



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

“Magmatismo del sector oriental del Complejo Plutónico de La Paz, Baja California Sur, México: Perspectiva a partir de datos petrológicos, geoquímicos, isotópicos y geocronológicos”

T E S I S

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

Presenta:

Luis Fernando Díaz López

Director de Tesis:

Dr. Peter Schaaf (Instituto de Geofísica, UNAM)

Miembros del Comité Tutor:

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

Dr. Luigi Solari
(Centro de Geociencias, UNAM)

Dr. Luis Delgado Argote
(Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada)

Dr. J. Antonio Pérez Venzor
(Universidad Autónoma de Baja California Sur)

Ciudad Universitaria, Cd. Mx., Agosto, 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Índice de contenido

Resumen	5
Abstract	7
1. Introducción	9
1.1 Contexto geológico de la península de Baja California.....	9
1.1.1 Correlación con las provincias continentales del occidente de México	13
1.2 Localización del área de estudio	15
1.3 Trabajos previos	16
1.4 Problemática e hipótesis de trabajo.....	19
1.5 Justificación	20
1.6 Objetivos	20
1.7 Metodología.....	21
Geoquímica.....	21
Química Mineral.....	22
Termobarometría.....	22
Geoquímica Isotópica.....	23
Geocronología	23
2. Geología del Complejo Plutónico de La Paz	25
2.1 Complejos Metamórficos	25
2.1.1 Complejo Metamórfico de Todos Santos (CMTS).....	27
2.1.2 Complejo Metamórfico Sierra La Gata (CMSLG).....	28
2.1.3 Complejo Metamórfico del Borde Oriental (CMBO)	28
2.2 Rocas plutónicas del Complejo Plutónico de La Paz (CPLP).....	29
2.2.1 Ensamble Plutónico Pretectónico	29
2.2.2 Ensamble Plutónico Sintectónico a postectónico.....	30
2.3 Sistemas de diques.....	31
2.4 Rocas Volcánicas	32
2.5 Rocas Sedimentarias	33
3. Geología del Bloque La Trinidad	34
3.1 Ensamble Plutónico La Trinidad.....	36
3.1.1 Plutón San José del Cabo	36

3.1.2 Plutón La Trinidad	37
3.1.3 Sienogranito Los Frailes	39
3.1.4 Sienogranito Cabo Pulmo.....	40
3.1.5 Granito <i>sensu stricto</i>	41
2.1.6 Granodiorita Boca del Salado.....	41
3.1.7 Granodiorita La Laguna	43
3.1.8 Granodiorita porfídica.....	43
3.1.9 Diques y cuerpos porfídicos dacíticos	43
3.2 Unidad Volcánica Cabo Pulmo.....	45
3.2.1 Región de Cabo Pulmo.....	45
3.2.2 Región de Los Tesos	47
4. Estudio Petrográfico.....	48
4.1 Ensamble plutónico La Trinidad	48
4.1.1 Plutón San José del Cabo (FDL17-23).....	48
4.1.2 Plutón La Trinidad (FDL17-12, FDL17-13A, FDL17-14A).....	50
4.1.3 Sienogranito Los Frailes (FDL17-15) y sienogranito Cabo Pulmo (FDL17-26)	51
4.1.4 Monzogranito FDL17-05	52
4.1.5 Granodiorita Boca del Salado (FDL17-19)	53
4.1.6 Granodiorita La Laguna (FDL17-24).....	54
4.1.7 Granodiorita porfídica FDL17-7A.....	55
4.2 Diques porfídicos dacíticos (FDL17-7B, FDL17-11A y FDL17-17A)	56
4.3 Unidad volcánica Cabo Pulmo	57
4.3.1 Flujo dacítico FDL17-29	57
4.3.2 Flujos riolíticos (FDL17-27A, FDL17-30, FDL17-32A).....	58
4.3.3 Ignimbrita riolítica FDL17-28B	59
4.3.3 Riolita Los Tesos (FDL17-34)	60
5. Geoquímica e Isotopía de Sr-Nd	61
5.1 Elementos mayores	61
5.2 Elementos Traza y Tierras Raras (REE)	67
5.3 Isotopía de Rb-Sr y Sm-Nd	72
5.3.1 Modelado de mezcla isotópica.....	74
5.3.2 Isócrona Rb-Sr de biotita-Roca Total	76

6. Química mineral y Termobarometría	77
6.1 Química Mineral.....	77
6.1.1 Anfíbol.....	77
6.1.2 Plagioclasa.....	78
6.2 Termobarometría Convencional en los granitoides del BLT.....	80
7. Geocronología	85
7.1 Edad de las rocas del Bloque La Trinidad.....	86
7.2 Ortogneis Boca de la Sierra y granito Espíritu Santo	95
8. Discusión	97
8.1 Geología del Bloque La Trinidad.....	97
8.2 Unidad volcánica Cabo Pulmo: ¿Rocas volcánicas miocénicas o cretácicas?.....	98
8.3 Petrogénesis del Ensamble Plutónico La Trinidad.....	102
8.3.1 Rasgos mineralógicos y petrográficos	102
8.3.2 Rasgos geoquímicos	104
8.3.3 Condiciones P-T de emplazamiento/cristalización	105
8.3.4 Características de la fuente magmática y posibles mecanismos involucrados en la génesis del magmatismo del BLT.....	106
8.3.5 Edades de emplazamiento en el Bloque La Trinidad	110
8.4 Contexto regional del Bloque La Trinidad.....	113
8.5 Evolución geológica del Complejo Plutónico de La Paz	115
Conclusiones	117
Referencias	119
Anexos	129

Resumen

El Complejo Plutónico de La Paz (CPLP) constituye el extremo sur de la península de Baja California. Su geología es diversa y compleja, abarcando rocas gabroicas a graníticas emplazadas en rocas metamórficas orto y para derivadas del basamento, cubiertas parcialmente por depósitos volcánicos y sedimentarios del Mioceno tardío. Las rocas graníticas forman el tipo de roca más abundante y destacan como los principales altos topográficos que se distribuyen en regiones identificadas como: Sierra El Novillo al NW, Sierra Las Cruces al norte, Sistema Montañoso Central y Sierra La Trinidad al oriente; siendo esta última la región menos estudiada del CPLP.

La parte oriental del CPLP, también nombrada Bloque La Trinidad (BLT) está dominada por el Ensamble Plutónico La Trinidad que cubre un área aproximada de ~500 km². Está constituido por varios cuerpos granodioríticos, graníticos e hipabisales de dimensiones variables, afectados parcialmente por un régimen estructural extensional asociado a la apertura del Golfo de California. Este cuerpo batolítico podría representar los fundidos y residuos cristalinos fósiles de un reservorio magmático en la corteza superior, activo en el Cretácico Tardío.

La región noreste del BLT (Los Tesos y Cabo Pulmo) está compuesta por una secuencia volcánica silíceas denominada aquí "Unidad Volcánica Cabo Pulmo", conformada por ignimbritas, tobas y derrames lávicos dacíticos a riolíticos, cuyo origen puede asociarse un evento eruptivo altamente explosivo, provocado por la extracción de fundido silíceo contenido en un reservorio magmático somero (Ensamble Plutónico La Trinidad).

La geoquímica de las rocas graníticas y volcánicas revela que los magmas parentales corresponden a magmas magnésicos de tipo calci-alcalinos ricos en K, que van de metaluminosos a ligeramente peraluminosos, asociados a un ambiente tectónico de arco volcánico. Las bajas relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ (~0.70469 a 0.70542), valores de ϵNd_i de +1 a -1.5 y edades modelo de Nd (TDM=643 a 1043 Ma), permiten caracterizar a los intrusivos como parcialmente primitivos, derivados probablemente por fusión parcial de una fuente con componente mantélico en la zona de MASH o una zona caliente de la corteza inferior-media, donde pudieron experimentar proceso de mezcla, diferenciación y asimilación in situ, que produjeron las variaciones geoquímicas e isotópicas primarias observadas en las muestras.

Nuevos datos de P-T obtenidos mediante geotermometría de Ti en zircón, Zr-Hf en zircón y geobarometría de Al en hornblenda, indica que los magmas se emplazaron en la corteza superior a profundidades de ~7-11 km ($3.1-3.5 \pm 0.5$ kbar) y temperatura entre ~680-740°C, donde formaron un reservorio magmático somero. Diferentes evidencias petrográficas, geoquímicas y de campo sugieren que el reservorio magmático pudo experimentar convección interna, cristalización fraccionada e inyecciones de magma máfico que se mezclaron parcialmente con el magma interno.

La geocronología U-Pb en zircones confirma una edad de emplazamiento de ~74 Ma para un sistema de diques porfídicos, ~78-80 Ma para los granitos y ~82 Ma para las granodioritas, lo que indica que el ensamble plutónico fue construido por varios pulsos magmáticos individuales en escala de millones de años. Por otro lado, la edad U-Pb de ~80 Ma obtenida en la riolita Los Tesos indica que parte (o todas) de las rocas volcánicas conforman la contraparte extrusiva del complejo plutónico y descarta su correlación con las secuencias miocénicas del grupo Comondú expuestas en la región de La Paz o con el miembro superior de la Sierra Madre Occidental. Un extenso periodo magmático en el Jurásico tardío es evidenciado por el espectro de edades U-Pb en zircón (146-169 Ma) obtenidas en un ortogneis de la parte central del CPLP y una edad de ~164 Ma obtenida en un granito-S de la isla Espíritu Santo.

Los resultados geoquímicos, isotópicos y geocronológicos indican una evolución geológica común entre el BLT y la región central-occidental del CPLP, con una disposición del magmatismo de arco muy similar a la observada en la parte sur del Cinturón Batolítico Peninsular en Baja California. Además, los resultados obtenidos representan evidencia a favor de la correlación petrogenética regional entre el CPLP y el Batolito de Puerto Vallarta en Jalisco.

La integración de los resultados sugiere que la evolución geológica-tectónica del CPLP está asociada a un orógeno de arco continental derivado de la subducción de la placa oceánica Farallón por debajo de la placa de Norteamérica desde el Triásico hasta el Cretácico tardío. En este escenario tectónico, las rocas del BLT representan un magmatismo silícico voluminoso sin a post tectónico, desarrollado durante el Cretácico Tardío (~74-82 Ma).

Abstract

The La Paz Plutonic Complex (LPPC) is located at the southern tip of the Baja California peninsula. Its wide and complex geology includes gabbroic to granitic rocks emplaced into basement related ortho and para metamorphic rocks which are partly covered by Late Miocene felsic volcanic and sedimentary deposits. The granitic rocks are the dominating lithology and form the highest topographic reliefs that are distributed in regions identified as: Sierra El Novillo to the NW, Sierra Las Cruces to the north, Sistema Montañoso Central and the Sierra La Trinidad to the east, which represent the less studied region in the LPPC.

The eastern part of LPPC, also named La Trinidad Block (LTB) is dominated by the “Ensamble Plutónico La Trinidad”, covering an area of at least ~ 500 km². The plutonic assemblage is conformed by several granodioritic, granitic and hypabyssal bodies of variable dimensions, partially affected by an extensional regime related to the opening of the Gulf of California. This batholithic body could represent the frozen melts and cumulate crystal residues (crystal mush) of a magmatic reservoir in the upper crust, active during the Late Cretaceous.

The northeastern part of LTB (Los Tesos and Cabo Pulmo) is composed by a silicic volcanic sequence named here “Cabo Pulmo Volcanic Unit”, conformed by rhyolitic ignimbrites, welded tuffs and rhyolitic to dacitic lavas, originated by highly explosive eruptive events due to the extraction of silicic melts from a shallow magmatic reservoir (Ensamble Plutónico La Trinidad).

The geochemistry of granitic and volcanic rocks reveals that the parental magmas were magnesian, high-K calc alkaline magmas with peraluminous to metaluminous signatures, related to a volcanic arc tectonic setting. The low initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (~ 0.70469 a 0.70542), ϵ_{Nd} values of +1 to -1.5 and Nd model ages (TDM=643-1043 Ma) characterize the intrusives as partially primitive, derived by partial fusion of a mantle component source inside a MASH or deep hot zone in the lower-middle crust, where in situ fractionation, mixing and assimilation processes led to the diversity of isotopic and geochemistry signatures observed in the rock samples.

New P-T data obtained by Ti in Zircon, Zr-Hf zircon geothermometry and Al in hornblende geobarometry indicates that magmas were emplaced at depths of ~ 7 -11 km (3.1 - 3.5 ± 0.5 kbar) and temperatures of ~ 680 - 740°C in the upper crust, with sufficient magma flux to create a shallow magmatic reservoir. Process like internal convection, fractional crystallization and

magma recharges by mingling of mafic intrusion with the reservoir is suggested by petrographic, geochemical and field evidence.

U-Pb zircon geochronology confirms a ~74 Ma emplacement age for a subvolcanic dike system, ~78-80 Ma and ~82 Ma for the granite and granodiorite emplacement, respectively, showing that the plutonic assemblage was built by amalgamation from several individual intrusions over a few million years. On the other hand, an 80 Ma U-Pb age obtained from Los Tesos rhyolite gives strong evidence that part (or all) of the volcanic unit conforms the extrusive counterpart of the plutonic complex, rejecting its relationship with the Miocene Comondú group exposed in La Paz or with the upper member of the Sierra Madre Occidental. A Late Jurassic long live magmatic episode is evidenced by a relative wide spectrum of U-Pb zircon ages (146-169 Ma) obtained from an orthogneiss sample from central LPPC and a ~164 Ma crystallization age from an S-type granite from the Espíritu Santo island.

The geochemical, isotopic and geochronological data strongly suggest a common geologic evolution between LTB and central-western LPPC, with a magmatic distribution similar to that observed in the southern Peninsular Ranges Batholith in Baja California. Also, the data presented here are in agreement with a regional petrogenetic correlation between LPPC and the Puerto Vallarta Batholith (PVB) in Jalisco.

The integrated results suggest that the geologic and tectonic evolution of LPPC is related to a Triassic-Late Cretaceous continental arc orogen derived from the subduction of the oceanic Farallon plate beneath the North America. In this tectonic setting, the rocks from LTB represents a voluminous post orogenic silicic magmatism developed during the Late Cretaceous (74-82 Ma).

1. Introducción

El Complejo Plutónico de La Paz (CPLP) constituye el extremo sur de la península de Baja California y su geología contrasta con las provincias circundantes. En el CPLP afloran rocas metamórficas orto y para-derivadas asociadas al basamento de la provincia, rocas gabroicas a graníticas y rocas volcánicas silíceas que reflejan diferentes episodios magmáticos de un arco continental. También afloran sucesiones sedimentarias que rellenan diversas cuencas cenozoicas formadas por el régimen tectónico extensional a transtensivo que formó el Golfo de California.

Por su similitud litológica, geoquímica y geocronológica, sumado a los modelos de reconstrucción paleogeográfica de la península de Baja California adyacente al borde occidental de México, varios autores han relacionado las rocas plutónicas y metamórficas del CPLP con la región del Bloque de Jalisco (Schaaf et al., 2000; Fletcher et al., 2007; Pérez-Venzor, 2013, Rochín-García, 2015; Díaz-López, 2016). Los modelos posicionan al CPLP contiguo al Batolito de Puerto Vallarta (BPV). Por ello, el sector oriental del CPLP, denominado Bloque La Trinidad (BLT) representa una pieza fundamental en el estudio de la correlación entre la provincia del CPLP y el BPV. Sin embargo, la región del Bloque La Trinidad carece de estudios geológicos significativos, pues gran parte de los estudios reportados en el CPLP se han enfocado en los sectores central y occidental.

Este trabajo representa un amplio estudio geológico, geoquímico, isotópico y geocronológico de las unidades litológicas del Bloque La Trinidad, con énfasis en los cuerpos plutónicos. El estudio aporta nueva información para el entendimiento de los procesos magmáticos involucrados en la génesis de los granitoides y la temporalidad del magmatismo. Además, permite elucidar la relación local entre el BLT y la región central-occidental del CPLP y su correlación regional con las provincias plutónicas del noroeste de México. En este sentido, el presente trabajo aporta nuevas evidencias a favor de la correlación petrogenética entre el CPLP y el BPV.

1.1 Contexto geológico de la península de Baja California

La península de Baja California en el extremo noroccidental del territorio mexicano es delimitada al este por la cuenca oceánica del Mar de Cortés o Golfo de California y al oeste por el Océano Pacífico. Su geología se asocia a la evolución geológica del norte y occidente de México hasta su separación en el Mioceno tardío (Stock y Hodges, 1989) y está caracterizada por una

prolongada actividad magmática de arco continental y de islas que inició aproximadamente hace 190 Ma, cuando la placa oceánica Farallón subducía por debajo de la placa continental de Norteamérica (Müller et al., 2016), lo que generó un régimen convergente con múltiples focos de magmatismo que permaneció activo hasta el Mioceno tardío (Duque-Trujillo et al., 2015; Müller et al., 2016). Esto dio lugar a un enorme cinturón batolítico continuo que abarca desde Alaska, la parte occidental de Canadá y Estados Unidos, hasta el sur de México.

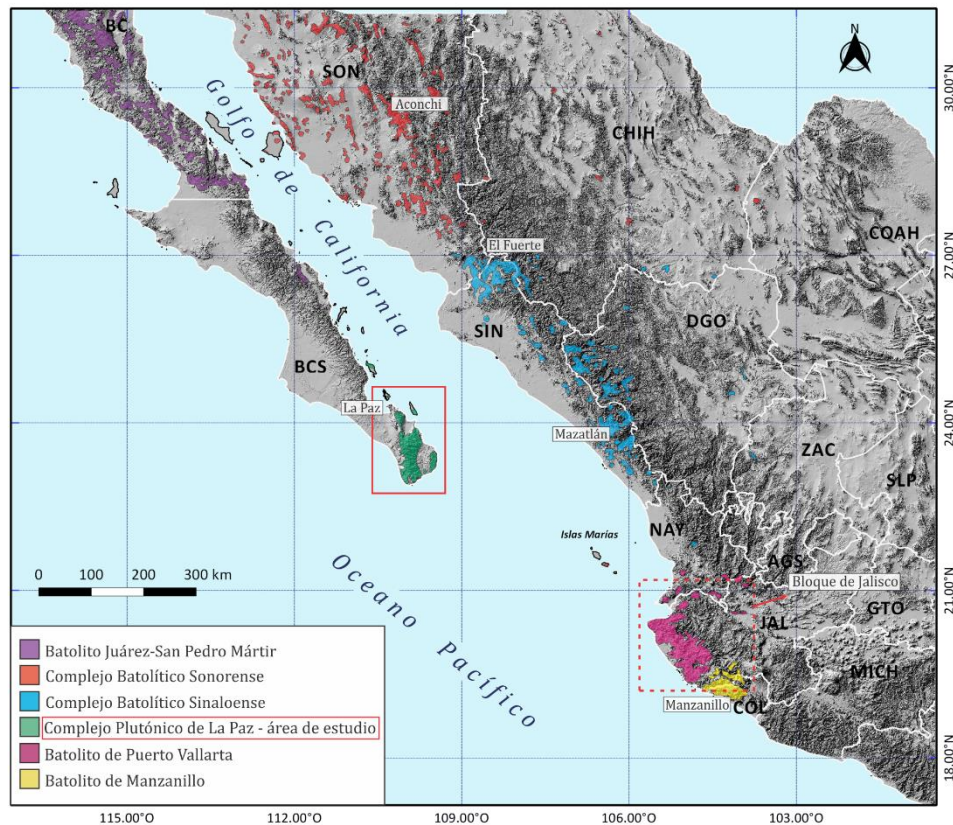


Figura 1: Ubicación de las principales provincias plutónicas del occidente de México y el área de estudio (en recuadro rojo). Modelo digital de elevación obtenido del INEGI - <https://www.inegi.org.mx>. Geología simplificada de Ortega-Gutiérrez et al. (1992).

Dentro de este cinturón batolítico, las principales provincias plutónicas en México (Fig. 1) se localizan al occidente del país y sobresalen por sus abundantes rocas mesozoicas con poca presencia de depósitos de cuenca de ante arco. La ausencia de estas secuencias es interpretada como evidencia del truncamiento del arco continental y sus causas son aún controvertidas. Sin embargo, la erosión por subducción y el desplazamiento transcurrente izquierdo del Bloque Chortis son las causas más aceptadas (Schaaf et al., 1995).

La subducción en la margen occidental de México en la latitud de Los Cabos cesó durante el Mioceno tardío (14-12.5 Ma), debido en gran medida a que la dorsal del Pacífico del Este entró en contacto con la paleo-trinchera (Mammericks y Klitgord, 1982), provocando el cambio de un régimen tectónico compresivo a uno extensional (Atwater, 1970) y la formación de un límite transformante entre las placas Pacífico y Norteamérica. El movimiento transformante con desplazamiento dextral fue acomodado por el sistema de fallas Tosco-Abreojos y por el desarrollo posterior de un rift continental en el margen este de la península de Baja California, caracterizado en sus inicios por un magmatismo bimodal debido al rompimiento cortical y oceanización en el proto Golfo de California, el cual culminó con el desplazamiento oblicuo de la península hasta su posición actual (~470 km al NW de su paleoposición) y la formación del Golfo de California (Stock y Hodges, 1989; Umhoefer et al., 2002; Fletcher et al., 2007).

A partir de las características geológico-tectónicas en superficie, la península de Baja California fue dividida por Ortega-Gutiérrez et al. (1992) en cinco provincias geológicas (Fig. 2).

En la parte norte de Baja California se localiza la provincia Batolito de Juárez-San Pedro Mártir (BJSPM) que representa la parte sur del Cinturón Batolítico Peninsular (*Peninsular Range Batholith*) de EU, que se extiende ~800 km desde California (34° latitud norte) hasta el paralelo 28 en la parte central de la península (Schmidt et al., 2014). El BJSPM es el cinturón batolítico más largo y mejor expuesto en México y se ha subdividido en tres sectores con base en sus variaciones litológicas, geoquímicas, edades de cristalización, estructura y profundidad de emplazamiento (Gastil, 1975; Gastil et al., 1976; Gromet and Silver, 1987; Silver and Chappell, 1988; Walawander et al., 1990; Schmidt et al., 2002; Johnson et al., 2003; Busby, 2004; Premo et al., 2014b; Schmidt et al., 2014). La parte occidental se caracteriza por plutones someros gabroicos a dioríticos, ricos en magnetita y de afinidad de arco de islas, con edades de emplazamiento (U-Pb en zircones) entre 105 y 140 Ma. También incluye depósitos vulcanosedimentarios del arco Alisitos del Cretácico temprano (Busby, 2004). La parte transicional corresponde a granodioritas y tonalitas con edades U-Pb entre 95-115 Ma, mientras que la parte oriental se caracteriza por tonalitas, granodioritas y granitos voluminosos tipo I y S ricos en ilmenita y de afinidad continental, con edades de emplazamiento más jóvenes (~85-100 Ma) (Silver y Chappell, 1988; Walawander et al., 1990; Kimbrough et al., 2001 y referencias ahí citadas).

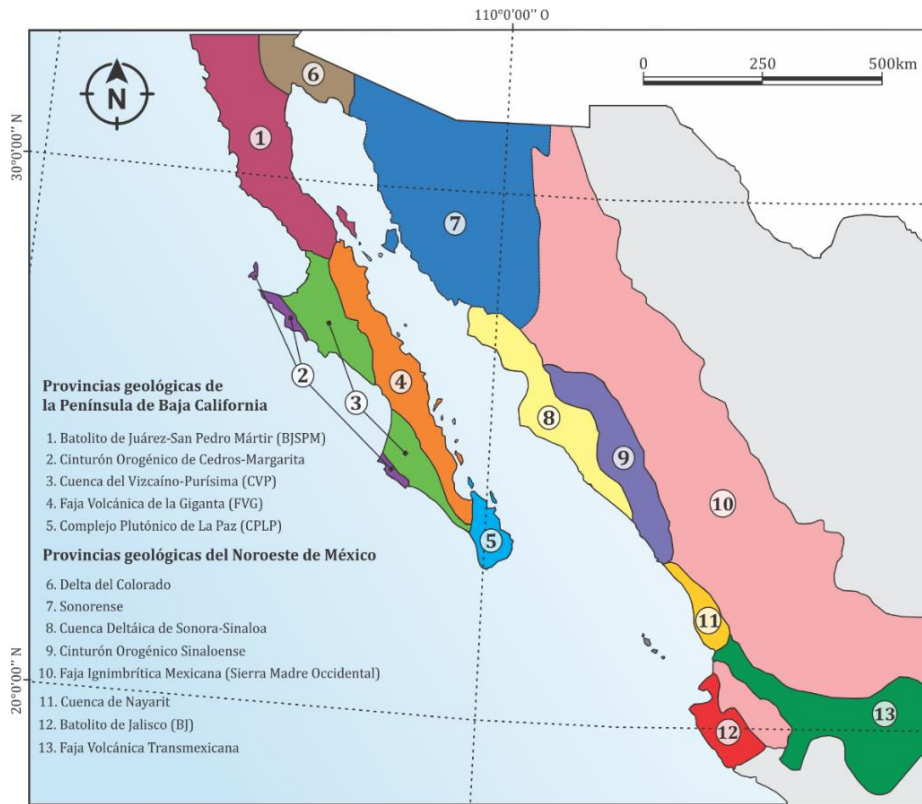


Figura 2: Provincias geológicas del Noroeste de México. Tomado y modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (1992).

En Baja California Sur (Fig. 2), se encuentran las provincias geológicas del Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita (COCM), la Cuenca del Vizcaíno-Purísima (CVP) y la Faja Volcánica de la Giganta (FVG) (Ortega-Gutiérrez et al., 1992). El COCM comprende la Península de Vizcaíno y las islas Cedros y Margarita. La isla Cedros y Margarita se componen de manera simplificada por depósitos del Jurásico Superior tipo melange, de afinidad oceánica (Formación Cedros), en contacto tectónico con un complejo ofiolítico (Kilmer, 1977; Gastil et al., 1981). La península del Vizcaíno está conformada por dos complejos Máfico-Ultramáficos de tipo ofiolítico del Triásico Superior, denominados Puerto Nuevo y La Costa (Castro-Leyva et al., 2001). Ambos cuerpos ofiolíticos están cabalgados por una secuencia volcánica y volcanoclástica de arco de islas denominada Formación San Hipólito del Triásico Superior-Jurásico Inferior, que a su vez, es cubierta por las sucesiones sedimentarias de las formaciones Eugenia y Perforada del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Castro-Leyva et al., 2001).

La Cuenca del Vizcaíno-Purísima abarca las amplias planicies y valles de la parte occidental-central de la península (Fig. 2). Su geología se compone en parte por las secuencias sedimentarias descritas para la península del Vizcaíno y los depósitos sedimentarios de la Formación Valle del Cretácico Superior (Castro-Leyva et al., 2001), que son cubiertos por

depósitos marinos miocénicos (Formación Tortugas y Asunción) y por las secuencias volcánicas miocénicas del Grupo Comondú (Beal, 1948; Mina, 1957; Hausback, 1984). La Faja Volcánica de la Giganta (Fig. 2) es un sistema montañoso dominado por los depósitos del Grupo Comondú del Oligoceno Superior-Mioceno medio, formado por depósitos piroclásticos, lavas andesíticas y areniscas (Mina, 1957; Hausback, 1984; Umhoefer et al., 2001).

En el extremo sur de la península de Baja California se localiza la provincia Complejo Plutónico de La Paz (CPLP) que incluye también las islas Espíritu Santo, Cerralvo y San José (Fig. 2). Se conforma de complejos metamórficos orto y para-derivados (Pérez-Venzor, 2013, Rochín-García, 2015), intrusionados por plutones tonalíticos a graníticos del Cretácico Superior (Schaaf et al., 2000), todo parcialmente cubierto por secuencias sedimentarias cenozoicas.

La región meridional de la península también ha sido denominada como Región Meridional (Mina, 1957), provincia el Cabo (Hausback, 1984), terreno Pericú (Sedlock et al., 1993) y Bloque de Los Cabos (Schaaf et al., 2000; Fletcher et al., 2000). Este último es el nombre más utilizado para referirse a la región, sin embargo, la denominación es relativamente ambigua pues en ningún trabajo queda claro el origen de su definición y sus límites. Los primeros trabajos en utilizar el término parecen hacer referencia al pilar plutónico que aflora desde La Paz al norte hasta Cabo San Lucas al sur, el cual es delimitado por el sistema de fallas San José del Cabo al este y por el sistema de fallas La Paz al oeste (Fletcher et al., 2000; Schaaf et al., 2000). También, el nombre podría derivar de la hipótesis que interpreta el sur de la península como un bloque alóctono con litología y una evolución paleogeográfica y geológica distinta al resto de la península; que fue amalgamado a la península mediante el sistema de fallas de La Paz (Sedlock et al., 1993; Hausback, 1984; Schaaf et al., 2000).

Sin embargo, trabajos más recientes proponen la continuidad del Cinturón Batolítico Peninsular hasta el sur de la península, con base en evidencias geofísicas (Langenheim y Jachens, 2003; Langenheim et al., 2014) y similitudes litológicas entre los intrusivos de ambas provincias (Kimbrough et al., 2002), lo que sugiere un origen autóctono para el sur de la península. Con base en lo anterior, en este trabajo se retoma el nombre de provincia geológica Complejo Plutónico de La Paz (CPLP) para referirse a la región meridional de la península.

1.1.1 Correlación con las provincias continentales del occidente de México

Los modelos de paleoposición de la península de Baja California previa a la apertura del Golfo de California (Böhnell et al., 1992; Schaaf et al., 2000; Fletcher et al., 2007) relacionan geológicamente a las rocas cristalinas de la península con las de las provincias continentales del

NW de México, como los cinturones orogénicos de Sonora y Sinaloa, la Sierra Madre Occidental y el Bloque de Jalisco, así como el archipiélago de las Islas Marías (Fig. 1).

El Complejo Batolítico Sonorense (CBS) y el Complejo Batolítico Sinaloense (CBSI) (Fig. 1) se han relacionado a un mismo episodio orogénico denominado “Orogenia Laramide”, asociado a la convergencia de la placa oceánica Farallón por debajo de la placa de Norteamérica durante el Cretácico tardío-Paleógeno (~90-55Ma), produciendo contracción regional, cabalgaduras, levantamiento y magmatismo calco alcalino desde el cinturón de las Rocky Mountain en Canadá hasta la parte central-este de México (Coney, 1976; English y Johnson, 2004). Aunque, en los últimos años se ha propuesto deslindar los procesos tectónicos-estructurales de la parte norte, central y oriental de México de los procesos orogénicos ocurridos en Norteamérica (orogenia Sevier y Larámide), debido principalmente a diferencias en el estilo, edades e historia de deformación, que se asocian a escenarios tectónicos distintos (Fitz-Díaz et al., 2011, 2018).

El Complejo Batolítico Sonorense (CBS) (Fig. 1) intrusióna rocas del Mesoproterozoico hasta el Eoceno, con predominio de rocas de edad Cretácico Tardío-Paleoceno que generan un patrón de migración del magmatismo de ~300 km de oeste a este entre 90 y 55 Ma (Roldán-Quintana, 1991; McDowell et al., 2001; Pérez-Segura et al., 2009; Roldán-Quintana et al., 2009; González-León et al., 2011). El magmatismo está representado por varios batolitos como el de Sonora, Aconchi, Jaralito y Sierra el Manzanal, que van desde granitos calco alcalinos tipo S hasta granodioritas y cuarzo monzonitas tipo I. La contraparte volcánica está conformada por la Formación Tarahumara, que incluye lavas andesíticas a dacíticas con alteración propilítica, brechas volcánicas y componentes piroclásticos félsicos subordinados; con edades U-Pb en zircones entre 90 y 70 Ma (McDowell et al., 2001).

El Complejo Batolítico Sinaloense (CBSI) (Fig. 1) comprende dos zonas mayormente estudiadas: El Fuerte (Vega-Granillo et al., 2008) al norte de Sinaloa y el área de Mazatlán (Henry et al., 2003; Cuéllar-Cárdenas et al., 2012; Arrieta-García, 2016). En estas regiones se identifican tres pulsos magmáticos: el primero corresponde a gabros datados en 139 y 143 Ma por K-Ar en hornblenda (Henry et al., 2003). Posteriormente un pulso tonalítico sin-tectónico fechado por U-Pb y K-Ar en 100-90 Ma. Finalmente, numerosos pulsos posttectónicos emplazados entre 60 y 25 Ma (Henry et al., 2003, Cuellar-Cárdenas et al., 2012; Ferrari et al., 2013). El CBSI intrusióna a rocas metamórficas del Jurásico tardío que generalmente están cubiertas por las rocas volcánicas silícicas de la Sierra Madre Occidental.

La Sierra Madre Occidental (SMOC) (Fig. 2) representa una de las provincias ignimbríticas más grande del mundo. Es dividida por McDowell y Keizer (1977) en un Complejo Volcánico

Inferior, conformado por rocas plutónicas y volcánicas de 100 a 45 Ma y en un Supergrupo Volcánico Superior subdividido a su vez en dos pulsos: uno de 34-28 Ma y otro de 24-18 Ma (Ferrari et al., 2007). Está conformado principalmente por depósitos ignimbríticos con un volumen estimado de 400,000 km³ e incluye depósitos de caída, lavas andesíticas y riolíticas y domos volcánicos.

En el extremo occidental del estado de Jalisco, aflora el Batolito de Puerto Vallarta (BPV) que se extiende al norte desde la Bahía de Banderas, cerca de la ciudad de Puerto Vallarta (Fig. 1) y abarca las regiones de Cabo Corrientes y Tomatlán. Sin embargo, su extensión hacia el sur no es del todo clara hasta la fecha. Está constituido por granitoides tipo-I que van desde tonalitas a granitos, fechados en 80-85 Ma por U-Pb en zircones (Valencia et al., 2013). Los granitoides intrusionan a una secuencia metamórfica poli litológica denominada informalmente “Complejo Metamórfico Yelapa” (Díaz-López, 2016) del Jurásico-Cretácico temprano. Los estudios isotópicos de Sr y Nd en los granitoides han revelado grados variables de contaminación cortical asociado a la interacción de los magmas con la secuencia metamórfica, mientras que las edades modelo de Nd (0.5 - 1.5 Ga) sugieren corteza continental antigua implicada en la génesis de los magmas (Schaaf, 1990; Díaz-López, 2016).

Finalmente, el archipiélago de las Islas Marías ubicado ~130 km al oeste del puerto de San Blas, Nayarit, se conforma de cuatro islas: María Madre, María Magdalena, María Cleofas y San Juanito (Fig. 1). La isla Magdalena exhibe una geología distinta del resto de las islas, conformada por secuencias sedimentarias marinas intrusionadas por diques y sills gabroicos y basálticos de afinidad toleítica con edades menores a 21 Ma (Villanueva-Lascaráin et al., 2017). Particularmente en la isla María Madre afloran granodioritas y tonalitas de 80 a 84 Ma que intrusionan a secuencias metamórficas pre-Cretácicas (Complejo Papelillo; Pompa-Mera et al., 2013) similares a las reportadas en el Complejo Plutónico de La Paz. Al complejo cristalino le sobreyacen ignimbritas, brecha volcánicas y flujos de lava de composición riolítica, fechadas con sanidino por Ar/Ar entre 70-80 Ma y algunas edades de ~55 Ma (Pompa-Mera et al., 2013).

1.2 Localización del área de estudio

El área de estudio se ubica en el sector oriental del Complejo Plutónico de La Paz (CPLP) (Fig. 3A y B). Los rasgos fisiográficos de mayor elevación en el CPLP están representados por las sierras Las Cruces (SLC), El Novillo (SN) y La Gata (SLG) al norte (Fig. 3A), el Sistema Montañoso Central (SMC) (Fig. 3A) y la sierra La Trinidad al este (Fig. 3B). El SMC es una cadena montañosa que recorre de norte a sur la parte central del CPLP, desde La Paz hasta Cabo San Lucas y está conformado por las sierras La Laguna, La Victoria y San Lázaro. Las partes bajas

topográficamente corresponden a las cuencas San José del Cabo (CSJC) al oriente, San Juan de Los Planes (CSJP) al norte, y Valle de La Paz (VLP) al noroeste (Pérez-Venzor, 2013) (Fig. 3A).

Retomando la subdivisión regional del CPLP de Pérez-Venzor (2013), la zona de estudio (Fig. 3) se restringe al Bloque La Trinidad (BLT) que abarca una superficie aproximada de ~900 km². El área limita al norte y oriente con el mar de Cortés; al oriente se encuentra la zona arrecifal de Cabo Pulmo en el mar de Cortés; al sur se ubica la ciudad de San José del Cabo (SJC) y al occidente limita tectónicamente con la Cuenca San José del Cabo. El BLT incluye a la sierra La Trinidad en la parte central y al norte de ésta, la sierra Agua Escondida.

1.3 Trabajos previos

Los primeros trabajos que describieron los rasgos geológicos de la península de Baja California se desarrollaron a mediados del siglo XX y estaban orientados a la prospección minera y petrolera (Gálvez, 1922; Beal, 1948; Mina, 1957). Posteriormente surgieron trabajos que documentaron la geología y cartografía general de la península, que formulan los primeros modelos de evolución geológica de la región (Gastil et al., 1976, 1981).

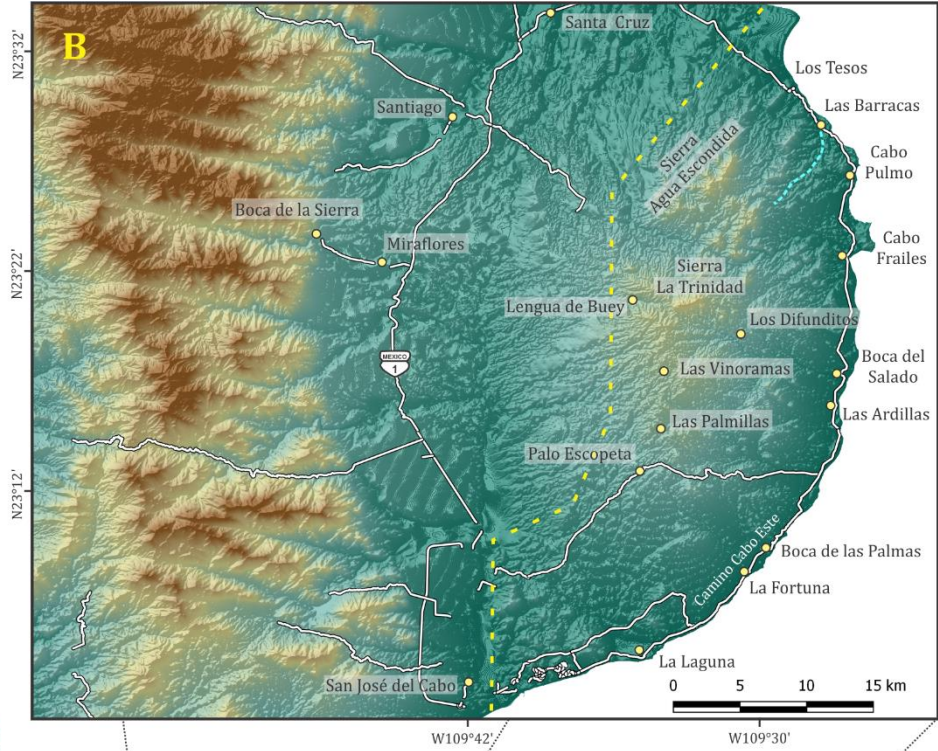
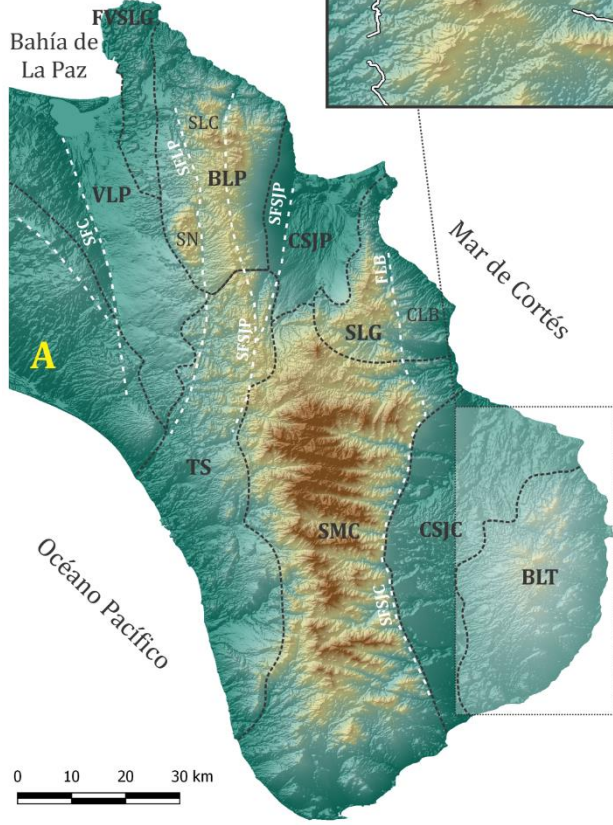
La región norte, central y occidental del CPLP han sido ampliamente estudiadas con diversos enfoques. Los trabajos cartográficos más importantes fueron realizados por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1986; 1988 y 1989) en las regiones de Isla Espíritu Santo, Punta Coyotes y Todos Santos, respectivamente. Los autores definieron diversas unidades volcánicas y litodémicas y una estratigrafía informal, junto con los primeros modelos evolutivos de las áreas estudiadas.

