía y significado del volcanismo terciario. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24, 47–67.
- Wetherill, G. W. (1956). Discordant Uranium-Lead Ages, I. *Transactions, American Geophysical Union*, 37(3), 320–326.
- White, W. M. (2013a). Radiogenic isotope geochemistry. In *Geochemistry* (pp. 321–370).
- White, W. M. (2013b). Trace elements in igneous processes. In *Geochemistry* (pp.

BIBLIOGRAFÍA

268–320).

- White, W. M. (2015). Decay systems and geochronology II: U and Th. In *Isotope Geochemistry* (pp. 72–124).
- Wong, M.S., Gans, P. B. (2008). Geologic, structural, and thermochronologic constraints on the tectonic evolution of the Sierra Mazatán core complex, Sonora, Mexico: New insights into metamorphic core complex formation. *Tectonics*, 27.
- Wong, M. S., Gans, P. B., & Scheier, J. (2010). The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ thermochronology of core complexes and other basement rocks in Sonora, Mexico: Implications for Cenozoic tectonic evolution of northwestern Mexico. *J. Geophys. Res.*, 115(B7).

ANEXO 1 A. ANÁLISIS DE CRISTALES DE CIRCÓN CON EL MÉTODO U-PB

ANEXO 1 A. ANÁLISIS DE CRISTALES DE CIRCÓN CON EL MÉTODO U-PB

Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Estudios Isotópicos del Centro de Geociencias, mediante la técnica LA-ICP-MS. Se utilizó un sistema de ablación laser Resolution M050, laser excímero [ArF]. Las concentraciones de U y Th fueron calculadas usando un circón estándar externo como en Paton et al., (2002). Errores reportados a nivel sigma-2.

Muestra	Concentraciones (ppm)			Relaciones isotópicas									Edades aparentes						Mejor edad (Ma)	±2s	Disc %
	U	Th	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s abs	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	±2s abs	Rho	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2s			
SIN-108 IGNIMBRITA LÍTICA																					
Zircon_01	373	674	1.81	0.0990	0.0200	0.0408	0.0082	0.0029	0.0002	0.0010	0.0001	-0.07	18.5	1.0	40.5	8.0	1640.0	280.0	18.5	1.0	54.35
Zircon_02	435.2	414.6	0.95	0.0524	0.0073	0.0206	0.0024	0.0028	0.0001	0.0009	0.0001	-0.19	18.3	0.7	20.7	2.4	550.0	120.0	18.3	0.7	11.84
Zircon_03	1050	1993	1.90	0.0663	0.0042	0.0273	0.0016	0.0030	0.0001	0.0010	0.0000	-0.06	19.4	0.5	27.3	1.6	801.0	65.0	19.4	0.5	28.83
Zircon_04	623.7	540	0.87	0.0621	0.0069	0.0231	0.0022	0.0028	0.0001	0.0010	0.0001	0.01	18.2	0.7	23.1	2.2	610.0	110.0	18.2	0.7	21.04
Zircon_05	387.5	429.5	1.11	0.0584	0.0071	0.0220	0.0025	0.0028	0.0001	0.0009	0.0001	0.00	17.9	0.7	22.1	2.5	640.0	140.0	17.9	0.7	18.96
Zircon_06	331.6	292	0.88	0.0710	0.0100	0.0274	0.0035	0.0029	0.0001	0.0011	0.0001	-0.05	18.4	0.9	27.4	3.5	910.0	150.0	18.4	0.9	32.88
Zircon_07	426	492	1.15	0.1270	0.0130	0.0537	0.0054	0.0032	0.0002	0.0016	0.0002	0.39	20.3	1.1	53.0	5.2	2050.0	130.0	20.3	1.1	61.70
Zircon_08	318.3	272.6	0.86	0.0644	0.0089	0.0252	0.0030	0.0029	0.0001	0.0010	0.0001	-0.08	18.5	0.8	25.2	3.0	830.0	140.0	18.5	0.8	26.71
Zircon_09	800.2	905	1.13	0.0471	0.0045	0.0182	0.0020	0.0029	0.0001	0.0009	0.0000	0.39	18.4	0.4	18.3	2.0	290.0	130.0	18.4	0.4	-0.49
Zircon_10	326	366	1.12	0.0814	0.0081	0.0349	0.0036	0.0030	0.0001	0.0012	0.0001	0.23	19.6	0.7	34.8	3.5	1358.0	98.0	19.6	0.7	43.76
Zircon_11	1445	2454	1.70	0.0552	0.0038	0.0211	0.0016	0.0027	0.0001	0.0009	0.0000	-0.07	17.5	0.5	21.2	1.6	460.0	120.0	17.5	0.5	17.36
Zircon_12	276.3	199.2	0.72	0.0680	0.0120	0.0256	0.0041	0.0028	0.0001	0.0013	0.0001	-0.04	18.0	0.9	25.6	4.1	1130.0	180.0	18.0	0.9	29.73
Zircon_13	471	546	1.16	0.0908	0.0090	0.0388	0.0039	0.0031	0.0001	0.0012	0.0001	0.12	19.6	0.7	38.6	3.8	1460.0	130.0	19.6	0.7	49.22
Zircon_14	337	258.1	0.77	0.0764	0.0094	0.0287	0.0036	0.0027	0.0001	0.0011	0.0001	0.20	17.5	0.7	29.3	3.4	1190.0	130.0	17.5	0.7	40.44
Zircon_15	274	227	0.83	0.0515	0.0072	0.0210	0.0030	0.0030	0.0001	0.0009	0.0001	0.06	19.1	0.7	21.0	3.0	550.0	120.0	19.1	0.7	9.19
Zircon_16	362.4	306	0.84	0.0737	0.0093	0.0263	0.0030	0.0027	0.0001	0.0010	0.0001	0.02	17.2	0.8	26.3	3.0	980.0	120.0	17.2	0.8	34.75
Zircon_17	435.9	354	0.81	0.0613	0.0071	0.0226	0.0023	0.0027	0.0001	0.0009	0.0001	-0.10	17.5	0.7	22.6	2.2	720.0	100.0	17.5	0.7	22.39

ANEXO 1 A. ANÁLISIS DE CRISTALES DE CIRCÓN CON EL MÉTODO U-PB

Zircon_18	289	228	0.79	0.0539	0.0076	0.0215	0.0029	0.0030	0.0001	0.0011	0.0001	0.04	19.1	0.6	21.6	2.9	730.0	110.0	19.1	0.6	11.71
Zircon_19	322	553	1.72	0.0620	0.0140	0.0254	0.0053	0.0031	0.0002	0.0010	0.0001	0.23	19.9	1.1	25.4	5.3	1000.0	330.0	19.9	1.1	21.65
Zircon_20	304.9	296	0.97	0.0840	0.0110	0.0304	0.0038	0.0026	0.0001	0.0011	0.0001	- 0.06	16.7	0.9	30.4	3.7	1380.0	180.0	16.7	0.9	44.93
Zircon_21	278.6	220.4	0.79	0.0583	0.0079	0.0208	0.0029	0.0026	0.0002	0.0010	0.0001	0.00	16.8	1.0	20.8	2.8	720.0	140.0	16.8	1.0	19.18
Zircon_22	296.6	280	0.94	0.0677	0.0051	0.0277	0.0023	0.0029	0.0001	0.0012	0.0001	0.32	18.9	0.8	27.7	2.3	910.0	110.0	18.9	0.8	31.70
Zircon_23	190.2	121.4	0.64	0.1720	0.0160	0.0854	0.0088	0.0036	0.0002	0.0032	0.0002	0.45	23.0	1.0	83.0	8.2	2590.0	130.0	23.0	1.0	72.29
Zircon_24	465	710	1.53	0.0826	0.0066	0.0313	0.0022	0.0028	0.0001	0.0010	0.0001	0.20	17.9	0.6	31.6	2.1	1280.0	110.0	17.9	0.6	43.23
Zircon_25	727	1125	1.55	0.0528	0.0048	0.0200	0.0017	0.0028	0.0001	0.0010	0.0000	- 0.02	17.7	0.6	20.1	1.7	340.0	100.0	17.7	0.6	11.74
Zircon_26	196.8	151.5	0.77	0.1100	0.0140	0.0440	0.0055	0.0029	0.0002	0.0015	0.0002	- 0.07	18.5	1.1	43.7	5.3	1960.0	180.0	18.5	1.1	57.67
Zircon_27	276.5	268	0.97	0.0817	0.0097	0.0346	0.0040	0.0030	0.0001	0.0013	0.0001	0.06	19.2	0.8	34.5	4.0	1260.0	180.0	19.2	0.8	44.23
Zircon_28	494	495	1.00	0.0652	0.0050	0.0269	0.0020	0.0030	0.0001	0.0011	0.0001	0.32	19.4	0.7	26.9	2.0	741.0	92.0	19.4	0.7	27.81
Zircon_29	301	283	0.94	0.0950	0.0160	0.0358	0.0050	0.0028	0.0002	0.0013	0.0001	- 0.26	18.1	1.0	35.7	4.8	1590.0	230.0	18.1	1.0	49.24
Zircon_30	694	636	0.92	0.0506	0.0040	0.0199	0.0015	0.0029	0.0001	0.0010	0.0000	0.44	18.7	0.5	20.0	1.5	460.0	110.0	18.7	0.5	6.35
Zircon_31	498	1087	2.18	0.0563	0.0047	0.0240	0.0020	0.0031	0.0001	0.0010	0.0000	0.03	19.8	0.6	24.1	2.0	610.0	110.0	19.8	0.6	17.97
Zircon_32	257	247	0.96	0.1440	0.0200	0.0590	0.0086	0.0031	0.0002	0.0018	0.0002	0.22	20.0	1.2	58.0	8.2	2260.0	140.0	20.0	1.2	65.52
Zircon_33	301	251	0.83	0.0970	0.0120	0.0375	0.0042	0.0029	0.0001	0.0014	0.0001	- 0.25	18.6	0.8	37.3	4.1	1630.0	160.0	18.6	0.8	50.24
Zircon_34	620.1	861	1.39	0.0747	0.0061	0.0275	0.0024	0.0026	0.0001	0.0009	0.0001	0.16	16.9	0.6	27.5	2.4	1067.0	95.0	16.9	0.6	38.47
Zircon_35	388.6	272.5	0.70	0.0718	0.0100	0.0270	0.0038	0.0028	0.0001	0.0011	0.0001	0.14	18.2	0.8	27.0	3.7	1020.0	120.0	18.2	0.8	32.70
SIN-115. TOBA CRISTALINA																					
Zircon_36	443.1	410.9	0.93	0.1070	0.0100	0.0372	0.0035	0.0026	0.0001	0.0011	0.0001	0.12	16.6	0.6	37.0	3.4	1700.0	110.0	16.6	0.6	55.03
Zircon_37	554	424.2	0.77	0.0578	0.0063	0.0205	0.0020	0.0025	0.0001	0.0009	0.0000	- 0.02	16.3	0.5	20.6	2.0	760.0	120.0	16.3	0.5	21.07
Zircon_38	733	846	1.15	0.0544	0.0054	0.0176	0.0017	0.0024	0.0001	0.0008	0.0001	0.18	15.4	0.5	17.7	1.7	600.0	140.0	15.4	0.5	12.77
Zircon_39	203	177	0.87	0.0840	0.0150	0.0346	0.0060	0.0028	0.0002	0.0012	0.0001	0.10	18.2	1.1	34.4	5.9	1490.0	160.0	18.2	1.1	47.09
Zircon_40	491	342	0.70	0.0668	0.0063	0.0256	0.0023	0.0027	0.0001	0.0011	0.0001	0.12	17.7	0.6	25.6	2.2	880.0	120.0	17.7	0.6	30.98
Zircon_41	543	930	1.71	0.0572	0.0061	0.0205	0.0019	0.0025	0.0001	0.0008	0.0000	0.03	16.0	0.7	20.6	1.9	640.0	110.0	16.0	0.7	22.48
Zircon_42	401	305	0.76	0.2810	0.0180	0.1321	0.0074	0.0034	0.0001	0.0035	0.0002	0.22	22.0	0.9	125.7	6.6	3365.0	77.0	3365.0	77.0	82.49
Zircon_43	765	818	1.07	0.0685	0.0061	0.0246	0.0022	0.0026	0.0001	0.0009	0.0000	0.11	16.9	0.5	24.7	2.2	860.0	110.0	16.9	0.5	31.42
Zircon_44	491.9	492.2	1.00	0.0770	0.0085	0.0283	0.0032	0.0027	0.0001	0.0011	0.0001	0.08	17.1	0.7	28.2	3.1	1070.0	140.0	17.1	0.7	39.26