Posteriores estudios geoquímicos, isotópicos y geocronológicos en las rocas plutónicas y metamórficas del centro-occidente del CPLP han permitido definir a la región como un cinturón orogénico compuesto por rocas pre, sin y post batolíticas de firmas calco alcalinas de arco continental, que incluye complejos metamórficos poli litológicos y rocas intrusivas desde gabros hasta granitos *sensu stricto*, con al menos dos eventos metamórficos involucrados: uno regional y uno térmico o de contacto asociado al emplazamiento de los numerosos plutones cretácicos sin y post tectónicos (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor; 1989; Schaaf et al., 2000; Pérez-Venzor, 2013).

Las edades de las rocas plutónicas han sido reportadas por diversos autores mediante los sistemas isotópicos Rb-Sr, K-Ar, Ar-Ar y Sm-Nd principalmente (Frizzell et al., 1984; Schaaf et al., 2000; Solé et al., 2007; Pérez-Venzor, 2013), obteniendo en su mayoría edades de enfriamiento predominantes entre ~90 y 60 Ma y algunas entre 120 y 100 Ma.

Bloque La Trinidad

- Poblados
- || Vías principales
- Límites aproximados del área de estudio
- Río Los Mangles



Provincias del Complejo Plutónico de La Paz

- BLT** - Bloque La Trinidad (área de estudio)
- CSJC** - Cuenca San José del Cabo
- SMC** - Sistema Montañoso Central
- TS** - Todos Santos
- SLG** - Sierra La Gata
- CLB** - Cuenca Los Barriles
- CSJP** - Cuenca San Juan de los Planes
- BLP** - Bloque La Paz
- SLC** - Sierra Las Cruces
- SN** - Sierra El Novillo
- VLP** - Valle La Paz
- FVSLG** - Faja Volcánica Sierra La Giganta
- SFC - Sistema de Fallas El Carrizal
- SFLP - Sistema de Fallas La Paz
- SFSJP - Sistema de Fallas San Juan de los Planes
- FLB - Falla Los Barriles
- SFSJC - Sistema de Fallas San José del Cabo

Figura 3: A. Regiones del Complejo Plutónico de La Paz propuestas por Pérez-Venzor (2013). B. Localización del área de estudio. Se puede acceder por la carretera federal No. 1 que cruza de norte a sur de La Paz hasta Cabo San Lucas. Cerca del poblado de Santa Cruz, el camino se bifurca para acceder al camino Cabo Este, con el que se puede recorrer la costa oriental. A la parte central del BLT se accede mediante terracerías en buen estado que conectan con los diversos poblados.

Recientemente se reportaron edades de emplazamiento por U-Pb de 109 y 102 Ma para los gabros de Sierra El Novillo, ~30 km al SE de La Paz (Kimbrough et al., 2015). Las edades de las rocas metamórficas aún son limitadas. Rochín-García (2015) realizó un estudio geocronológico de los diversos complejos metamórficos, obteniendo edades U-Pb en zircones de ortogenises, calcisilicatos y paragneises. Reporta edades máximas de depósito permo-triásicas y cretácicas (~220-260 Ma y ~100 Ma) para los metasedimentos y una edad promediada de ~103 Ma para un gneis anfibolítico ubicado ~10 km al este de La Paz. Sin embargo, las edades obtenidas para el gneis son limitadas, con mucha dispersión y grandes elipses de error.

Con relación a la paleoposición del CPLP previa a la apertura del Golfo de California, las interpretaciones han sido diversas. Inicialmente, Gastil (1991) y Beck (1991) posicionaban a la península de Baja California cerca de Oaxaca en el sur de México o frente a América Central. Además, proponían un desplazamiento de ~2500 km a través de una aparente "Megacizalla Oaxaca-California" de componente lateral derecha, con una rotación de ~40° en sentido horario. Sin embargo, no encontraron el sustento estructural y geológico para confirmar los mecanismos de desplazamiento. Mas tarde, con nuevos datos paleomagnéticos, geológicos e isotópicos en el sur de México y en Baja California, se sugiere una paleoposición más cercana al borde occidental de México con el Complejo Plutónico de La Paz junto al Batolito de Puerto Vallarta en Jalisco (Böhnell et al., 1992; Schaaf et al., 2000; Fletcher et al., 2007). Helenes y Carreño (1999) también posicionan al CPLP cerca del Bloque de Jalisco basándose en el aporte sedimentario y la correlación entre las cuencas terciarias de ambos bloques.

Las implicaciones tectónicas del CPLP en la apertura del Golfo de California han sido abordadas en varios trabajos que discuten la cinemática de los límites de las placas Pacífico-Norteamérica, la distribución de la deformación y los eventos de exhumación asociados a la apertura, atribuyéndolo a tres sistemas estructurales, dos de los cuales corresponden a los sistemas de falla La Paz y San José del Cabo (Fletcher y Munguía, 2000; Fletcher et al., 2000; Bot et al., 2016).

El sector oriental del CPLP (Bloque La Trinidad-BLT) carece de estudios geológicos detallados. Únicamente se reportan muestras y datos aislados en algunos trabajos, sin implicación geológica. Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997) describen la unidad volcánica de la región noreste del BLT (Fig.3), como rocas piroclásticas con lavas riolíticas y dacíticas que se originaron por vulcanismo calcoalcalino. Estos mismos autores desligan a esta unidad volcánica de la Formación Comondú por no cumplir con las características que engloban a dicha formación.

Schaaf et al. (2000) reportan una edad de ~115±4 Ma por isócrona Rb-Sr de roca total, en la cual incluye una muestra del área de Palo Escopeta (Fig. 3B) y tres muestras de la parte sur del

Sistema Montañoso Central. Bravo-Pérez (2002) elaboró una cartografía 1:50,000 de la parte norte de la cuenca San José del Cabo y sus alrededores, involucrando algunas zonas del norte del área de estudio. En los alrededores de la sierra La Trinidad y cerro Los Frailes reporta granitos de color rosa que denominó informalmente “Granito La Trinidad Norte” y granitos de tonos gris claro más intemperizados nombrados “Granito La Trinidad Sur”. Estas unidades graníticas son cortadas por diques leucocráticos y diques dacíticos. En la región de Cabo Pulmo describe lavas andesíticas y riolíticas con predominio de rocas piroclásticas.

Más tarde, Pérez-Venzor (2013) obtuvo datos geoquímicos e isotópicos (Sr y Nd) en granitos y granodioritas de Cabo Pulmo, obteniendo firmas calco alcalinas de alto potasio y relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que varían de 0.70452 a 0.70524, con valores de ϵNd_i entre -0.4 y +0.4 y edades modelo T_{Nd} entre 0.70-0.73 Ga, sugiriendo una fuente magmática poco evolucionada y/o con poca participación cortical para los granitos de Cabo Pulmo (Fig. 3B). El mismo autor obtuvo una edad de 77 ± 3 Ma por Ar/Ar en biotita de un granito.

Finalmente, Duque-Trujillo et al. (2015) reportan una edad de 79 Ma por U-Pb en zircones, de una granodiorita en la región de Boca del Salado (Fig. 3B).

El límite occidental de la zona de estudio está bien documentado, pues corresponde a las secuencias sedimentarias de la cuenca San José del Cabo del Mioceno Tardío-Plioceno. Estas secuencias han sido ampliamente estudiadas para conocer la evolución geológico-tectónica de la cuenca y su asociación con la apertura del Golfo de California (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; McTeague, 2006; Arreguín-Rodríguez y Schwennicke, 2013).

1.4 Problemática e hipótesis de trabajo

El sector oriental del CPLP (Bloque La Trinidad) es una región poco estudiada geológicamente y con pocos datos geoquímicos y geocronológicos. Las rocas graníticas han sido estudiadas parcialmente y la única edad de cristalización confiable corresponde a la edad de 80 Ma por U-Pb en zircones (Duque-Trujillo et al., 2015), pues la edad de ± 115 Ma (isócrona Rb-Sr de roca total) reportada por Schaaf et al. (2000) solo involucra una muestra del BLT, mientras que la otra edad disponible corresponde a una edad de enfriamiento de ~ 77 Ma en Bt por Ar-Ar (Pérez-Venzor, 2013). También las rocas volcánicas han sido poco estudiadas y se les ha asignado indirectamente una edad miocénica por su similitud con el Grupo Comondú en la región de La Paz, sin evidencias contundentes a favor (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988; Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; Bravo-Pérez, 2002; Pérez-Venzor, 2013).

Con base en lo anterior, es evidente la carencia de un entendimiento geológico detallado de las unidades litológicas del Bloque La Trinidad, que permita interpretar el origen, evolución y relevancia de las rocas de esta región y su implicación en la evolución geológica del CPLP. Esto permite formular algunas preguntas:

- ¿Qué relación guarda el sector oriental del CPLP con la región central y occidental del mismo?
- ¿Existirán afloramientos en el BLT de unidades de basamento que aporten información al entendimiento de los procesos metamórficos que ocurrieron durante la evolución del CPLP?
- ¿La geología del BLT guardará evidencias clave para comprender la evolución geológica del CPLP y su relación con los cuerpos plutónicos del occidente del país, como el Batolito de Puerto Vallarta en el continente?

Un estudio geológico detallado del BLT con análisis geoquímicos, isotópicos, geocronológicos y una cartografía a detalle, permitirá resolver la problemática planteada.

1.5 Justificación

El estudio geológico del BLT mediante análisis geoquímicos, isotópicos, geocronológicos y una cartografía a detalle, permitirá relacionar el sector oriental del CPLP con la parte central y occidental (Sistema Montañoso Central) del mismo, mediante la comparación de los resultados con los trabajos reportados previamente como los de Schaaf et al. (2000), Pérez-Venzor (2013) y Rochín-García (2015). El estudio también aporta nuevos datos que contribuirán a la cartografía geológica detallada del CPLP y enriquecerá el conocimiento sobre la evolución geológica del CPLP y su correlación con los cuerpos plutónicos del occidente de México.

Además, si se considera los modelos de paleo reconstrucción que posicionan al CPLP contiguo al Batolito de Puerto Vallarta (BPV), el estudio del Bloque La Trinidad representa una pieza fundamental para reafirmar o rechazar la hipótesis de correlación entre la provincia del CPLP y el Batolito de Puerto Vallarta en Jalisco.

1.6 Objetivos

Este estudio pretende la caracterización geológica detallada de las unidades litológicas que afloran en el sector oriental del CPLP (Bloque La Trinidad), con énfasis en los análisis geoquímicos, isotópicos y geocronológicos de las rocas plutónicas, que permitan conocer el origen y evolución geológica de la región para posteriormente correlacionarla a nivel local y regional. Para esto, se proponen los siguientes objetivos particulares:

- Realizar la cartografía geológica del Bloque La Trinidad (BLT).
- Definir las unidades litológicas que afloran en el BLT, mediante características mineralógicas, geoquímicas y geocronológicas.
- Caracterizar las firmas geoquímicas e isotópicas de las rocas del BLT.
- Obtener edades absolutas de cristalización de las rocas plutónicas y volcánicas.
- Identificar los procesos magmáticos involucrados en la génesis de los granitoides y determinar las condiciones de presión y temperatura de su emplazamiento.

1.7 Metodología

Para la caracterización geoquímica, isotópica y geocronológica de las rocas del Bloque La Trinidad fueron seleccionadas 11 muestras representativas (8 rocas plutónicas y 3 volcánicas) para análisis de elementos mayores y traza, análisis isotópicos de Rb-Sr y Sm-Nd en roca total y una muestra de concentrado mineral de biotita para obtener una edad de enfriamiento. Además, se llevaron a cabo nueve fechamientos mediante U-Pb en zircones individuales y análisis de química mineral en cinco muestras para el cálculo de parámetros termodinámicos.

Estos análisis fueron precedidos por un estudio geológico de reconocimiento que consistió en sus primeras etapas de un análisis bibliográfico y cartográfico de los trabajos previos de la región, seguido de un trabajo de campo de seis días que consistió en 34 estaciones y la colecta de 55 muestras, que permitieron el reconocimiento y caracterización de las unidades litológicas y la determinación parcial de las relaciones de contacto. Los sitios de muestreo fueron representativos de un 70% del área comprendida en el Bloque La Trinidad, excluyendo la Sierra Agua Escondida y algunos cerros y lomeríos al este de la misma. Con la información recabada en campo se elaboró un mapa geológico escala 1:70,000.

Las muestras para los análisis químicos son representativas de las unidades litológicas observadas y consistieron en fragmentos de roca sana de entre 5 y 15 kg, con el menor grado de alteración e intemperismo posible. Posteriormente, se elaboraron 25 láminas delgadas para el análisis petrográfico de las unidades litológicas (determinación de fases minerales y relaciones texturales) que permitió seleccionar con mayor precisión las muestras para los análisis geoquímicos, isotópicos y termobarométricos. La Tabla 1 resume las técnicas analíticas empleadas en cada muestra, junto con sus coordenadas geográficas.

Geoquímica

La preparación de muestras inició con una trituración mecánica con la ayuda de una prensa hidráulica del taller de molienda del Instituto de Geología de la UNAM, para obtener fragmentos

menores a 5 cm y una fracción fina (≤ 2 mm) para la separación de zircones. Los fragmentos fueron lavados individualmente con agua Milli-Ro (MRo) para remover cualquier residuo de intemperismo superficial y se dejaron secar por al menos 12 horas, protegidas de cualquier contaminante. Posteriormente, las muestras se pulverizaron mediante un pulverizador de anillos en el taller de molienda del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS). Antes de la pulverización, los fragmentos de roca limpios fueron homogeneizados y cuarteados para obtener tres alícuotas de cada muestra que fueron colocadas consecutivamente en el pulverizador: la primera de pre contaminación, la segunda para elementos mayores y traza y la última para isotopía. La concentración de elementos mayores fue obtenida mediante fluorescencia de Rayos X (FRX) en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (LFRX) del Instituto de Geología de la UNAM, siguiendo la metodología analítica de Lozano y Bernal (2005). Los elementos traza y Tierras Raras (REE) fueron analizados por ICP-MS en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM. La metodología analítica empleada para la determinación fue la de Mori et al. (2007).

Química Mineral

El análisis de química mineral se realizó con el fin de determinar las clases químicas de las fases de interés (plagioclasa y anfíbol) y su variación composicional, para la estimación de las condiciones termobarométricas (en equilibrio) durante la cristalización de los magmas. Para esto, se seleccionaron cinco muestras con base en su paragénesis mineral y las evidencias petrográficas de equilibrio textural-mineral observadas (contactos rectos, ausencia de bordes de reacción y exsoluciones, entre otros). Las secciones delgadas de las muestras seleccionadas se pulieron hasta lograr un acabado espejo y se cubrieron con grafito para su medición mediante microsonda electrónica de barrido (EPMA). Los análisis fueron realizados en la Unidad de Micro-Análisis del Cemie-Geo en el Instituto de Geofísica de la UNAM, campus Morelia, utilizando una microsonda JEOL JXA-8230 mediante espectrometría de dispersión de longitud de onda de rayos X (WDS) con un haz enfocado a condiciones de 15 Kv y 10 nA.

Termobarometría

La determinación de las condiciones P-T de equilibrio se obtuvieron con termobarometría convencional, utilizando varias calibraciones experimentales en sistemas graníticos. El cálculo de temperatura mediante los geotermómetros de Ti en zircón de Ferry y Watson (2007) y Zr-Hf en zircón de Aranovich y Bortnikov (2018), así como el termómetro convencional anfíbol-plagioclasa de Holland y Blundy (1994). Para la presión fueron aplicados los geobarómetros de aluminio en hornblenda (Al-Hbl) de Schmidt (1992) y Mutch et al. (2016).

Geoquímica Isotópica

Para los análisis isotópicos se procesaron alícuotas de 130 mg de cada muestra en el área de química ultrapura del LUGIS. Las muestras se colocan en bombas de digestión (de Teflón) de 15 ml, con un trazador (spike) combinado de Sr-Sm-Nd para la determinación precisa de la concentración de Rb, Sr, Sm y Nd mediante dilución isotópica. Posteriormente, se realiza la digestión química de las muestras, añadiendo de 5 a 7 ml de ácido fluorhídrico (HF) al 40%, tapando y colocando las muestras dentro de una parrilla de digestión durante 48 horas, con el fin de romper la estructura de los silicatos y formar fluoruros. Para eliminar el flúor de las muestras, se agregan tres gotas de ácido perclórico (HClO_4) y se dejan secar. Una vez secas, se agregan ~7 ml de ácido clorhídrico (HCl 6N) colocándolas nuevamente en la parrilla de digestión durante 24 horas para dejar las muestras en forma de cloruros. Después de la digestión, son agregados 35 a 45 ml de HCl 2N para mantener las muestras en solución. Para evitar errores en el espectrómetro por interferencia de la masa 87 del Rb y Sr, cada muestra es dividida en dos fracciones: una para la separación de Sr y tierras raras (Sm y Nd) y otra para la obtención de Rb (Split de Rb). La cantidad separada para Rb varía de 5 a 20% dependiendo de la concentración de Rb. A esta fracción se le agrega un trazador monoisotópico de ^{87}Rb para dilución isotópica.

Posteriormente se hace la separación de Rb, Sr, Sm y Nd mediante columnas de intercambio iónico tipo Dowex, calibradas por absorción atómica. Las columnas son de cuarzo rellenas con una resina catiónica inorgánica e insoluble la cual retiene a los iones por adsorción. Primero es separado el Sr, Rb y las REE utilizando columnas largas (17.5 cm de alto). Después, las REE se colocan en columnas pequeñas rellenas con resina de polvo de Teflón y HDEHP (hydrogen diethylhexyl-phosphate) para separar el Sm y Nd. Finalmente, los elementos son colectados en pequeños recipientes de teflón y se dejan evaporar por completo bajo luz infrarroja.

Para hacer la medición en el espectrómetro se cargan entre 100 y 400 ng del concentrado de muestra sobre un filamento de renio previamente desgasificado, el cual es montado en la cámara del espectrómetro de masas y se prosigue a determinar las relaciones isotópicas. Para más detalle sobre los procedimientos analíticos en el LUGIS, consultar la página de internet: <http://www.geofisica.unam.mx/iframes/laboratorios/universitarios/lugis/index.html>.

Geocronología

Para los análisis geocronológicos por U-Pb en zircones individuales, se separaron zircones de nueve muestras mediante una técnica de bateo que reduce el material y el tiempo invertido respecto a otros métodos convencionales (Hernández-Treviño et al., 2004). El concentrado de

zircones obtenido es montado manualmente en una resina epóxica y posteriormente desbastado y pulido para su medición. Los fechamientos U-Pb fueron obtenidos mediante LA-ICP-MS en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias UNAM, siguiendo la metodología analítica de Solari et al. (2010). Los zircones fueron medidos con un sistema de ablación láser marca ASI, modelo Resolution M-50, con un sistema de laser excímero ArF (LPX220 Lambda Physik) y un spot de ablación de 24 a 34 μm . El sistema de ablación láser esta acoplado a un ICP-MS cuadrupolar Thermo Xii. Las relaciones $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, las edades y los errores fueron calculados de acuerdo a Petrus y Kamber (2012). Las edades incluyen incertidumbres de 2 sigma conforme a Paton et al. (2010). Asimismo, con el propósito de verificar los spots de ablación y examinar la morfología de los zircones, se obtuvieron imágenes de catodoluminiscencia post-ablación utilizando un microscopio electrónico de barrido Hitachi S-3100H en el Centro de Geociencias de la UNAM.

Tabla 1: Técnicas analíticas empleadas en las muestras de este trabajo. Se incluyeron dos muestras colectadas por Rochín-García (2015): un ortogneis de la región de Boca de la Sierra (ROG13-20A) y un granito de la isla Espíritu Santo (ROG13-22). Anf= anfíbol, Pl= plagioclasa.

Muestra	Coord. geográficas		Litología	Geoquímica de mayores y traза		Isotopía	Separación y datación	Química mineral
	N	W		FRX	ICPMS	Rb-Sr, Sm-Nd	de zircones	(Anf-Pl)
FDL17-05	23°11'56.5"	109°35'53"	Monzogranito	X	X	X	X	
FDL17-7A	23°12'11"	109°33'56"	Granodiorita	X	X	X	X	X
FDL17-7B	23°12'11"	109°33'56"	Pórfido dacítico					X
FDL17-11A	23°14'44.7"	109°34'18"	Pórfido dacítico	X	X	X		
FDL17-13A	23°19'13.6"	109°32'36"	Sienogranito	X	X	X	X	X
FDL17-14A	23°19'10.5"	109°31'12"	Monzogranito	X	X	X		
FDL17-15	23°23'26.7"	109°25'40"	Sienogranito	X	X	X	X	X
FDL17-17A	23°21'13"	109°27'46"	Pórfido dacítico	X	X	X	X	
FDL17-19	23°17'31.4"	109°26'59"	Granodiorita	X	X	X		X
FDL17-23	23°04'42.9"	109°39'53"	Sienogranito	X	X	X		
FDL17-24	23°05'57"	109°36'57"	Granodiorita	X	X	X	X	X
FDL17-25 Bt	23°07'53.4"	109°32'41"	Granodiorita			X		
FDL17-29	23°26'50"	109°25'54"	Dacita	X	X	X		
FDL17-34	23°30'2.8"	109°28'43"	Riolita				X	
ROG13-20A	23°23'28.3"	109°49'32"	Ortogneis				X	
ROG13-22	24°30'2"	110°18'55"	Granito				X	

2. Geología del Complejo Plutónico de La Paz

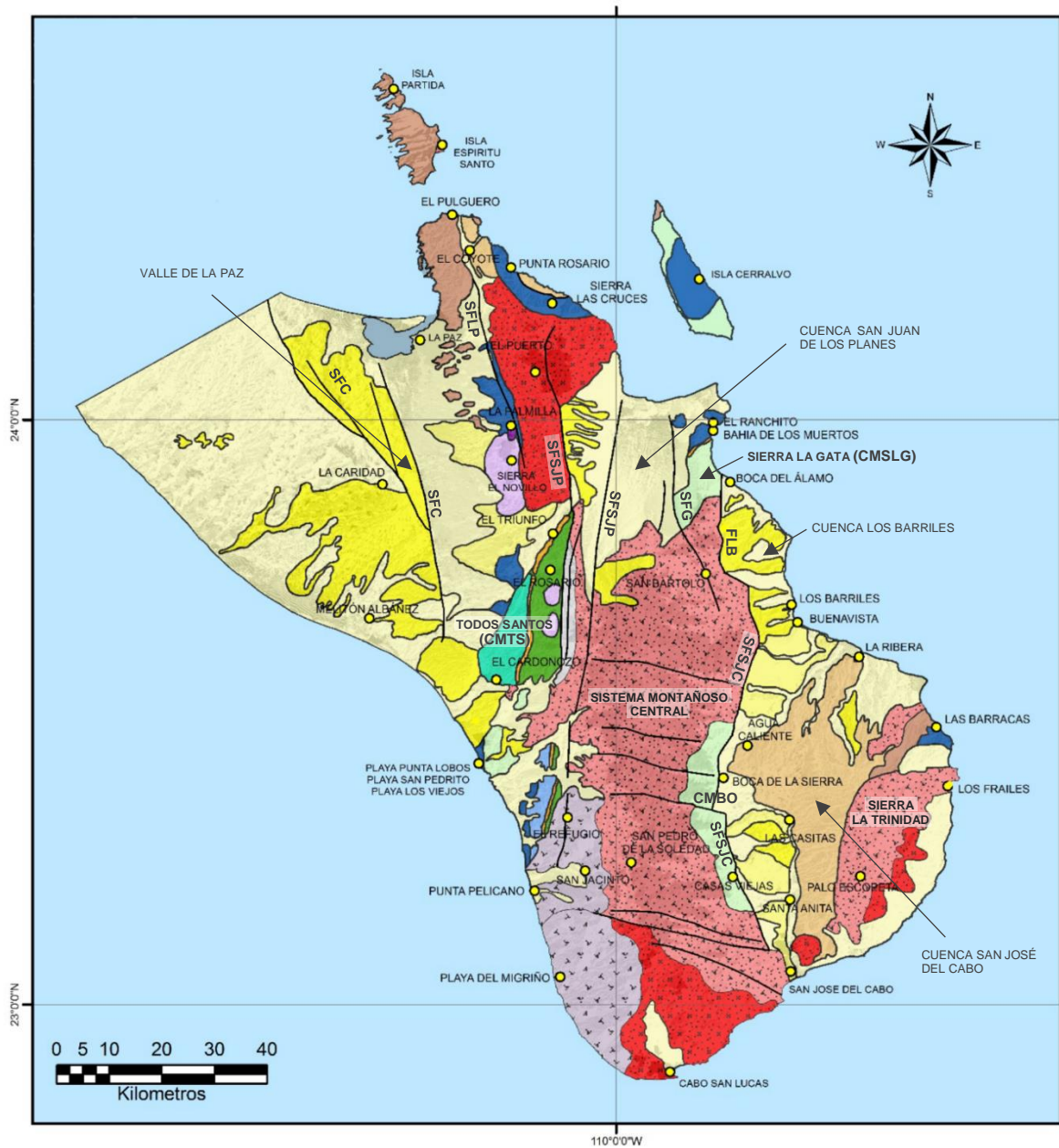
La geología del Complejo Plutónico de La Paz (CPLP) abarca una gran diversidad de litologías, desde rocas metamórficas de basamento y cuerpos plutónicos, rocas volcánicas asociadas al arco volcánico miocénico Comondú, hasta coberturas sedimentarias relacionadas al régimen extensional del Golfo de California.

Pérez-Venzor (2013) agrupa a las unidades litológicas del CPLP en complejos metamórficos, ensambles plutónicos y formaciones sedimentarias (Fig. 4). Para las rocas volcánicas no proporciona ninguna clasificación. Las rocas cristalinas se distribuyen ampliamente en todo el CPLP, mientras que las rocas volcánicas únicamente afloran en la región de La Paz, la isla Espíritu Santo y al oeste de Las Barracas (Fig. 4). Las formaciones sedimentarias están distribuidas en las cuencas del Valle La Paz, San Juan de Los Planes, Los Barriles y San José del Cabo (Pérez-Venzor, 2013) (Fig. 4).

2.1 Complejos Metamórficos

Los complejos metamórficos representan las unidades más antiguas del CPLP y afloran dentro de las regiones de Todos Santos al oeste, Sierra La Gata al norte y en el margen oriental del Sistema Montañoso Central (Fig. 4). Los principales trabajos que abordan el estudio de estas unidades son los de Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989 y 1995), Pérez-Venzor (2013) y Rochín-García (2015).

Con base en la paragénesis mineral y las texturas reportadas en los diversos complejos metamórficos, estas unidades evidencian un metamorfismo regional que alcanzó facies de anfibolita alta, con desarrollo de zonas migmatíticas y un evento de metamorfismo de contacto sobreimpuesto que desarrolló zonas de skarn (Pérez-Venzor, 2013). Pérez-Venzor (2013) obtuvo edades Rb-Sr en biotita y roca total de 73.8 ± 1.4 Ma y 75 ± 1.5 Ma en ortogneises del arroyo La Palma y en Boca de la Sierra (Fig. 4), interpretándolas como edades re-homogeneizadas por el emplazamiento de los plutones sin y post tectónicos que, a su vez, provocaron un metamorfismo de contacto a nivel regional. Sin embargo, la edad del metamorfismo regional (orogénico) aún no está definida.



Simbología		Litología		
●	Localidad	Aluvión moderno	Granito	Pizarra
—	Línea de costa	Depósitos Aluviales Medianamente Disectados	Cuarzomonzonita	Milonita
—	Fallas	Depósitos Aluviales Fuertemente Disectados	Tonalita	Esquisto
		Rocas Sedimentarias	Grandiorita	Gneis Anfibolítico
		Rocas Volcánicas	Rocas Máficas-Ultramáficas	Gneis
			Tonalita Buena Mujer	

Figura 4: Mapa geológico del Complejo Plutónico de La Paz, modificado de Pérez-Venzor (2013). SFSJC: Sistema de Fallas San José del Cabo, SFG: Sistema de Fallas La Gata, SFSJP: Sistema de Fallas San Juan de los Planes, SFLP: Sistema de Fallas La Paz, SFC: Sistema de Fallas El Carrizal, FLB: Falla Los Barriles. CMSLG: Complejo Metamórfico Sierra La Gata, CMTS: Complejo Metamórfico Todos Santos, CMBO: Complejo Metamórfico del Borde Oriental.

2.1.1 Complejo Metamórfico de Todos Santos (CMTS)

Morfológicamente es caracterizado por serranías y lomeríos bajos desde Punta Lobos y al este de El Refugio, hasta El Triunfo (Fig. 4). Se constituye por una serie de franjas litológicas orientadas casi N-S, compuestas principalmente por pizarra, filita esquisto, mármol, milonita, paragneis y ortogneis. Los metasedimentos afloran principalmente al este de El Refugio, al norte de El Cardonozo y en la región de El Triunfo (Fig. 4), con presencia de filita que exhibe porfidoblastos de andalucita con rasgos de deformación. Hacia el oriente se observa un cambio gradual hacia esquistos y paragneises de sillimanita y granate intercalados con mármoles; lo que implica un aumento en el grado metamórfico. Para los metasedimentos de la región de El Triunfo, Rochín-García (2015) obtuvo edades máximas de depósito de ~264 Ma con picos importantes en ~570Ma, 1.0 Ga y 1.4 Ga.

Los ortogneises están representados por el gneis tonalítico “Buena Mujer” y el gneis “Punta Lobos” (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989 y Pérez-Venzor, 2013). El primero aflora desde la parte occidental de Sierra Las Cruces al norte, hasta playa Punta Lobos y al norte de Punta Pelicano en la parte sur (Fig. 4). El segundo aflora en las colinas y acantilados de las playas de Punta Lobos, San Pedrito y Los Viejos. Ambas unidades reflejan en los afloramientos, cambios composicionales que permiten observar su trayectoria metamórfica desde el protolito. Al sureste de La Paz, Rochín-García (2015) reporta una edad de U-Pb de ~103 Ma para un gneis anfibolítico con firmas isotópicas muy primitivas y correlaciona a esta unidad con los cuerpos gabroicos de la sierra El Novillo, fechados por Kimbrough et al. (2015) mediante U-Pb en zircones en 109 y 102 Ma.

En la región de Punta Lobos (Fig. 4) también aflora una secuencia metasedimentaria que incluye calcisilicatos y algunos carbonatos que forman bandas verdosas y blancas con granate, cortados por diques aplíticos deformados (Rochín-García, 2015). De esta unidad, Rochín-García (2015) obtuvo varias edades por U-Pb en zircones individuales, obteniendo una edad máxima de depósito de ~99 Ma con una fuente de aporte principal triásica (~236 Ma).

El límite oriental del CMTS está marcado por un cinturón milonítico discontinuo en contacto con los granitoides del Sistema Montañoso Central. Son de composición cuarzofeldespática con muscovita, biotita y granate, con foliación predominante N40°E (Pérez-Venzor, 2013).

2.1.2 Complejo Metamórfico Sierra La Gata (CMSLG)

Este complejo incluye paragneis, ortogneis, milonita y particularmente migmatita, gneis migmatítico y granito anatético asociado a la migmatización (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1995). El gneis migmatítico y las migmatitas abundan en toda la sierra La Gata (Fig. 4), presentando una gradación en cuanto al grado de fusión parcial implicado. Exhibe estructuras desde flebitas y estromatitas (metatexitas-fusión incipiente) al sur, hasta predominio de nebulitas (diatexitas-fusión avanzada) con abundancia de granitos anatéticos al norte (localidad El Ranchito; Fig. 4) (Pérez-Venzor, 2013). En general, el neosoma forma capas discontinuas alternadas de leucosoma (cuarzo y plagioclasa) y melanosoma (biotita y sillimanita). Las milonitas en esta región exhiben una textura protomilonítica a milonítica y separan a las rocas plutónicas pre-tectónicas (tonalita Buena Mujer) de las rocas metasedimentarias descritas anteriormente (Pérez-Venzor, 2013). Este complejo metamórfico está limitado al oriente por la falla Los Barriles y al occidente por el sistema de fallas La Gata.

2.1.3 Complejo Metamórfico del Borde Oriental (CMBO)

El CMBO aflora en el flanco oriental del Sistema Montañoso Central (Fig. 4), comprende al menos dos litodemas metasedimentarios y uno metaígneo que registran el metamorfismo regional y térmico de la región. Los metasedimentos están representados por la Unidad Portezuelo (Pérez-Venzor, 2013), en la cual se encuentran esquistos de mica, esquistos cuarzo-feldespáticos, paragneises y gneises anfibolíticos. La segunda unidad se denomina calcisilicatos El Mezquite (Pérez-Venzor, 2013) y aflora ~10 km al sur de Boca de la Sierra. Está compuesta por rocas metamórficas de afinidad calcárea asociados con esquistos y gneises anfibolíticos subordinados y se caracteriza por una intercalación de bandas de color castaño oscuro y gris de espesores variables, que genera diversos pliegues. Particularmente exhibe cristales de wollastonita asociados al metamorfismo. El contacto de la Unidad Portezuelo con los cuerpos plutónicos llega a generar zonas de skarn.

El litodema metaígneo corresponde al ortogneis Boca de la Sierra y el gneis anfibolítico de La Palma, ambos afloran al este de Boca de la Sierra (Fig. 4). Están asociados a zonas migmatíticas con estructuras dictoníticas y oftalmíticas que sugieren un ambiente de cizalla dúctil (Pérez-Venzor, 2013). Rochín-García (2015) reporta edades U-Pb en zircones para un paragneis ubicado ~5 km al NE de Casas Viejas, obteniendo edades máximas de depósito de ~80 Ma. Sin embargo, de acuerdo con el diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones, se observan muy pocos cristales en el rango de 80 Ma y podrían reflejar la intrusión de los

plutones, por lo que la edad máxima de depósito más razonable estaría comprendida entre ~200- 237 Ma (Permo-Triásico).

2.2 Rocas plutónicas del Complejo Plutónico de La Paz (CPLP)

El CPLP comprende rocas plutónicas tipo-I desde gabros hasta granitos *sensu stricto* y representan el grupo litológico más abundante del CPLP. Fueron clasificadas por Pérez-Venzor (2013) con base en la presencia o ausencia de deformación penetrativa en: Ensamble Plutónico Pretectónico y Ensamble Plutónico Sintectónico a Postectónico. El origen de estas rocas está asociado a un sistema orogénico de tipo Andino desarrollado durante el Cretácico Temprano-Tardío (Pérez-Venzor, 2013). Con la excepción del granito que aflora en la parte oriental de la isla Espíritu Santo (Rochín-García, 2015), no se reportan granitos tipo-S en el CPLP.

2.2.1 Ensamble Plutónico Pretectónico

Las rocas pre tectónicas afloran en las regiones de Todos Santos, Sierra El Novillo, Sierra Las Cruces y Sierra La Gata (Fig. 4) y han sido poco estudiadas. Las unidades más representativas corresponden a los gabros y tonalitas de Sierra El Novillo, el gneis-tonalita Buena Mujer y el granito denominado El Puerto.

Las rocas máficas de sierra El Novillo (Fig. 4) fueron documentadas por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988, 1989) y Schaaf et al. (2000), reportando un amplio afloramiento elíptico de gabros equigranulares de grano fino-medio, con bandeamientos de plagioclasa e hiperstena orientados N-S. Estos cuerpos son cortados por diques máficos con fases de hornblenda, plagioclasa y piroxeno de texturas pegmatíticas. Las edades reportadas para este complejo gabroico incluye una edad de ~129 Ma por isócrona Rb-Sr y una edad de enfriamiento Rb-Sr en biotita de ~116 Ma; ambas edades en una tonalita y hornblendita (Schaaf et al., 2000). Mas tarde, Kimbrough et al. (2015) obtuvieron una edad U-Pb en zircones en gabros de 109 y 102 Ma. El gneis tonalítico Buena Mujer reportado por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989), varia de tonalita a granito con foliación penetrativa hacia el NE. Aflora en franjas orientadas NNE-SSW dentro de metasedimentos en la región de Todos Santos y sierra La Gata (Fig. 4), donde es intrusionada por el granito El Puerto.

El granito El Puerto aflora en la parte alta de la sierra La Gata (sus dimensiones no son cartografiadas a escala del mapa de la Figura 4) intrusionando a los metasedimentos y a la tonalita Buena Mujer. Aflora principalmente como diques leucocráticos de formas semicirculares a irregulares, con foliación tectónica marcada a débil, expresada mediante textura gnéisica incipiente. Las relaciones de contacto entre el leucogranito, la migmatita y el

gneis migmatítico confirman un origen anatético singenético o posterior a las migmatitas y el gneis migmatítico (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989; Schaaf et al., 2000; Pérez-Venzor, 2013). Se han obtenido edades en el granito mediante Rb-Sr en roca total-biotita y muscovita de ~98 Ma y ~103 Ma respectivamente, y una edad en granate por Sm-Nd de ~118 Ma (Schaaf et al., 2000). Solé et al. (2007) reportaron una edad K-Ar en anfiboles de ~106 Ma, en un cuerpo microdiorítico que corta al intrusivo Tonalita Buena Mujer.

2.2.2 Ensamble Plutónico Sintectónico a postectónico

Corresponde a los plutones félsicos a intermedios que no exhiben ningún tipo de foliación tectónica. Composicionalmente incluye cuarzo-monzodioritas, tonalitas, granodioritas y granitos, asociados a varios sistemas de diques pegmatíticos félsicos y subvolcánicos de composición intermedia a félsica. Con la excepción de la cartografía y diferenciación detallada de los granitoides del borde oriental del Sistema Montañoso Central (SMC) realizada por Pérez-Venzor (2013), las rocas graníticas se han reportado en su mayoría sin diferenciar. Así, se ha cartografiado como granodiorita en el centro y norte del SMC, granito en la parte sur del SMC (Cabo San Lucas), granito en las sierras Las Cruces y La Gata al norte y granodiorita con granito subordinado en la sierra La Trinidad al oriente (Fig. 4).

La granodiorita es la roca predominante en el CPLP, sobre todo en el SMC. Se ha descrito como una roca de color claro con textura fanerítica inequigranular de grano medio a grueso, con porcentaje de plagioclasa mayor al de feldespato potásico y de biotita mayor al de hornblenda (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989; Schaaf et al., 2000; Pérez-Venzor, 2013). La granodiorita también es cartografiada ampliamente en el Bloque La Trinidad, aunque es una zona poco estudiada y realmente en ningún trabajo previo ha sido descrita formalmente. Algunos trabajos mencionan que las granodioritas en el BLT fueron descritas por Schaaf et al. (2000). Sin embargo, este trabajo no describe ninguna roca de esta región. Por otro lado, Frizzell et al. (1984) reportaron una edad U-Pb en zircones de 94 Ma en una granodiorita de la región de Cabo San Lucas.

La unidad tonalítica tiene su distribución en los flancos del Sistema Montañoso Central y es descrita como una roca de textura hipidiomórfica granular de grano medio a grueso, compuesta de cuarzo+plagioclasa+hornblenda+biotita±esfena. Particularmente a escala de afloramiento, esta unidad exhibe enclaves máficos a intermedios de grano fino (Pérez-Venzor, 2013). Para esta unidad se han reportado edades de enfriamiento de biotita (Bt)-roca total (WR) por Rb-Sr

de 93 ± 2 Ma al sureste de La Paz y una edad de 115 ± 4 Ma por isócrona Rb-Sr de roca total con cuatro muestras (Schaaf et al., 2000).

Los granitos sensu stricto afloran principalmente en tres regiones: En la región de La Paz (granito Sierra Las Cruces), en el Bloque La Trinidad (granito Cabo Pulmo) y en la región de Cabo San Lucas (granito Cabo San Lucas) (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988; Schaaf et al., 2000; Pérez-Venzor, 2013). En La Paz corresponde a un granito leucocrático hipidiomórfico con fenocristales gruesos de feldespato K. Las relaciones de contacto indican que los granitos son más jóvenes que las rocas máficas. Para esta región, Schaaf et al. (2000) reportan una edad de enfriamiento de Bt-WR por Rb-Sr de 93 ± 2 Ma, aunque describen la roca como tonalita. Los mismos autores obtienen otra edad Rb-Sr en Bt-WR de 90 ± 2 Ma en un granito no deformado de la parte sur del CPLP. Nieto-Samaniego et al. (2005) e Iriando et al. (2005) obtuvieron edades de 92 ± 3 Ma (Ar-Ar en biotitas) en el granito Las Cruces en la zona de falla de San Juan de Los Planes y de 88 Ma (Ar-Ar en biotitas) y 97 Ma (U-Pb en zircones) a 20m de la zona de falla.

En el Bloque La Trinidad esta unidad es descrita en la región de Cabo Pulmo y en los alrededores de la Sierra La Trinidad, como una roca clara con tonos rosas y moderadamente intemperizada, de textura hipidiomórfica granular, con predominio de feldespato potásico euhedral y cuarzo. Es intrusionado por diques porfídicos tonalíticos a félsicos y diques aplíticos y pegmatíticos (Pérez-Venzor, 2013). Bravo-Pérez (2002) clasificó a estos granitos en dos unidades informales. Los granitos de color rosa los denominó "Granito La Trinidad Norte", mientras que los granitos con tonos claros amarillentos, que generan lomeríos bajos los nombró "Granito La Trinidad Sur". La geoquímica e isotopía de estas rocas indican firmas calco-alcalinas de medio a alto K, con firmas isotópicas relativamente primitivas, que sugieren poca participación de corteza continental (Pérez-Venzor, 2013).

2.3 Sistemas de diques

Comprenden desde sistemas de diques microdioríticos, tonalíticos y diabásicos, diques porfídicos de composición félsica a intermedia y diques pegmatíticos cuarzo feldespáticos. Afloran en todo el CPLP y cortan con diferentes orientaciones a los complejos metamórficos y a los ensambles plutónicos. Fueron divididos por Pérez-Venzor (2013) en diques deformados y no deformados.

Los diques deformados afloran principalmente en la región de Todos Santos, SMC y sierra La Gata (Fig. 4); con predominio de los de composición diabásica, tonalítica con textura porfídica y cuarzo feldespática. Los diques sin deformación afloran en todo el CPLP y son porfídicos de

composición intermedia a félsica y diques pegmatíticos. Los diques pegmatíticos en sierra La Gata suelen ser concordantes a la foliación de los cuerpos metamórficos (Pérez-Venzor, 2013). Los diques porfídicos son abundantes y pueden tener espesores de decenas de metros y longitudes de decenas a cientos de metros. Son denominados por Pérez-Venzor (2013) como sistema de diques Mata Gorda y están compuestos por fenocristales de cuarzo, plagioclasa, hornblenda y biotita, inmersos en una matriz afanítica de color gris verdoso, con alteración hidrotermal moderada a intensa. Se han reportado dos orientaciones preferenciales, una al NW y otros prácticamente E-W (Bravo-Pérez, 2002; Pérez-Venzor, 2013). Bravo-Pérez (2002) atribuye el origen de los diques porfídicos subvolcánicos a la actividad volcánica del Mioceno. Hasta ahora no se han reportado fechamientos para los sistemas de diques no deformados.

2.4 Rocas Volcánicas

Estas unidades están expuestas en tres regiones del CPLP: La región central y norte (Punta Coyotes) de La Paz, en la isla Espíritu Santo y en la parte noreste de sierra La Trinidad (Fig. 4). Hausback (1984) y Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1986, 1988) describen la geología de las unidades de La Paz y de la isla Espíritu Santo, como una secuencia miocénica de ignimbritas félsicas y rocas volcanoclásticas, brechas basálticas y derrames de lava, subyacidos discordantemente por una secuencia de conglomerados y areniscas eólicas pre-miocénicas que descansa discordantemente sobre el basamento cristalino mesozoico. A la secuencia volcánica le sobreyacen conglomerados polimícticos de origen aluvial. Para la secuencia volcánica, Hausback (1984) reporta edades K-Ar de roca total, mineral y vidrio, obteniendo un rango de 24 a 18 Ma. Recientemente, Camarena-Vázquez (2018) realizó un estudio y clasificación detallada de las ignimbritas de la región de La Paz, San Juan de La Costa y la isla Espíritu Santo, sugiriendo una correlación entre las mismas y a su vez con el Grupo Comondú. También obtuvo edades entre 25 y 19 Ma para las ignimbritas mediante U-Pb en zircones.

Las rocas volcánicas del Bloque La Trinidad han sido poco estudiadas, pero de manera general se describen como rocas piroclásticas, derrames de lava y tobas dacíticas a riolíticas, que sobreyacen discordantemente al basamento granítico cretácico (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; Bravo-Pérez, 2002). Hasta la fecha no se ha reportado ningún fechamiento con métodos isotópicos en esta unidad, pero se le ha asignado indirectamente una edad miocénica por sus similitudes con la Formación Comondú (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; Bravo-Pérez, 2002). En la región de La Trinidad no se observa toda la secuencia típica del Grupo Comondú, por lo que la correlación con dicha unidad se debe tomar con precaución.

2.5 Rocas Sedimentarias

Las rocas sedimentarias están distribuidas dentro de las cuencas de Valle de La Paz, San Juan de Los Planes, San José del Cabo y Los Barriles (Fig. 4), cubriendo buena parte de los contactos entre los complejos metamórficos y los ensamblajes plutónicos. En la región del Valle La Paz predominan los sistemas de abanicos aluviales conformados por arenas y gravas (Pérez-Venzor, 2013). La cuenca de San Juan de Los Planes comprende terrazas y abanicos aluviales pliocénicos compuestos de areniscas finas a gruesas y conglomerados (Pérez-Venzor, 2013).

Por otro lado, la cuenca San José del Cabo (representada solo como rocas sedimentarias no diferenciadas en la Figura 4) es una cuenca típica de zona de rift con una estructura de medio *graben*, cuyo origen y evolución se ha relacionado con la apertura del Golfo de California a partir del Mioceno Tardío (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; McTeague, 2006; Arreguín-Rodríguez y Schwennicke, 2013). El relleno de la cuenca consiste en varias formaciones cuya sedimentación fue controlada por la actividad de la falla San José del Cabo. Las formaciones fueron definidas formalmente por Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997). Los depósitos más viejos afloran en el flanco oriental de la cuenca y corresponden a conglomerados y areniscas rojizas de origen fluvial del Mioceno tardío (McTeague, 2006) denominados Formación La Calera. Posteriormente, se depositaron lodolitas y areniscas marinas de la Formación Trinidad que marcan una transgresión marina, con edades propuestas del Mioceno tardío-Plioceno tardío con base en el registro fósil. Le sobreyacen areniscas y conglomerados fosilíferos de grano grueso de la Formación Refugio, que es la unidad marina somera más joven. En la parte norte de la cuenca afloran conglomerados y areniscas aluviales de la Formación Los Barriles. En la parte NW de la cuenca, la F. Trinidad y la F. Los Barriles son contemporáneas y reflejan la existencia de una zona costera con abanicos deltaicos (Arreguín-Rodríguez y Schwennicke, 2013). Por último, los depósitos más recientes corresponden a conglomerados y areniscas gruesas de origen fluvial de la Formación El Chorro (Arreguín-Rodríguez y Schwennicke, 2013).

La cuenca Los Barriles al noroeste del poblado homónimo (Fig. 4), es un medio *graben* limitado al oeste por el sistema de fallas Los Barriles, que es interpretado como una estructura independiente del sistema de fallas SJC (Schwennicke et al., 2017). La cuenca está conformada por las formaciones Los Barriles, Trinidad, el Chorro y Refugio, descritas anteriormente para la cuenca SJC, aunque se describen como cuencas independientes. Schwennicke et al. (2017) confirman que la subsidencia de la cuenca Los Barriles inició en el Mioceno tardío, antes de la activación de la falla SJC.

3. Geología del Bloque La Trinidad

En este capítulo se describen macroscópicamente las unidades litológicas expuestas en el sector oriental del CPLP o Bloque La Trinidad (BLT). Se colectaron 55 muestras a lo largo de los transectos recorridos y se reconocieron dos unidades mayores denominadas informalmente Ensamble plutónico La Trinidad y Unidad Volcánica Cabo Pulmo. Uno de los objetivos de este trabajo consiste en la búsqueda e identificación de unidades metamórficas de basamento en la región del BLT. Para tener una referencia de las unidades que se podían encontrar, se visitaron dos localidades del Complejo Metamórfico del Borde Oriental (CMBO) (Fig. 4): Los ortogneises y migmatitas de la región de Boca de la Sierra y la unidad de calcisilicatos El Mezquite. Sin embargo, durante el trabajo de campo en el BLT, no se identificó ni se observaron indicios de alguna unidad metamórfica.

En el esquema de la figura 5 se representan las unidades litológicas y las relaciones de contacto observadas. Con los datos de campo se elaboró un mapa geológico (Fig. 6) en el que se diferenciaron lo más posible las unidades plutónicas que afloran en el BLT. Para la diferenciación de las unidades litológicas se utilizaron criterios composicionales y texturales. Sus límites superficiales son sugeridos con base en las relaciones de campo e interpretaciones mediante imágenes satelitales y el modelo digital de elevación del área de estudio.

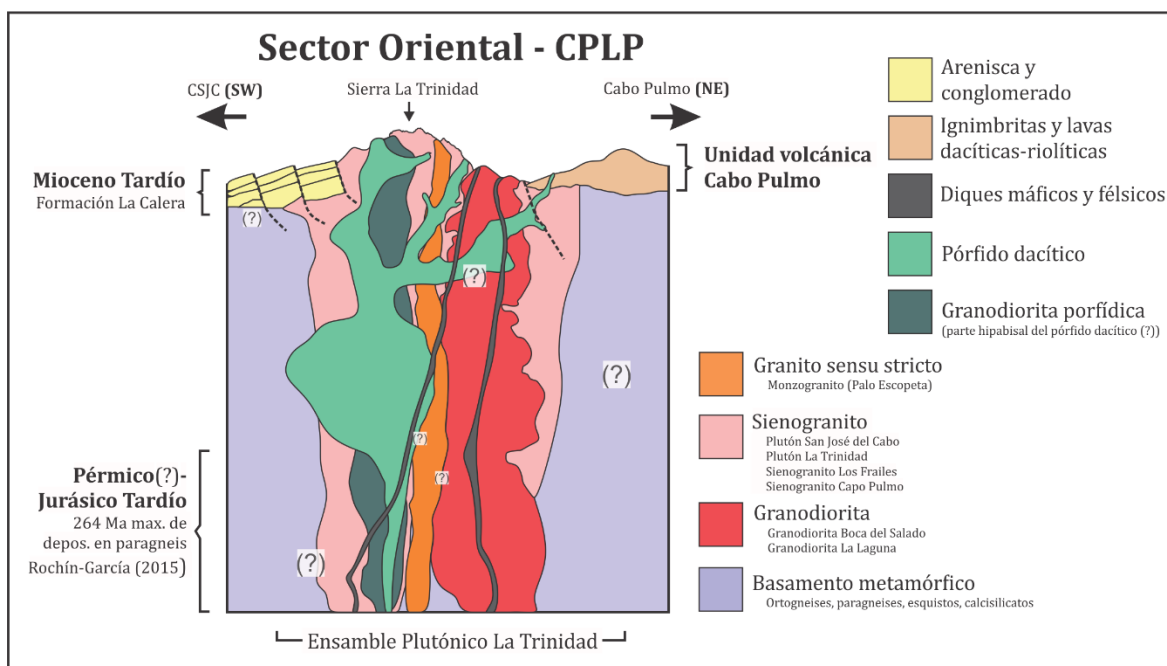


Figura 5: Caricatura que muestra las unidades litológicas y relaciones de contacto observadas en la región del Bloque La Trinidad. Las edades del basamento metamórfico son con base en los resultados de Rochín-García 2015.

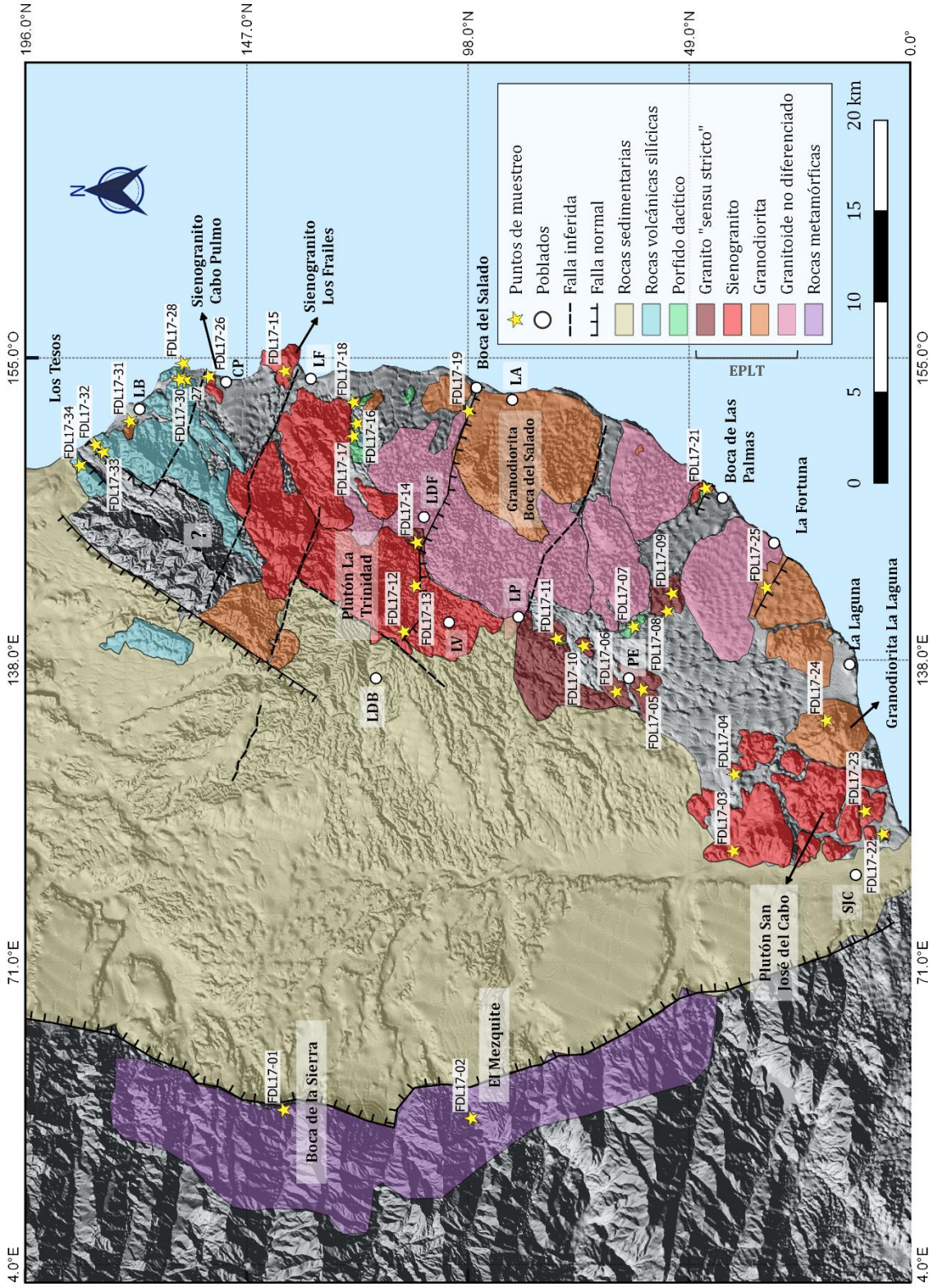


Figura 6: Mapa geológico del Bloque La Trinidad (BLT) en el sector oriental del Complejo Plutónico de La Paz, que abarca las regiones de San José del Cabo, Palo Escopeta y Cabo Pulmo. El trabajo de campo permitió diferenciar algunos de los pulsos graníticos que conforman al Ensamble Plutónico La Trinidad (EPLT). También se muestran los puntos de muestreo.

3.1 Ensemble Plutónico La Trinidad

Representa la unidad litológica principal y con mayor superficie expuesta. Está conformado por diversos cuerpos graníticos y granodioríticos, con intrusivos cuarzo-monzodioríticos subordinados, que son ensamblados entre sí (Fig. 7), que generan un cuerpo de dimensiones batolíticas que cubre un área aproximada de 500 km². Los granitoides son cortados por un sistema de diques porfídicos y diques pegmatíticos con diversas orientaciones, que representan las fases terminales del magmatismo (Fig. 5). Las rocas del ensemble plutónico no presentan rasgos de deformación penetrativa, por lo que se clasifican como rocas post-tectónicas. Sin embargo, en algunos sectores los granitos son afectados por sistemas de fallas normales. Para facilitar la descripción de las rocas, la mayor parte de éstas se diferenciaron por su mineralogía y ubicación, nombradas en función de las localidades/poblados más cercanos.

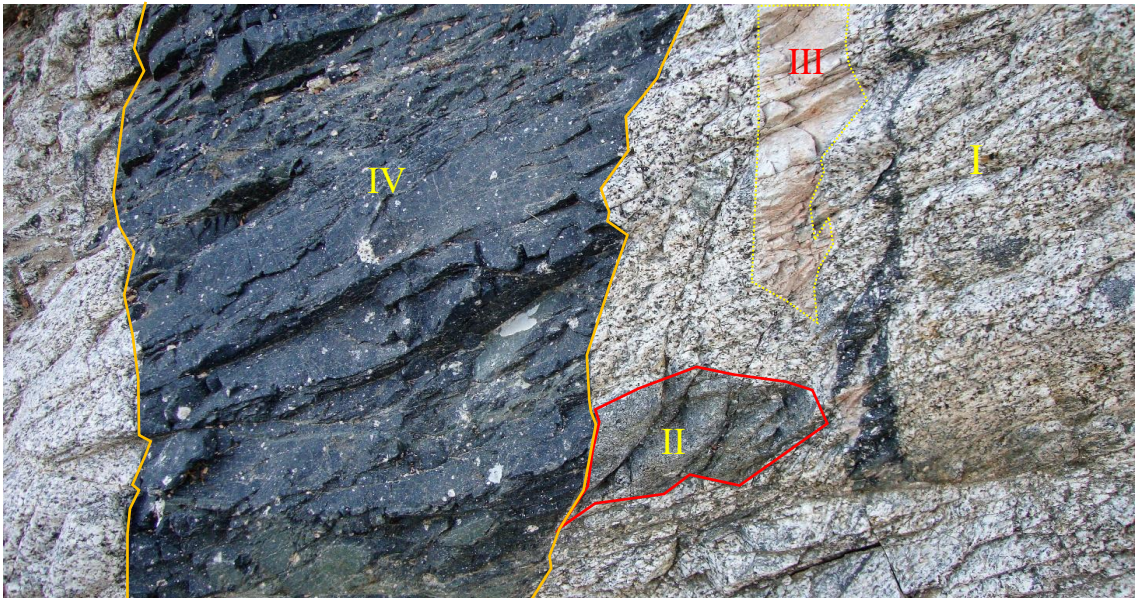


Figura 7: Evidencia en campo que ejemplifica los múltiples pulsos magmáticos que conforman al Ensemble Plutónico La Trinidad. El I representa el evento más antiguo y el IV el más reciente.

3.1.1 Plutón San José del Cabo

Corresponde a un cuerpo compuesto ubicado al norte y noreste de San José del Cabo (Fig. 6). Sus afloramientos generan un cuerpo elongado y orientado N-S, de ~55 km². Está conformado principalmente por un leucogranito de biotita (FDL17-03, 04 y 22B) y en menor medida por un sienogranito con poca biotita (FDL17-22A y 23) que aflora en las zonas proximales a San José del Cabo (Fig. 8B).

Ambos exhiben textura fanerítica inequigranular de grano medio compuestos por Kfs¹, Plg, Qz y Bt principalmente. En la parte norte del plutón solo aflora el leucogranito y es intrusionado por diques aplíticos y pegmatíticos de Qz, Kfs, Ms y Bt, con espesores de ~2 a 6m (Fig. 8D). Saliendo de San José del Cabo sobre el camino a Cabo Este (Fig. 3B), el sienogranito es cortado por diques porfídicos dacíticos muy intemperizados, con fenocristales de Plg, Bt, Hbl inmersos en una matriz fina de tono verde grisáceo. En ocasiones, entre el dique porfídico y el sienogranito se observa un borde aplítico de ~40cm (Fig. 8A y C).

Hacia el norte y oeste limita con los depósitos sedimentarios de la cuenca San José del Cabo. Hacia el este, el plutón es limitado por un cuerpo granodiorítico denominado en este trabajo “granodiorita La Laguna”. Sin embargo, el contacto entre ambos cuerpos no fue observado.



Figura 8: **A y C.** Sienogranito (*Sgr*) cortado por un dique porfídico dacítico (*Pf. Dc.*) de ~6m de espesor, en **C** se aprecia un margen aplítico cuarzo feldespático que se acuña entre el pórfido y el sienogranito. Sobre camino a Cabo Este, a las afueras de SJC. **B.** Se aprecia la textura y mineralogía del sienogranito. Cerro a las afueras de SJC. **D.** Margen norte del plutón, con un granito de Bt (*Bt-Gr.*) cortado por un dique aplítico cuarzo feldespático (*Apl*).

¹ Qz= cuarzo; Plg= plagioclasa; Kfs= feldespato potásico; San= sanidino; Bt= biotita; Ms= muscovita; Hbl= hornblenda; Ttn= titanita; Chl= clorita; Ep= epidota. Estas se utilizan en todas las descripciones de este capítulo. La mineralogía se describe en orden de abundancia con base en la estimación modal y/o conteo de puntos.

Aflora en los alrededores de la Sierra La Trinidad (Fig. 6 y 9A), cubriendo un área aproximada de 80 km², aunque sus límites no pudieron determinarse con exactitud. Es un plutón compuesto, conformado particularmente por un sienogranito de tonos rosados (FDL17-12 y 13) con cristales gruesos de Kfs, Qz y poca Bt (Fig.9B), seguido de monzogranito con Kfs, mayor contenido de Bt y poca Hbl (FDL17-14A) y en menor abundancia granodiorita. Los granitos muestran textura fanerítica inequigranular de grano medio a grueso y una mineralogía de Kfs, Qz, Plg, Bt, Ox y Hbl en bajas proporciones; con ligera alteración a Chl y Ep.

Sobre el arroyo La Trinidad, al este del poblado Lengua de Buey, cambia a composiciones más granodioríticas con Plg, Qz, Bt, Kfs, Hbl y Ox. Los afloramientos muestran un intemperismo que va de moderado a fuerte, alteración potásica en vetillas y fracturamiento, observado principalmente en la parte central del plutón.

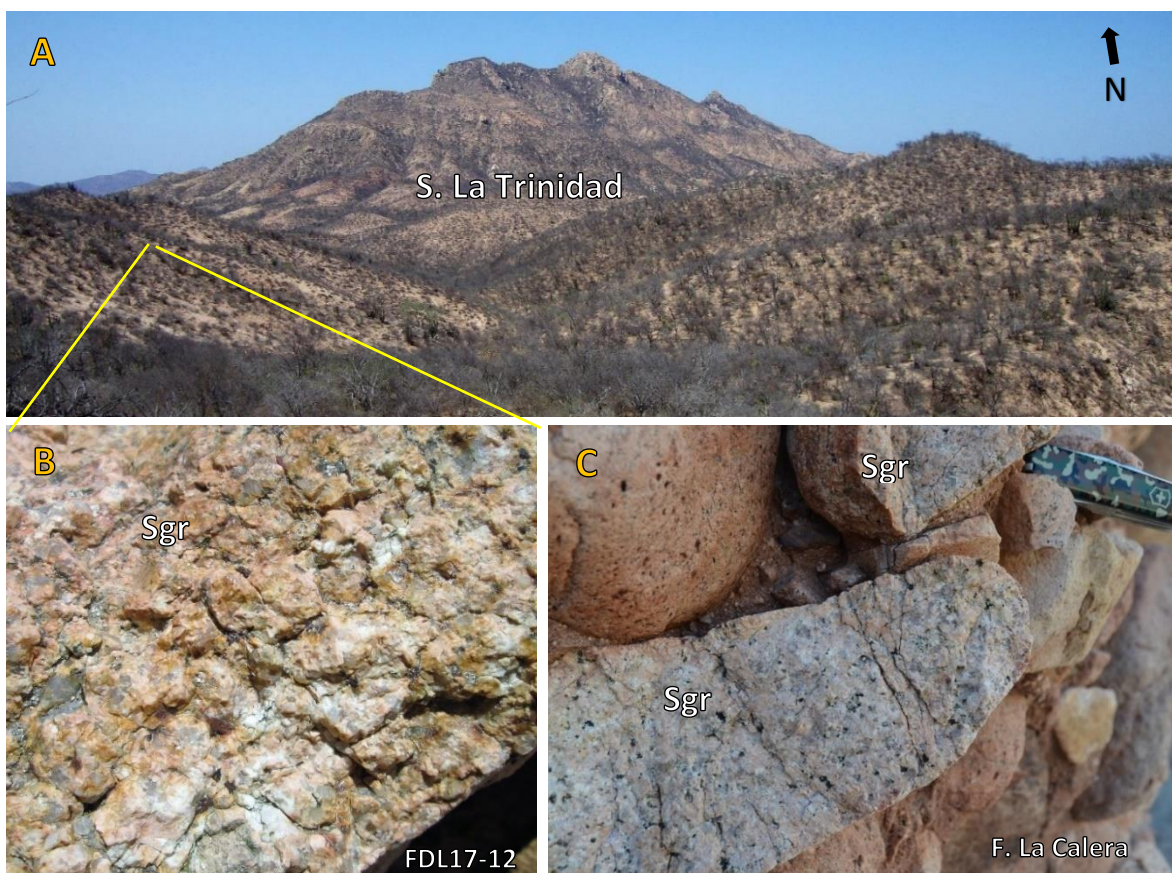


Figura 9: A. Vista panorámica de la parte central de Sierra La Trinidad. B. Sienogranito intemperizado con textura fanerítica de grano grueso y predominio de Kfs y Qz, con poca Bt. C. Clasto de sienogranito típico del plutón La Trinidad, contenido en un ortoconglomerado casi monomórfico de la Formación La Calera. Sobre el arroyo La Trinidad.

Comúnmente es intrusionado por diques aplíticos cuarzo feldespáticos, aunque sobre un arroyo cercano al poblado Los Difunditos, el monzogranito es intrusionados por diques máficos, además de incluir enclaves microdioríticos.

Al sur el plutón parece extenderse hasta el poblado de Las Vinoramas y al norte hasta las faldas de la Sierra Agua Escondida. Los mapas geológicos de trabajos previos suelen cartografiar a la sierra como granito. Hacia el este-noreste el plutón parece extenderse de manera intermitente hasta Los Frailes (Fig. 6). Al oeste cerca del poblado de La Trinidad, forma un contacto discordante basal con los depósitos sedimentarios de la Formación La Calera, cuyos conglomerados incluyen numerosos clastos graníticos de la sierra La Trinidad (Fig. 9C).

3.1.3 Sienogranito Los Frailes

Aflora en los alrededores del poblado y Cerro Los Frailes (Fig. 6) y forma un pequeño cuerpo relativamente elíptico de ~3 km de largo, elongado casi E-W. Fue clasificado como un sienogranito rico en Kfs, Qz, Plg, Bt, Ox, con poca alteración por Chl y Ep (FDL17-15). Es una roca leucocrática fresca con textura fanerítica inequigranular, que exhibe intemperismo esferoidal a diferentes escalas (Fig. 10A y B). El sienogranito Los Frailes exhibe grandes cristales euhedrales de biotita de hábito hexagonal, con tonos cobrizos por el intemperismo (Fig. 10C); observados también en afloramientos graníticos en la región de Palo Escopeta y La Fortuna (FDL17-7A, 08 y 09) (Fig. 6).

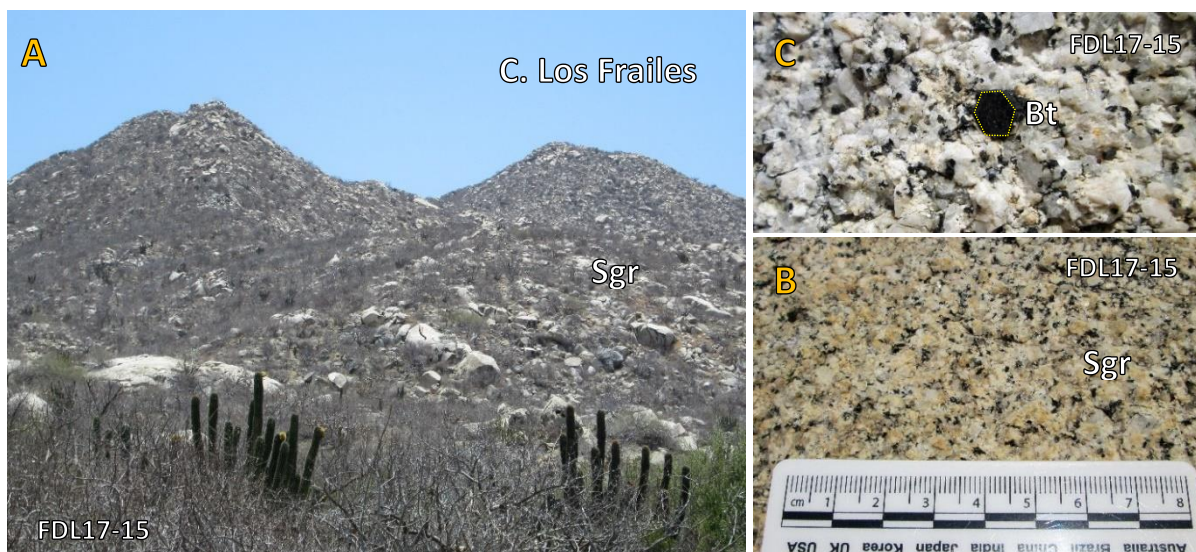


Figura 10: A. Vista del Cerro Los Frailes al NE del BLT, donde se aprecia el intemperismo esferoidal y los tonos claros del sienogranito. B. Acercamiento al sienogranito parcialmente intemperizado a tonos naranjas, con textura fanerítica de grano medio y predominio de Kfs. C. Al centro, paquete de cristales euhedrales de biotita con hábito hexagonal.

Composicionalmente es similar a los sienogranitos del plutón La Trinidad, sin embargo, este granito cuenta con mayor proporción de Bt de hábito hexagonal. Además, está relativamente alejado de la sierra La Trinidad, por lo que se prefirió describirlo aparte. El granito Cabo Pulmo descrito por Pérez-Venzor (2013) como CP-34-2, realmente aflora más cerca del sienogranito en cerro Los Frailes por lo que podría incluirse en esta unidad.

3.1.4 Sienogranito Cabo Pulmo

Es un sienogranito muy intemperizado que aflora en la parte sur del poblado Cabo Pulmo (FDL17-26) (Fig. 6). Hacia el norte limita con las rocas piroclásticas de la Unidad Volcánica Cabo Pulmo, aunque no se observó directamente el contacto. Es un granito con tonos rosados muy intemperizado, compuesto por Kfs, Qz, Plg y bajas proporciones de Bt (Fig. 11B). Este sienogranito es similar a los del plutón La Trinidad. Exhibe intemperismo esferoidal y morfologías particulares denominadas “Tafoni”, que generan cavidades en la base y las paredes de los bloques graníticos (Fig. 11A). El Tafoni pertenece al conjunto de morfologías denominadas “Pseudokarst” o cavidades graníticas, haciendo referencia a la generación de formas análogas a las kársticas como grietas y cavidades, cuya génesis no se deriva de la disolución de la roca sino a procesos de intemperismo físico como: degradación granular, haloclastía, la acción eólica y abrasión marina. Es típico en zonas costeras (Mayor-Rodríguez, 2011 y referencias ahí citadas).



Figura 11: Se aprecia la morfología Tafoni y el intemperismo esferoidal del sienogranito Cabo Pulmo. Afloramiento a las afueras del poblado Cabo Pulmo. **B.** Acercaiento a la textura y mineralogía del sienogranito.

3.1.5 Granito *sensu stricto*

Esta litología aflora en diversas partes del área de estudio, por lo que no se pudo agrupar en algún cuerpo plutónico en particular. Aflora principalmente en los alrededores de Palo Escopeta (Fig. 6) (FDL17-04, 05, 06 y 10A) y corresponde a una roca leucocrática con textura porfídica de fina a media, compuestos de Qz, Plg, Kfs, con abundancia variable de Bt (Fig. 12A y B). Muestran una mínima alteración a Chl y Ep, pero en los afloramientos exhiben intemperismo de fuerte a moderado con sericitización avanzada. En algunos sectores es intrusionado por diques porfídicos dacíticos y pegmatíticos (FDL17-10A) (Fig. 12C).



Figura 12: A y B. Se aprecia la textura fanerítica fina a media, semi-equigranular, con Qz, Plg, Kfs y Bt. C. Granito *sensu stricto* muy intemperizado y fragmentado (Gr.), intrusionado por un dique porfídico dacítico (Pf. Dc.), al norte de Palo Escopeta.

2.1.6 Granodiorita Boca del Salado

Representa un cuerpo plutónico alargado que aflora sobre la costa este del BLT, principalmente en Boca del Salado (Fig. 6), cubriendo un área de ~ 20 km². Hacia el norte se extiende casi hasta Los Frailes, donde probablemente esté en contacto con el Granito El Fraile, aunque no se observó el contacto. Hacia el sur se identificó hasta playa Las Ardillas (FDL17-20), pero es posible que se extienda más al sur hasta El Cardoncito o Boca de la Vinorama.

Es una roca fresca leucocrática a mesocrática, de textura fanerítica e hipidiomórfica de grano medio, conformada principalmente por Plg, Qz, Hbl, Kfs, Bt, Ttn, y óxidos de Fe. Particularmente, contiene enclaves máficos microgranulares (algunos de grano medio) de morfologías variadas que usualmente exhiben un borde de reacción claro (Fig. 13A, B1, B2).

En la playa Las Ardillas, la granodiorita (FDL17-20) es intrusionada por un sienogranito que probablemente pertenece al plutón La Trinidad (Fig. 13C).



Figura 13: A. Afloramiento de granodiorita fracturada, con numerosos enclaves máficos. Sobre arroyo Boca del Salado, B₁ y B₂. Distintas morfologías de los enclaves microioríticos inmersos en la granodiorita Boca del Salado, se aprecia un pequeño borde claro de granito en los enclaves. C. Granodiorita intrusionada por un dique granítico rico en Kfs y Qz. D. microfracturas con estructura de cola de caballo en la granodiorita. E. Afloramiento de la granodiorita La Laguna con tonos pardo y fracturas semi verticales. F. Acercamiento a la textura fanerítica hipidiomórfica de la granodiorita La Laguna. En E y F la granodiorita se ve redondeada, típico del intemperismo esferoidal.

Además, los afloramientos exhiben fracturamiento intenso mediante sistemas de diaclasas, incluso se observan estructuras de “cola de caballo” asociado a deformación frágil (Fig. 13D).

La granodiorita CP-40 reportada por Pérez-Venzor (2013) para la región de Cabo Pulmo, en realidad aflora más hacia el sur y cae dentro del cuerpo granodiorítico Boca del Salado.

3.1.7 Granodiorita La Laguna

Corresponde a un cuerpo semi ovalado orientado N-S, de ~14 km², localizado ~3 km al oeste de la localidad La Laguna y a ~8 km al noreste de San José del Cabo (Fig. 6). Exhibe textura fanerítica, hipidiomórfica de grano medio, con una mineralogía de Plg, Bt, Hbl, Qz, Kfs y Ttn (FDL17-24). A escala de afloramiento exhibe formas esferoidales con tonos pardo claro asociado al intemperismo y es cortado por vetillas cuarzo feldespáticas (Fig. 13E y F). También contiene pequeños enclaves máficos y algunos subdominios restíticos compuestos de Bt.

Al oeste y norte, limitada con el plutón San José del Cabo, mientras que al este parece extenderse hasta el poblado de La Fortuna (FDL17-25) (Fig. 6) y es difícil establecer límite.

3.1.8 Granodiorita porfídica

Conforma un pequeño cerro denominado El Aura, a ~2.5 km al sureste de Palo Escopeta (Fig. 6). Litológicamente es una granodiorita con subdominios de cuarzo-monzodiorita (FDL17-7A); que exhibe una textura porfídica gruesa con grandes cristales euhedrales de Plg, Hbl y Bt hexagonal, inmersos en una aparente matriz fanerítica fina de composición cuarzo feldespática (Fig. 14A y B). Los afloramientos reflejan un fuerte intemperismo y alteración hidrotermal, con amplio desarrollo de Chl y Ep. También se observan lentes del pórfido dacítico (FDL17-7B), el cual es similar a la granodiorita, pero con textura porfídica más fina. Hacia el sur del cerro El Aura, la granodiorita parece cambiar gradualmente a un granito claro muy intemperizado y fracturado, que conserva los megacristales de Bt de hábito hexagonal.

3.1.9 Diques y cuerpos porfídicos dacíticos

Esta unidad se distribuye ampliamente en el BLT mediante depósitos de pocas dimensiones que no suelen ser cartografiables. Sus afloramientos más representativos se ubican en los alrededores de La Palmilla y Palo Escopeta (FDL17-7B, 10B, 11A y B), al suroeste de Los Frailes (FDL17-17A), cerca del poblado de Boca de las Palmas (FDL17-21) y a las afueras de San José del Cabo (FDL17-22B) (Fig. 6). Se caracteriza por un sistema de diques de pocos metros a decenas de metros y cuerpos irregulares de cientos de metros conformados por una roca gris

verdoso a gris claro de composición dacítica, que exhibe textura porfídica con fenocristales euhedrales de Plg, Bt, Hbl y Qz, inmersos en una matriz de color gris verdoso que varía de microcristalina a fanerítica fina (Fig. 14C y D). Se pueden observar ligeras variaciones texturales y cambios en el contenido de Bt, Hbl y Plg entre los diversos afloramientos. En los alrededores de Palo Escopeta (FDL17-07), esta unidad exhibe sectores con textura hipabisal. Además, todos los cuerpos expuestos exhiben una fuerte alteración hidrotermal con Chl y Ep presente en la matriz y a su vez, reemplazan a los fenocristales de Bt y Hbl. Esta unidad corta a los sienogranitos del plutón San José del Cabo, La Trinidad y al sienogranito El Fraile (Fig. 14C), sin embargo, no se observó su relación de corte con los cuerpos granodioríticos.