ANEXO 1 A. ANÁLISIS DE CRISTALES DE CIRCÓN CON EL MÉTODO U-PB

Zircon_45	551	408	0.74	0.0693	0.0067	0.0250	0.0023	0.0026	0.0001	0.0010	0.0001	- 0.19	16.9	0.5	25.1	2.2	920.0	110.0	16.9	0.5	32.83
Zircon_46	1532	2332	1.52	0.0535	0.0040	0.0180	0.0013	0.0024	0.0001	0.0008	0.0000	- 0.01	15.7	0.4	18.1	1.3	440.0	110.0	15.7	0.4	13.43
Zircon_47	386	305	0.79	0.0804	0.0093	0.0284	0.0033	0.0025	0.0001	0.0010	0.0001	- 0.05	16.2	0.9	28.4	3.3	1280.0	140.0	16.2	0.9	43.06
Zircon_48	769.3	898	1.17	0.0586	0.0044	0.0197	0.0015	0.0024	0.0001	0.0008	0.0000	0.01	15.4	0.5	19.7	1.5	630.0	85.0	15.4	0.5	21.93
Zircon_49	488	398	0.82	0.0765	0.0060	0.0258	0.0021	0.0025	0.0001	0.0011	0.0001	0.22	15.8	0.6	25.8	2.0	1127.0	94.0	15.8	0.6	38.72
Zircon_50	1112	891	0.80	0.0705	0.0058	0.0247	0.0018	0.0026	0.0001	0.0010	0.0000	- 0.12	16.9	0.6	24.8	1.8	900.0	100.0	16.9	0.6	32.02
Zircon_51	611	483	0.79	0.3250	0.0160	0.1587	0.0077	0.0036	0.0001	0.0041	0.0002	0.23	23.0	0.8	149.4	6.7	3602.0	64.0	3602.0	64.0	84.61
Zircon_52	527	723	1.37	0.0912	0.0081	0.0315	0.0028	0.0025	0.0001	0.0009	0.0001	0.04	16.1	0.6	31.9	2.6	1438.0	94.0	16.1	0.6	49.62
Zircon_53	520	493	0.95	0.0760	0.0110	0.0285	0.0047	0.0026	0.0001	0.0011	0.0001	0.18	16.8	0.8	28.4	4.6	1140.0	230.0	16.8	0.8	40.88
Zircon_54	1787	2410	1.35	0.0549	0.0042	0.0183	0.0015	0.0024	0.0001	0.0008	0.0000	0.24	15.8	0.4	18.4	1.5	441.0	82.0	15.8	0.4	14.35
Zircon_55	595	910	1.53	0.1200	0.0130	0.0440	0.0049	0.0027	0.0001	0.0012	0.0001	0.64	17.4	0.6	43.7	4.8	1940.0	170.0	17.4	0.6	60.27
Zircon_56	885	858	0.97	0.0631	0.0064	0.0214	0.0022	0.0025	0.0001	0.0008	0.0000	0.31	16.1	0.6	21.4	2.2	670.0	110.0	16.1	0.6	24.67
Zircon_57	792	867	1.09	0.0561	0.0055	0.0184	0.0018	0.0024	0.0001	0.0008	0.0000	0.29	15.4	0.5	18.5	1.8	465.0	93.0	15.4	0.5	16.54
Zircon_58	290.8	135.4	0.47	0.0940	0.0110	0.0365	0.0041	0.0028	0.0001	0.0015	0.0001	- 0.02	18.2	0.8	36.3	4.1	1590.0	180.0	18.2	0.8	49.89
Zircon_59	620	462	0.75	0.0820	0.0078	0.0289	0.0027	0.0025	0.0001	0.0011	0.0001	- 0.12	16.1	0.6	28.9	2.7	1290.0	130.0	16.1	0.6	44.46
Zircon_60	810	660	0.81	0.1113	0.0074	0.0432	0.0027	0.0028	0.0001	0.0014	0.0001	0.31	17.7	0.6	43.0	2.7	1842.0	95.0	17.7	0.6	58.74
Zircon_61	344.4	299.9	0.87	0.1270	0.0150	0.0442	0.0050	0.0026	0.0001	0.0013	0.0001	0.06	16.5	0.6	43.8	4.8	2090.0	130.0	16.5	0.6	62.33
Zircon_62	558.4	586	1.05	0.1227	0.0092	0.0449	0.0037	0.0026	0.0001	0.0013	0.0001	0.32	17.0	0.6	44.5	3.6	2049.0	100.0	17.0	0.6	61.84
Zircon_63	286	203	0.71	0.1480	0.0240	0.0522	0.0086	0.0027	0.0002	0.0018	0.0002	0.45	17.1	1.1	51.4	8.3	2280.0	170.0	17.1	1.1	66.73
Zircon_64	194.5	129.9	0.67	0.2540	0.0320	0.1130	0.0140	0.0032	0.0002	0.0033	0.0003	0.09	20.9	1.5	108.0	13.0	3260.0	160.0	3260.0	160.0	80.65
Zircon_65	1342	2139	1.59	0.0776	0.0051	0.0246	0.0015	0.0024	0.0001	0.0008	0.0000	0.13	15.3	0.5	24.7	1.5	1134.0	95.0	15.3	0.5	37.89
Zircon_66	578.8	442.1	0.76	0.0730	0.0065	0.0243	0.0022	0.0025	0.0001	0.0009	0.0001	0.08	15.8	0.4	24.4	2.2	1010.0	110.0	15.8	0.4	35.25
Zircon_67	364.9	268	0.73	0.0568	0.0098	0.0187	0.0031	0.0027	0.0002	0.0010	0.0001	0.12	17.3	1.0	18.8	3.0	870.0	200.0	17.3	1.0	7.77
Zircon_68	426.2	593	1.39	0.1260	0.0200	0.0449	0.0077	0.0026	0.0001	0.0012	0.0001	0.45	16.6	0.7	44.5	7.4	2040.0	150.0	16.6	0.7	62.61
Zircon_69	1014	1270	1.25	0.0621	0.0070	0.0228	0.0027	0.0026	0.0001	0.0009	0.0000	0.15	17.0	0.6	22.8	2.7	810.0	150.0	17.0	0.6	25.57
Zircon_70	1175	799	0.68	0.0551	0.0041	0.0194	0.0016	0.0025	0.0001	0.0009	0.0000	0.15	16.3	0.5	19.5	1.6	543.0	100.0	16.3	0.5	16.51
SIN-103. RIOLITA																					
Zircon_01	233.2	145.2	0.62	0.1150	0.0160	0.0440	0.0059	0.0027	0.0001	0.0015	0.0002	0.01	17.6	0.8	43.6	5.7	1770.0	220.0	17.6	0.8	59.7

ANEXO 1 A. ANÁLISIS DE CRISTALES DE CIRCÓN CON EL MÉTODO U-PB

Zircon_02	304.3	303	1.00	0.0950	0.0100	0.0364	0.0038	0.0028	0.0001	0.0011	0.0001	0.07	17.9	0.8	36.2	3.7	1580.0	120.0	17.9	0.8	50.6
Zircon_03	202	132	0.65	0.1120	0.0120	0.0491	0.0053	0.0032	0.0002	0.0020	0.0002	0.06	20.6	1.1	48.5	5.2	1854.0	91.0	20.6	1.1	57.6
Zircon_04	258.5	210.9	0.82	0.1560	0.0160	0.0587	0.0044	0.0028	0.0002	0.0017	0.0003	0.37	17.8	1.1	57.9	4.2	2450.0	110.0	17.8	1.1	69.3
Zircon_05	195.5	126.8	0.65	0.0980	0.0150	0.0433	0.0064	0.0032	0.0002	0.0018	0.0001	- 0.13	20.5	1.2	42.9	6.2	1710.0	170.0	20.5	1.2	52.2
Zircon_06	163.6	108.7	0.66	0.1420	0.0180	0.0610	0.0081	0.0030	0.0002	0.0019	0.0002	0.25	19.5	1.0	60.9	7.5	2290.0	150.0	19.5	1.0	68.0
Zircon_07	164.8	113.1	0.69	0.1260	0.0170	0.0524	0.0064	0.0032	0.0002	0.0020	0.0002	0.17	20.6	1.3	51.7	6.2	2170.0	130.0	20.6	1.3	60.2
Zircon_08	85.3	53.51	0.63	0.2730	0.0420	0.1440	0.0210	0.0037	0.0003	0.0047	0.0007	0.24	23.8	1.6	135.0	19.0	3370.0	150.0	23.8	1.6	82.4
Zircon_09	240.8	168.5	0.70	0.1110	0.0140	0.0442	0.0049	0.0029	0.0001	0.0016	0.0001	- 0.30	18.6	0.9	44.7	5.0	1870.0	120.0	18.6	0.9	58.4
Zircon_10	353	284.2	0.81	0.0741	0.0095	0.0284	0.0036	0.0028	0.0001	0.0011	0.0001	0.20	17.8	0.9	28.3	3.5	1120.0	180.0	17.8	0.9	37.0
Zircon_11	150.8	82.9	0.55	0.2470	0.0280	0.1260	0.0130	0.0037	0.0003	0.0045	0.0003	0.17	24.0	1.7	120.0	12.0	3170.0	130.0	24.0	1.7	80.0
Zircon_12	263	271	1.03	0.1270	0.0170	0.0502	0.0062	0.0029	0.0002	0.0012	0.0001	- 0.28	18.7	1.0	49.6	6.0	1970.0	180.0	18.7	1.0	62.3
Zircon_13	78.3	57.5	0.73	0.2250	0.0340	0.1160	0.0160	0.0035	0.0003	0.0035	0.0006	- 0.08	22.8	1.8	111.0	15.0	2960.0	240.0	22.8	1.8	79.5
Zircon_14	247.9	172.9	0.70	0.1180	0.0140	0.0513	0.0058	0.0032	0.0002	0.0019	0.0002	- 0.14	20.5	1.0	50.7	5.6	1890.0	150.0	20.5	1.0	59.6
Zircon_15	165.1	129.5	0.78	0.1440	0.0220	0.0555	0.0080	0.0029	0.0002	0.0017	0.0002	0.17	18.6	1.2	54.6	7.7	2270.0	150.0	18.6	1.2	65.9
Zircon_16	67.4	57.6	0.85	0.2390	0.0390	0.1180	0.0150	0.0036	0.0003	0.0032	0.0005	0.02	23.4	1.8	119.0	16.0	3180.0	170.0	23.4	1.8	80.3
Zircon_17	315	267	0.85	0.1340	0.0130	0.0571	0.0055	0.0031	0.0002	0.0018	0.0002	0.30	20.0	1.0	56.3	5.3	2150.0	100.0	20.0	1.0	64.4
Zircon_18	304	257	0.85	0.2570	0.0180	0.1304	0.0083	0.0037	0.0002	0.0032	0.0002	- 0.04	24.0	1.2	124.2	7.5	3226.0	69.0	24.0	1.2	80.7
Zircon_19	209.3	141	0.67	0.1090	0.0150	0.0458	0.0057	0.0031	0.0002	0.0017	0.0002	- 0.04	19.8	1.1	45.4	5.5	1850.0	190.0	19.8	1.1	56.5
Zircon_20	149.7	86.1	0.58	0.1250	0.0190	0.0573	0.0077	0.0033	0.0003	0.0022	0.0002	- 0.11	21.4	1.6	56.4	7.4	2070.0	180.0	21.4	1.6	62.1
Zircon_21	328.4	255.3	0.78	0.1369	0.0094	0.0532	0.0043	0.0029	0.0001	0.0017	0.0001	0.31	18.5	0.8	52.5	4.1	2133.0	58.0	18.5	0.8	64.8
Zircon_22	244.5	166.8	0.68	0.0890	0.0120	0.0401	0.0056	0.0032	0.0002	0.0016	0.0002	0.21	20.8	1.2	39.8	5.4	1490.0	220.0	20.8	1.2	47.7
Zircon_23	211	129.9	0.62	0.1750	0.0220	0.0729	0.0073	0.0032	0.0002	0.0026	0.0002	- 0.05	20.6	1.2	71.3	6.9	2630.0	100.0	20.6	1.2	71.1
Zircon_24	321	320.9	1.00	0.0950	0.0120	0.0303	0.0038	0.0024	0.0001	0.0010	0.0001	0.11	15.3	0.8	30.2	3.7	1500.0	150.0	15.3	0.8	49.4
Zircon_25	299.4	222.8	0.74	0.1650	0.0170	0.0725	0.0067	0.0033	0.0002	0.0021	0.0002	- 0.10	21.0	1.0	71.0	6.4	2450.0	150.0	21.0	1.0	70.4
Zircon_26	201.4	145.4	0.72	0.1070	0.0160	0.0471	0.0066	0.0032	0.0002	0.0018	0.0002	0.07	20.5	1.1	46.5	6.4	1810.0	200.0	20.5	1.1	56.0
Zircon_27	182	123.1	0.68	0.2500	0.0220	0.1324	0.0095	0.0039	0.0002	0.0040	0.0003	- 0.07	25.2	1.4	125.9	8.5	3179.0	87.0	25.2	1.4	80.0