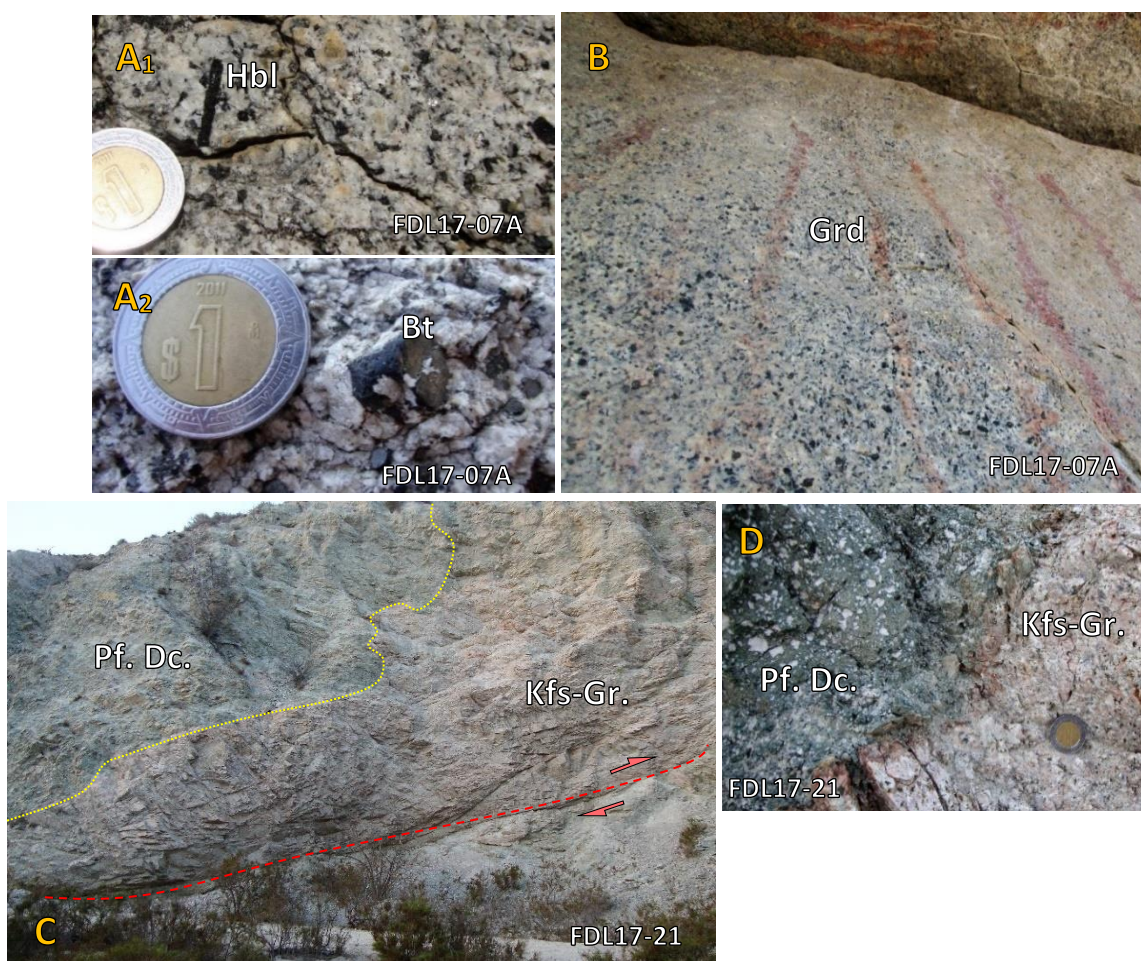


Figura 14: *A₁ y A₂. Se aprecia la textura porfídica gruesa con megacristales de Hbl, Plg y Bt hexagonal inmersos en una pseudomatriz cuarzo feldespática de textura fanerítica fina. B. Bloque de granodiorita porfídica con trazos rojizos que, de acuerdo con los lugareños representan pinturas rupestres. C. Pórfido dacítico (Pf. Dc.) que intrusión a un granito rosa rico en Kfs, a su vez, el granito es cortado por una falla inversa. D. Acercamiento al contacto entre el pórfido y el granito de Kfs, donde se aprecia la textura porfídica y un borde de enfriamiento entre ambas rocas.*

3.2 Unidad Volcánica Cabo Pulmo

Esta unidad aflora en el sector noreste del BLT, en las regiones de Cabo Pulmo y Los Tesos (Fig. 6). Forma pequeñas sierras de lomeríos bajos (~200-500m), orientadas NE-SW, con una cadena principal de una longitud aproximada de 9 km. Está conformada únicamente por rocas volcánicas félsicas, incluyendo tobas soldadas y flujos dacíticos a riolíticos, brechas volcánicas e ignimbritas riolíticas. No se encontraron depósitos de tobas de caída, aunque no se descarta que afloren al norte o noreste del BLT o aún más alejados de la zona de estudio. También es posible que las tobas de caída ya se hayan erosionado y solo queden los depósitos más resistentes. Lamentablemente, no se observó el contacto con las rocas del Ensamble Plutónico La Trinidad, pero es probable que sea de tipo tectónico. La descripción de las unidades se dividió en dos regiones a partir del arroyo Los Mangles (Fig. 3): la región de Cabo Pulmo al sur del arroyo y la región de Los Tesos al norte.

3.2.1 Región de Cabo Pulmo

Estos depósitos afloran al norte y noroeste del poblado Cabo Pulmo (Fig. 6) y se componen por una aparente secuencia de depósitos de flujo piroclástico conformados por ignimbritas, tobas soldadas y un derrame dacítico. La secuencia se observa parcialmente en el cerro Pulmo, pues los depósitos están fuertemente intemperizados y erosionados. Sobre una terracería que cruza el cerro, se pueden ver numerosos cantos y bloques de una ignimbrita oscura con textura eutaxítica (FDL17-27B), en la que predomina una matriz oscura completamente vítrea (Fig. 15D). Inmersos en la matriz se observan cristales de Plg de 2-3 mm, y abundantes fragmentos milimétricos de pómez en su mayoría formando fiames alargados (50% matriz; 35% pómez; 15% líticos). Sobre las faldas del cerro se observan pequeños afloramientos de un derrame dacítico de textura porfídica (FDL17-27C y 29), con fenocristales rectangulares de Plg de entre 1 y 4mm, con algunos de Qz y Hbl, inmersos en una matriz afanítica de tonos rojizos a morado claro (Fig. 15C).

Por encima de la dacita y abarcando un área amplia del cerro, aflora una toba soldada de ceniza, rica en pómez y líticos juveniles, con tonalidades pardo claro (FDL17-27A y 30) y sin estratificación (Fig. 15A). Los fragmentos de pómez son ovalados a subredondeados y los líticos son porfídicos riolíticos y algunos afaníticos con formas angulosas a subredondeadas de 2 a 5 mm. Todo está inmerso en una matriz de ceniza fina de color pardo claro (60% matriz; 20% pómez; 17% líticos; 3% vidrio). Los líticos riolíticos se componen de fenocristales de Plg sub

a idiomórficos de color blanco, inmersos en una matriz afanítica oxidada de tono rojizo-morado claro y son muy similares en composición y textura al derrame dacítico descrito anteriormente.

Al este del cerro Pulmo sobre la costa, aflora los restos de un depósito ignimbrítico muy erosionado (FDL17-28B), con brecha volcánica de lapilli subordinada (FDL17-28A). La ignimbrita es de tonos oscuros y exhibe textura eutaxítica con numerosos fragmentos de pómez y líticos félsicos (Fig.15D) pero pobre en cristales, todo inmerso en una matriz vítrea con ceniza pumicítica (60% matriz, 25% pómez, 10% líticos, 5% cristales). Es muy similar a FDL17-27B descrita anteriormente. La brecha tiene matriz de composición dacítica o riolítica (Fig. 15B). Incluye preferentemente líticos y fragmentos de pómez con formas subangulosas de 1 a 5 cm, inmersos en una matriz de lapilli con subdominios vítreos (Fig. 15B). Los líticos exhiben mineralogía y textura muy similares a FDL17-29, 32A (Fig. 15C y 16A) y a los líticos incluidos en FDL17-27A. Algunos fragmentos de pómez de tono rosa claro muestran una ligera laminación. La brecha podría ser parte de la estructura del depósito ignimbrítico o probablemente se asocie al colapso de un derrame altamente viscoso y relativamente cercano. El alto grado de erosión impide relacionar claramente los depósitos.

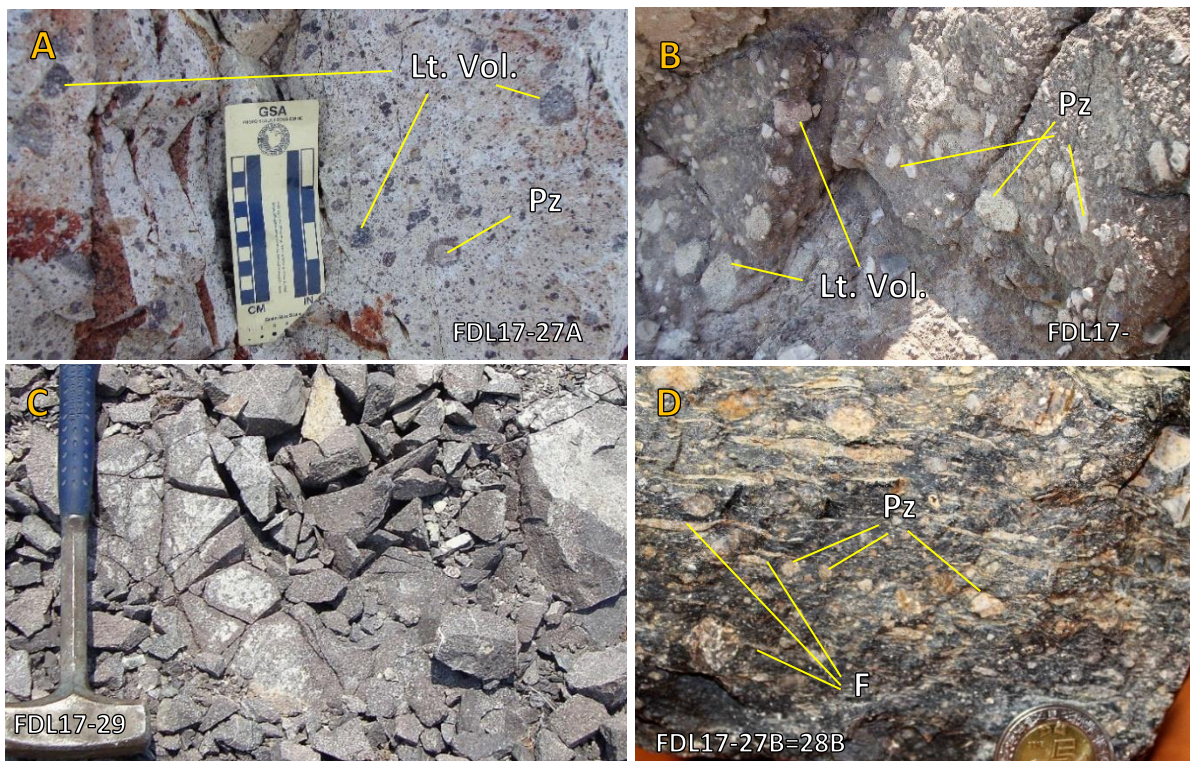


Figura 15: A. Toba soldada y masiva de ceniza, rica en líticos riodacíticos juveniles y algunos fragmentos de pómez; inmersos en una matriz de ceniza color pardo claro. B. Brecha volcánica de lapilli y bloques, con fragmentos de pómez (Pz) y líticos riodacíticos subangulosos. C. Derrame fragmentado de dacita con fenocristales de Plg, Qz y Bt (poco) inmersos en una matriz afanítica de tono rojizo a morado claro. D. Ignimbrita de textura eutaxítica con abundantes fragmentos de pómez ovalados, fiames (F) y algunos líticos juveniles, inmersos en una matriz vítrea oscura.

3.2.2 Región de Los Tesos

Al norte del arroyo Los Mangles afloran derrames dacíticos a riolíticos y un flujo riolítico bandeado, que se denominó riolita Los Tesos (Fig. 6). Los derrames dacíticos-riolíticos abarcan lo que se denomina cerro Blanco (elevación <200 m) (Fig. 16C) y se caracterizan por una roca porfídica muy intemperizada a tonos pardo claro, blanco y algunos sectores rosados a rojizo (FDL17-32A). Se conforma por fenocristales de Plg, Qz, Bt (poco), inmersos en una matriz afanítica de tonos rojizos a morado claro (Fig. 16A). Predomina la Plg con cristales rectangulares de 1 a 3 mm. Ocasionalmente se observan vetillas y lentes con segregaciones de Qz blanco y fracturas con precipitación de epidota.

La riolita Los Tesos (FDL17-34) aflora en el cerro Los Tesos (Fig. 6) y constituye un depósito elongado no estratificado y muy intemperizado, de ~3 km de largo y hasta 250 m de espesor. Exhibe un particular aspecto bandeado generado por franjas claras de cuarzo y zonas de desvitrificación oscuras con mucha alteración a arcilla (Fig. 16B). Inmersos en la matriz se observan algunos cristales de tonos rosados de 1-3 mm aparentemente de sanidino (Fig. 16D). Sin embargo, petrográficamente se determinaron como cristales de Plg y Qz. No se observó la relación entre los derrames riodacíticos de cerro Blanco y la riolita Los Tesos, ya que están separados por una planicie aluvial y por el arroyo Miramar.

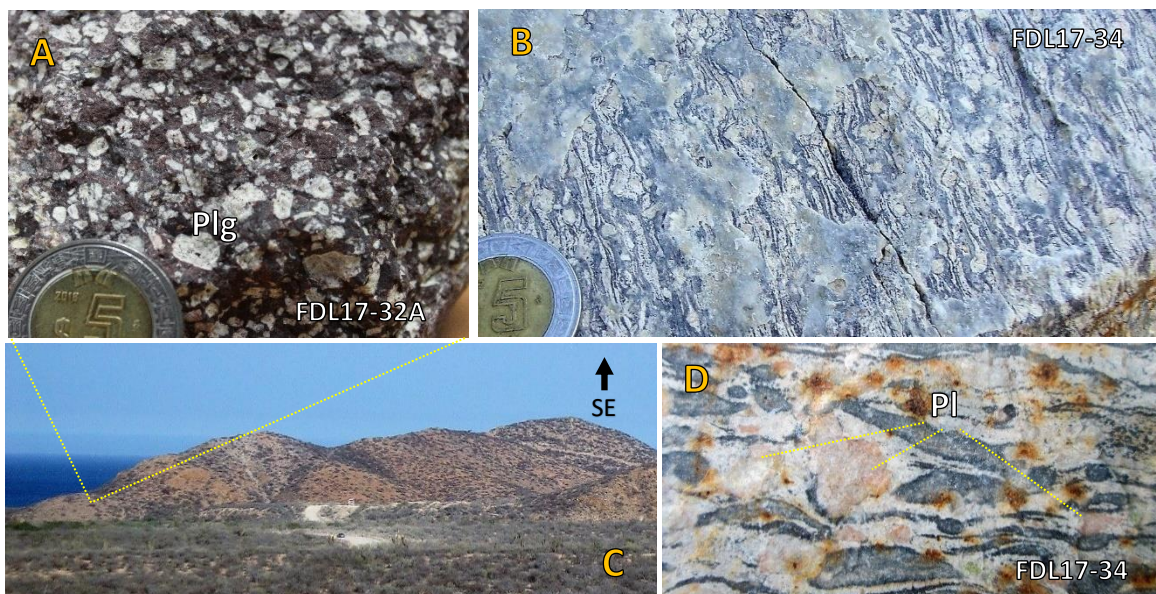


Figura 16: A. Riodacita porfídica con fenocristales de Plg, Qz, Bt, inmersos en una matriz fina rojizo oscuro. B. Riolita Los Tesos con bandas claras (cuarzo) y oscuras (dominios desvitrificados) de espesor irregular. C. Vista panorámica del cerro Blanco. D. Se observan cristales de plagioclasa (Pl) con tonos rosa-anaranjado por intemperismo, rodeados por zonas de desvitrificación.

4. Estudio Petrográfico

Se realizó el análisis petrográfico de las unidades plutónicas y volcánicas del Bloque La Trinidad para determinar las asociaciones minerales, variaciones texturales y mineralógicas, con el fin de identificar procesos magmáticos involucrados en la petrogénesis de las rocas estudiadas. Además, los granitoides fueron clasificados modalmente mediante conteo de puntos (Anexo 1) y graficados en un diagrama QAPF de Streckeisen (1976) (Fig. 17).

A continuación, se describen una o dos muestras representativas de cada unidad litológica, comenzando con los granitoides, después las rocas subvolcánicas y finalmente las rocas volcánicas.

La nomenclatura utilizada es la propuesta por Whitney y Evans (2010): Cuarzo (Qz), Plagioclasa (Pl), Albita (Ab), Feldespato potásico (Kfs), Sanidino (Sa), Microclina (Mc), Biotita (Bt), Muscovita (Ms), Hornblenda (Hbl), Titanita (Ttn), Apatito (Ap), Granate (Grt), Ortopiroxeno (Opx), Clinopiroxeno (Cpx), Zircón (Zrn), Allanita (Aln) Clorita (Chl), Epidota (Ep), Sericita (Ser), Anfíbol (Amp), Opacos (Opq). Tamaño de grano de acuerdo con Winter (2001); grano fino (<1mm), grano medio (1-5mm) y grano grueso (>5mm).

4.1 Ensamble plutónico La Trinidad

4.1.1 Plutón San José del Cabo (FDL17-23)

Corresponde a un sienogranito de textura inequigranular y allotriomórfica, conformado por ortoclasa, plagioclasa y cuarzo como fases principales, seguido de biotita, microclina, opacos (posible magnetita), zircón y apatito.

La ortoclasa es anhedral a subhedral de grano medio a grueso (2mm-6mm). La plagioclasa es euhedral y subhedral de grano medio a grueso con zonamiento composicional ocasional. El maclado polisintético las define como oligoclasa y algunas albitas por el método de Michel-Levy. La microclina es anhedral de grano medio con típico maclado en enrejado (Fig. 18). En casos puntuales, esta fase se observa conformando el núcleo de la ortoclasa, lo cual evidencia un cambio en el sistema cristalino que fue interrumpido en algún momento durante el enfriamiento del plutón (Fig. 18A). El cuarzo es anhedral de grano medio con poco fracturamiento ocasionalmente de manera intersticial entre plagioclasa y feldespato potásico.

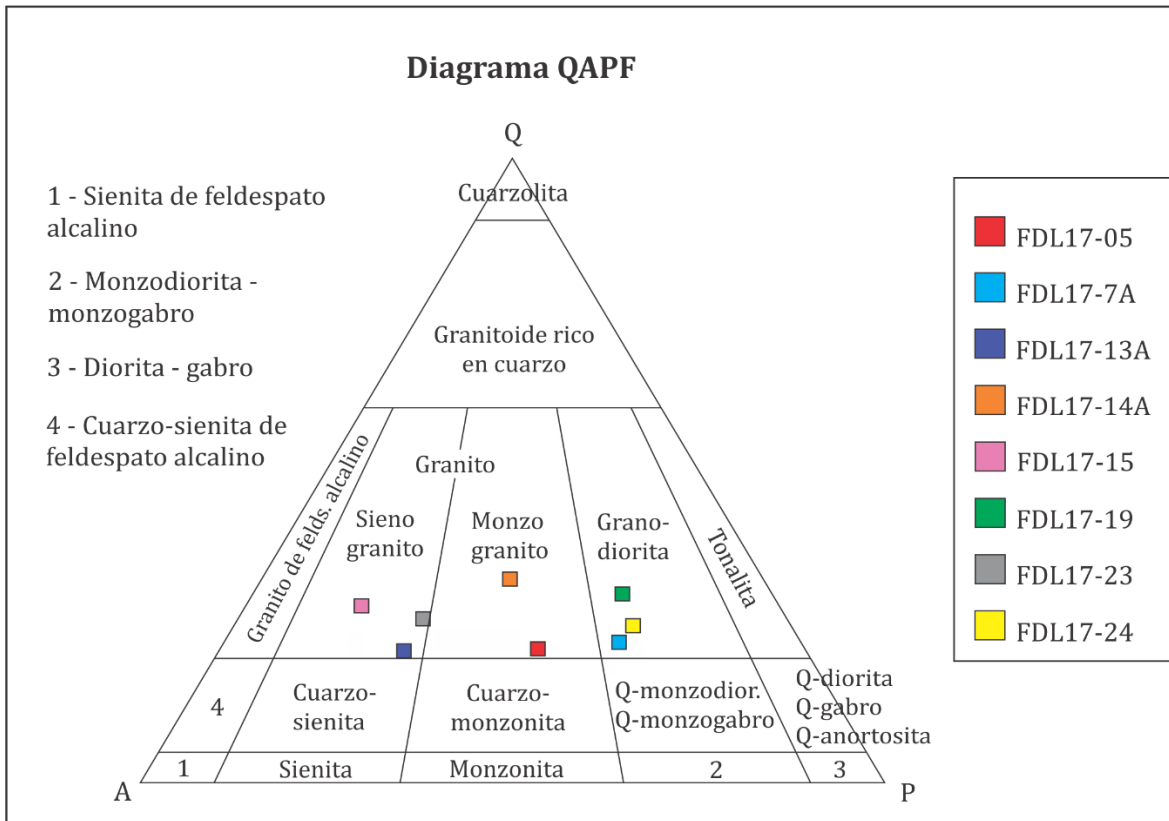


Figura 17: Clasificación modal de las rocas plutónicas del Bloque La Trinidad, con base en el diagrama QAPF de Streckeisen (1976).

Por otro lado, la biotita exhibe cristales subhedrales de color pardo claro a oscuro de grano fino a medio. Los zircones y apatitos euhedrales están asociados a feldespato y plagioclasa. La alteración es reducida, principalmente sericita que afecta a feldespatos y clorita que reemplaza a biotita en la parte norte del plutón, donde también exhibe mayor fracturamiento cristalino.

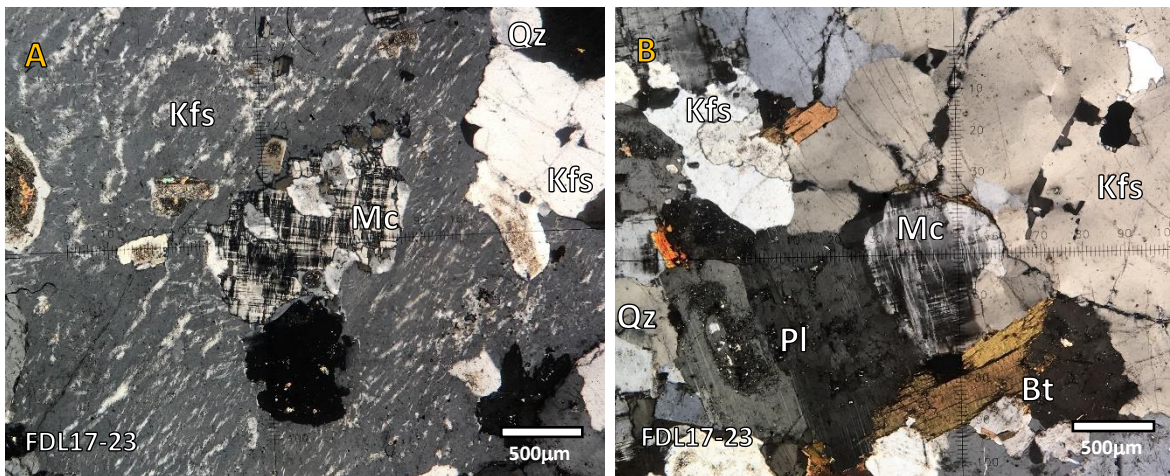


Figura 18: A. Feldespato potásico anhedral de grano grueso con textura pertítica y al centro microclina anhedral que sugiere un reemplazo interrumpido en la estructura cristalina del feldespato durante el enfriamiento. B. Se aprecia la textura inequigranular del granito con sus fases predominantes (cerca de San José del Cabo).

4.1.2 Plutón La Trinidad (FDL17-12, FDL17-13A, FDL17-14A)

Corresponde a un sienogranito de textura hipidiomórfica inequigranular (Fig. 19A), conformado por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita, opacos (óxidos), hornblenda, apatito, zircón y allanita. Predominan los contactos rectos entre las fases y algunos irregulares en especial entre feldespato y cuarzo. Particularmente hay zonas con reducción del tamaño de grano, en donde los cristales suelen generar contactos rectos, probablemente asociado a procesos de recristalización (Fig. 19C).

El feldespato potásico es el principal constituyente exhibiendo cristales anhedrales y subhedrales de grano medio a grueso con formas elongadas de hasta 6mm (Fig. 19C). También se observa de manera intersticial entre las demás fases. El feldespato presenta textura peritítica en los cristales más grandes (Fig. 19A y D) y extinción en parches debido posiblemente a deformación. La plagioclasa es subhedral a euhedral de grano medio con maclas polisintéticas y algunas simples y exhibe zoneamiento composicional regularmente. El maclado permite definir las predominantemente como oligoclasa mediante el método Michel-Levy. Es particular de algunas muestras la presencia de varias plagioclasas con textura tamiz en los núcleos que podría asociarse a un desequilibrio térmico.

La abundancia del cuarzo es moderada y es típicamente anhedral de grano fino a medio (<3mm), con hábito lobulado y también intersticial entre feldespato potásico, biotita y plagioclasa. La abundancia de la biotita varía entre los distintos afloramientos. Se presenta con formas anhedrales a subhedrales de grano fino-medio (≤ 2 mm) en distintos tonos pardos. Excepcionalmente algunos cristales exhiben una ligera crenulación asociado probablemente a deformación durante el emplazamiento del plutón (Fig. 19B). La hornblenda es subhedral a euhedral de grano medio con tonos pardo claro a verde y suele observarse en contacto o cerca de biotita (Fig. 19A y D).

La allanita posee formas euhedrales de grano fino y colores pardo oscuro a rojizo, usualmente con inclusiones alargadas o redondas de epidota (Fig. 19D₂). La hornblenda y la allanita son poco abundantes y está concentrada solo en algunos sectores de las muestras. Los minerales de alteración predominantes es la sericita que reemplaza parcialmente los núcleos de feldespato y plagioclasa y la clorita que sustituye parcialmente a biotitas y hornblendas. El grado de alteración de estas fases varía entre los afloramientos.

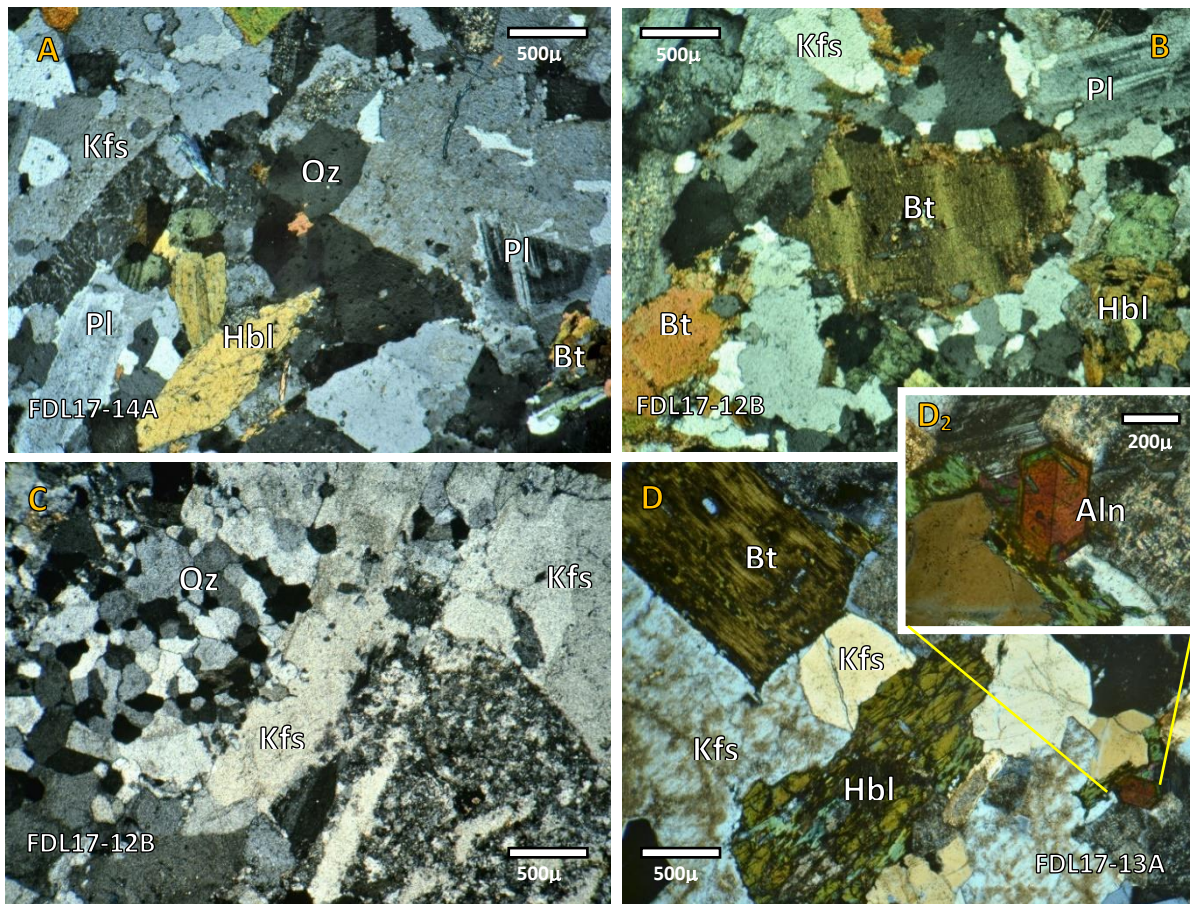


Figura 19: A y D. Se aprecia la textura inequigranular y textura perthítica con las fases representativas (S. La Trinidad). B. Al centro un cristal de biotita con crenulación rodeado de plagioclasa, feldespato y cuarzo. C. Sectores de recristalización que generan un mosaico cuarzo feldespático equigranular de grano fino (S. La Trinidad). A la derecha del cristal central, otra zona con grano aún más fino (S. La Trinidad). D₂. Cristal euhedral de alanita.

4.1.3 Sienogranito Los Frailes (FDL17-15) y sienogranito Cabo Pulmo (FDL17-26)

Ambos son sienogranitos de textura inequigranular allotriomórfica con predominio de feldespato potásico y cuarzo, seguido de plagioclasa, biotita, apatito, opacos (óxidos de Fe), zircón y alanita (solo en granito Los Frailes). El feldespato potásico corresponde a ortoclasa y microclina anhedral a subhedral de tamaño variable (1-6mm) (Fig. 20B). Es abundante el desarrollo de perfitas y antiperfitas en los feldspatos. Particularmente, el granito Cabo Pulmo es dominado por la formación de textura micrográfica o granofírica (Fig. 20A) derivada de la interacción entre feldespato potásico y cuarzo, así como la generación de textura mirmequítica.

El cuarzo comúnmente es anhedral de grano medio con formas subredondeadas y moderadamente fracturado. La plagioclasa presenta formas subhedrales a euhedrales de grano medio (1-5mm) con maclado que permite definirla como oligoclasa. Es común que muestren zoneamiento composicional normalmente difuso.

Al igual que en otros granitos analizados, el granito Los Frailes contiene plagioclasas con textura tamiz generalmente en los núcleos (Fig. 20B), pero suele ser difícil de distinguir debido a una intensa alteración sericítica sobreimpuesta. La biotita es moderadamente abundante con formas subhedrales a anhedrales de grano fino y tonos pardo a pardo amarillento. Suele estar asociada con ortoclasa, plagioclasa y óxidos. El apatito y zircón suelen ser euhedrales y alargados, asociados a los feldespatos.

Respecto a la alteración, la sericita es abundante e incluso desarrolla ocasionalmente mica blanca de mayor tamaño en los núcleos.

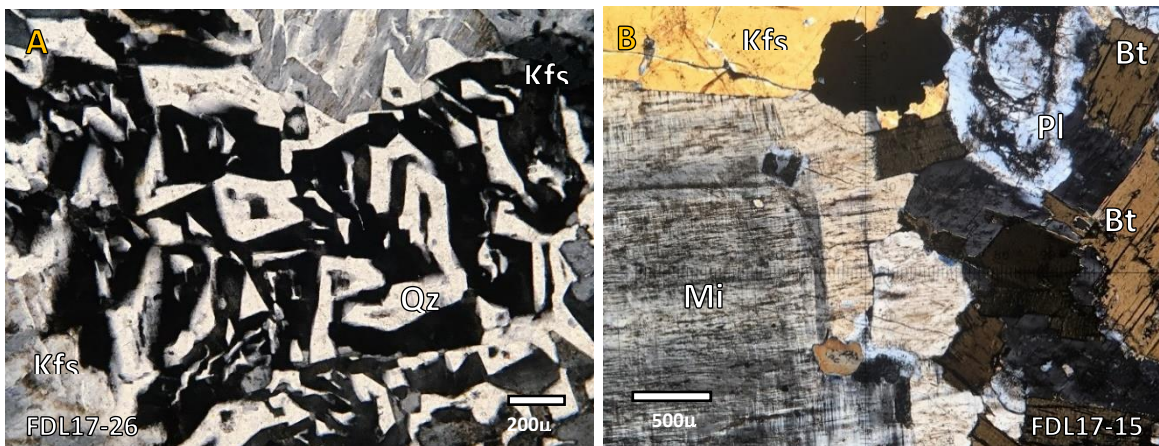


Figura 20: A. Textura de intercrecimiento entre feldespato potásico y cuarzo denominada micrográfica, asociada a un proceso de rápida descompresión (Cabo Pulmo). B. Cristal de microclina en la esquina inferior izquierda, rodeada por ortoclasa, biotita y una plagioclasa que exhibe textura tamiz en gran parte del cristal (C. Los Frailes).

4.1.4 Monzogranito FDL17-05

Microgranito con una notablemente bimodalidad en el tamaño de cristales (textura microporfídica), con un dominante mosaico equigranular cuarzo feldespático de cristales semi-redondeados de grano fino que aparentan una matriz (Fig. 21A y B). La otra población corresponde a plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico generalmente subhedrales de grano medio (>2mm) inmersos en el mosaico cuarzo feldespático. El zonamiento composicional (Fig. 21B) y el maclado polisintético y mixto (Carsbald- polisintética) es una característica frecuente en las plagioclasas. Ocasionalmente se observa plagioclasa con textura tamiz en núcleos y/o todo el cristal (Fig. 21B). La biotita ocurre como cristales subhedrales y anhedrales de color pardo-ocre y exhibe regularmente bordes de reacción. Asociado a la biotita, cuarzo y la plagioclasa se puede observar titanita euhedral de grano fino, con inclusiones de óxido de Fe y ligeros bordes de reacción. La alteración sericítica es moderada en los feldespatos y la cloritización es parcial en algunas biotitas.

4.1.5 Granodiorita Boca del Salado (FDL17-19)

Está conformado por plagioclasa, cuarzo, hornblenda, feldespato potásico, biotita, clorita, titanita, zircón, apatito y minerales opacos, exhibiendo una textura inequigranular e hipidiomórfica con tamaño de grano predominante entre 2 y 5mm (Fig. 21C). La plagioclasa es la más abundante con formas euhedrales a subhedrales, maclado polisintético y simple (poco) y zoneamiento composicional esporádico. También exhibe algunos cristales con textura tamíz (Fig. 21C). Se clasificó como andesina y oligoclasa con el método de Michel-Levy. Al igual que el feldespato potásico, llega a formar cristales poiquilíticos muy alterados con inclusiones subredondeadas de biotita, cuarzo, epidota, apatito y zircón.

El cuarzo y feldespato potásico presentan formas anhedrales de grano medio en zonas intersticiales. Ambos exhiben cristales con extinción en parches similar a un rompecabezas (Fig. 21D).

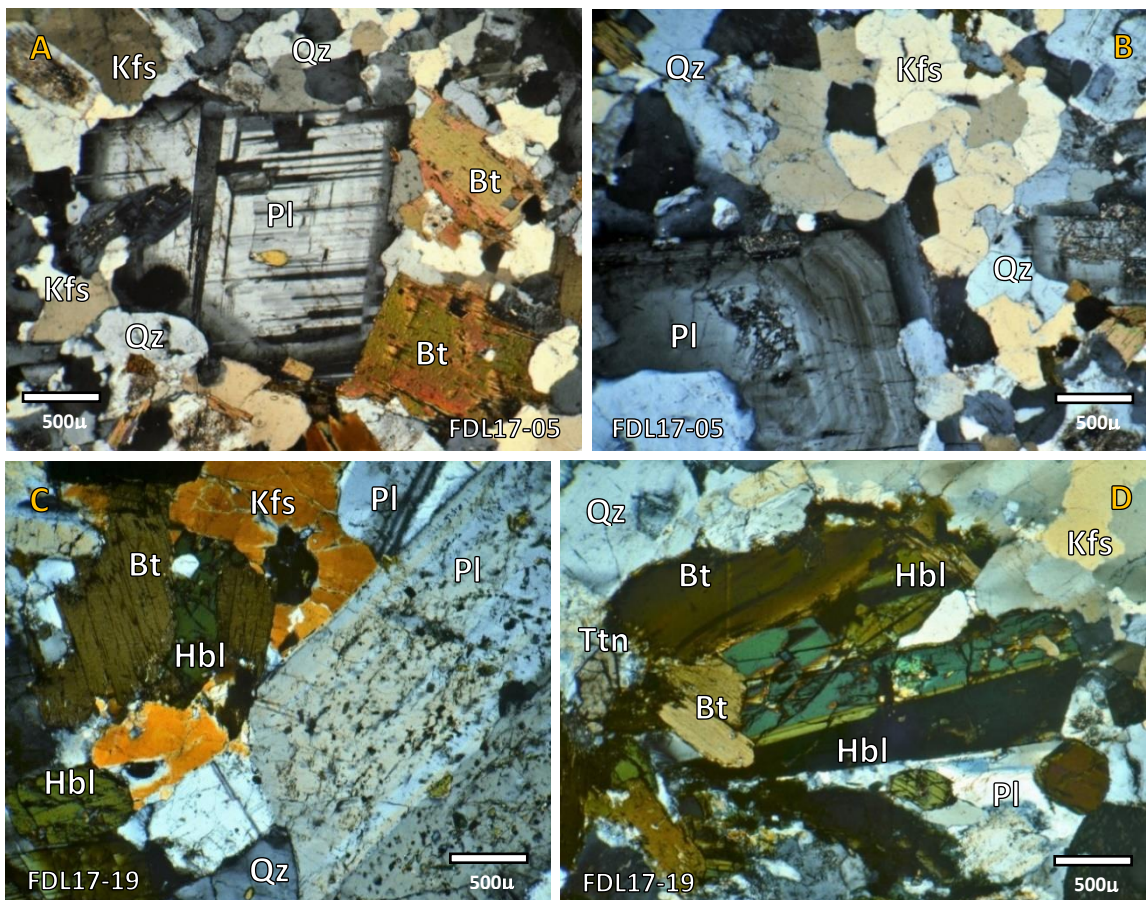


Figura 21: **A y B.** Se aprecia la textura microporfídica con pseudo matriz cuarzo feldespática anhedral y de grano fino, que bordea cristales de plagioclasas euhedrales de grano medio. En **B**, la plagioclasa presenta zoneamiento composicional y cerca del núcleo parece exhibir textura tamíz **C.** Del lado derecho se observa una plagioclasa con textura tamíz y varias inclusiones de Bt, Ep, Qz y Zr; rodeado por feldespato, cuarzo, hornblenda y biotita. **D.** Al centro se aprecia un agregado de biotita, titanita y hornblenda con macla simple, rodeado de plagioclasa y feldespato.

La biotita subhedral y la hornblenda euhedral son los componentes máficos principales y suelen encontrarse en forma de agregados asociados con titanita euhedral, plagioclasa y feldespato potásico (Fig. 21C y D). Los anfíboles son de color verde claro, pardo a pardo amarillento y son de grano medio (2-5mm) y algunos de grano fino, regularmente hábitos prismáticos con macla simple (Fig. 21B). La biotita presenta tonos que van de pardo claro a oscuro y suelen mostrar un delgado borde de reacción. La alteración de la roca es mínima.

4.1.6 Granodiorita La Laguna (FDL17-24)

Presenta una textura inequigranular hipidiomórfica (Fig. 22A) conformada principalmente por plagioclasa, biotita y hornblenda, seguido de cuarzo, feldespato potásico, titanita, opacos (óxidos), apatito y zircón. El tamaño de grano varía entre 2 y 5mm y algunos mayor a 5mm. La plagioclasa exhibe largos cristales rectangulares euhedrales y subhedrales con maclado polisintético y simple y zoneamiento composicional ocasionalmente (Fig. 22B). Con el método de Michel-Levy se clasificó como oligoclasa y andesina principalmente. El cuarzo y feldespato potásico son escasos y su ocurrencia es de carácter intersticial principalmente. En algunos contactos entre plagioclasa y feldespato potásico se observa textura mirmequítica. La biotita posee formas subhedrales y algunas euhedrales de color pardo claro a oscuro y suele tener inclusiones de óxidos, plagioclasa, cuarzo, biotita y zircón (Fig. 22A). Ocupa sitios intersticiales y también se encuentra asociada a hornblenda, titanita y óxidos en forma de agregados (Fig. 22A). La hornblenda presenta cristales prismáticos euhedrales y subhedrales de color pardo claro a verde claro. Está asociada a la biotita, titanita y óxidos principalmente, pero también suele estar en contacto directo con plagioclasa (Fig. 22B). En casos aislados se observa intercreciendo con titanita. La alteración es mínima.

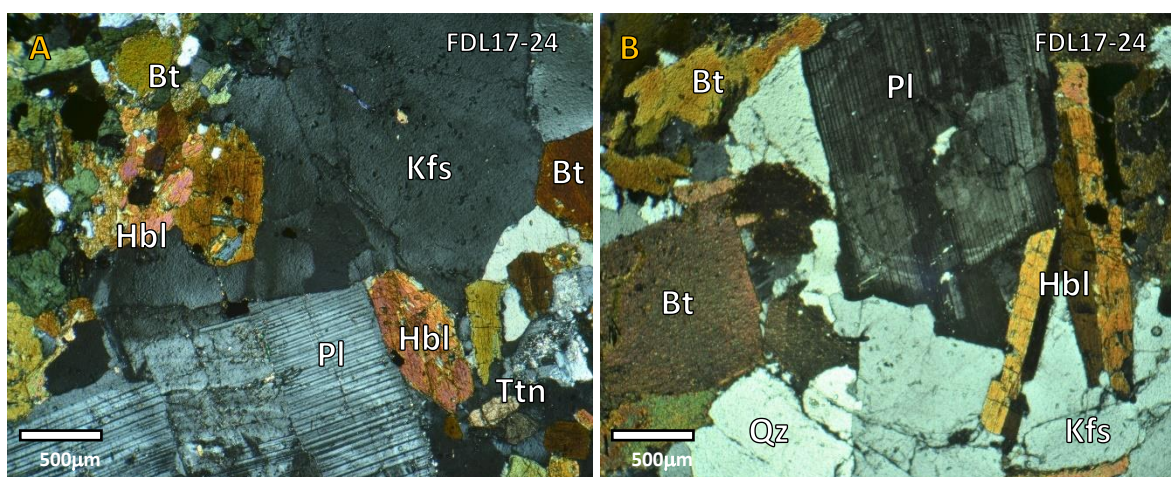


Figura 22: A. Del lado derecho se aprecia un agregado de hornblenda y biotita y algunos óxidos. En la parte inferior una plagioclasa euhedral en contacto recto con hornblenda y feldespato potásico. B. Cristales prismáticos de hornblenda en contacto recto con plagioclasa euhedral que exhibe maclado polisintético y zoneamiento difuso.

4.1.7 Granodiorita porfídica FDL17-7A

Presenta una textura megaporfídica con una población de cristales hipidiomórficos de grano medio (2-5mm) de plagioclasa, hornblenda, biotita, cuarzo, feldespato potásico, titanita; rodeados por una población fina de cuarzo y feldespato potásico anhedral y algunos cristales finos de biotita y hornblenda (Fig. 23A y B). Dentro de esta población fina ocasionalmente hay contactos rectos y hábitos poligonales entre cuarzo y feldespato, lo cual puede deberse a recristalización, pero es difícil definir si toda la “pseudo-matriz” está asociada a recristalización.

La plagioclasa es la más abundante mediante cristales subhedrales y euhedrales con maclado polisintético y zoneamiento composicional ocasionalmente. Es notoria una población de plagioclasa con posible textura tamiz que afecta a núcleos o a todo el cristal, pero es difícil distinguir debido a la intensa alteración sericítica sobrepuesta (Fig. 23A). El cuarzo y feldespato potásico son poco abundantes en la población de fenocristales de mayor tamaño. En casos aislados el cuarzo exhibe esquinas redondeadas y bordes engolfados que puede asociarse a un proceso de reabsorción. La hornblenda es verde-amarillento con formas subhedrales a euhedrales, maclado simple ocasionalmente y sufre distintos grados de cloritización (Fig. 23A). La biotita exhibe desequilibrio mediante formas subhedrales y anhedral con bordes difusos o corroídos (Fig. 23B). Suele presentar inclusiones de plagioclasa, cuarzo, epidota, zircón y apatito. La titanita es subhedral a euhedral con óxidos inmersos en su núcleo (Fig. 23A y B). La roca muestra sericitización avanzada en feldespatos, mientras que la biotita y hornblenda presentan un reemplazo parcial a total por clorita+epidota (Fig. 23).

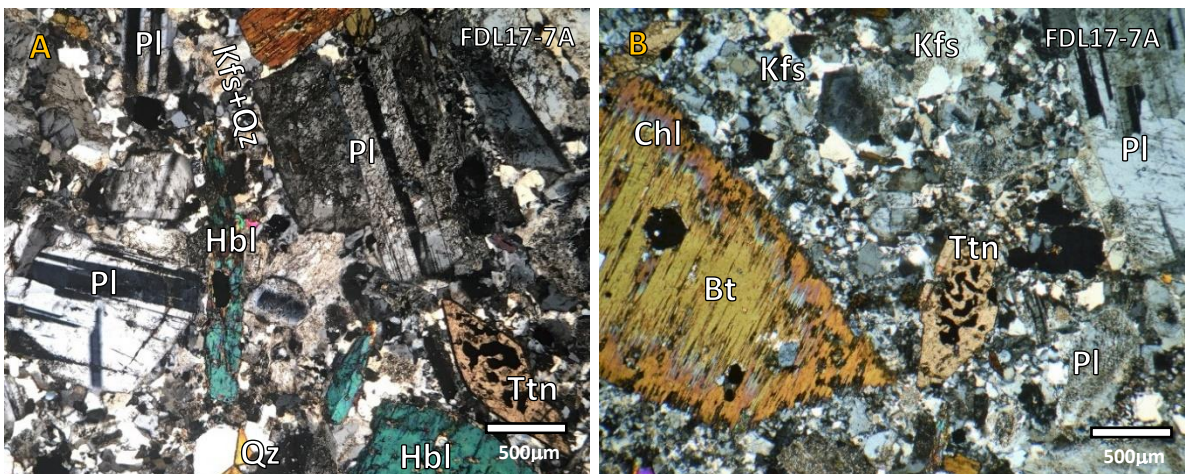


Figura 23: A. Se aprecia la textura porfídica con fenocristales de hornblenda y plagioclasa inmersos en una pseudo matriz de cuarzo y feldespato. Además, el cristal de plagioclasa del lado derecho exhibe ¿textura tamiz? y sericitización en todo el cristal, mientras que la plagioclasa del lado izquierdo es sana, lo que sugiere dos poblaciones distintas de plagioclasa. B. A la izquierda, biotita con bordes corroídos que exhibe inclusiones de óxidos y cuarzo y reemplazamiento parcial por clorita. Al centro, cristal subhedral de titanita con inclusiones de óxidos.

4.2 Diques porfídicos dacíticos (FDL17-7B, FDL17-11A y FDL17-17A)

Corresponde a una roca con textura porfídica conformada por fenocristales de plagioclasa, biotita, hornblenda, cuarzo y feldespato potásico, inmersos en una matriz microcristalina félsica con biotita y anfíbol ocasionalmente (Fig. 24A a D).

La plagioclasa es la fase más abundante en todos los afloramientos. Como fenocristal, presenta formas euhedrales y subhedrales de grano medio a grueso afectados parcialmente por sericita. Es común observar maclado polisintético, simple y mixto, junto con zoneamiento composicional. Varios cristales exhiben textura tamiz que refleja desequilibrio (Fig. 24A), mientras que otra población de plagioclasa permanece sana o ligeramente alterada a sericita. El anfíbol se presenta regularmente idiomórfico de grano medio (2-5mm) y otra población de grano fino. Típicamente está reemplazado totalmente por clorita + epidota (subredondeada) en los núcleos o por óxidos y titanita (Fig. 24A y D).

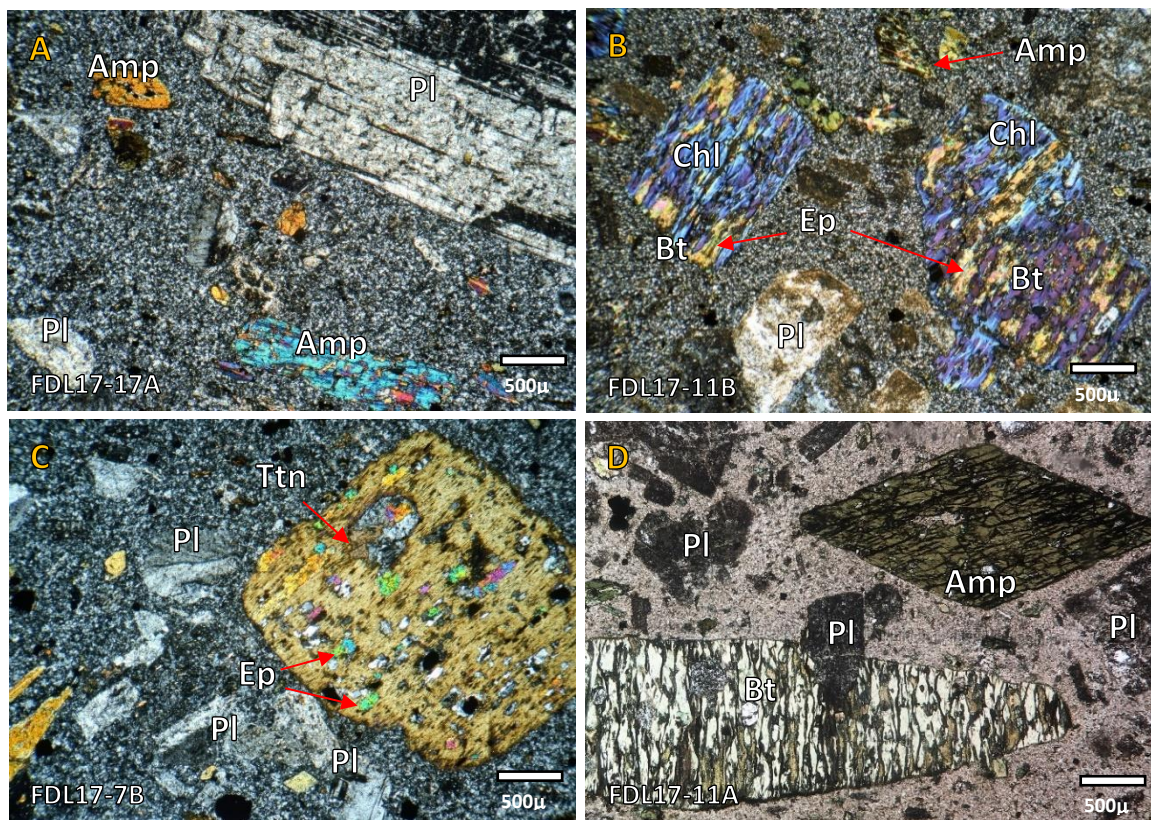


Figura 24: A. Se aprecia la textura porfídica con un fenocristal euhedral de plagioclasa que exhibe textura tamiz. B y C. Biotitas reemplazadas totalmente por clorita y epidota, con algunas inclusiones de cuarzo y titanita. D. Anfíbol euhedral y biotita subhedral reemplazada por clorita. También se observan fenocristales de plagioclasa totalmente sericitizados.

La biotita es subhedral de grano medio con bordes difusos o corroídos y suele tener inclusiones de cuarzo, plagioclasa, epidota, titanita y óxidos. Es de color verde a verde claro por su reemplazamiento total y parcial a clorita (Fig. 24B y C).

El cuarzo es poco abundante y es comúnmente anhedral con bordes lobulados o engolfados y huecos internos que podrían sugerir reabsorción. El apatito y zircón son fases abundantes y se presentan como inclusiones en plagioclasa y biotita.

La abundancia y el tamaño del anfíbol, biotita y plagioclasa varía de un afloramiento a otro, así como el contenido de fenocristales y matriz. También el grado de alteración hidrotermal de los anfíboles y biotitas y la alteración sericitica en feldespatos varía de una muestra a otra.

4.3 Unidad volcánica Cabo Pulmo

4.3.1 Flujo dacítico FDL17-29

Presenta una textura porfídica hipocristalina conformada por fenocristales de plagioclasa, hornblenda, cuarzo, feldespato potásico, ortopiroxeno, clinopiroxeno y pseudomorfos de biotita (?); inmersos en una matriz microcristalina félsica con ~20% de vidrio color pardo a pardo oscuro y algunos sectores con desvitrificación (Fig. 25A y B). La plagioclasa es el principal fenocristal constituyente exhibiendo formas subhedrales de grano medio, con zoneamiento composicional ocasionalmente. Una parte de la plagioclasa está alterada a sericita y fracturada y/o con textura tamiz en núcleos o en todo el cristal (Fig. 25D), aunque también hay plagioclasas relativamente sanas, sugiriendo dos poblaciones distintas de plagioclasa (Fig. 25A y B).

El cuarzo y el feldespato potásico son poco abundantes como fenocristales, pero son abundantes en la matriz. La hornblenda y la biotita son predominantemente subhedrales de grano medio y representan fases en desequilibrio por la presencia de bordes de reacción relativamente homogéneos, constituidos por óxidos de Fe (Fig. 25E) y en casos puntuales epidota o clinopiroxeno difícil determinar ópticamente.

El clino y ortopiroxeno presentan formas subhedrales a anhedrales de grano medio con evidencias de reabsorción, como superficies corroídas, bahías de disolución y bordes lobulados, sugiriendo que estos minerales representen fases relictas (Fig. 25B y C). La alteración sericitica en feldespatos es moderada al igual que la cloritización, aunque es posible observar ¿biotita? y/o anfíbol reemplazado totalmente por clorita.

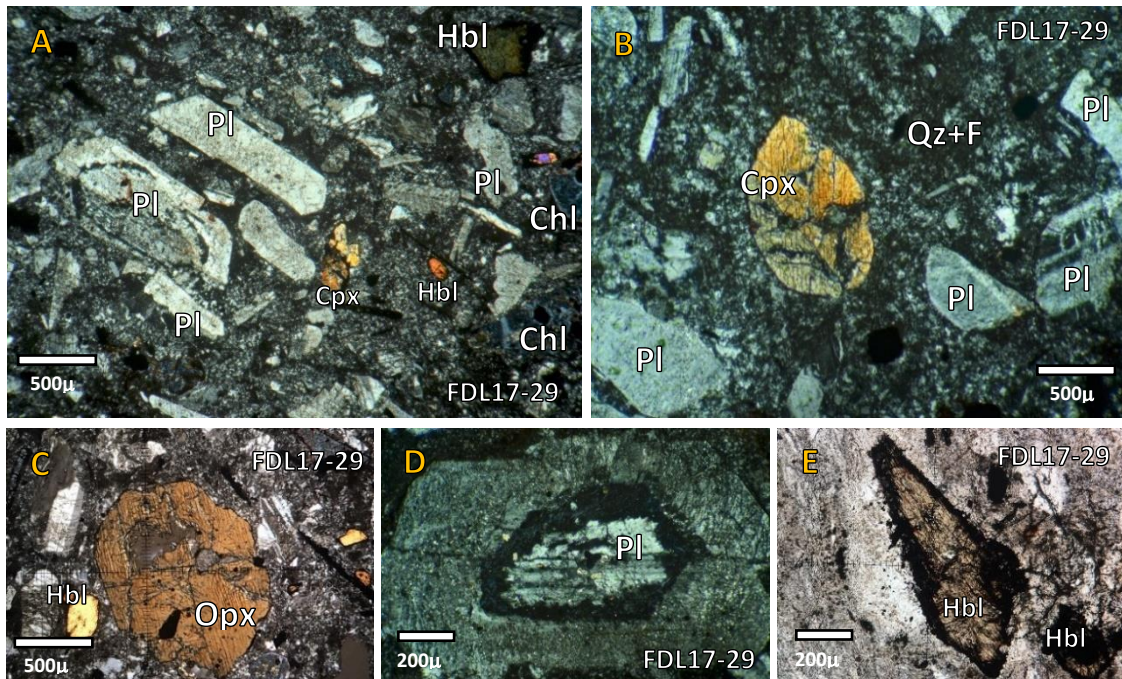


Figura 25: *A. Se ejemplifica las dos poblaciones de plagioclasa, una relativamente sana en la parte central y la otra población desequilibrada con textura tamiz y sericita (lado izquierdo y D). B. Clinopiroxeno y ortopiroxeno (C) parcialmente reabsorbidos con superficie corroída y bordes semi redondeados, inmersos en una matriz felsítica con vidrio intercalado (pardo oscuro). E. Hornblenda con borde de reacción asociado a un evento de descompresión.*

4.3.2 Flujos riolíticos (FDL17-27A, FDL17-30, FDL17-32A)

Riolita pobre en cristales con textura porfídica hipocristalina conformada por cristales de feldespato potásico (algunos sanidinos), plagioclasa, cuarzo y biotita, inmersos en una matriz microcristalina félsica con ~20-30% de vidrio y arcilla (Fig. 26). Llegan a presentarse líticos félsicos redondeados, de ~5 a 6 mm y algunos de menor tamaño (contenido de líticos es mayor en Cabo Pulmo) (Fig. 26A). Se componen de cuarzo, plagioclasa y feldespato semi-equigranulares y ocasionalmente, biotita y anfíbol (?) parcialmente cloritizados. También es común observar vesículas o cavidades rellenas o reemplazadas por epidota secundaria de habito radial, coronadas por un borde de desvitrificación (Fig. 26C).

La plagioclasa es subhedral de grano medio y fino, con un maclado polisintético que suele ser difuso y está ampliamente sericitizada. El sanidino presenta formas subhedrales de grano medio con macla simple y su abundancia es variable entre los afloramientos. En zonas puntuales se observa feldespato anhedral con inclusiones de biotita. El cuarzo es anhedral de grano fino a medio con bordes redondeados y en general es poco abundante.

La matriz exhibe un alto grado de desvitrificación y genera sectores félsicos. Es común observar esferulitas de cristobalita+feldespatos con formas esféricas, de abanico y de pluma (Fig. 26B).

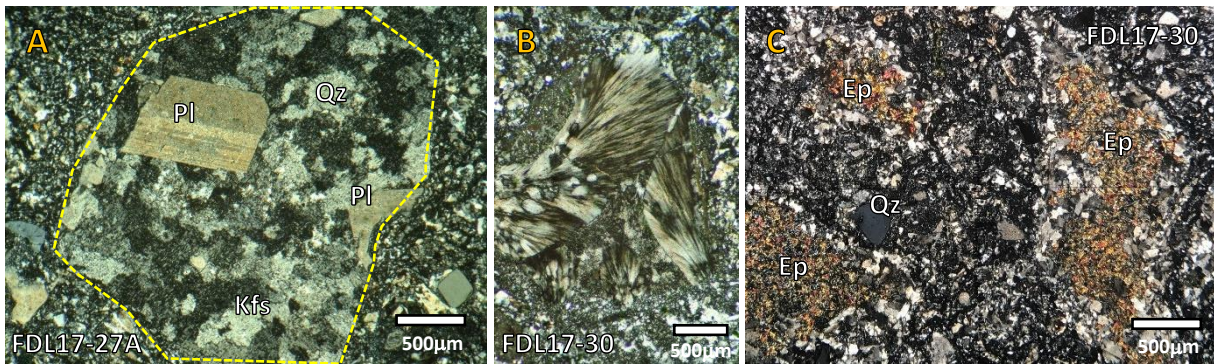


Figura 26: A. Lítico félsico de textura hipabásal, constituido por cuarzo, plagioclasa y feldespato. B. Cúmulo de esferulitas de tipo abanico inmersos en matriz microcristalina félsica (desvitrificada). C. Vesículas o cavidades rellenas de epidota y coronadas por un borde de desvitrificación ligeramente más grueso que el de la matriz.

4.3.3 Ignimbrita riolítica FDL17-28B

Ignimbrita riolítica densamente soldada, rica en pómez y pobre en cristales, con matriz vítrea y de textura eutaxítica (60% matriz, 25% pómez, 10% líticos, 5% cristales). Los cristales inmersos en la matriz son de feldespato de los cuales, algunos son sanidino euédricos con macla simple (Fig. 27A). También hay cristales de plagioclasa y cuarzo redondeado a subredondeado de grano fino (Fig. 27A y B). Los fragmentos de pómez son elongados a subredondeados, la mayoría están desvitrificados (Fig. 27B).

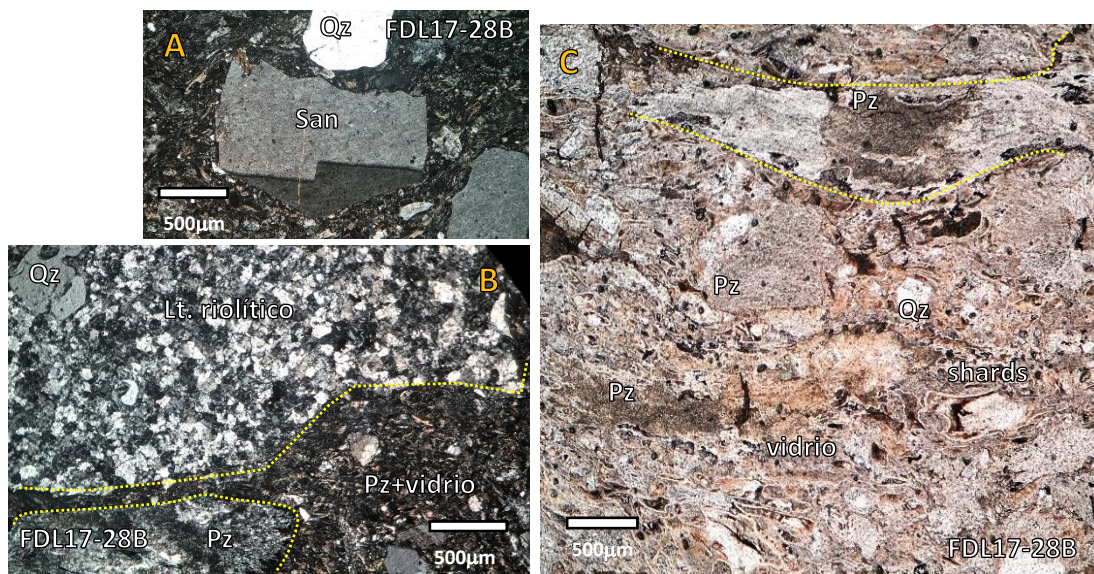


Figura 27. A. Cristal de sanidino (San) con macla simple. B. En la parte superior se observa un lítico porfídico (¿riolítico?) que representa el magma juvenil. En la parte inferior, un fragmento de pómez (Pz) desvitrificado. C. Se aprecia la textura eutaxítica y la composición de la matriz, con shards y fragmentos de pómez (Pz) aplastados (fiamas).

Hay algunos fragmentos con textura porfídica inmersos en la matriz que podrían ser líticos riolíticos (magma juvenil) o fragmentos de pómez porfídicos que retuvieron el magma juvenil (Fig. 27B). El vidrio de la matriz mayoritariamente está desvitrificado e incluye fragmentos y esquirlas de vidrio (shards) aplastados y numerosas pómez colapsadas que forman fiames (Fig. 27C).

4.3.3 Riolita Los Tesos (FDL17-34)

Riolita con bandeamiento de flujo pobre en cristales, que exhibe textura porfídica hipocristalina conformada por cristales subhedrales a euhedrales de grano medio de plagioclasa y feldespato potásico sericitizado y cuarzo, inmersos en una matriz con un bandeamiento claro-oscuro asociado a dominios de segregación de cuarzo fino, intercalados con dominios oscuros de desvitrificación de textura moteada, con cantidades variables de arcilla (Fig. 28A y B). Ocasionalmente se observa epidota anhedral de alteración asociada a óxidos de Fe y plagioclasa. En general, la muestra exhibe una fuerte alteración argílica.

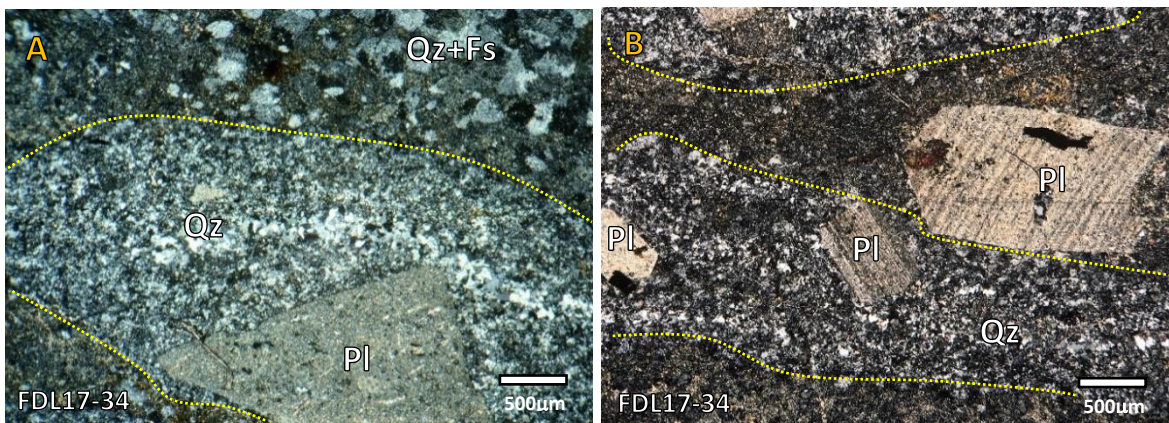


Figura 28: A. En la parte inferior, plagioclasa sericitizada inmersa en matriz criptocristalina félsica. En la parte superior se observa un dominio de desvitrificación. B. Se aprecia el bandeamiento claro-oscuro de la matriz con algunos fenocristales de plagioclasa parcialmente orientados al bandeamiento.

5. Geoquímica e Isotopía de Sr-Nd

Este capítulo incluye los resultados del análisis de elementos mayores y traza e isotopía Sr-Nd en 11 muestras (ocho plutónicas y tres volcánicas) del Bloque La Trinidad, con el fin de caracterizar geoquímicamente las rocas y obtener información sobre los procesos petrogenéticos involucrados en ellas. Los datos geoquímicos obtenidos fueron graficados mediante diagramas convencionales, elaborados con el software GCDkit de Janoušek et al. (2006). Con la isotopía se calcularon edades modelo (T_{DM}) y relaciones isotópicas de Sr-Nd iniciales que se graficaron en un diagrama ϵNd_i vs $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$.

En los diagramas geoquímicos las muestras son comparadas con 91 datos geoquímicos reportados en trabajos previos: 46 rocas plutónicas (gabros, tonalitas, granodioritas y granitos) del Complejo Plutónico de La Paz (CPLP) (Schaaf et al., 2000; Pérez-Venzor, 2013; Rochín-García, 2015), graficados como una nube amarilla y 45 muestras (tonalitas, granodioritas y granitos) del Batolito de Puerto Vallarta (BPV) (Schaaf, 1990; Díaz-López, 2016), graficados como una nube de color verde.

5.1 Elementos mayores

Los datos obtenidos fueron recalculados a 100% en base anhidra para eliminar la pérdida por calcinación (PXC). Los resultados se muestran en la Tabla 2.

Las rocas plutónicas y volcánicas fueron clasificadas con base en los diagramas TAS (álcalis total vs. sílice) de Middlemost (1994) y Le Bas et al. (1986), respectivamente (Fig. 29). Las rocas plutónicas grafican en los campos de granito y granodiorita, coincidiendo con la clasificación modal obtenida con el análisis petrográfico (Fig. 17).

Las rocas volcánicas clasifican como dacitas subalcalinas, lo que discrepa de la clasificación modal (Fig. 17), debido seguramente a que en el conteo modal solo se tomó en cuenta los fenocristales sin la matriz. Para estas rocas la clasificación química es más confiable.

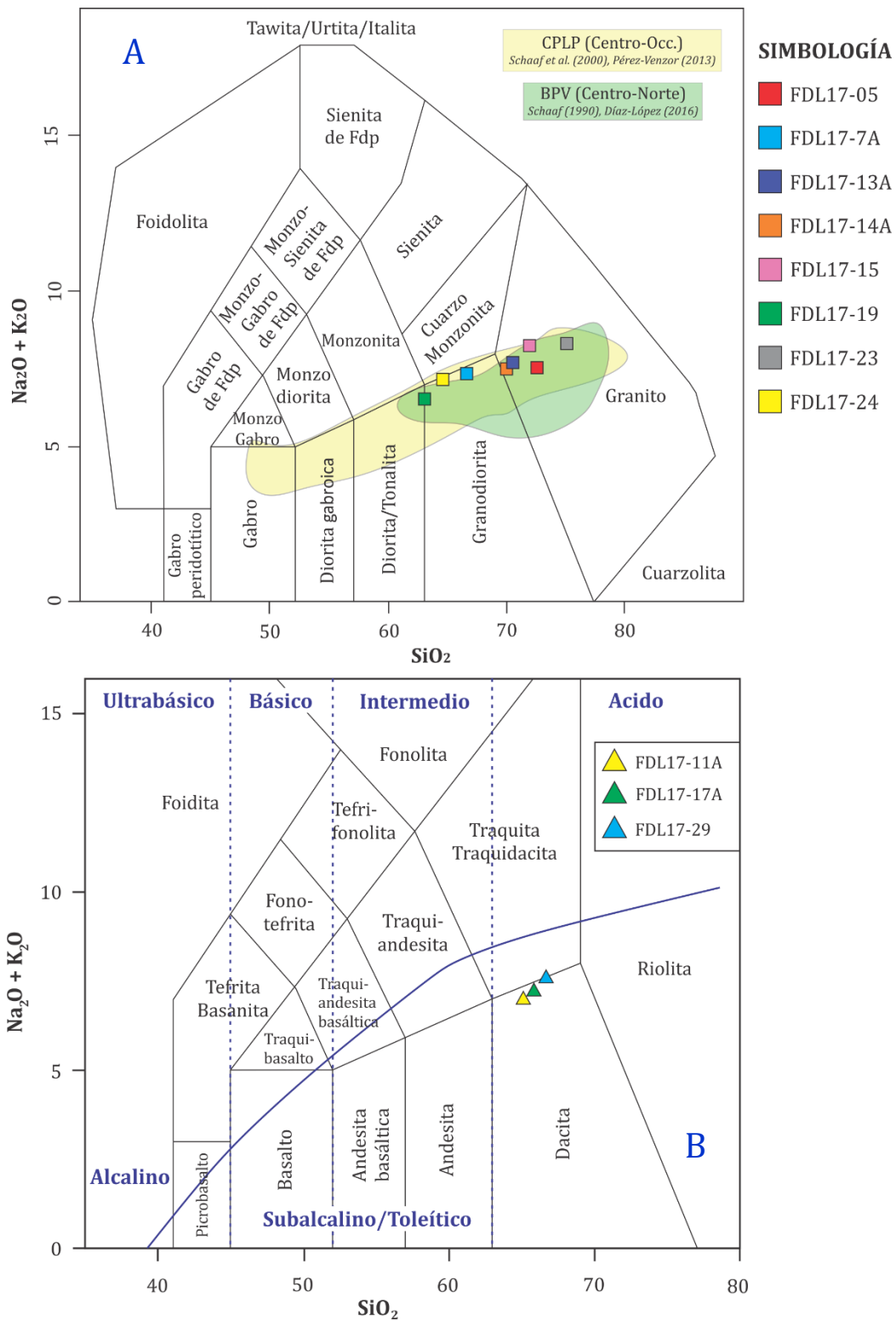


Figura 29: A. Diagrama TAS de clasificación química para rocas plutónicas, con base en el contenido de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) vs. Sílice, de acuerdo con Middlemost (1994). Las rocas estudiadas se ajustan más al campo del BPV. Fdp=feldespatoides. B. Diagrama TAS para rocas volcánicas según Le Bas et al. (1986). La línea de división de series alcalina y subalcalina es la de Irvine y Baragar (1971).

Tabla 2: Concentración de elementos mayores (en wt%) determinadas por fluorescencia de Rayos X en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X, del Instituto de Geología de la UNAM. PXC= pérdida por calcinación; Mgr= monzogranito; Sgr= sienogranito; Grd= granodiorita; Prf. Dc.= pórfido dacítico.

Muestra	Roca	Coord. Geogr.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O _{3t}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	Total
FDL 17-05	Mgr	23°11'56.5" 109°35'53"	72.211	0.215	15.045	1.548	0.026	0.452	2.431	4.169	3.342	0.06	0.4	99.89
FDL17-7A	Grd	23°12'11" 109°33'56"	66.139	0.524	16.893	3.287	0.053	1.048	3.889	4.558	2.761	0.199	0.62	99.97
FDL17-11A	Prf. Dc.	23°14'44.7" 109°34'18"	66.137	0.495	16.751	3.342	0.052	1.043	3.653	4.649	2.829	0.189	0.86	100
FDL17-13A	Sgr	23°19'13.6" 109°32'36"	70.074	0.351	14.95	3.057	0.05	0.832	2.33	3.643	4.014	0.1	0.6	100
FDL17-14A	Mgr	23°19'10.5" 109°31'12"	69.563	0.401	14.656	3.383	0.063	1.226	2.749	3.242	4.231	0.09	0.4	100
FDL17-15	Sgr	23°23'26.7" 109°25'40"	71.694	0.278	14.534	2.464	0.056	0.585	1.831	3.532	4.702	0.085	0.24	100
FDL17-17A	Prf. Dc.	23°21'13" 109°27'46"	64.171	0.676	15.976	4.164	0.068	1.654	3.575	3.974	3.07	0.203	2.37	99.90
FDL17-19	Grd	23°17'31.4" 109°26'59"	62.703	0.671	16.765	5.416	0.086	2.309	4.95	3.479	3.062	0.17	0.36	99.97
FDL17-23	Sgr	23°04'42.9" 109°39'53"	74.978	0.133	13.566	1.458	0.04	0.223	1.176	3.645	4.627	0.034	0.12	100
FDL17-24	Grd	23°05'57" 109°36'57"	64.373	0.586	17.078	4.764	0.078	1.453	3.925	4.17	3.019	0.174	0.38	100
FDL17-29	Prf. Dc.	23°26'50" 109°25'54"	63.893	0.605	15.911	4.801	0.062	1.934	3.945	3.19	3.638	0.14	1.88	99.99

En el diagrama de K₂O vs. SiO₂ de Peccerillo y Taylor (1976) las rocas pertenecen a la serie calcialcalina de alto potasio (Fig. 30). Particularmente las rocas volcánicas y las granodioritas solo coinciden con los datos reportados para el CPLP, mientras que los monzo y sienogranitos coinciden los campos CPLP y BPV.

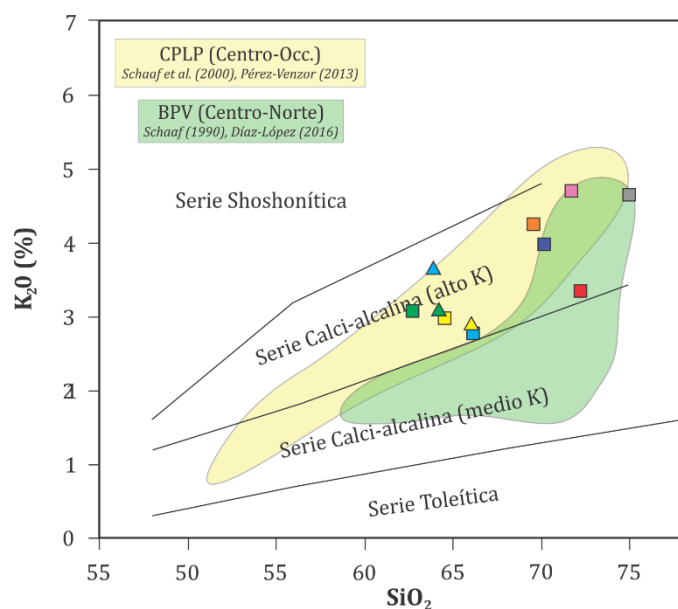


Figura 30: Diagrama K₂O vs SiO₂ de Peccerillo y Taylor (1976), para diferenciar entre series magmáticas sub alcalinas.

Adicionalmente, las muestras fueron clasificadas geoquímicamente con base en los parámetros químicos (Fe^* , MALI, ASI) propuestos por Frost et al. (2001). Se incluyeron las rocas volcánicas con fines comparativos. El índice de hierro (*Fe-number* o Fe^*) representado en la Figura 31A, permite distinguir entre granitoides que experimentaron un enriquecimiento en hierro durante una diferenciación magmática (granitoides ferrosos) de los que no se enriquecieron (granitoides magnesianos). Todas las muestras, con excepción de FDL17-23 grafican en el campo magnesiano, cercanas al límite con los granitoides ferrosos. A su vez, se correlacionan con las muestras reportadas previamente en el CPLP y BPV, teniendo una distribución más similar al campo del BPV. La distribución de las muestras en el diagrama es típica de los granitoides cordilleranos.

El parámetro MALI (Modified Alkali-Lime Index), utilizado en la Figura 31B, permite subdividir a los granitoides en cuatro clases con base en la variable Na_2O+K_2O-CaO . Como se observa en el diagrama, todas las muestras son calcialcalinas y generan un tren alargado con las granodioritas y dacitas en la parte inferior y los granitos en la parte superior. Esto es similar a los patrones que generan las muestras del CPLP y BPV.

El parámetro de índice de saturación de aluminio (ASI) o A/CNK (Shand, 1943) es definido por $Al/(Ca-1.67P+Na+K)$ y clasifica a los granitoides en metaluminoso, peraluminoso o peralcalino. Con base en el índice ASI, las muestras clasifican como metaluminosos (las granodioritas y dacitas) y ligeramente peraluminosos (granitos de Kfs), agrupándose cerca del límite entre ambos tipos (Fig. 31C). Su distribución es muy similar al campo de muestras del BPV.

Las variaciones de ciertos elementos mayores respecto al sílice (Harker) para todas las muestras se presentan en la Figura 32. Las muestras son comparadas con muestras graníticas de trabajos previos en el CPLP y el BPV. En general los patrones observados son descendentes para el Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , CaO , FeO_{tot} y P_2O_5 (disminuyen conforme aumenta el contenido de sílice). A diferencia de los elementos anteriores, el K_2O es mayor conforme aumenta la proporción de sílice, lo cual es consistente con la presencia de feldespato potásico observado en los granitos. El Na_2O no exhibe algún patrón de incremento o decremento, con concentraciones entre ~3 y 4.5 wt% para el rango de sílice entre ~63 y 75%. Las muestras estudiadas tienen un comportamiento similar a las muestras del CPLP y BPV de trabajos previos. En el diagrama de K_2O y Na_2O , exhiben mayor similitud con las muestras del CPLP (nube amarilla).

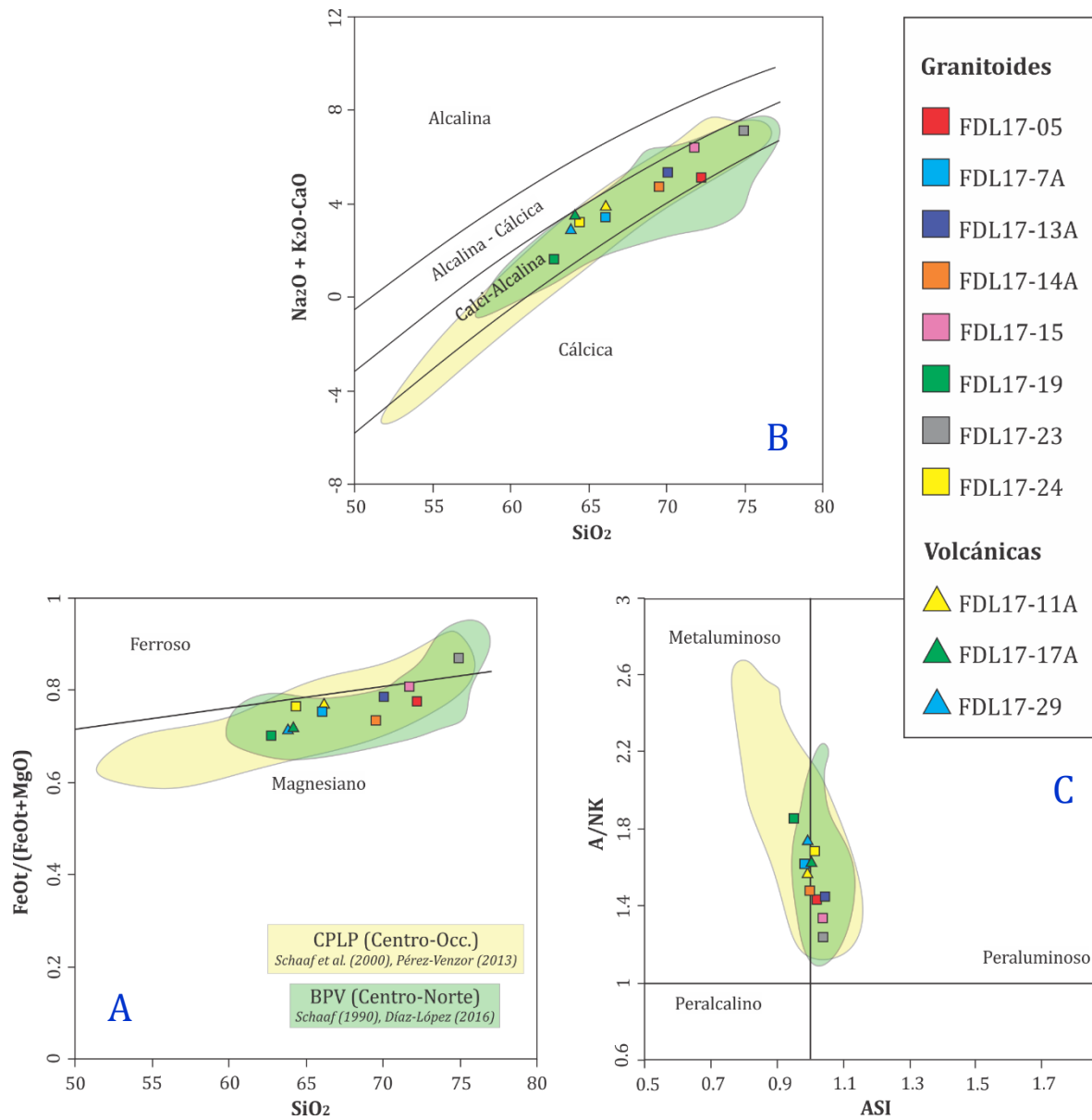


Figura 31: Clasificación geoquímica de las rocas graníticas y volcánicas del BLT. **A.** Diagrama de índice de Fe (*Fe) de acuerdo con Frost et al. (2001). **B.** Diagrama de índice de calci-alkalinidad modificado (MALI), según Frost et al. (2001). **C.** Diagrama de índice de saturación de aluminio (ASI ó A/CNK) vs. A/NK, modificado de Shand (1943) y Frost et al. (2001).