ANEXO 1 A. ANÁLISIS DE CRISTALES DE CIRCÓN CON EL MÉTODO U-PB

Zircon_28	243.3	203.3	0.84	0.1100	0.0150	0.0411	0.0049	0.0028	0.0002	0.0014	0.0001	-0.08	18.3	1.0	41.6	5.0	1840.0	150.0	18.3	1.0	56.0
Zircon_29	214.6	164	0.76	0.1430	0.0180	0.0588	0.0073	0.0030	0.0002	0.0019	0.0002	0.17	19.4	1.2	57.8	7.0	2300.0	130.0	19.4	1.2	66.4
Zircon_30	213.4	146.8	0.69	0.1030	0.0130	0.0375	0.0044	0.0025	0.0002	0.0014	0.0001	0.06	16.1	1.0	37.3	4.3	1710.0	160.0	16.1	1.0	56.7
Zircon_31	160.2	94.5	0.59	0.1560	0.0230	0.0615	0.0080	0.0030	0.0002	0.0022	0.0002	0.04	19.3	1.4	60.4	7.7	2410.0	160.0	19.3	1.4	68.0
Zircon_32	275	310	1.13	0.1950	0.0220	0.0694	0.0073	0.0025	0.0001	0.0015	0.0001	0.26	16.0	0.9	68.0	7.0	2750.0	130.0	16.0	0.9	76.5
Zircon_33	280.8	234.2	0.83	0.1500	0.0130	0.0599	0.0051	0.0030	0.0001	0.0016	0.0001	0.18	19.1	0.8	58.9	4.8	2290.0	130.0	19.1	0.8	67.5
Zircon_34	233.8	151.3	0.65	0.1060	0.0150	0.0400	0.0054	0.0028	0.0001	0.0012	0.0001	-0.03	17.9	0.9	39.7	5.3	1640.0	190.0	17.9	0.9	54.9
Zircon_35	223	274	1.23	0.1190	0.0180	0.0441	0.0056	0.0026	0.0002	0.0012	0.0001	-0.49	16.7	1.1	43.7	5.4	1910.0	120.0	16.7	1.1	61.9
BJS-10. ANDESITA																					
Zircon_36	125.2	107.4	0.86	0.1390	0.0200	0.0572	0.0071	0.0026	0.0002	0.0016	0.0002	-0.05	16.5	1.2	56.3	6.8	2220.0	140.0	16.5	1.2	70.7
Zircon_37	86.49	52.57	0.61	0.2380	0.0470	0.1070	0.0160	0.0029	0.0002	0.0033	0.0004	-0.21	18.3	1.5	102.0	15.0	3320.0	190.0	18.3	1.5	82.1
Zircon_38	89.5	47	0.53	0.1970	0.0230	0.0990	0.0120	0.0037	0.0002	0.0041	0.0005	0.27	23.7	1.5	95.0	11.0	2840.0	140.0	23.7	1.5	75.1
Zircon_39	35.79	20.21	0.56	0.2550	0.0650	0.1370	0.0260	0.0041	0.0006	0.0051	0.0008	-0.25	26.1	3.7	129.0	23.0	3350.0	200.0	26.1	3.7	79.8
Zircon_40	308	338	1.10	0.0990	0.0130	0.0350	0.0045	0.0024	0.0001	0.0012	0.0001	0.01	15.6	0.8	34.9	4.4	1640.0	160.0	15.6	0.8	55.4
Zircon_41	84.4	57.3	0.68	0.2140	0.0310	0.1130	0.0120	0.0037	0.0004	0.0031	0.0003	0.20	23.5	2.4	108.0	11.0	2950.0	150.0	23.5	2.4	78.2
Zircon_42	86.2	46.23	0.54	0.1490	0.0360	0.0760	0.0170	0.0035	0.0002	0.0031	0.0005	-0.08	22.4	1.6	74.0	15.0	2500.0	250.0	22.4	1.6	69.7
Zircon_43	78	54.6	0.70	0.1990	0.0290	0.1020	0.0160	0.0038	0.0003	0.0034	0.0004	0.35	24.1	2.0	98.0	14.0	2850.0	150.0	24.1	2.0	75.4
Zircon_44	83.3	53.7	0.64	0.2340	0.0340	0.1230	0.0160	0.0041	0.0003	0.0037	0.0005	0.00	26.3	1.7	117.0	14.0	2980.0	130.0	26.3	1.7	77.5
Zircon_45	75.4	64	0.85	0.2160	0.0400	0.1020	0.0150	0.0038	0.0004	0.0028	0.0004	0.09	24.2	2.6	98.0	14.0	2870.0	180.0	24.2	2.6	75.3
Zircon_46	51.3	43	0.84	0.1840	0.0290	0.0990	0.0150	0.0041	0.0003	0.0033	0.0004	0.22	26.1	2.2	94.0	14.0	2760.0	140.0	26.1	2.2	72.2
Zircon_47	133.5	78.6	0.59	0.1330	0.0230	0.0538	0.0086	0.0031	0.0003	0.0021	0.0004	0.21	19.6	1.6	53.0	8.3	2240.0	170.0	19.6	1.6	63.0
Zircon_48	133	120	0.90	0.1380	0.0150	0.0582	0.0061	0.0028	0.0002	0.0017	0.0002	0.14	17.9	1.0	58.1	5.7	2378.0	93.0	17.9	1.0	69.1
Zircon_49	70.3	51.6	0.73	0.2090	0.0380	0.1160	0.0220	0.0041	0.0004	0.0031	0.0005	0.31	26.3	2.3	110.0	20.0	2900.0	190.0	26.3	2.3	76.1
Zircon_50	114.6	77.6	0.68	0.1610	0.0290	0.0641	0.0096	0.0029	0.0003	0.0021	0.0003	-0.15	18.4	1.6	67.0	10.0	2490.0	160.0	18.4	1.6	72.5
Zircon_51	86.7	57	0.66	0.2480	0.0340	0.1250	0.0150	0.0039	0.0003	0.0045	0.0004	0.11	25.2	2.2	121.0	14.0	3190.0	130.0	25.2	2.2	79.2
Zircon_52	190.1	190.8	1.00	0.1830	0.0260	0.0703	0.0083	0.0027	0.0002	0.0020	0.0002	-0.03	17.6	1.4	68.9	7.9	2730.0	140.0	17.6	1.4	74.5
Zircon_53	107	76.7	0.72	0.1280	0.0310	0.0500	0.0120	0.0033	0.0002	0.0018	0.0003	0.06	21.2	1.5	49.0	11.0	1970.0	320.0	21.2	1.5	56.7

ANEXO 1 A. ANÁLISIS DE CRISTALES DE CIRCÓN CON EL MÉTODO U-PB

Zircon_54	73.7	66.1	0.90	0.2150	0.0310	0.1020	0.0140	0.0036	0.0003	0.0031	0.0003	0.19	22.9	1.9	98.0	13.0	2980.0	130.0	22.9	1.9	76.6
Zircon_55	69.7	38.27	0.55	0.1930	0.0330	0.0900	0.0120	0.0036	0.0003	0.0030	0.0004	0.08	23.1	1.9	89.0	12.0	2800.0	150.0	23.1	1.9	74.0
Zircon_56	136.7	70.79	0.52	0.1280	0.0160	0.0608	0.0074	0.0034	0.0002	0.0027	0.0004	0.23	21.5	1.4	59.7	7.0	2170.0	130.0	21.5	1.4	64.0
Zircon_57	106.2	76.2	0.72	0.1690	0.0300	0.0770	0.0120	0.0035	0.0004	0.0027	0.0003	- 0.03	22.6	2.3	77.0	11.0	2610.0	170.0	22.6	2.3	70.6
Zircon_58	102.8	81.2	0.79	0.1710	0.0270	0.0700	0.0100	0.0030	0.0002	0.0021	0.0002	0.03	19.2	1.5	68.5	9.7	2640.0	180.0	19.2	1.5	72.0
Zircon_59	151.1	138.7	0.92	0.1640	0.0270	0.0612	0.0095	0.0025	0.0002	0.0015	0.0001	0.18	16.1	1.3	60.0	9.1	2520.0	120.0	16.1	1.3	73.2
Zircon_60	88.1	60.5	0.69	0.2260	0.0320	0.1440	0.0180	0.0046	0.0004	0.0044	0.0004	0.15	29.4	2.2	136.0	16.0	3130.0	140.0	29.4	2.2	78.4
Zircon_61	72.3	52.22	0.72	0.2120	0.0370	0.1100	0.0150	0.0038	0.0004	0.0035	0.0005	0.15	24.6	2.2	105.0	14.0	2960.0	190.0	24.6	2.2	76.6
Zircon_62	124.3	112.8	0.91	0.2140	0.0310	0.1160	0.0170	0.0038	0.0003	0.0029	0.0004	0.27	24.5	1.6	110.0	15.0	3030.0	200.0	24.5	1.6	77.7
Zircon_63	106	65.2	0.62	0.1660	0.0260	0.0740	0.0100	0.0035	0.0003	0.0028	0.0004	0.26	22.3	2.1	72.0	9.7	2500.0	150.0	22.3	2.1	69.0

ANEXO 1B. IMÁGENES DE CATODOLUMISCENCIA

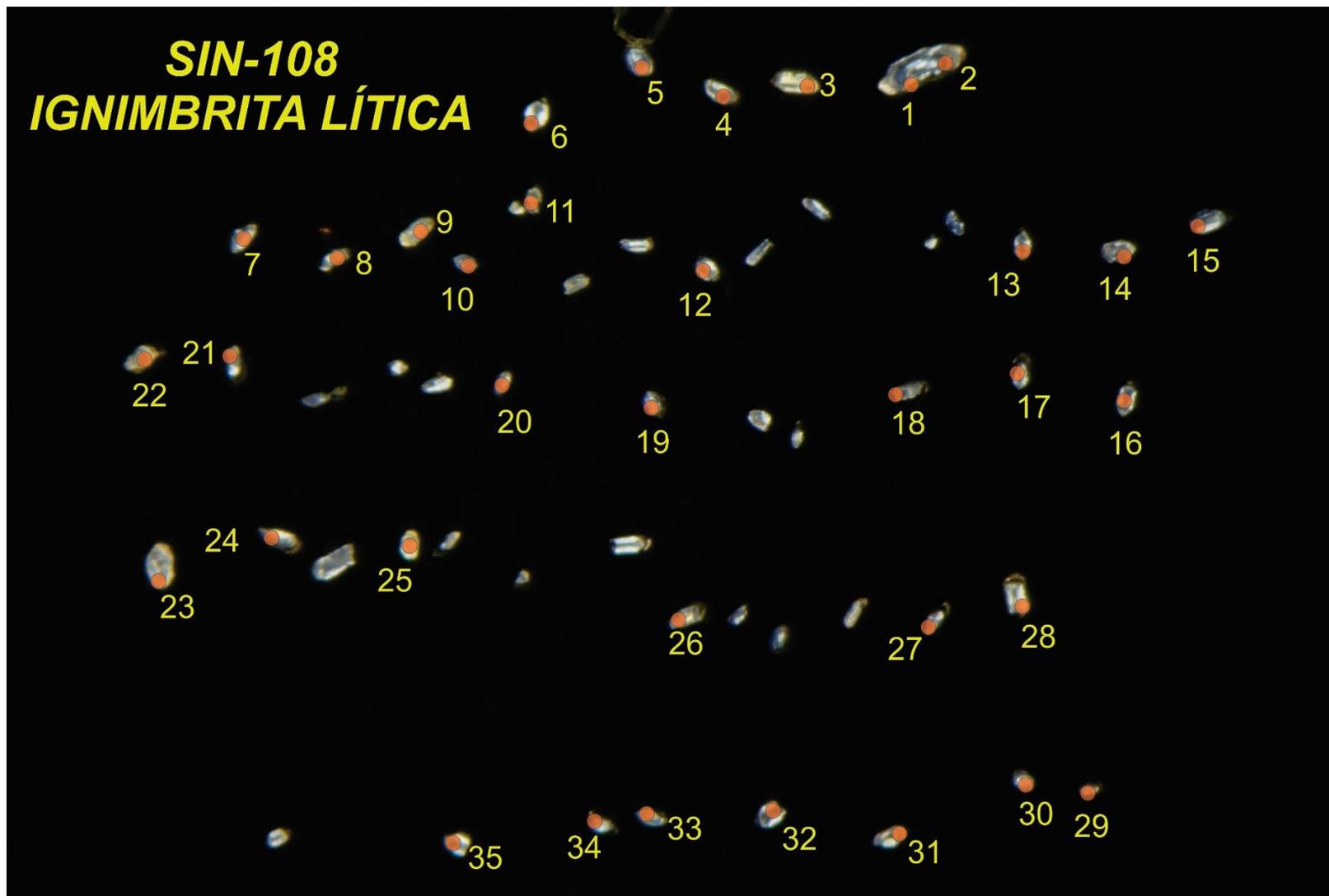


Figura A. Imagen de catodoluminiscencia de la ignimbrita lítica SIN-108 colectada en las coordenadas -106.831273°, 24.242558°. Los números en amarillo representan la secuencia de los disparos en los cristales de circón seleccionados, mientras que los círculos anaranjados el sitio de disparo en cada cristal de circón seleccionado.