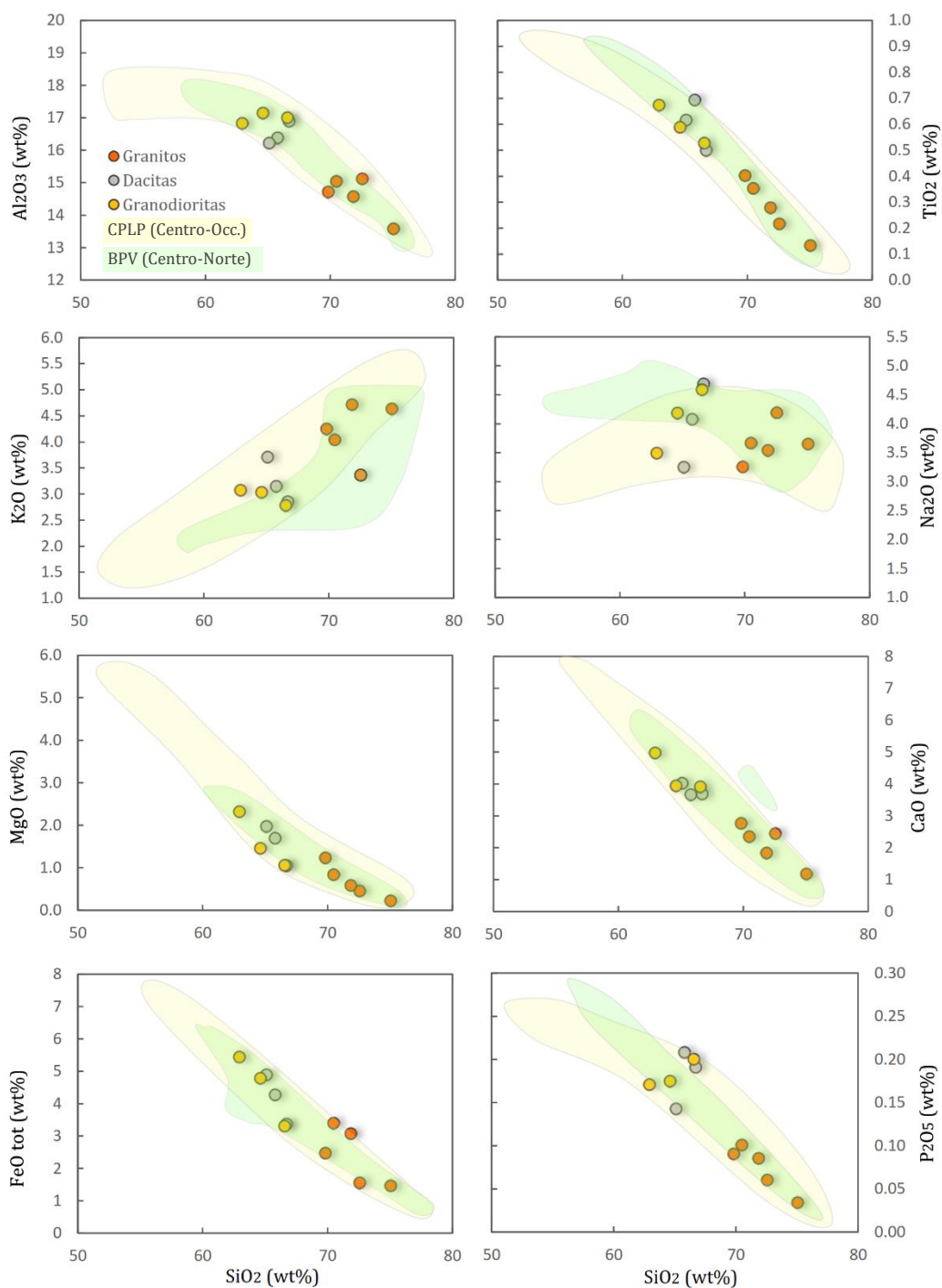


Figura 32: Diagramas tipo Harker para elementos mayores de las rocas plutónicas y volcánicas del Bloque La Trinidad. Además, se muestran los datos del sector central y occidental del CPLP (Schaaf et al., 2000; Pérez-Venzor, 2013) y los datos de la parte norte-central del BPV (Schaaf, 1990; Díaz-López, 2016).

5.2 Elementos Traza y Tierras Raras (REE)

Los datos crudos se muestran en la Tabla 3. Los resultados obtenidos fueron utilizados para generar diagramas de variación tipo Harker y diagramas multi-elementales (*tipo araña*), así como diagramas de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984). Al igual que en los elementos mayores, los datos obtenidos fueron comparados con los datos disponibles de trabajos previos para el CPLP y el BPV.

Para los diagramas Harker (Fig. 33) se emplearon elementos con distintas afinidades geoquímicas para observar su comportamiento en función de las muestras. El Ba, Rb y Sr representan a los elementos litófilos de radio iónico grande (LILE), que tienen un comportamiento altamente incompatible. El Zr, Nb y Th en representación de los elementos de alto potencial iónico (HFSE), que son moderadamente incompatibles. Asimismo, se graficó la relación Rb/Sr y el Sc (metal de transición) para buscar patrones de fraccionamiento de minerales durante procesos magmáticos.

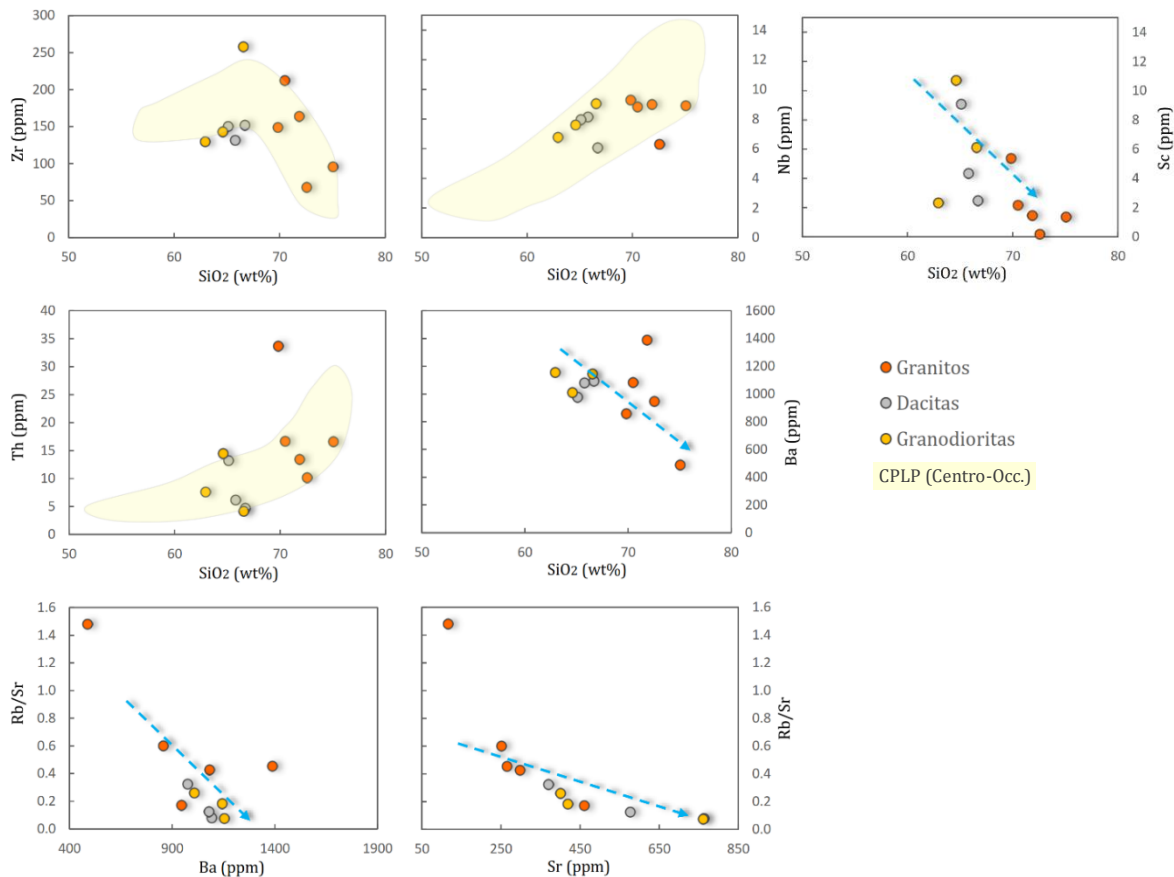


Figura 33: Diagramas Harker para elementos traza de las rocas plutónicas y volcánicas del Bloque La Trinidad. Los datos de CPLP Centro-Occ. son los de Schaaf et al. (2000) y Pérez-Venzor (2013).

Muestra	FDL17-05	FDL17-7A	FDL17-11A	FDL17-13A	FDL17-14A	FDL17-15	FDL17-17A	FDL17-19	FDL17-23	FDL17-24	FDL17-29
Tipo de Roca	Mgr	Grd	Prf. Dc.	Sgr	Mgr	Sgr	Prf. Dc.	Grd	Sgr	Grd	Prf Dc
Li	14.3	25.4	27.4	26.7	31.1	14.5	51.8	28.5	24.1	23.8	52.5
Be	2.9	1.8	1.9	2.5	2.3	1.9	1.9	1.8	2.7	2.1	1.9
B	5.7	4.1	5.4	6.2	6.7	4.0	4.8	6.9	4.1	5.1	12.3
P	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2	0.0	0.2	0.1
Sc	0.2	2.3	2.5	2.2	5.4	1.5	4.3	10.7	1.4	6.1	9.1
Ti	0.2	0.6	0.5	0.3	0.4	0.3	0.7	0.7	0.1	0.6	0.6
V	20.3	52.4	51.4	31.9	51.9	23.0	60.6	106.6	10.9	66.4	85.0
Cr	245.3	226.6	255.9	345.7	271.4	305.0	212.0	263.7	291.4	238.4	301.2
Ni	3.8	4.3	5.4	6.2	6.8	4.6	4.4	8.9	4.8	5.3	9.7
Cu	5.3	9.2	6.4	43.2	6.4	6.7	6.1	11.9	0.3	9.2	15.2
Zn	29.4	63.1	55.9	51.7	59.2	52.2	70.7	71.5	28.7	63.8	65.4
Rb	78.8	56.2	60.0	127.1	150.7	120.1	71.7	104.1	172.8	76.6	119.8
Sr	460.8	761.6	764.3	298.5	251.6	265.4	577.5	400.9	116.8	419.5	370.3
Y	7.6	9.2	8.8	18.7	24.9	17.3	11.5	22.9	19.2	23.4	21.7
Zr	67.9	129.4	151.8	212.2	148.8	163.6	131.4	142.8	95.5	257.7	150.2
Nb	6.3	6.8	6.1	8.8	9.3	9.0	8.1	7.6	8.9	9.0	8.0
Mo	1.7	1.8	2.0	2.9	2.1	2.3	1.9	1.8	2.0	1.7	2.6
Cs	2.1	1.3	2.9	4.5	8.2	2.3	4.1	4.8	5.9	2.7	5.0
Ba	945.8	1154.5	1092.9	1082.6	857.4	1388.4	1079.4	1008.8	488.1	1144.7	976.4
La	21.6	21.6	23.2	32.2	34.1	33.8	21.7	24.8	14.3	23.0	27.5
Ce	37.8	41.1	42.0	58.3	62.2	59.0	43.8	48.9	27.9	46.6	52.7
Pr	4.1	5.3	5.2	6.4	7.3	6.7	5.5	6.0	3.2	6.1	6.2
Nd	13.8	20.2	19.6	21.5	25.1	22.6	20.8	22.8	11.8	23.2	22.5
Sm	2.2	3.6	3.5	3.8	4.8	3.9	4.0	4.8	2.6	4.9	4.5
Eu	0.7	1.1	1.0	0.9	0.8	0.9	1.1	1.2	0.5	1.2	1.0
Tb	0.2	0.4	0.3	0.5	0.7	0.5	0.4	0.7	0.4	0.7	0.6
Gd	1.8	2.8	2.6	3.2	4.3	3.3	3.3	4.3	2.5	4.3	4.0
Dy	1.3	1.8	1.7	3.0	4.1	2.8	2.2	4.0	2.8	4.1	3.7
Ho	0.3	0.3	0.3	0.6	0.8	0.6	0.4	0.8	0.6	0.8	0.7
Er	0.7	0.8	0.8	1.9	2.5	1.6	1.0	2.2	1.8	2.3	2.1
Yb	0.7	0.8	0.7	2.2	2.6	1.8	0.9	2.2	2.1	2.2	2.2
Lu	0.1	0.1	0.1	0.3	0.4	0.3	0.1	0.3	0.3	0.3	0.3
Hf	2.7	3.4	3.9	6.0	4.4	4.5	3.5	3.9	3.2	6.3	4.2
Ta	0.7	0.5	0.4	1.0	1.1	0.8	0.6	0.6	1.2	0.7	0.8
Pb	15.8	13.6	12.7	20.1	24.9	19.8	12.5	16.3	26.0	15.5	18.4
Th	10.1	4.1	4.7	16.7	33.7	13.4	6.2	14.4	16.6	7.6	13.2
U	2.1	1.3	1.5	6.1	8.8	3.3	2.0	3.5	3.2	1.5	4.3
La/Yb	29.03	28.54	31.28	14.81	13.13	18.90	23.42	11.12	6.69	10.32	12.63

Tabla 3: Concentración de elementos traza y REE (en ppm) determinados por ICP-MS en el LEI del Centro de Geociencias de la UNAM. Mgr=monzogranito; Sgr=sienogranito; Grd=granodiorita; Prf. Dc.= pórfido dacítico.

El Zr muestra una ligera tendencia positiva para valores de sílice entre 60-65% (granodioritas y dacitas) y posteriormente un decremento en Zr hacia valores de SiO₂ mayores a 65% (granitos) (Fig. 33). El Th exhibe un incremento constante conforme aumenta el contenido de sílice (de granodioritas a granitos), que coincide con el patrón para el CPLP, mientras que el Nb parece mostrar concentraciones regulares entre 6 y 10 ppm para todas las muestras, sin ninguna tendencia, aunque quedan incluidos completamente en el campo del CPLP (Fig. 33). En los diagramas restantes (Ba vs. SiO₂, Sc vs SiO₂, Rb/Sr vs Ba, Rb/Sr vs Sr) se aprecia una tendencia negativa conforme aumenta el contenido de sílice (granodiorita→dacita→granito) (Fig. 33). Estas tendencias reflejan fraccionamiento mineral.

Para determinar el ambiente tectónico de las rocas plutónicas y volcánicas del BLT, se utilizaron los diagramas convencionales de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984). Como se aprecia en los cuatro diagramas elaborados (Fig. 34), todas las muestras grafican en el campo de granitos de arco volcánico (VAG) y a su vez, coinciden con los campos graficados de las muestras del sector central-occidental del CPLP y de la parte norte-central del BPV.

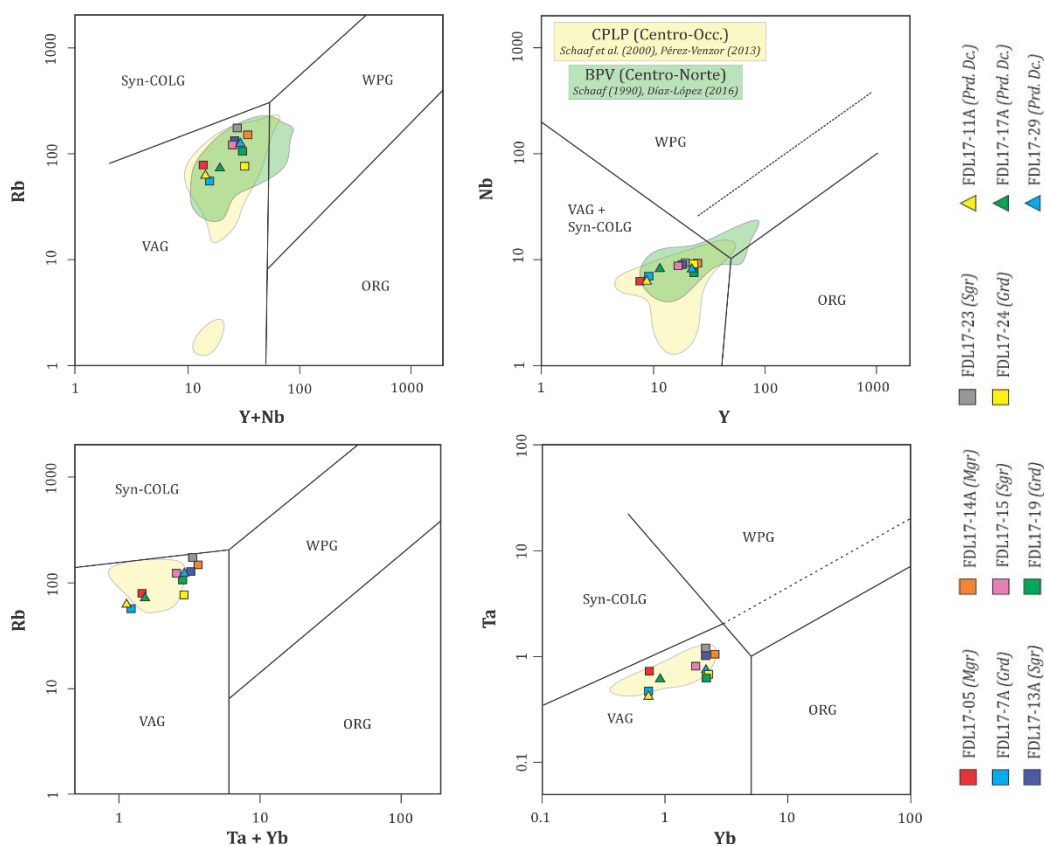


Figura 34: Diagramas de discriminación tectónica de Pearce et al. (1984). VAG= granitos de arco volcánico, ORG= granitos de dorsal oceánica, WPG= granitos intraplaca, synCOLG= granitos sin-colisionales.

En todos los diagramas, las muestras estudiadas generan patrones lineales. Además, se observa un grupo de cuatro muestras sensiblemente empobrecidas en los elementos de los ejes Y, Ta+Yb e Yb (Fig. 34), lo que sugiere que son pobres en minerales como la titanita y el apatito. De este grupo, todas con excepción de FDL17-29 son de la región de Palo Escopeta.

Los diagramas multi-elementales para elementos traza (Fig. 35) y Tierras Raras (Fig. 36) fueron normalizados respecto a los valores estándar del manto primitivo de Sun y McDonough (1989) y los valores de Condrita Cl de McDonough y Sun (1995), respectivamente. En ambos casos, las muestras fueron comparadas con las firmas regionales para el CPLP (amarillo) y el BPV (verde).

En la Figura 35, todas las muestras exhiben una firma geoquímica de ambiente de subducción, con un enriquecimiento en los elementos altamente incompatibles (LILE, U y Th) respecto a los moderadamente incompatibles y a los compatibles (HFSE y tierras raras pesadas). Estos últimos generan un patrón semi-horizontal en el lado derecho del diagrama. Se observan las típicas anomalías negativas de Nb, Ta y las positivas de U y Pb. El granito FDL17-14A muestra los valores más altos en los elementos incompatibles, particularmente en Th y U, mientras que el granito FDL17-23 exhibe las anomalías negativas más pronunciadas en Ba, Ce, Sr y Eu. Nuevamente es distinguido el grupo de cuatro muestras observado anteriormente en la figura 34, exhibiendo mayor empobrecimiento en elementos compatibles que el resto de las muestras (Fig. 35). Una vez más las muestras analizadas son correlacionables con los datos del CPLP y BPV y es difícil identificar una afinidad mayor hacia alguna de las dos regiones.

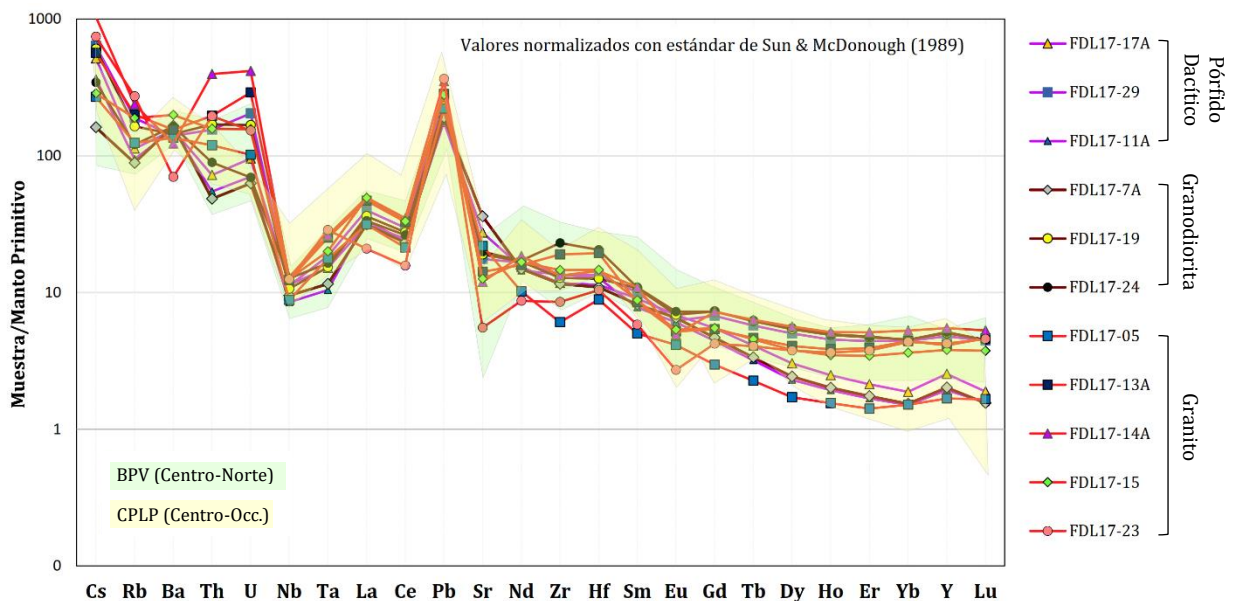


Figura 35: Diagrama multi-elemental (de araña) de las muestras analizadas en este estudio. La disposición de los elementos tiene un arreglo en el que aumenta la compatibilidad geoquímica de izquierda a derecha.

El arreglo de las Tierras Raras en la Figura 36 muestra un patrón típico de magmas de arco continental, con un enriquecimiento general en Tierras Raras Ligeras (LREE) con respecto a las Tierras Raras Pesadas (HREE).

Todas las muestras excepto la FDL17-05 exhiben una ligera anomalía negativa de Eu (más pronunciada en FDL17-23). De igual forma, las muestras FDL17-05 y 23 son las que tienen menores concentraciones de REE. Al igual que en la Figura 35, es notorio el grupo de cuatro muestras que aquí reflejan un empobrecimiento mayor en HREE respecto a las demás (Fig. 36). Las rocas estudiadas claramente se correlacionan con las rocas plutónicas del CPLP y el BPV y grafican en la zona media entre ambos patrones.

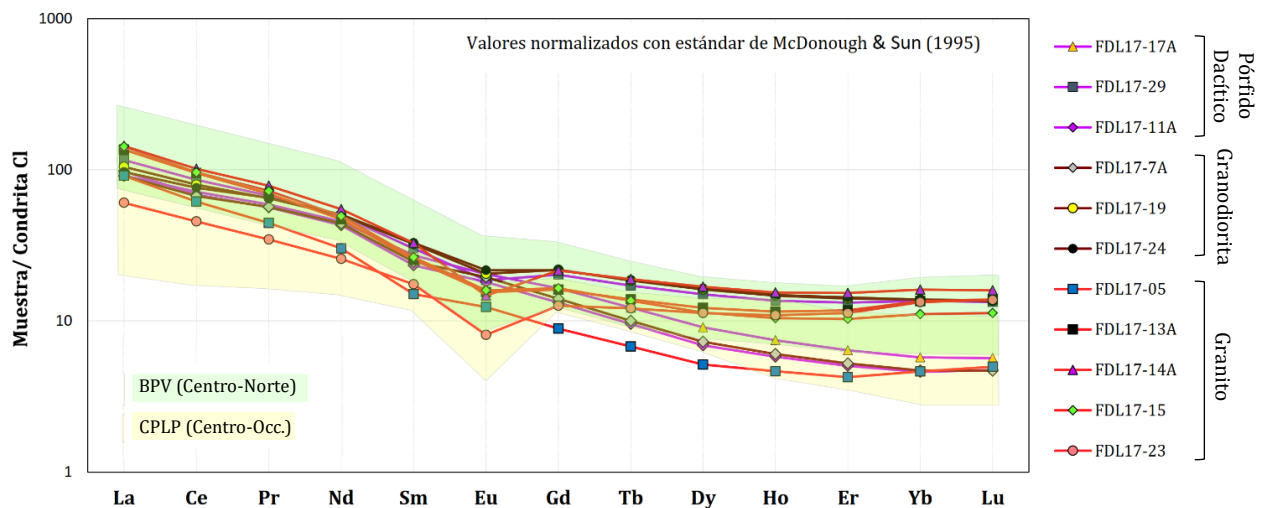


Figura 36: Diagrama de REE para las muestras estudiadas, junto con muestras de trabajos previos. La compatibilidad geoquímica de las REE se incrementa de izquierda (LREE) a derecha (HREE). CPLP Centro-Occ.= datos de Schaaf et al. (2000) y Pérez-Venzor (2013). BPV = datos de Schaaf (1990) y Díaz-López (2016).

5.3 Isotopía de Rb-Sr y Sm-Nd

Los análisis isotópicos de las 11 muestras seleccionadas fueron realizados mediante Espectrometría de Masas de Ionización Térmica (TIMS) en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM. La medición de isótopos de Sr y Nd se realizó con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca THERMO SCIENTIFIC modelo TRITON PLUS que cuenta con 9 colectores Faraday ajustables. El análisis de Rb y Sm mediante un espectrómetro marca FINNIGAN MAT 262 con 8 colectores ajustables. Todas las mediciones se hicieron de manera estática.

Las relaciones isotópicas de Rb, Sr, Sm y Nd se presentan en la Tabla 4. Con los datos obtenidos, fueron calculadas relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para una edad de 80 Ma, a partir de las edades obtenidas en este trabajo (capítulo 7). Se calcularon los parámetros ϵNd y ϵSr y sus valores iniciales correspondientes, recalculados también a 80 Ma. Los valores de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para el cálculo del CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) y los valores de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el cálculo del UR (Uniform Reservoir), fueron obtenidos de Faure (2013).

Asimismo, se calcularon edades modelo de Nd (T_{DM}) (Tabla 4), utilizando los parámetros de manto empobrecido (DM): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2128$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513089$, reportados por Schaaf (1990) para xenolitos lherzolíticos del manto superior en la región de San Luis Potosí. Las relaciones isotópicas iniciales de todas las muestras se graficaron en un diagrama de ϵNd_i vs. $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ (Fig. 37) que muestra una disposición típica para rocas graníticas, con relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ predominantemente menores respecto al CHUR y relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ mayores respecto al UR. Las muestras forman un patrón con una ligera tendencia negativa que abarca valores restringidos de ϵNd de +1 a -1.5 y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de ~ 0.70469 a 0.70542 . Se puede observar un grupo de tres muestras (FDL17-05, 7A y 11A) en el cuadrante II, un poco separadas del resto, sugiriendo fuentes ligeramente más empobrecidas y con menor participación cortical. Estas muestras son las mismas que exhiben un comportamiento geoquímico sutilmente diferente al resto (Figs. 34 a 36).

Las demás muestras grafican en el cuadrante IV lo que indica fuentes ligeramente enriquecidas o evolucionadas. Las muestras que exhiben los valores más altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ son los sienogranitos FDL17-13A y 23 (0.705418 y 0.705378 respectivamente). La muestra FDL17-15 grafica cerca de la composición del CHUR, ligeramente aislada de las demás, con ϵNd de -0.17 y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de 0.704894 (Fig. 37).

Muestra	Roca	Concentración en ppm (Dilución Isotópica)										Valores iniciales (a 80 Ma)								
		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1 sd*	1 SE (M)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1 sd*	1 SE (M)	ϵNd	1 σ	Rb	Sr	Sm	Nd	T_{DM} (Ma)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	ϵNdi	ϵSri
FDL17-05	Mgr.	0.485	0.705246	34	4	0.098	0.512605	16	3	-0.64	0.31	80.66	481.55	2.24	13.86	643	0.512554	0.704695	0.37	4.09
FDL17-7A	Grd.	0.223	0.704987	28	4	0.106	0.512604	16	2	-0.66	0.31	62.67	813.05	3.00	17.10	693	0.512548	0.704734	0.26	4.63
FDL17-11A	Prf. Dc.	0.240	0.705007	31	4	0.105	0.512600	18	2	-0.74	0.35	68.60	827.54	3.14	17.99	694	0.512545	0.704734	0.19	4.64
FDL17-13A	Sgr.	1.224	0.706809	30	4	0.097	0.512529	16	2	-2.13	0.31	127.65	301.82	3.88	24.31	735	0.512478	0.705418	-1.10	14.4
FDL17-14A	Mgr.	1.706	0.707232	29	4	0.114	0.512550	17	2	-1.72	0.33	151.04	256.18	4.73	25.18	828	0.512491	0.705293	-0.87	12.6
FDL17-15	Sgr	1.374	0.706456	34	4	0.095	0.512576	14	2	-1.21	0.27	125.89	265.06	4.32	27.54	664	0.512526	0.704894	-0.17	6.91
FDL17-17A	Prf. Dc.	0.391	0.705632	34	4	0.113	0.512562	19	2	-1.48	0.37	77.53	574.39	3.82	20.38	807	0.512503	0.705188	-0.63	11.1
FDL17-19	Grd	0.719	0.706052	36	5	0.124	0.512558	19	2	-1.56	0.37	104.11	418.93	4.40	21.46	912	0.512493	0.705235	-0.82	11.8
FDL17-23	Sgr	4.092	0.710029	36	5	0.132	0.512536	17	2	-1.99	0.33	171.54	121.34	2.71	12.43	1043	0.512467	0.705378	-1.33	13.8
FDL17-24	Grd	0.608	0.705764	30	4	0.125	0.512551	15	2	-1.70	0.29	88.52	421.17	4.59	22.15	936	0.512485	0.705073	-0.97	-0.97
FDL17-29	Dc.	0.975	0.706433	35	5	0.119	0.512550	13	2	-1.72	0.25	123.37	365.99	4.19	21.30	876	0.512488	0.705324	-0.92	-0.92
FDL17-25Bi	Bt (Grd)	28.517	0.723973	33	4	/	/	/	/	/	/	400.66	40.73	/	/	/	/	0.691560	/	/

Tabla 4: Relaciones isotópicas de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd analizadas por TIMS en el LUGIS de la UNAM. Las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd fueron obtenidas por dilución isotópica. Valores obtenidos de $CHUR_i$ (a 80 Ma) = 0.512535 y $U_r = 0.704407$. Las T_{DM} fueron obtenidas utilizando los valores $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2128$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513089$, reportados por Schaaf (1990). Las muestras de Rb, Sr, Sm y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Para Rb y Sm se analizaron 30 relaciones isotópicas mientras que para el Sr 60 y para el Nd 70 por cada muestra. El software integrado arroja outliers dependiendo de la estabilidad de la señal. Los valores (1sd = $\pm 1\sigma$ abs) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. 1 SE(M) = 1 σ abs /raiz n. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Los valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710253 \pm 12$ ($\pm 1\sigma$ abs, n=77); para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511848 \pm 3$ ($\pm 1\sigma$ abs, n=23). La incertidumbre relativa de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$, y de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$ (1 σ). La reproducibilidad relativa (1 σ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd es de $\pm 4.5\%$, $\pm 1.8\%$, $\pm 3.2\%$ y $\pm 2.7\%$, respectivamente. Los blancos analíticos obtenidos en el tiempo de los análisis de las muestras de este trabajo resultaron: 0.07 ng Rb, 7.54 ng Sr, 0.10 ng Sm y 0.51 ng Nd (blancos de procedimiento total). Abreviaciones de tipo de roca igual que en la Tabla 2.

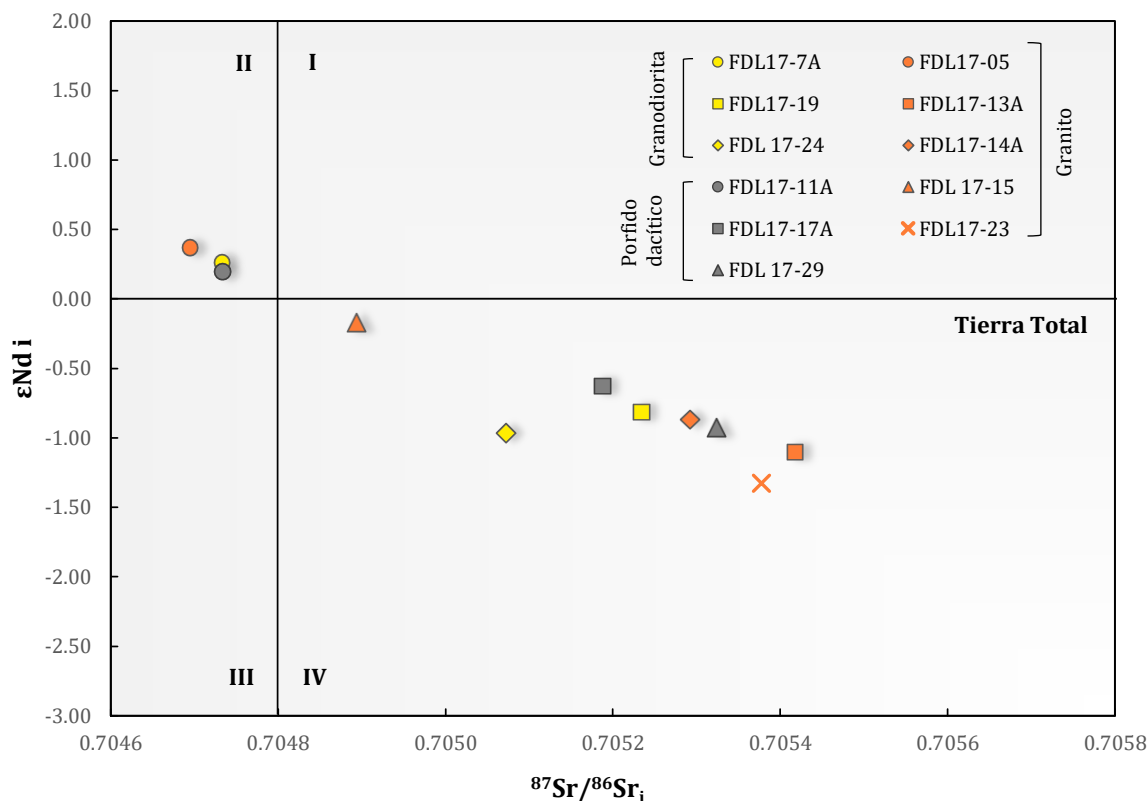


Figura 37: Composición isotópica de Nd y Sr de las rocas graníticas del BLT, recalculada para 80 Ma (edad en la que cristalizaron las rocas) con base en los fechamientos realizados en este trabajo.

Las edades modelo de Nd (T_{DM}) definieron un rango entre 640 a 1040 Ma (Tabla 4). El valor más alto corresponde al sienogranito del plutón San José del Cabo (FDL17-23), mientras que el valor más bajo es de un monzogranito en la región de Palo Escopeta (FDL17-05). Este último, junto con los pórfidos dacíticos definen un rango entre 640 y 694 Ma (con excepción de FDL17-17A). Las granodioritas (FDL17-19 y 24) tienen valores entre 912 y 936 Ma.

5.3.1 Modelado de mezcla isotópica

La tendencia descendente que exhiben las muestras podría estar asociado a un proceso de mezcla isotópica (Fig. 37). Debido a que las firmas isotópicas iniciales de las muestras sugieren fuentes relativamente primitivas involucradas en la génesis de los magmas, la tendencia de las muestras hacia el cuadrante IV podría asociarse a asimilación magmática (Faure, 2013). Con base en las ecuaciones de Faure (2013), se hizo un modelado de mezcla isotópica (Sr-Nd) con cuatro curvas de mezcla posibles para estimar el porcentaje de asimilación (Fig. 38); asumiendo dos tipos de magmas primitivos parentales (componente A1 y A2) y dos tipos de roca encajonante como agente contaminante (componente B1 y B2). El componente A1 corresponde al promedio isotópico de los gabros y tonalitas de Sierra El Novillo (Schaaf et al., 2000) debido

a que representan los magmas más primitivos en el CPLP (Fig. 4). El otro magma parental asumido (componente A2) es una tonalita de la región de La Paz (Fig. 4) con firmas isotópicas mantélicas (Schaaf et al. 2000).

No se observó la roca encajonante de los granitoides del BLT, pero es probable que sea similar a las que afloran en el Complejo Metamórfico del Borde Oriental (Fig. 4). Así, el componente B1 corresponde al promedio de dos ortogneises, uno en el arroyo La Palma y otro de la región Boca de la Sierra, reportados por Pérez-Venzor (2013) y Rochín-García (2015). El componente B2 es un paragneis de la presa La Palma, ~5 km al NE de Casas Viejas, también reportado por Pérez-Venzor (2013) y datado por Rochín-García (2015).

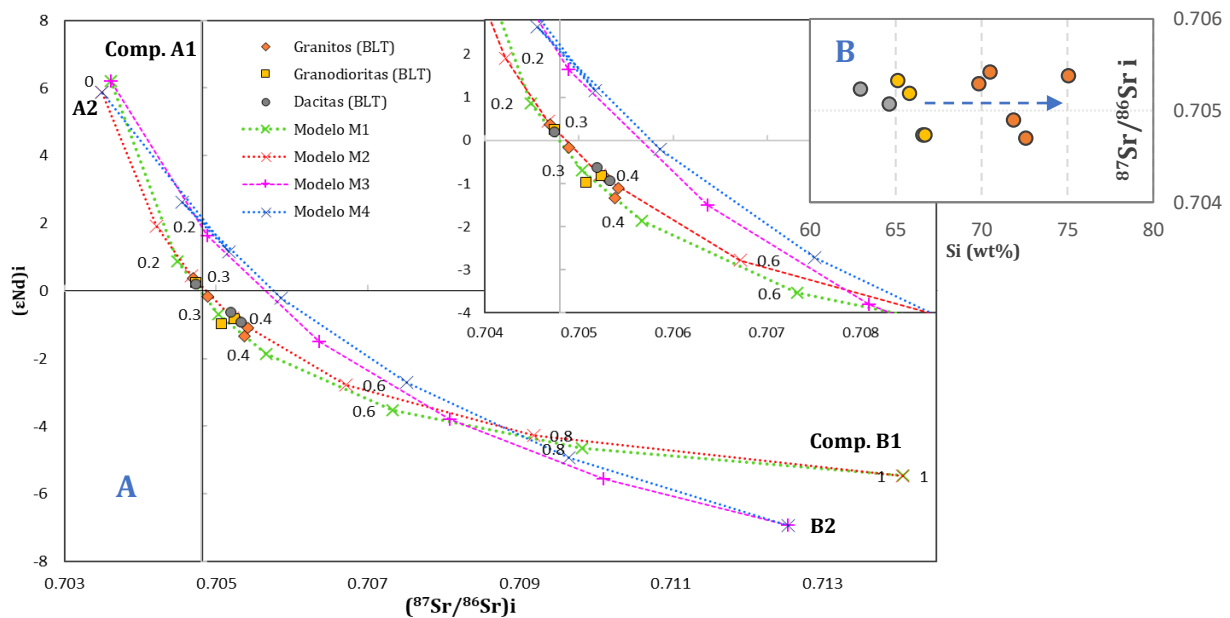


Figura 38: Modelado de mezcla isotópica Sr-Nd para las rocas del BLT. Modelo M1= promedio de Gabros y tonalitas de sierra El Novillo (A) y promedio de ortogneises (B1). Modelo M2= tonalita de La Paz (A2) y promedio de ortogneises (B1). Modelo M3= promedio de gabros y tonalitas de S. El Novillo (A1) y paragneis (B2). Modelo M4= tonalita de La Paz (A2) y paragneis (B2). Los datos isotópicos de las muestras utilizadas y los cálculos se encuentran en el Anexo 2. B. Diagrama donde se observa un ligero incremento de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ conforme aumenta el sílice.