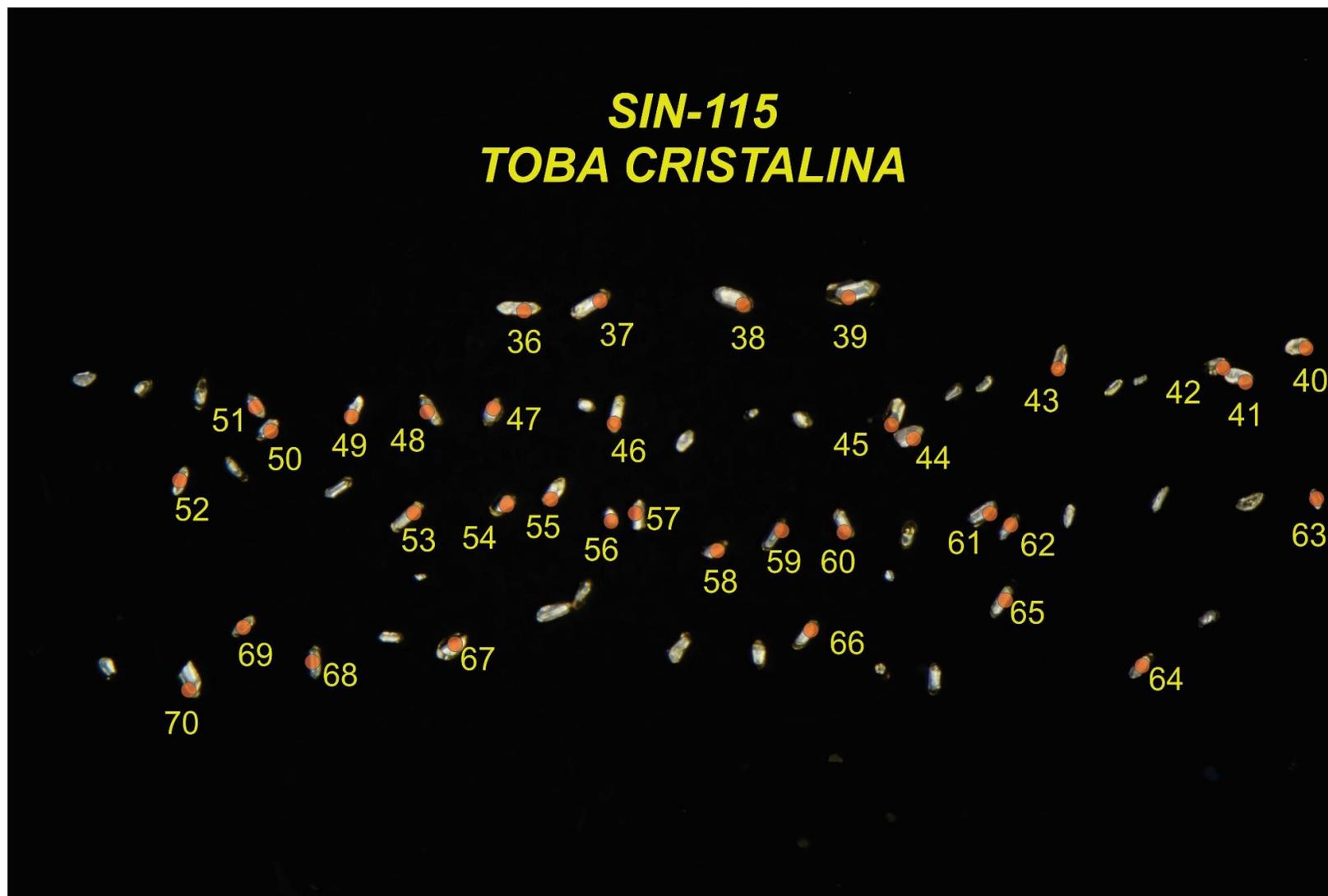


Figura B. Imagen de catodoluminiscencia de la toba cristalina SIN-115 colectada en las coordenadas -106.997198° , 24.193768° . Los números en amarillo representan la secuencia de disparo, los círculos anaranjados el sitio de disparo para cada cristal de circón seleccionado.

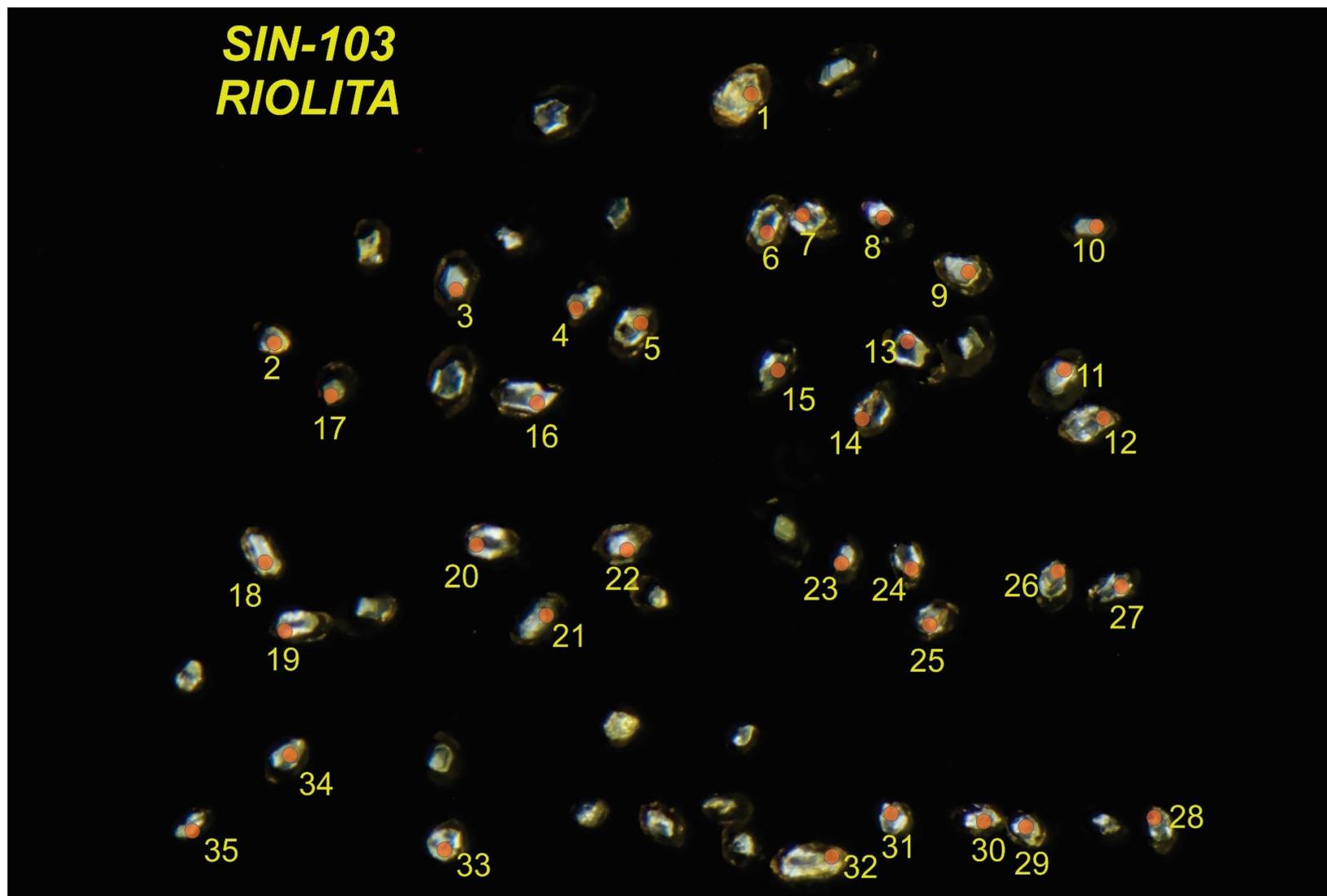


Figura C. Imagen de catodoluminiscencia de la riolita SIN-103 colectada en las coordenadas -106.858268° , 24.200388° . Los numero en amarillo representan el número de circón de acuerdo con la secuencia de disparo. Los círculos anaranjados son los puntos de disparo para cada cristal de circón seleccionado.

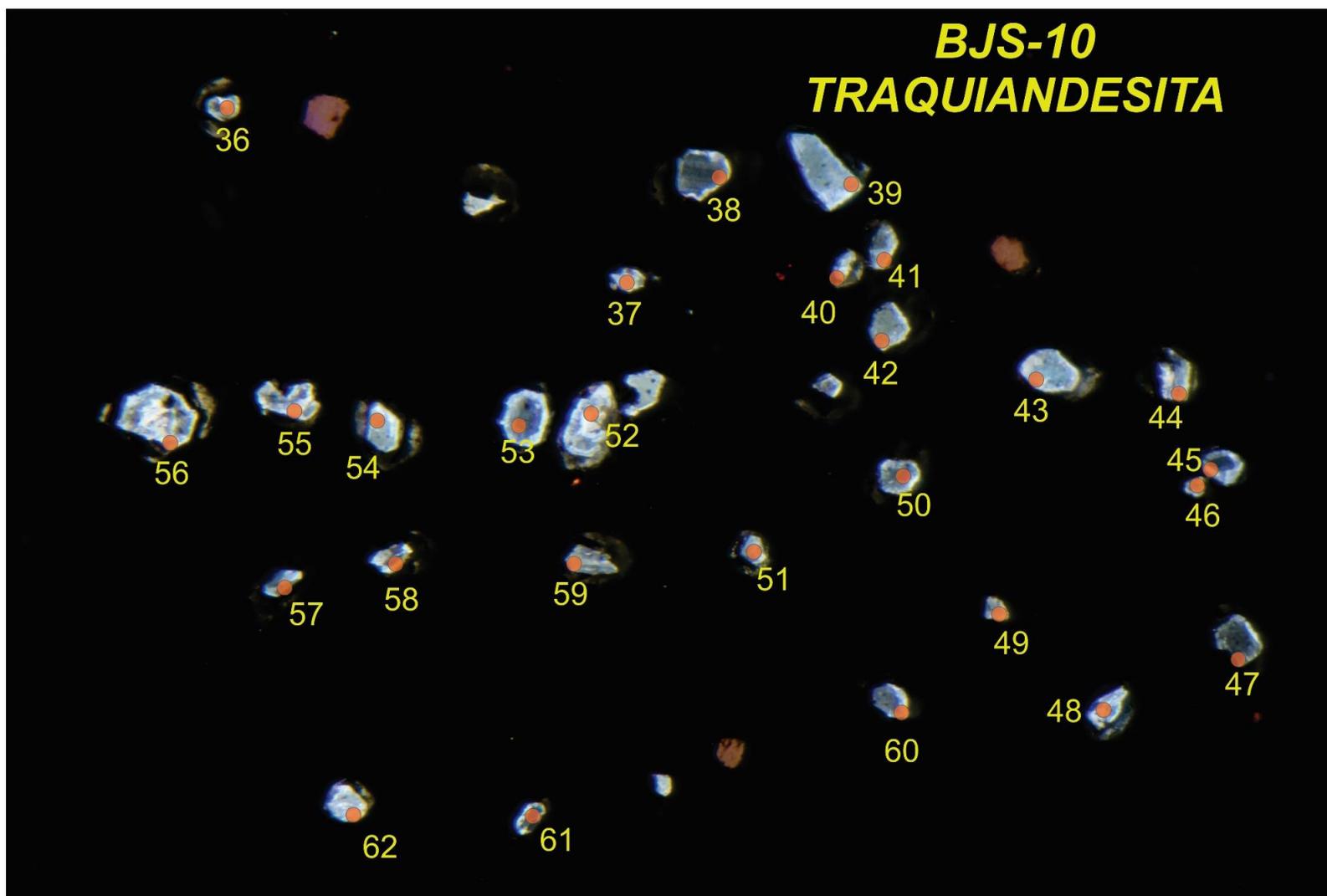


Figura 1D. Imagen de catodoluminiscencia de la traquiandesita BJS-10 colectada en las coordenadas -111.167150° , 25.566833° . Los números en amarillo representan la secuencia de disparo y los círculos anaranjados el sitio de disparo de cada cristal de circón seleccionado.

ANEXO 2. ANÁLISIS DE ELEMENTRO MAYORES Y TRAZA

Muestra	BJS-10	BJS-16	BJS-18	BJS-19	BJS-24	BJS-30	SIN-103
Lon. W (°)	111.1671	111.4827	111.3778	111.6720	112.1478	111.4183	106.8582
Lat. N (°)	25.5668	25.9723	26.0907	26.3996	26.7460	26.0020	24.2003
Clasificación	Latita	Andesita	Andesita	Riolita	Benmoreita	Andesita	Riolita
SiO ₂	61.07	61.153	59.717	70.543	56.542	60.037	72.047
TiO ₂	0.742	0.486	0.642	0.223	0.815	0.546	0.349
Al ₂ O ₃	16.513	17.847	17.45	15.31	17.117	17.81	13.911
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	5.665	4.272	4.923	1.728	6.389	5.454	2.23
MnO	0.094	0.151	0.142	0.151	0.07	0.147	0.041
MgO	2.38	1.254	2.451	0.619	4.113	1.865	0.532
CaO	4.954	5.521	5.344	1.989	6.848	5.652	0.887
Na ₂ O	4.145	5.421	4.479	4.565	4.338	4.728	3.856
K ₂ O	3.007	1.257	1.746	2.542	1.686	1.415	4.253
P ₂ O ₅	0.2	0.187	0.147	0.12	0.242	0.235	0.094
LOI	1.08	2.1	2.62	1.96	1.49	1.76	1.45
Suma	99.85	99.649	99.661	99.75	99.65	99.649	99.65
Mg#	45.42	36.76	49.65	41.50	56.04	40.38	32.09
	Alto Mg#	Bajo Mg#	Alto Mg#	Alto Mg#	Alto Mg#	Bajo Mg#	Alto Mg#
Li	20.26	14.50	32.98	24.89	13.51	13.21	14.25
Be	1.78	1.52	1.16	1.76	1.33	1.33	1.85
Sc	13.19	4.24	11.81	1.12	15.20	6.55	3.30
V	113.83	59.81	85.45	6.59	148.40	74.67	28.52
Cr	13.89	2.13	14.05	2.08	150.72	2.60	3.47
Co	13.12	6.04	12.39	0.92	20.21	8.50	2.95
Ni	10.86	1.88	14.08	0.56	61.21	1.79	1.66
Cu	75.62	14.91	62.96	0.78	46.21	12.59	8.06
Zn	60.26	72.41	55.63	57.98	69.21	71.33	36.76
Ga	19.52	21.52	20.08	16.92	20.54	20.25	13.65
Rb	81.86	16.90	28.00	49.99	23.25	22.02	120.54
Sr	462.97	660.14	747.40	341.25	893.73	704.30	191.88
Y	22.36	16.79	10.30	10.86	13.05	15.06	11.76
Zr	184.95	18.78	74.33	57.62	109.10	113.71	66.61
Nb	13.55	9.61	3.98	10.70	4.86	8.05	15.58
Mo	2.28	0.28	0.59	0.76	0.91	0.45	0.89
Sn	1.20	0.66	0.49	0.75	0.82	0.61	0.88
Sb	0.58	0.19	0.42	0.33	0.25	0.19	0.70
Cs	2.06	0.58	1.03	1.38	0.43	0.36	2.52
Ba	918.99	794.79	968.97	1401.21	702.15	872.53	1200.93
La	27.45	20.19	11.02	26.26	16.03	19.41	29.40
Ce	54.50	41.39	21.55	49.09	33.42	37.90	46.93
Pr	6.74	5.26	2.65	5.85	4.37	4.65	5.37
Nd	25.31	20.35	11.03	20.57	17.95	17.95	17.65
Sm	5.04	3.87	2.42	3.41	3.67	3.48	2.94
Eu	1.16	1.23	0.89	0.97	1.12	1.15	0.78
Tb	0.67	0.49	0.33	0.35	0.44	0.45	0.36