Las hipérbolas de mezcla que asumen a los ortogneises como agente contaminante (modelo M1 y M2) se ajustan satisfactoriamente con las muestras del BLT (Fig. 38), sugiriendo que el magma parental pudo asimilar entre ~25 a 35% de corteza con el modelo M1 y ~30 a 40% para M2. Además, el diagrama de la Fig. 38B muestra un incremento paulatino de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ conforme aumenta el silicio, favoreciendo un proceso de asimilación moderado. En un contexto más realista, es probable que los magmas asimilaran una corteza más heterogénea (ortogneises +paragneises), sin embargo, este es un primer acercamiento indirecto para cuantificar los procesos magmáticos involucrados en la génesis de los magmas.

5.3.2 Isócrona Rb-Sr de biotita-Roca Total

Se obtuvo una edad de enfriamiento en biotitas de la granodiorita La Laguna (FDL17-24 y 25) mediante isócrona Rb-Sr en biotita (Bt)-Roca Total (WR). Los datos isotópicos de roca total de la muestra utilizada (FDL17-24) se encuentra en la Tabla 4. Las concentraciones de Rb y Sr en las biotitas (FDL17-25Bi) fueron obtenidos por dilución isotópica (D.I.) (Tabla 4), exhibiendo una concentración de Rb= 400.66 ppm y de Sr = 40.73 ppm. La relación $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ obtenida es de 28.517 y la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ define un valor de 0.723973. La isócrona Bt-WR definen una edad de 46 ± 0.3 Ma, con un valor inicial para la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70537$ (Fig. 39).

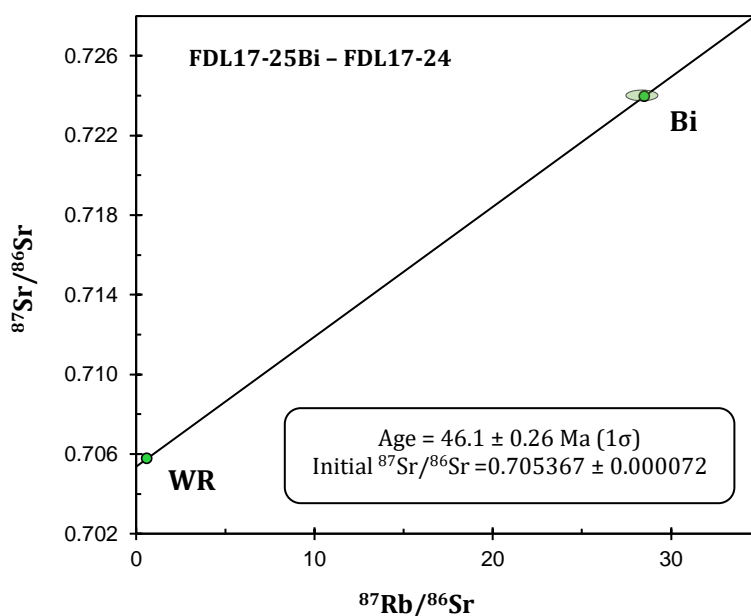


Figura 39: Diagrama de isócrona de Rb-Sr en biotita y Roca Total para la granodiorita La Laguna de la parte sur del BLT. El error 1σ para la muestra de la parte inferior es más pequeño que la representación gráfica. Los errores 1σ utilizados para las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ se muestran en la Tabla 4.

La edad obtenida podría representar una edad de recalentamiento asociado a un evento tectono-térmico que provocó un reinicio del sistema isotópico Rb-Sr en las micas. Esta edad es significativamente menor a las edades Rb-Sr de Bt-WR entre 65 y 90 Ma reportadas para la parte central del CPLP (Schaaf et al., 2000; Pérez-Venzor, 2013). Sin embargo, es similar a las edades Bt-WR por Rb-Sr (Schaaf, 1990) y Ar-Ar (Duque-Trujillo et al., 2015) entre 43 y 55 Ma, reportadas en la región de Punta Mita. También, Gutiérrez-Aguilar (2019) reporta una edad Bt-WR similar de 51 Ma en biotitas de un paragneis de Cabo Corrientes, dentro del Batolito de Puerto Vallarta.

6. Química mineral y Termobarometría

Con los resultados de la química mineral se clasificaron químicamente las fases analizadas y se realizó el cálculo estequiométrico a átomos por unidad de fórmula (apfu) con base en la fórmula estructural de cada fase, con el fin de realizar cálculos termobarométricos convencionales para obtener las condiciones P-T de equilibrio durante el emplazamiento de los magmas.

6.1 Química Mineral

6.1.1 Anfíbol

Se analizaron cristales en equilibrio con el resto de las fases minerales, evitando las texturas de desequilibrio. Con excepción de la muestra FDL17-7B (pórfido dacítico), gran parte de los cristales seleccionados están en contacto con plagioclasa y se analizaron preferentemente los bordes del anfíbol. La normalización de los datos a apfu se realizó con base en 23 oxígenos y se hizo la clasificación química con base en la nomenclatura IMA 2012 de Hawthorne et al. (2012). Todos los anfíboles analizados son de tipo cálcico (subgrupo) dentro del supergrupo “anfíboles OH-F-Cl”, con poca variación entre las especies de anfíbol obtenidas (ver Fig. 40 y Anexo 3).

Los anfíboles analizados en la muestra FDL17-7B fueron clasificados principalmente como Mg-hornblendas con algunas Mg-hastingsitas y pargasitas (Fig. 40). El parámetro $Al+Fe^{3+}+2Ti$ en el sitio estructural C arroja valores de 0.81 a 1.15 apfu, mientras que el contenido de $Na+K+2Ca$ en el sitio estructural A se limita entre 0.34 y 0.53 apfu (Fig. 40). Por otra parte, presentan un contenido de Si entre 6.46 y 6.86 apfu, con un rango relativamente amplio en el Al total entre 1.33 y 1.70 apfu (Anexo 3).

Para el sienogranito FDL17-13^a se analizaron ocho anfíboles clasificados como ferro-ferri hornblendas y Mg-hastingsitas (Fig. 40). El contenido de Si varía de 6.58 a 6.88 apfu, con dos grupos de valores para el Al total: 1.28 a 1.32 apfu y de 1.59 a 1.61 apfu (Anexo 3). Respecto al $Al+Fe^{3+}+2Ti$ en el sitio estructural C, exhiben valores restringidos entre 0.80 y 1.03 apfu, así como valores de 0.41 a 0.55 apfu para el contenido de $Na+K+2Ca$ en el sitio estructural A (Fig.40).

En la granodiorita FDL17-19 se midieron 16 anfíboles que clasificaron en el campo de magnesio-hornblendas principalmente y algunos en el de Pargasita/Mg- hastingsitas (Fig. 40). Los valores para la suma de $Al+Fe^{3+}+2Ti$ en el sitio estructural C y para el $Na+K+2Ca$ en el sitio estructural A, están comprendidos entre 0.78 y 1.06 apfu y 0.32 a 0.56 apfu respectivamente

(Fig. 40). Además, el contenido de Si en estos anfíboles oscila entre 6.50 y 6.76 apfu, mientras que los valores de Al total quedan restringidos entre 1.41 a 1.68 apfu (Anexo 3).

Para la granodiorita FDL17-24, 11 de los 12 cristales analizados fueron clasificados como ferroferri hornblendas y el restante como Mg-hastingsita con base en la clasificación de Hawthorne et al. (2012) (Fig. 40 y Anexo 3). Sin embargo, en la Figura 40 no es posible diferenciar entre ferro y magnesio hornblendas. Los valores de $Al+Fe^{3+}+2Ti$ en el sitio estructural C están limitados entre 0.87 y 1.04 apfu, mientras que la suma de $Na+K+2Ca$ en el sitio estructural A oscila entre 0.39 a 0.51 apfu (Fig. 40). Por otra parte, presentan valores relativamente constantes de Si entre 0.58 y 0.70 apfu y también presentan un rango limitado en el Al total de 1.50 a 1.62 apfu (Anexo 3).

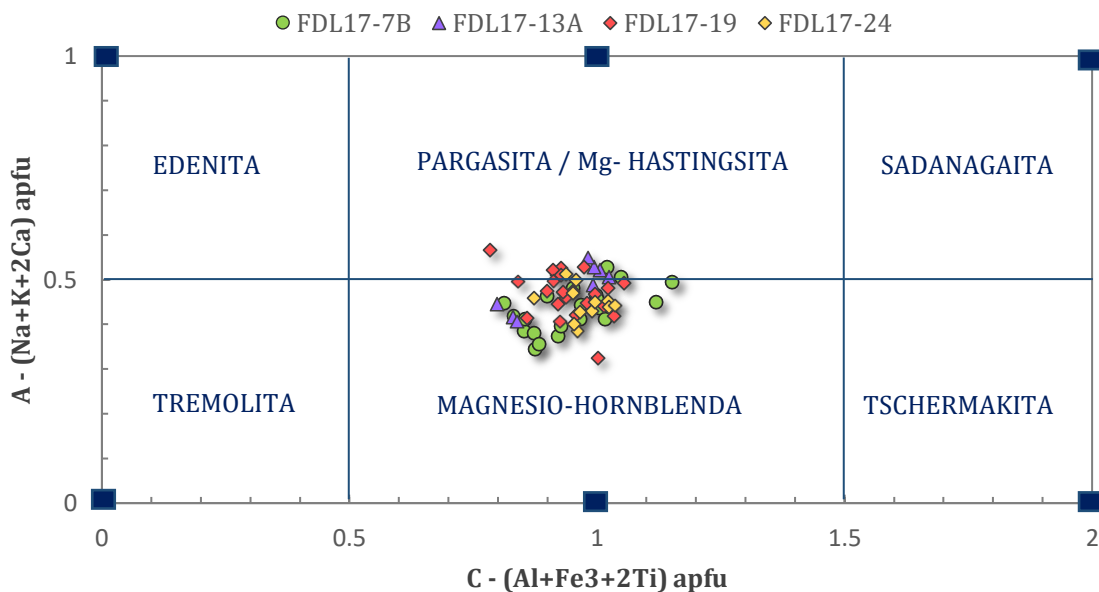


Figura 40: Diagrama de clasificación química para anfíboles cálcicos con base en la clasificación IMA 2012 propuesta por Hawthorne et al. (2012). Se observa poca variación química en los anfíboles analizados, clasificando la gran mayoría como magnesio-hornblendas y en menor cantidad como pargasitas y Mg-hastingsitas.

6.1.2 Plagioclasa

Para esta fase se analizaron cristales en equilibrio con las fases minerales principales, evitando plagioclasas con textura tamiz, poiquilítica y de exsolución, así como cristales con coronas de reacción. Se realizaron de 3 a 5 microanálisis en cada cristal para abarcar el núcleo, la parte media y el borde. Particularmente, para las muestras FDL17-7B, 13A, 19 y 24 se escogieron plagioclasas en contacto con anfíbol con el fin de tener una referencia más certera del equilibrio entre las fases, requerida para los cálculos de termobarometría convencional.

Con los resultados fue obtenida la proporción catiónica en átomos por unidad de fórmula (apfu) con base en 8 oxígenos (Anexo 3), para determinar la proporción de anortita (An), albita (Ab) y ortoclasa (Or) para cada cristal; con lo que se clasificaron y graficaron en un diagrama ternario Ab-An-Or (Fig. 41).

En la muestra FDL17-7B fueron efectuados 58 microanálisis puntuales en 18 cristales clasificados principalmente como andesinas y algunas labradoritas; con un contenido de An_{44-67} y de Ab_{30-55} (Fig. 41). A su vez, presentan valores de Al_2O_3 entre 25.2 y 30 wt% y el Si oscila entre 2.42 y 2.7 apfu (Anexo 3).

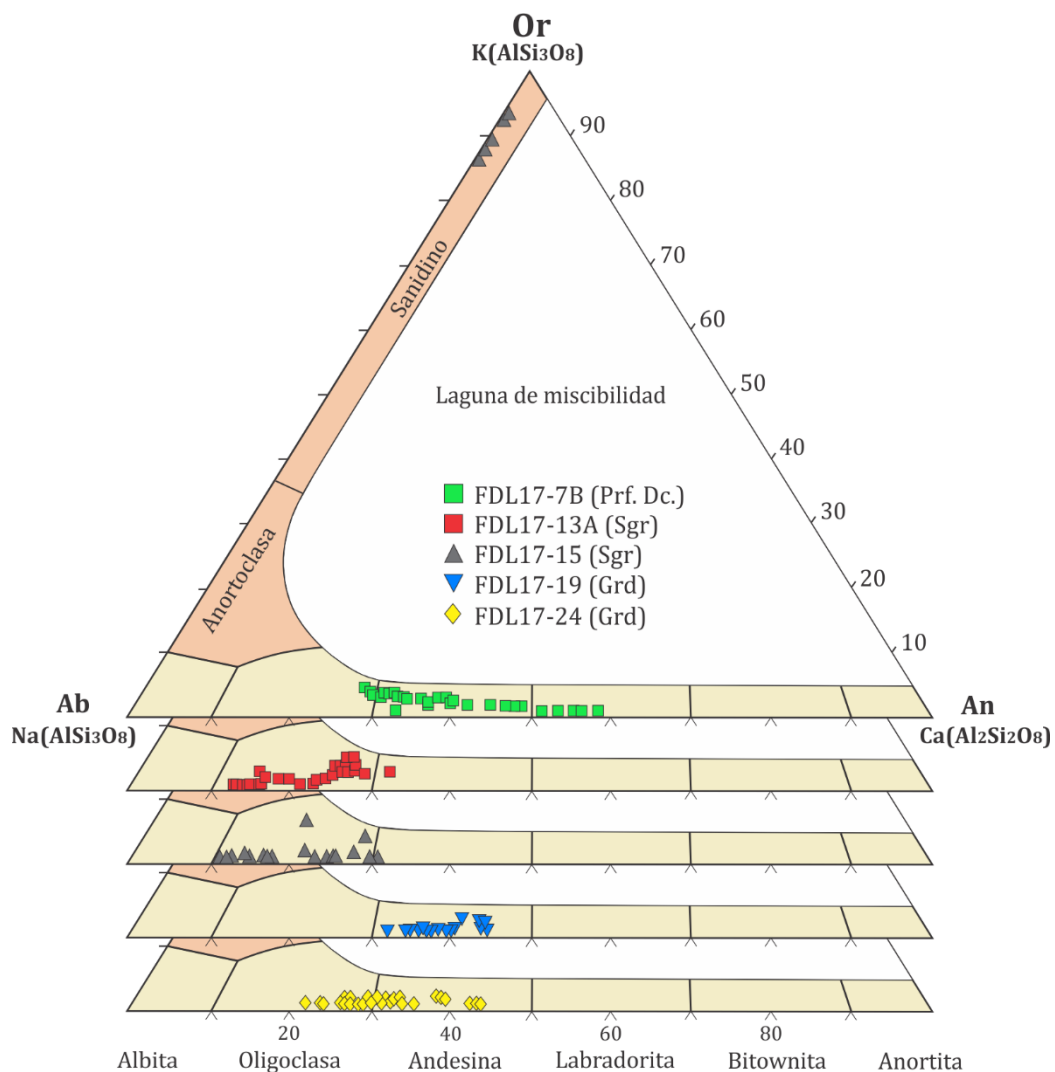


Figura 41: Diagrama Albita-Anortita-Ortoclasa para la clasificación química de las plagioclasas y feldespatos-K analizados en este trabajo. Modificado de Deer et al. (1992). Prf. Dc.= pórfido dacítico, Sgr= sienogranito, Grd= granodiorita.

Para el sienogranito FDL17-13A se hicieron 38 microanálisis en 15 cristales, que fueron clasificados totalmente como oligoclasas, con un contenido de An₇₋₂₈ y de Ab₇₀₋₈₆ (Fig.41). Son caracterizados por tener un contenido en Si de 2.68 a 2.83 apfu y un contenido de Al₂O₃ entre 22.5 a 25.7 wt% (Anexo 3). De las mediciones realizadas solo se seleccionaron 8 datos que corresponde a los cristales en contacto con anfíbol o que estaban más cercanos a dicha fase.

En el sienogranito FDL17-15 fueron realizados 27 microanálisis en 8 plagioclasas y 5 feldespatos-K, con valores de An₁₂₋₃₀ y Ab₇₀₋₈₆ para las plagioclasas y Or₈₈₋₉₄ en los feldespatos-K (Anexo 3). Los cristales analizados caen en el campo de la oligoclasa y ortoclasa respectivamente (Fig. 41). Las fases en conjunto exhiben valores de Si entre 2.67 y 2.84 apfu con un contenido en Al₂O₃ de 20 a 25wt% (Anexo 3).

En la granodiorita FDL17-19 se efectuaron 38 microanálisis en 17 cristales, que fueron clasificados como andesinas, con composiciones de An₂₆₋₄₄ y de Ab₅₅₋₇₃ (Fig.41). Respecto al contenido de Si las plagioclasas oscilan entre 2.55 y 2.74 apfu y a su vez, presentan valores de Al₂O₃ de 24.5 a 28 wt% (Anexo 3).

Finalmente, en la granodiorita FDL17-24 se obtuvieron 44 microanálisis en 18 cristales distribuidos en los campos de oligoclasa y andesina del diagrama Ab-An-Or, con contenidos de An₂₁₋₄₄ y de Ab₅₆₋₇₈ (Fig. 41). Presentan un contenido de Si entre 2.69 y 2.77 apfu, mientras que el contenido de Al₂O₃ oscila entre 23 y 26 wt% (Anexo 3).

6.2 Termobarometría Convencional en los granitoides del BLT

Para conocer las condiciones P-T de equilibrio durante la cristalización de las rocas graníticas fueron seleccionadas cuatro muestras que cumplen con criterios mineralógicos y petrológicos requeridos (presencia de anfíbol y plagioclasa en equilibrio, fases de zircón en equilibrio, ausencia de textura de desequilibrio o alteración, entre otros). Para estas cuatro muestras se utilizaron los geotermómetros de Ti en zircón de Ferry y Watson (2007), Zr-Hf en zircones de Aranovich y Bortnikov (2018) y el termómetro convencional anfíbol-plagioclasa de Holland y Blundy (1994). Para el cálculo de presión se utilizaron los geobarómetros de Al en hornblenda de Schmidt (1992) y Mutch et al. (2016). Adicionalmente se calculó la temperatura de otras tres muestras con los termómetros Ti en zircón y Zr-Hf en zircón, para comparar los rangos de temperatura obtenidos en los otros granitoides. No fue posible obtener datos de presión en estas muestras ya que no contiene las fases minerales requeridas. Los datos de presión y temperatura obtenidos para todas las muestras se resumen en la Tabla 5.

Para la temperatura (T), se le da mayor prioridad a los resultados obtenidos con las calibraciones de Ferry y Watson (2007) y Aranovich y Bortnikov (2018) sobre los obtenidos con el termómetro de Holland y Blundy (1994), debido a que el zircón es una de las primeras fases en cristalizar dentro de un magma félsico, por lo que los termómetros asociados al zircón, brindan mayor confiabilidad al obtener la T inicial de cristalización (Watson et al., 2006), además de que representan calibraciones experimentales más recientes. Para la presión se prefieren los resultados obtenidos con la calibración de Mutch et al. (2016) sobre los de Schmidt (1992) por representar una calibración experimental más reciente y mejor evaluada.

Pórfido dacítico FDL17-7B

Fueron realizados 36 cálculos mediante los termómetros de Ti en zircón y Zr-Hf en zircón, obteniendo para el primero, un rango de temperatura entre 624-744°C, con un promedio de 686±31°C y para el segundo un rango de 637 a 762°C, con un promedio de 724±31°C (Fig. 43). Con el termómetro convencional anfíbol-plagioclasa (Anf-Pl) se obtuvieron 20 datos que caen en el rango de 720 a 763°C, con un promedio de 743±35°C (Fig. 42A y E).

Respecto a la presión, se obtuvieron 20 datos (por cada calibración) con los barómetros Al en hornblenda de Mutch et al. (2016) y Schmidt (1992), con un rango de presión de 2.6 a 3.9 kbar y un promedio de 3.1±0.5 kbar para la primera calibración y un rango entre 3.1 a 4.0 kbar, con un promedio de 3.5±0.6 kbar para la segunda calibración (Fig. 42A y E).

Sienogranito FDL17-13A

Un total de 28 cálculos fueron realizados con los termómetros de Ti en zircón y Zr-Hf en zircón. El Ti en zircón arrojó un rango de temperatura de 614-737°C, definiendo un promedio de 670±40°C, mientras que el Zr-Hf en zircón define un rango de 645 a 753°C, con un promedio de 701±36°C (Fig. 43). Para el termómetro convencional Anf-Pl se obtuvieron 8 datos en el rango de T entre 616 y 747°C, con un promedio de 683±38°C (Fig. 42B y F).

Por otro lado, el cálculo de la presión a partir de 8 cálculos (por cada calibración) mediante el barómetro Al en hornblenda, dio un rango de 2.5 a 3.6 kbar, con un valor promedio de 3.1±0.5 kbar para la calibración de Mutch et al. (2016) y un rango de presión entre 3.1 y 4.2 kbar, que promedia en 3.5±0.6 kbar, para la calibración de Schmidt (1992) (Fig. 42B y F).

Granodiorita FDL17-19

El termómetro convencional Anf-Pl arrojó un rango de temperatura de 667 a 756°C a partir de 22 cálculos realizados, definiendo una temperatura promedio de 713±34°C (Fig. 42C y G).

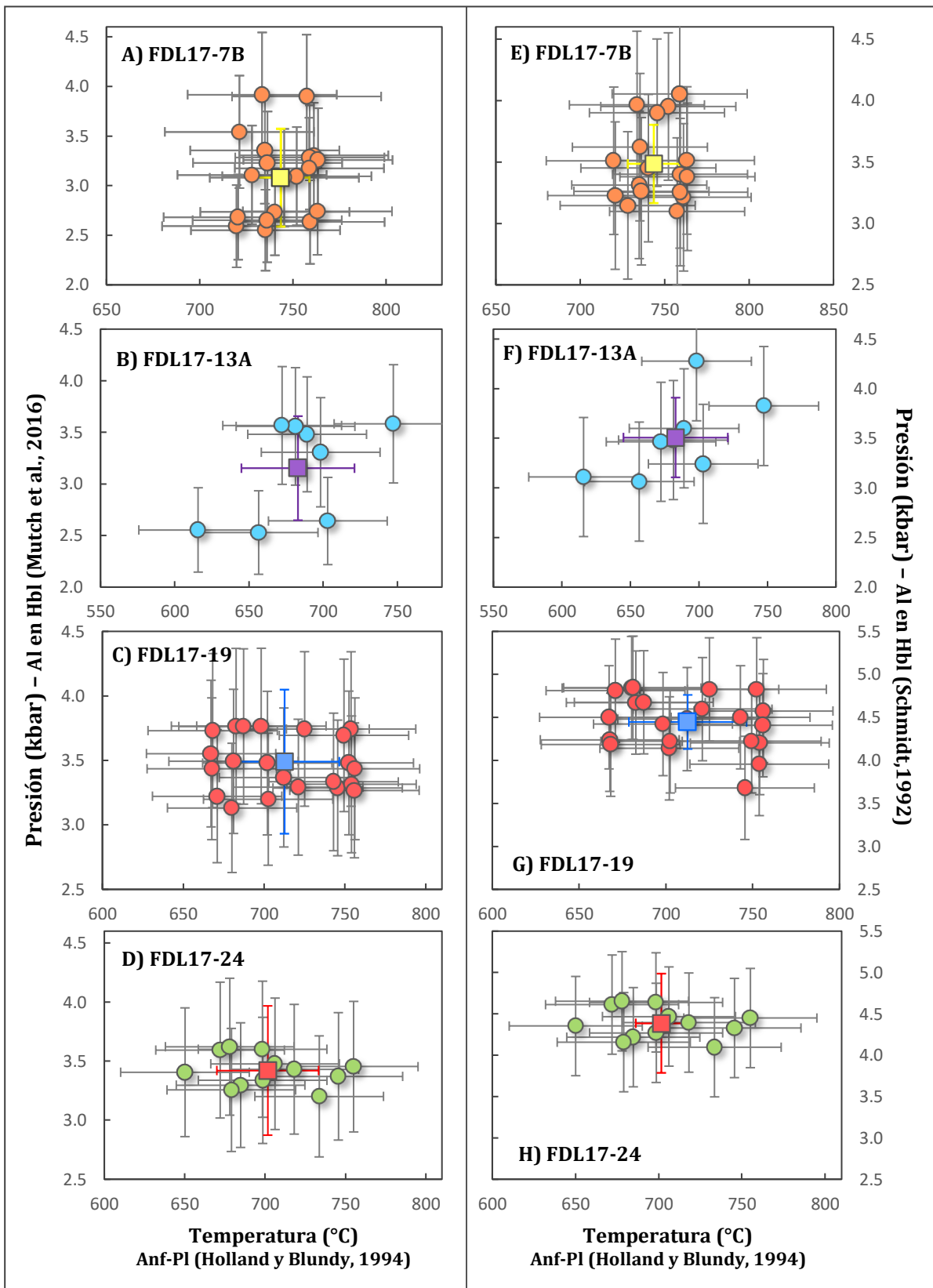


Figura 42: Diagrama P-T con los resultados obtenidos por termobarometría convencional para cada muestra. Los círculos representan los resultados individuales junto con sus desviaciones estándar. Los cuadrados corresponden a la temperatura y presión promedio también con su desviación estándar.

Para la presión se obtuvieron 24 cálculos (por cada calibración) mediante los barómetros Al en hornblenda de Mutch et al. (2016) y Schmidt (1992). La primera calibración arrojó un rango de presión de 3.1 a 3.8 kbar, que definen un promedio de 3.5 ± 0.5 kbar. La segunda define un rango de presión entre 3.6 y 4.8 kbar, con un valor promedio de 4.4 ± 0.6 kbar (Fig. 42C y G).

Granodiorita FDL17-24

Se realizaron 30 análisis de zircón para el cálculo de temperatura mediante los termómetros Ti en zircón y Zr-Hf en zircón. Con la primera calibración se obtuvo un rango de temperatura de 640 a 768°C que promedian un valor de $676 \pm 33^\circ\text{C}$; mientras que la segunda calibración define un rango entre 656 y 776°C, con una media de $737 \pm 32^\circ\text{C}$ (Fig. 43). Respecto al termómetro convencional Anf-Pl, éste definió un rango de temperatura que oscila entre 650 y 755°C a partir de 12 cálculos, los cuales dan un valor promedio de $702 \pm 32^\circ\text{C}$ (Fig. 42D y H). Por otra parte, los valores de presión obtenidos con base en 12 cálculos (por cada calibración) realizados con los barómetros Al en hornblenda de Mutch et al. (2016) y Schmidt (1992), definen un rango de 3.2 a 3.6 kbar, con una media de 3.4 ± 0.5 para el primero y un rango de presión que oscila entre 4.1 y 4.6 kbar, con un valor promedio de 4.4 ± 0.6 kbar para el segundo (Fig. 42D y H).

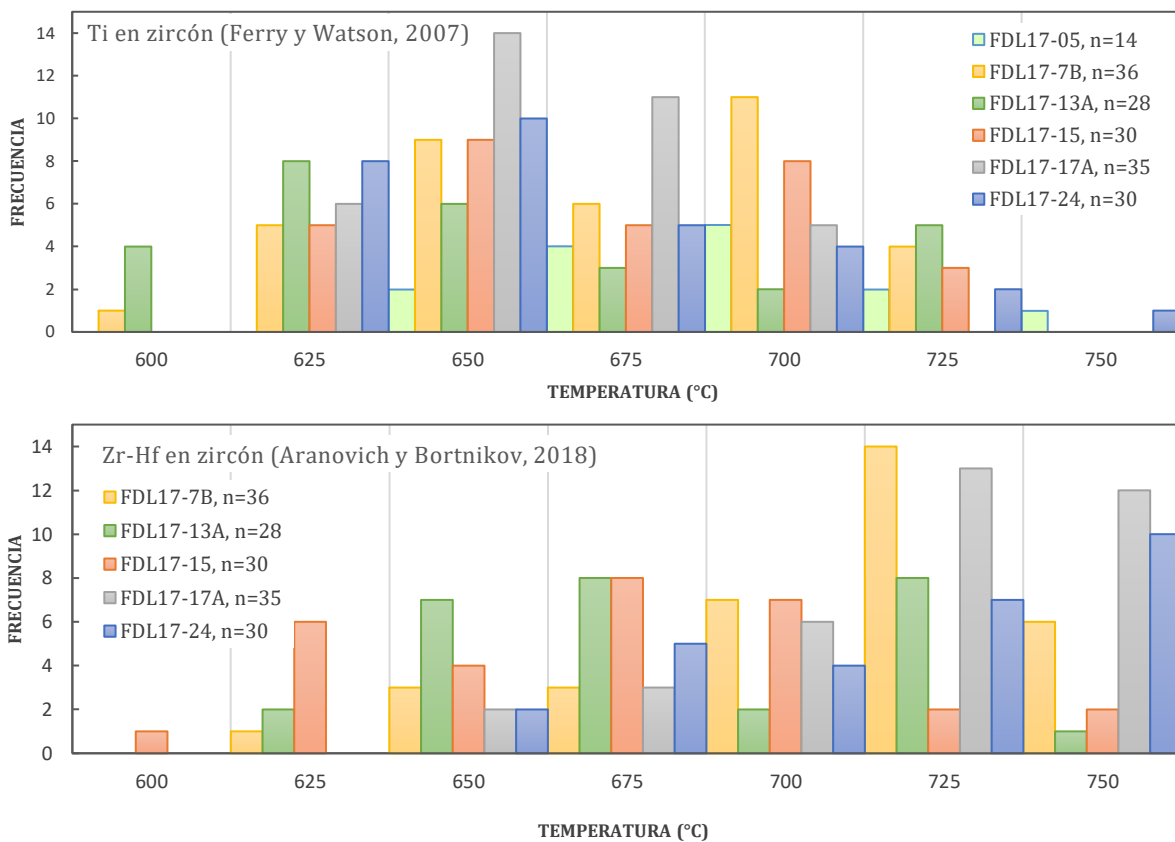


Figura 43: Histogramas de temperaturas obtenidas mediante los geotermómetros de Ti en zircón de Ferry y Watson (2007) y Zr-Hf en zircón de Aranovich y Bortnikov (2018).

Monzogranito FDL17-05

Para esta muestra solo fue posible obtener 14 datos confiables con la calibración de Ti en zircón, definiendo un rango de temperatura de 666 a 760°C y un valor promedio de 707±25°C (Fig. 43).

Sienogranito FDL17-15

Se realizaron 30 cálculos (por cada calibración) de temperatura, obteniendo un rango de 628 a 736°C para el Ti en zircón, con un valor promedio de 682±32°C y un rango similar de 623 a 760°C con la calibración Zr-Hf en zircón, definiendo un promedio de 684±37°C (Fig. 43).

Pórfido dacítico FDL17-17A

Para esta muestra fueron obtenidos 35 análisis de zircones con los termómetros de Ti en zircón y Zr-Hf en zircón. Para la primera calibración definió un rango de temperatura de 628 a 722°C, con un promedio de 674±25°C. La segunda calibración arrojó un rango de temperatura mayor que oscila entre 682 y 772°C, con un valor promediado de 741±22°C (Fig. 43).

Tabla 5: Resultados termobarométricos promedio, representativos de cinco granitoides y dos pórfidos dacíticos subvolcánicos del Bloque La Trinidad.

Muestra	Litología	TEMPERATURA (°C)					PRESIÓN (Kbar)		
		Ti en zircón		Zr-Hf en zircón	Anf-Pl		Al en Hbl		
		n	T ¹ ±σ	T ² ±σ	n	T ³ ±σ	n	P ¹ ±σ	P ² ±σ
FDL17-05	Mgr.	14	707±25	-	-	-	-	-	-
FDL17-7B	Prf. Dc.	36	686±31	724±31	20	743±35	20	3.1±0.5	3.5±0.6
FDL17-13A	Sgr.	28	673±43	705±38	8	683±38	8	3.1±0.5	3.5±0.6
FDL17-15	Sgr.	30	682±32	684±41	-	-	-	-	-
FDL17-17A	Prf. Dc.	35	674±25	741±22	-	-	-	-	-
FDL17-19	Grd.	-	-	-	22	718±34	24	3.5±0.5	4.5±0.6
FDL17-24	Grd.	30	676±33	737±32	12	702±32	12	3.4±0.5	4.4±0.6

T¹: Ferry y Watson (2007); T²: Aranovich y Bortnikov (2018); T³: Holland y Blundy (1994); P¹: Mutch et al. (2016); P²: Schmidt (1992). n= número de datos. Mgr= monzogranito, Prf. Dc.= pórfido dacítico, Sgr= sienogranito, Grd= granodiorita.

7. Geocronología

Para conocer la edad de cristalización de las unidades graníticas del BLT, se seleccionaron seis muestras para su fechamiento por U-Pb en zircones. De la unidad volcánica solo fue posible obtener un fechamiento por U-Pb (riolita Los Tesos-FDL17-34) debido a que las demás muestras de roca volcánica colectadas no representaban buenos candidatos para el análisis geocronológico (alto grado de intemperismo, poco volumen de muestra), además de que este trabajo se enfocó más en el estudio de las rocas plutónicas.

Adicionalmente, fueron analizadas dos muestras colectadas por Rochín-García (2015): un ortogneis de Boca de la Sierra (ROG13-20A) para tener una referencia de la edad del basamento y un granito de la Isla Espíritu Santo (ROG13-22) cuya edad solo se infería. Para cada muestra, las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ (con porcentaje de discordancia $\leq 10\%$), fueron graficadas en diagramas de concordia y diagramas de promedio ponderado (solo edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$), mediante el programa IsoplotR (Vermeesch, 2018) (Figs. 43 a 51). Todos los resultados analíticos se presentan en el Anexo 4 y las edades obtenidas se resumen en la Tabla 6.

Con los análisis de REE de los zircones, se elaboraron diagramas de REE y diagramas de edad vs. Th/U para tratar de obtener información sobre el origen y comportamiento de los zircones (magmáticos o metamórficos). Lo anterior fue complementado con el análisis de las imágenes de catodoluminiscencia post ablación (Fig. 44 a 52).

Hay algunos criterios texturales y químicos propuestos para diferenciar entre zircones de origen magmático y metamórfico. Los zircones magmáticos suelen exhibir formas euhedrales, con sobrecrecimientos relativamente uniformes, mientras que los zircones metamórficos pueden exhibir formas y texturas variadas, con sobrecrecimientos irregulares (Rubatto, 2002; Harley y Kelly 2007).

Respecto al comportamiento de las REE en el zircón, los de origen magmático típicamente muestran un enriquecimiento en HREE, con anomalía positiva de Ce y anomalía negativa de Eu; mientras que los zircones que crecen en ambientes metamórficos junto con granate, suelen exhibir un menor enriquecimiento o patrones planos en las HREE y anomalías de Ce y Eu no tan marcadas como en fuentes magmáticas (Rubatto, 2002).

Además, la relación Th/U se ha convertido en un criterio común para distinguir el ambiente de formación del zircón. Valores de Th/U < 0.1 suelen asociarse a zircones metamórficos y valores de Th/U > 0.1 (valores típicos: ~ 0.1 a 0.5) se asocian a zircones magmáticos (Rubatto, 2002).

Sin embargo, este criterio debe usarse con precaución, ya que la relación Th/U depende de muchos factores como: la disponibilidad de elementos en el ambiente de reacción (influye en la concentración de Th y U), el comportamiento del fraccionamiento del Th y U entre el zircón y los minerales coexistentes, el fundido y los fluidos, entre otros (Harley y Kelly 2007).

Tabla 6: Edades U-Pb promedio ponderadas obtenidas para las muestras del BLT, utilizando el algoritmo de Ludwig (2003). A la derecha, se presenta un mapa con la localización de las muestras fechadas, con excepción de la muestra 9 que se localiza en la isla Espíritu Santo. Las edades representan la edad de cristalización de la roca.

Muestra	Localización	Litología	Edad Prom. (Ma)
1) FDL17-05	23°11'56.5", 109°35'53"	Monzogranito	74-77
2) FDL17-7A	23°12'11", 109°33'56"	Granodiorita	74±0.6
3) FDL17-13A	23°19'13.6", 109°32'36"	Sienogranito	80±0.3
4) FDL17-15	23°23'26.7", 109°25'40"	Sienogranito	78±0.3
5) FDL17-17A	23°21'13", 109°27'46"	Pórf. dacítico	74.5±0.4
6) FDL17-24	23°05'57", 109°36'57"	Granodiorita	82±0.1
7) FDL17-34	23°30'2.8", 109°28'43"	Riolítica	80±0.2
8) ROG13-20A	23°23'28.3", 109°49'32"	Ortogneis	161±0.1
9) ROG13-22	24°30'2", 110°18'55"	Granito-S	164±0.6



7.1 Edad de las rocas del Bloque La Trinidad

De 26 mediciones de zircones realizadas en el microgranito FDL17-05, 14 fueron concordantes definiendo una edad media ponderada de 74 ± 0.6 Ma y una edad de concordia de 76.8 ± 0.2 Ma con 14 zircones (Fig. 44A y B). Los zircones analizados son relativamente pequeños (60-110 μm) y poco elongados, con formas subhedrales, anhedrales y algunas euhedrales. Varios cristales están rotos y otros muestran bordes corroídos e inclusiones, pero la gran mayoría muestra sobrecrecimientos magmáticos (Fig. 44E).

El comportamiento de las REE en los zircones muestra un enriquecimiento en HREE respecto a las LREE con anomalía positiva de Ce y anomalía negativa de Eu, sugiriendo un ambiente magmático (Fig. 44D). Las relaciones Th/U confirman un origen magmático por exhibir valores mayores a 0.2 (Fig. 44C).

De la granodiorita FDL17-7A fueron analizados 41 cristales de los cuales 32 son concordantes y definieron una edad media ponderada de 73.8 ± 0.6 Ma. La edad de concordia obtenida fue de 74.1 ± 0.1 Ma con 29 zircones concordantes (Fig. 45A y B).