ANEXO 2. ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA

Gd	4.44	3.35	2.28	2.58	3.12	3.08	2.47
Dy	3.90	2.84	1.87	1.78	2.39	2.56	1.94
Ho	0.78	0.57	0.37	0.34	0.47	0.52	0.39
Er	2.18	1.60	0.97	0.93	1.24	1.46	1.07
Yb	2.13	1.61	0.92	0.93	1.15	1.52	0.97
Lu	0.32	0.24	0.14	0.15	0.17	0.24	0.16
Hf	4.75	0.54	1.95	1.62	2.71	2.77	2.10
Ta	0.90	0.51	0.28	0.70	0.30	0.50	1.39
W	0.80	0.09	0.34	0.36	0.21	0.26	0.51
Tl	0.19	0.02	0.06	0.26	0.10	0.11	0.67
Pb	10.48	5.98	7.31	12.84	8.43	5.86	14.62
Th	8.34	0.81	1.55	3.26	2.88	1.28	9.68
U	2.88	0.31	1.44	0.69	0.97	0.55	3.36

ANEXO 2. ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA

Muestra	SIN-104	SIN-106	SIN-110	SIN-113	SIN-118	SIN-120
Lon. W (°)	106.8495	106.7008	107.0178	106.9805	107.0099	106.9938
Lat. N (°)	24.1969	24.1206	24.2544	24.2803	24.188	24.3619
Clasificación	Latita	Andesita	Traquita	Riolita	Riolita	Traquita
Elementos mayores (wt%)						
SiO ₂	60.517	56.856	68.214	72.432	72.016	64.46
TiO ₂	0.898	0.925	0.642	0.314	0.176	0.843
Al ₂ O ₃	16.83	17.47	14.723	13.682	12.744	16.341
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	5.555	7.054	3.61	2.21	1.031	4.054
MnO	0.088	0.096	0.119	0.069	0.059	0.106
MgO	2.244	3.045	0.466	0.149	0.264	0.561
CaO	3.611	6.478	0.895	0.368	1.039	1.727
Na ₂ O	4.012	4.035	5.616	4.359	3.411	6.842
K ₂ O	3.333	2.117	4.709	5.57	4.44	3.472
P ₂ O ₅	0.318	0.34	0.107	0.036	0.03	0.214
LOI	2.34	1.26	0.55	0.46	4.65	1.03
Suma	99.746	99.676	99.651	99.649	99.86	99.65
Mg#	44.44	46.09	20.36	11.78	21.51	21.51
	Alto Mg#	Alto Mg#	Bajo Mg#	Bajo Mg#	Alto Mg#	Bajo Mg#
Elementos traza (ppm)						
Li	47.52	12.03	36.93	20.07	6.92	25.07
Be	1.73	1.63	4.91	4.98	2.43	4.07
Sc	9.97	15.76	9.13	4.68	1.09	8.76
V	109.31	144.20	10.12	18.86	5.93	24.97
Cr	2.50	40.74	2.00	1.66	3.20	2.10
Co	11.87	15.96	1.52	0.76	0.78	1.29
Ni	6.75	26.62	1.22	0.01	1.08	0.33
Cu	31.14	49.61	3.97	1.06	0.74	3.66
Zn	65.32	76.34	83.35	63.73	26.10	91.40
Ga	18.80	20.18	24.09	21.09	14.07	23.10
Rb	81.09	39.44	94.11	140.28	133.29	54.65
Sr	622.50	818.58	75.53	42.13	167.17	243.52
Y	18.07	17.24	63.16	51.47	12.14	47.94
Zr	214.15	179.98	701.04	473.08	107.71	430.94
Nb	15.96	11.26	37.58	42.07	16.26	25.36
Mo	0.89	1.24	1.84	1.07	2.75	2.97
Sn	1.08	1.03	4.36	4.68	0.94	2.82
Sb	1.82	0.24	0.45	0.99	0.37	0.55
Cs	1.33	1.57	2.09	2.26	11.96	3.05
Ba	1112.47	1079.52	1106.40	202.71	1039.85	1423.01
La	30.39	27.94	54.71	53.07	27.08	38.59
Ce	57.09	53.58	110.06	108.44	45.55	79.02
Pr	6.69	6.76	13.78	13.00	4.80	10.98
Nd	24.57	25.86	51.53	46.03	15.40	42.59
Sm	4.66	5.00	10.82	9.21	2.59	9.09
Eu	1.29	1.44	1.95	0.67	0.58	2.37
Tb	0.58	0.59	1.65	1.37	0.33	1.35
Gd	4.06	4.26	10.03	8.12	2.16	8.47

ANEXO 2. ANÁLISIS DE ELEMENTOS MAYORES Y TRAZA

Dy	3.24	3.23	10.40	8.48	1.85	8.25
Ho	0.63	0.62	2.14	1.74	0.38	1.66
Er	1.69	1.67	6.29	5.23	1.09	4.74
Yb	1.61	1.51	6.50	5.62	1.25	4.74
Lu	0.24	0.22	0.98	0.84	0.20	0.70
Hf	4.73	4.03	15.03	11.69	3.10	9.16
Ta	1.08	0.66	2.24	2.68	1.68	1.49
W	0.62	0.34	0.58	0.68	0.68	1.74
Tl	0.50	0.15	0.24	0.57	0.70	0.18
Pb	11.64	11.65	19.36	20.68	15.97	11.97
Th	4.38	2.95	8.30	11.52	9.20	4.87
U	1.47	1.00	2.85	4.06	3.79	1.67

ANEXO 3. NORMA CIPW

Muestra	Qz	C	Or	Ab	An	Ne	Di	Hy	Ol	Mg	Im	Ap
BJS-10	12.05	-	18.02	35.62	17.88	-	4.66	6.54	-	3.33	1.42	0.46
BJS-16	12.11	-	7.64	47.15	21.23	-	4.65	3.30	-	2.55	0.95	0.45
BJS-18	11.98	-	10.67	39.19	23.11	-	2.68	8.19	-	2.58	1.26	0.35
BJS-19	29.81	1.76	15.38	39.54	9.3	-	-	2.22	-	1.28	0.43	0.28
BJS-24	5.31	-	10.19	37.55	22.77	-	8.33	10.37	-	3.32	1.58	0.57
BJS-30	12.25	-	8.57	41.02	23.78	-	2.79	7.14	-	2.84	1.06	0.56
SIN-103	31.32	1.61	25.62	33.26	3.86	-	-	1.78	-	1.65	0.68	0.22
SIN-104	13.56	0.84	20.29	34.97	16.31	-	-	8.18	-	3.32	1.76	0.76
SIN-106	7.90	-	12.77	34.84	23.78	-	5.44	8.50	-	4.17	1.79	0.80
SIN-110	15.67	-	28.13	48.04	1.07	-	2.21	0.76	-	2.65	1.23	0.25
SIN-113	24.90	-	33.22	37.23	1.33	-	0.23	0.79	-	1.62	0.60	0.08
SIN-118	34.19	0.54	27.57	30.33	5.21	-	-	0.95	-	0.79	0.35	0.07
SIN-120	8.12	-	20.85	58.83	3.68	-	2.89	0.52	-	2.99	1.63	0.50

Nomenclatura: Qz= cuarzo, C= conrindón, Or= ortoclasa, Ab= albita, An= anortita, Ne= nefelina, Di= diópsido, Hy= hiperstena, Ol= olivino, Mg= magnetita, Im=ilmenita y Ap= apatito.