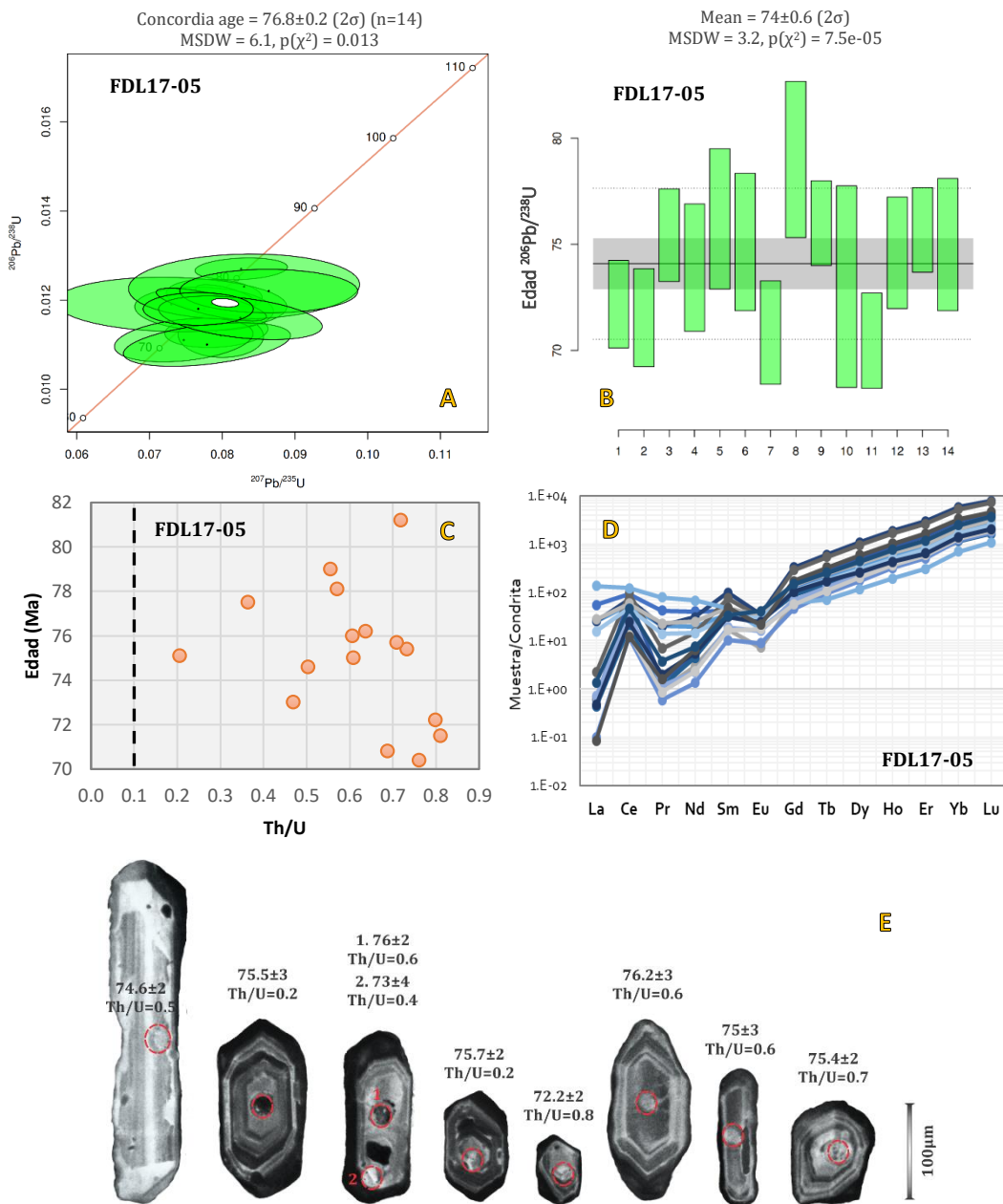


Figura 44: Diagramas de edades obtenidas, comportamiento de REE en zircon, puntos de ablación, morfología y rasgos texturales de los zircons para la muestra FDL17-05. **A.** Diagrama de concordia y diagrama de promedio ponderado (**B**) con edades calculadas con 2σ de error. **C.** Diagrama Edad (Ma) vs Th/U, con límite a 0.1 de acuerdo con Rubatto (2002). **D.** Diagrama de REE de los zircons, normalizados a Condrita Cl de McDonough y Sun (1995). **E.** Catodoluminiscencia post ablación de algunos zircons medidos.

Los zircons obtenidos presentan morfologías prismáticas con tamaños predominantes entre 90 y 130 μm . Todos exhiben bordes de sobrecrecimiento magmático y no se observa ningún núcleo heredado (Fig. 45E). Las REE reflejan un gran enriquecimiento en HREE respecto a las LREE y se observa una marcada anomalía positiva de Ce. Sin embargo, la anomalía negativa de Eu no es tan marcada a diferencia de las muestras anteriores (Fig. 45D). Las relaciones Lu/Th obtenidas son variables entre 0.2 y 1.1 (Fig. 45C).

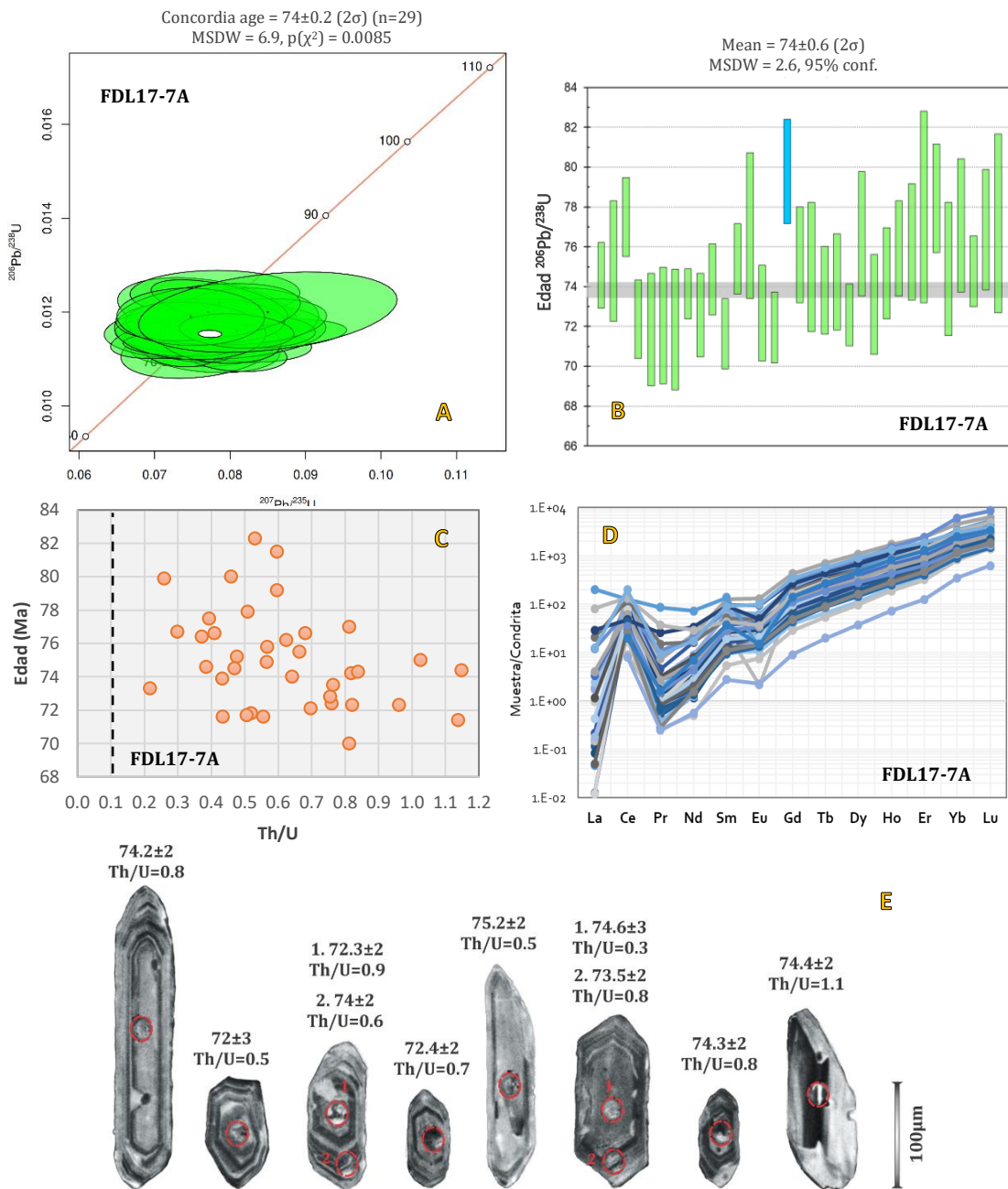


Figura 45: Diagramas de edades obtenidas, comportamiento de REE en zircón, puntos de ablación, morfología y rasgos texturales de los zircones para la muestra FDL17-7A. **A.** Diagrama de concordia y diagrama de promedio ponderado (**B**) con edades calculadas con 2σ de error. **C.** Diagrama Edad (Ma) vs Th/U, con límite a 0.1 de acuerdo con Rubatto (2002). **D.** Diagrama de REE de los zircones, normalizados a Condrita Cl de McDonough y Sun (1995). **E.** Catodoluminiscencia post ablación de algunos zircones medidos.

En un par de cristales se aprecia una textura de recristalización propagada en fracturas. Las REE exhiben un comportamiento típico de zircones magmáticos, con enriquecimiento en HREE respecto a las LREE, anomalía positiva de Ce y negativas de Eu y Pr. La relación Th/U de todos los granos es mayor a 0.2 lo que indica un origen magmático (Fig. 46C y D).

En el sienogranito FDL17-15 se analizaron 43 zircones que arrojaron 30 edades concordantes. Se obtuvo una edad media ponderada de 77.9 ± 0.3 Ma con 21 granos, mientras que se obtuvo una edad de concordia de 78.9 ± 0.8 Ma con 25 zircones (Fig. 47A y B).

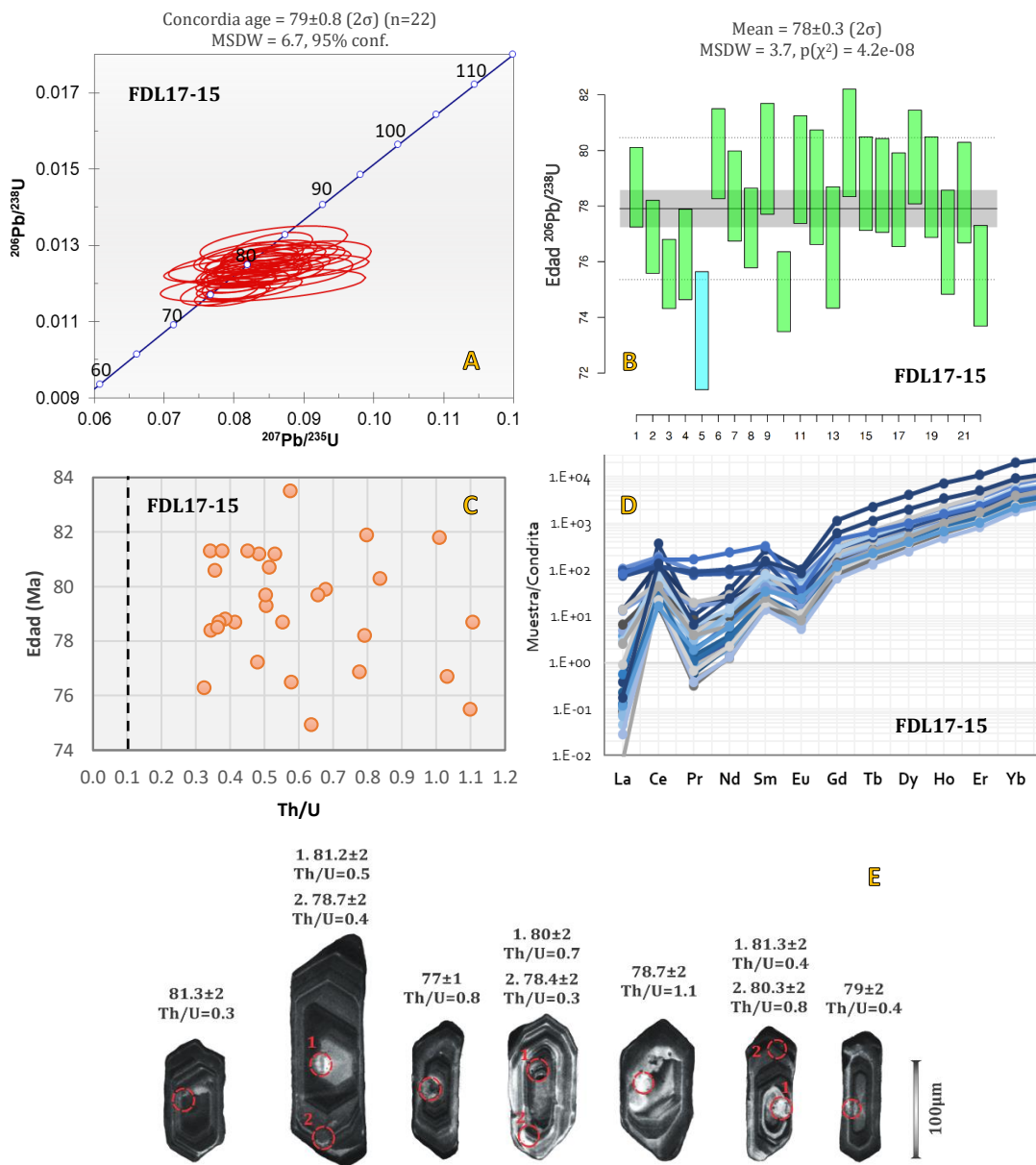


Figura 47: Diagramas de edades obtenidas, comportamiento de REE en zircon, puntos de ablación, morfología y rasgos texturales de los zircones para la muestra FDL17-15. **A.** Diagrama de concordia diagrama de promedio ponderado (**B**) con edades calculadas con 2σ de error. **C.** Diagrama Edad (Ma) vs Th/U, con límite a 0.1 de acuerdo con Rubatto (2002). **D.** Diagrama de REE de los zircones, normalizados a Condrita CI de McDonough y Sun (1995). **E.** Catodoluminiscencia post ablación de algunos zircones medidos.

La imagen de catodoluminiscencia muestra que los zircones son subhedrales y euhedrales y de tamaño variable de 70 hasta 200 μm , aunque la mayoría oscila entre 80 y 120 μm (Fig. 47E). Todos exhiben sobrecrecimiento en forma de zonamiento magmático. El comportamiento de las REE en los zircones es similar a las muestras anteriores, sugiriendo también una fuente magmática (Fig. 47D). Los valores entre 0.3 y 1.1 para la relación Th/U también favorecen a un origen magmático (Fig. 47C).

De la granodiorita FDL17-24 fueron analizados 41 cristales que arrojaron 31 edades concordantes, obteniendo una edad media ponderada de 82 ± 0.2 Ma (Fig. 48B), mientras que el diagrama de concordia define una edad de 82.5 ± 0.1 Ma (Fig. 48A). La imagen de catodoluminiscencia muestra zircones euhedrales en su mayoría, con sobrecrecimientos magmáticos de diferentes espesores y pequeñas inclusiones ocasionalmente (Fig. 48E). También se observan algunos cristales con núcleos heredados, los cuales no fueron analizados.

Las REE de los zircones reflejan un comportamiento similar al de muestras anteriores y también refleja una fuente magmática (Fig. 48D). Las relaciones Th/U obtenidas son mayores a 0.2, con valores entre 0.3 y 0.6 predominantes (Fig. 48C).

Respecto al pórfido dacítico FDL17-17A, se fecharon 42 zircones de los cuales 38 edades fueron concordantes, definiendo una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ media ponderada de 74.5 ± 0.4 Ma (Fig. 49B) y una edad de concordia similar de 73.6 ± 0.1 Ma (Fig. 49A). Los zircones medidos muestran mayoritariamente morfologías prismáticas con sobrecrecimientos a modo de zoneamientos finos y regulares, típico de zircones magmáticos (Fig. 49E). Algunos son subhedrales o están rotos en alguno de los bordes y varios cristales presentan inclusiones, pero ninguno exhibe núcleos heredados (Fig. 49E).

Los patrones de REE de los zircones reflejan un enriquecimiento en HREE respecto a las LREE, con una fuerte anomalía positiva de Ce y una débil anomalía negativa de Eu (Fig. 49D). Los valores de las relaciones Th/U oscilan entre 0.2 y 0.7, sugiriendo una fuente magmática (Fig. 49C).

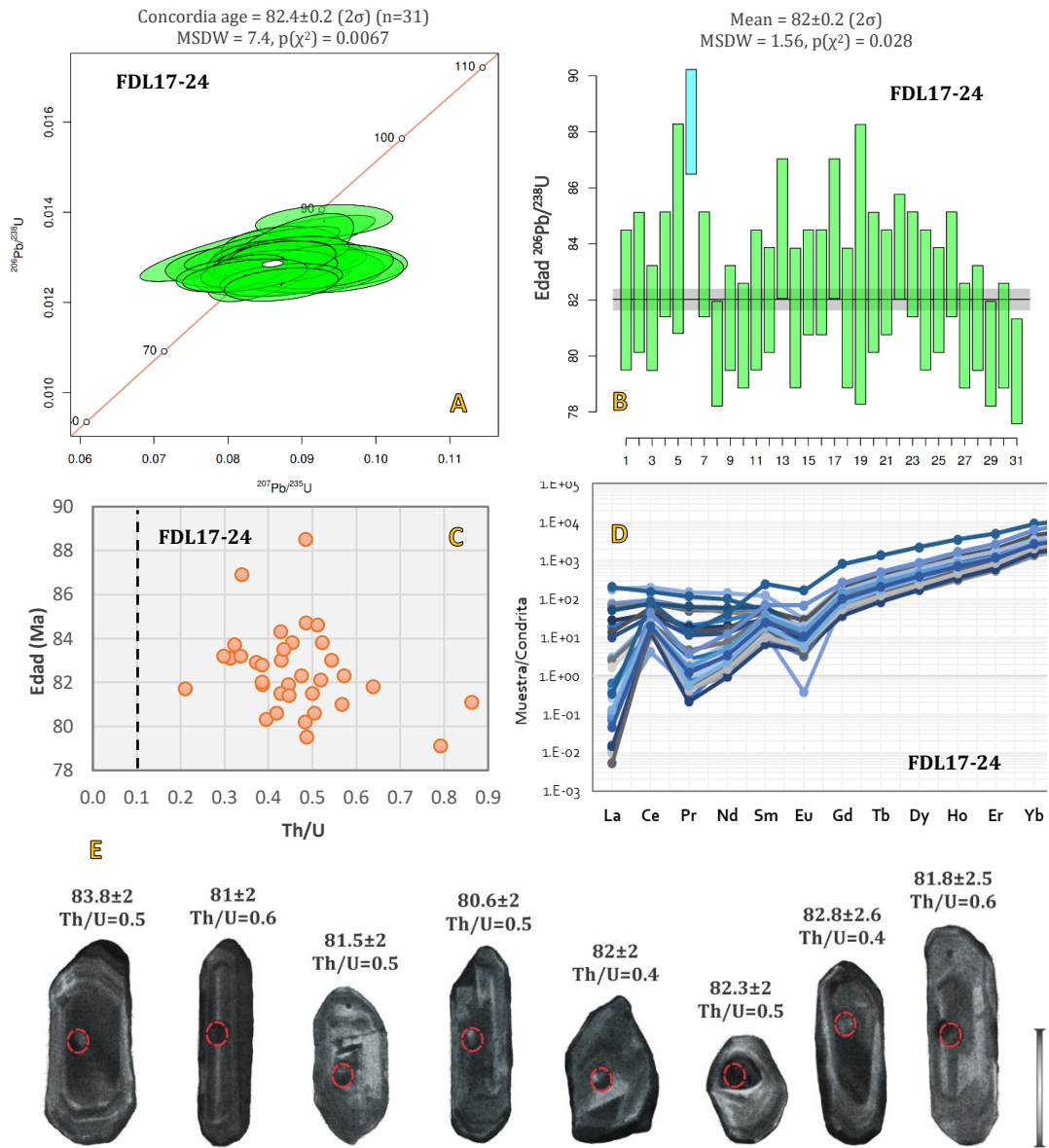


Figura 48: Diagramas de edades obtenidas, comportamiento de REE en zircón, puntos de ablación, morfología y rasgos texturales de los zircons para la muestra FDL17-24. **A.** Diagrama de concordia y diagrama de promedio ponderado (**B**) con edades calculadas con 2σ de error. **C.** Diagrama Edad (Ma) vs Th/U, con límite a 0.1 de acuerdo con Rubatto (2002). **D.** Diagrama de REE de los zircons, normalizados a Condrita Cl de McDonough y Sun (1995). **E.** Catodoluminiscencia post ablación de algunos zircons medidos.

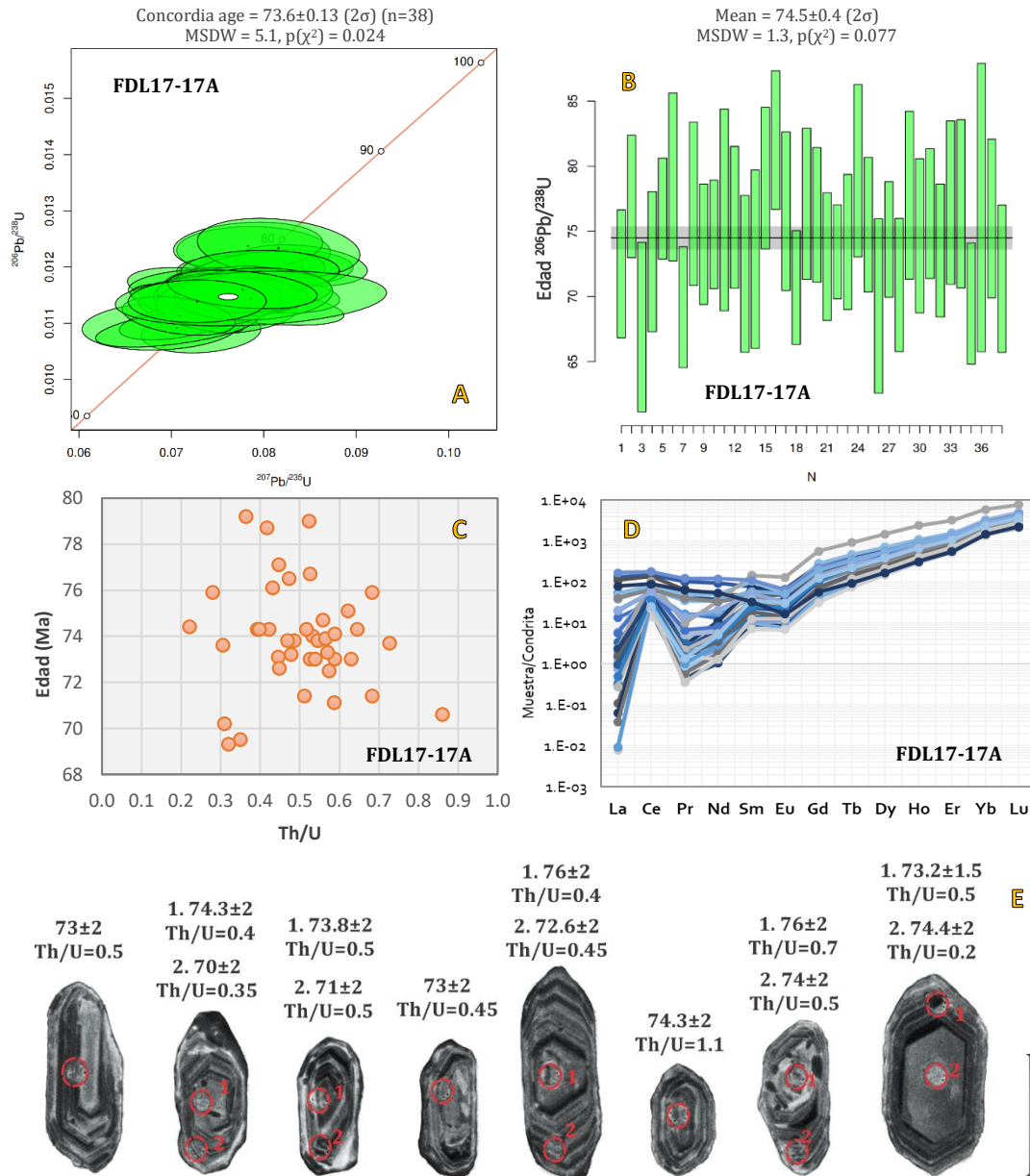


Figura 49: Diagramas de edades obtenidas, comportamiento de REE en zircón, puntos de ablación, morfología y rasgos texturales de los zircons para la muestra FDL17-17A. **A.** Diagrama de concordia diagrama de promedio ponderado **(B)** con edades calculadas con 2σ de error. **C.** Diagrama Edad (Ma) vs Th/U, con límite a 0.1 de acuerdo con Rubatto (2002). **D.** Diagrama de REE de los zircons, normalizados a Condrita CI de McDonough y Sun (1995). **E.** Catodoluminiscencia post ablación de algunos zircons medidos.

Para la riolita Los Tesos (FDL17-34) solo pudieron fecharse 19 zircons que arrojaron 14 edades concordantes, obteniendo una edad media ponderada de 80.1 ± 0.2 Ma (Fig. 50B). Una edad de concordia casi idéntica de 80.8 ± 0.2 fue obtenida en el diagrama de concordia (Fig. 50A). Los zircons analizados son pequeños y varían de 55 a 100 μm . Presentan morfologías subhedrales a anhedrales y algunas formas semiredondeadas. Algunos exhiben un zonamiento

magmático fino y otros contienen inclusiones. Solo un cristal parece tener un núcleo heredado (primer cristal de izquierda a derecha en la Figura 50E).

El comportamiento de las REE en los zircones refleja un patrón muy marcado de enriquecimiento en HREE con respecto a las LREE, con una fuerte anomalía positiva de Ce y una fuerte anomalía negativa de Eu y Pr (Fig. 50D). Los valores de Th/U oscilan entre ~ 0.3 y 0.7 , típico de fuentes magmáticas (Fig. 50C).

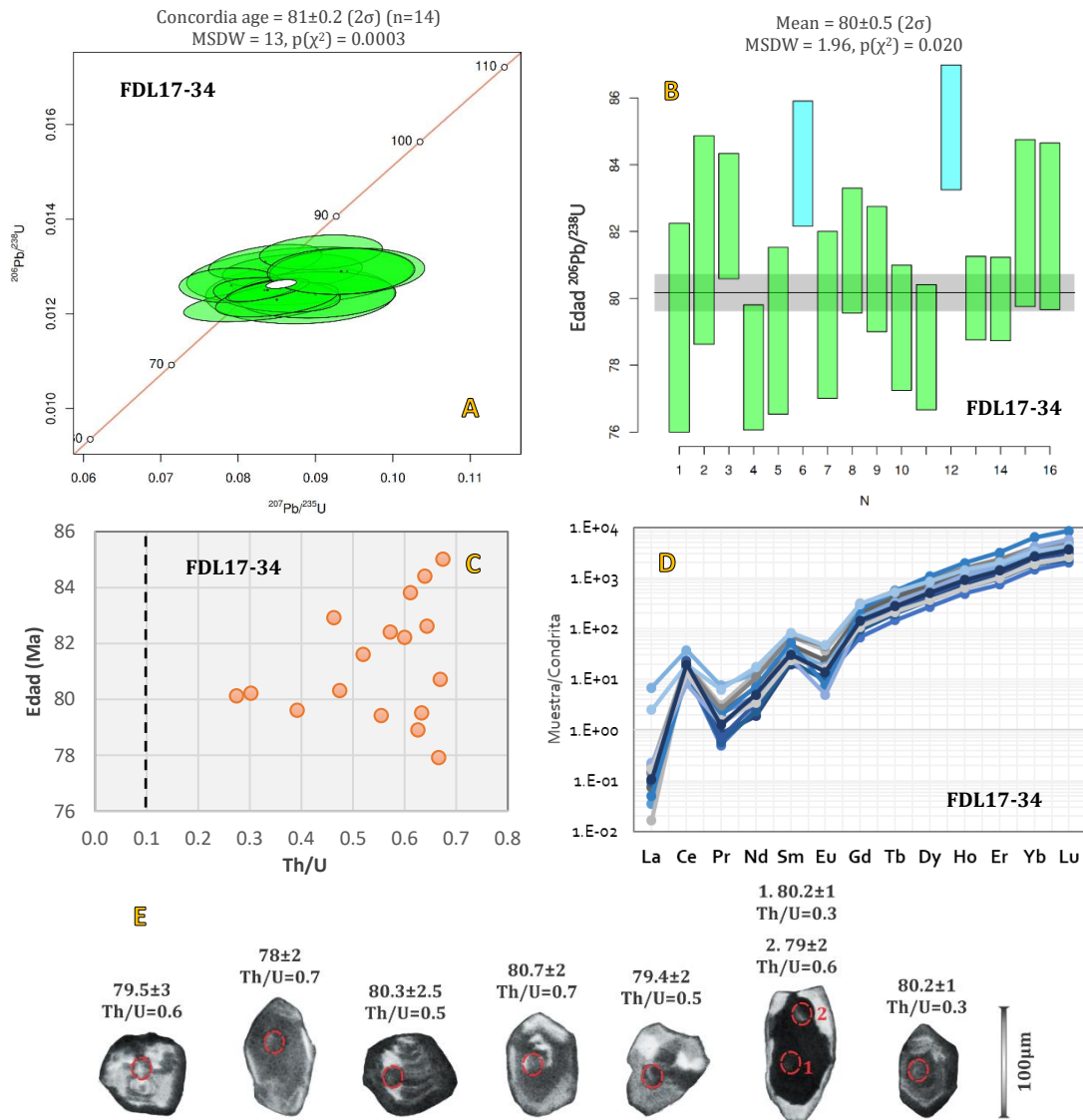


Figura 50: Diagramas de edades obtenidas, comportamiento de REE en zircon, puntos de ablación, morfología y rasgos texturales de los zircones para la muestra FDL17-34. **A.** Diagrama de concordia y diagrama de promedio ponderado (**B**) con edades calculadas con 2σ de error. **C.** Diagrama Edad (Ma) vs Th/U, con límite a 0.1 de acuerdo con Rubatto (2002). **D.** Diagrama de REE de los zircones, normalizados a Condrita Cl de McDonough y Sun (1995). **E.** Catodoluminiscencia post ablación de algunos zircones medidos.

7.2 Ortogneis Boca de la Sierra y granito Espíritu Santo

Del ortogneis Boca de la Sierra ROG13-20A (Pérez-Venzor, 2013; Rochín-García, 2015) fueron analizados 59 zircones con edades concordantes que definen un rango entre ~146 a 169 Ma, con una edad de concordia de 161 ± 0.1 Ma (Fig. 51A). El diagrama de promedio ponderado define una edad de 163 ± 0.1 Ma (Fig. 51B) con un error MSDW=11.3, por lo que es poco confiable. Debido al amplio rango de edades obtenidas, se puede distinguir tres subgrupos de edades: 1) de 145 a 155 Ma con 10 zircones, 2) de 155 a 165 Ma que corresponde al rango de mayor abundancia con 37 zircones y 3) de 166-175 Ma que incluye 12 zircones (Fig. 51B).

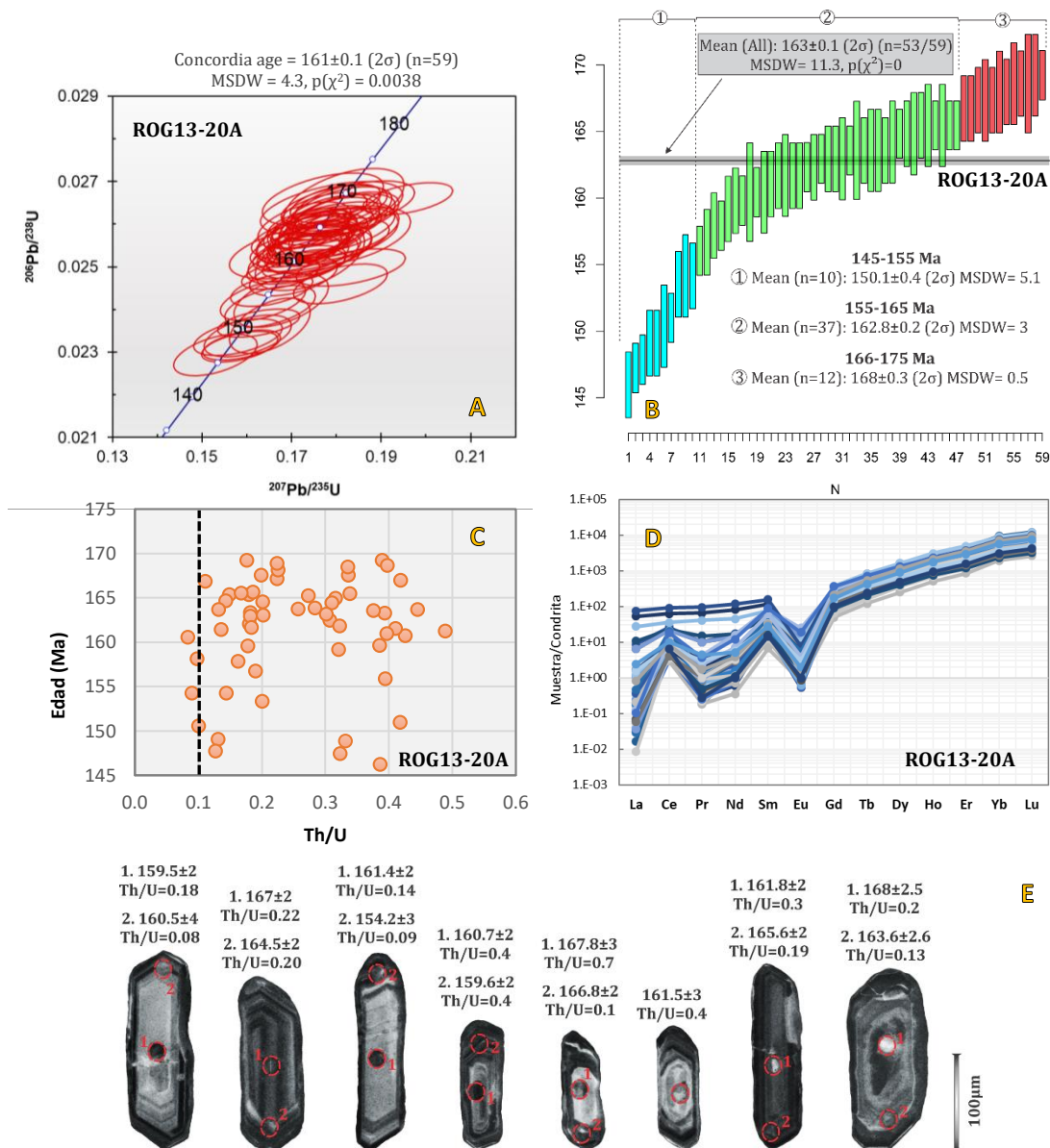


Figura 51: Resultados geocronológicos obtenidos para el ortogneis ROG13-20A. **A.** Diagrama de concordia y diagrama de promedio ponderado (**B**) con edades calculadas con 2σ de error. **C.** Diagrama Edad (Ma) vs Th/U, con límite a 0.1 de acuerdo con Rubatto (2002). **D.** Diagrama de REE de los zircones, normalizados a Condrita Cl de McDonough y Sun (1995). **E.** Catodoluminiscencia post ablación de algunos zircones medidos.

En el diagrama de REE se observa un enriquecimiento en HREE respecto a las LREE con anomalías positivas de Ce y Sm y anomalía negativa de Eu (Fig. 50D). La mayoría de los zircones muestran una relación Th/U > 0.1 con excepción de 4 granos, que podrían ser de origen metamórfico (Fig. 51C). Algunos zircones muestran bordes y núcleos con edades similares, pero con relaciones Th/U diferentes (quinto zircón de izquierda a derecha en la Fig. 51E). Las imágenes de catodoluminiscencia nos muestran zircones subhedrales y euhedrales con tamaños que varían de 70 a 200 μm (longitud). La mayoría exhiben anillos de sobrecrecimiento regulares, típico de zircones magmáticos y algunos presentan fracturamiento interno (Fig. 51E). No se observan núcleos heredados.

Del granito-S ROG13-22 de la isla Espiritu Santo (augengneis granítico Pailebot; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1986), fueron analizados 30 cristales con 12 edades concordantes, obteniendo una edad promedio ponderada de 164 ± 0.6 Ma (Fig. 52B). El diagrama de concordia arrojó una edad idéntica de 164.5 ± 0.4 Ma, sin edades más antiguas (Fig. 52A). Se observan algunas edades fuera de la concordia, debido probablemente a pérdida de Pb. Se obtuvieron relaciones Th/U entre ~ 0.3 y 0.8 (Fig. 52C). Las REE exhiben un comportamiento típico de zircones magmáticos, con enriquecimiento en HREE respecto a las LREE (Fig. 52D). Para esta muestra no se obtuvo imagen de catodoluminiscencia post ablación.

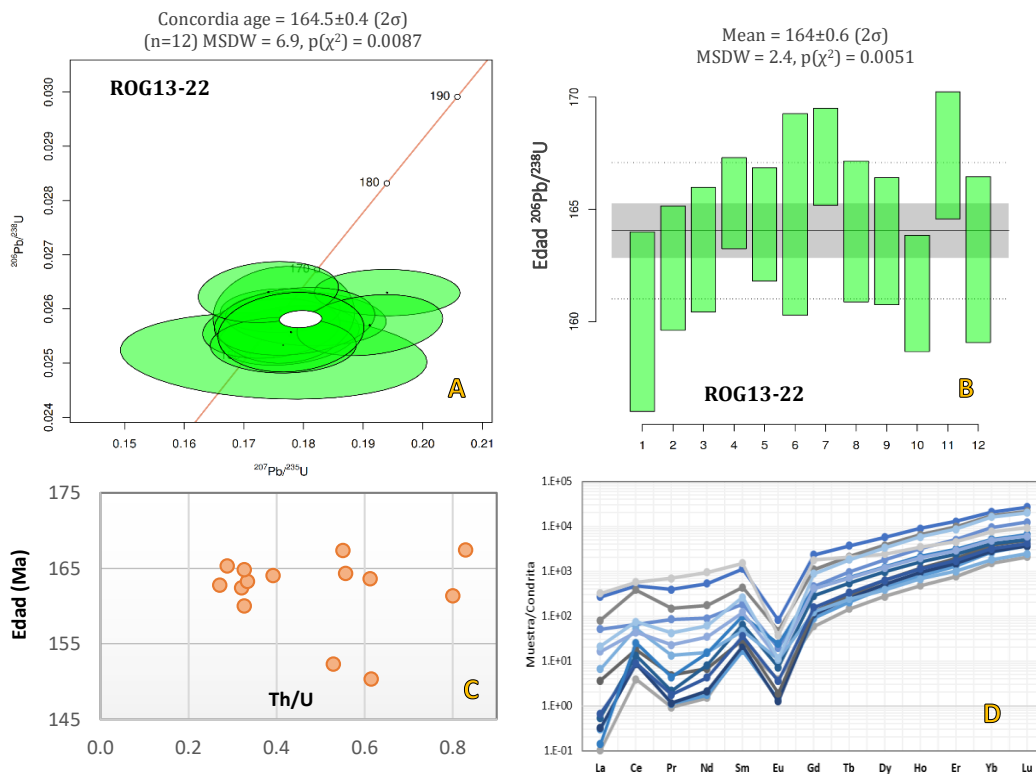


Figura 52: Resultados geocronológicos obtenidos para el granito-S ROG13-22 (augengneis granítico Pailebot; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1986). **A.** Diagrama de concordia. **B.** Diagrama de edades promedio ponderadas. **C.** Diagrama Edad (Ma) vs Th/U. **D.** Diagrama de REE de los zircones, normalizados a Condrita Cl de McDonough y Sun (1995).

8. Discusión

8.1 Geología del Bloque La Trinidad

Las evidencias de campo junto con las observaciones petrográficas muestran que el BLT está constituido mayoritariamente por una serie de plutones granodioríticos y graníticos con formas irregulares a semi circulares de dimensiones variables, intrusionados entre sí (Figs. 6, 8 y 13) que conforman un ensamble plutónico de al menos $\sim 500 \text{ km}^2$. A pesar de las pocas relaciones de contacto observadas, éstas permiten definir una temporalidad relativa para algunos de los pulsos magmáticos. La unidad más vieja observada corresponde a las granodioritas del sur del BLT, seguido de los sienogranitos de La Trinidad, San José del Cabo y Los Frailes, mientras que los pórfidos dacíticos junto con los diques aplíticos y pegmatíticos, representan la fase tardía del magmatismo. Lo anterior es reforzado por los fechamientos U-Pb en zircones, que a su vez evidencian que el magmatismo involucró diversos pulsos o *baches*. El ensamble plutónico podría representar los fundidos y residuos cristalinos fósiles de un reservorio magmático en la corteza superior, activo en el Cretácico Tardío.

Rocas similares a los sienogranitos del BLT se han reportado únicamente en Sierra Las Cruces cerca de La Paz y en Cabo San Lucas (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988; Schaaf et al., 2000; Pérez-Venzor 2013), aunque en el BLT parecen tener mayor proporción de feldespato-K. Granodioritas correlacionables a las del BLT afloran en todo el Sistema Montañoso Central (SMC) (Pérez-Venzor 2013). Las granodioritas en el SMC también incluyen enclaves máficos con diferentes morfologías semi dúctiles, similares a los observados en el BLT. Con excepción de algunos diques máficos que cortan a los plutones, en el BLT no se encontraron rocas intrusivas máficas. En el CPLP los intrusivos máficos (gabros y tonalitas) parecen concentrarse en sierra El Novillo y al suroeste del SMC (Schaaf et al., 2000; Pérez-Venzor 2013) (Fig. 4).

Los pórfidos dacíticos exhiben una textura típica de rocas hipabisales (Fig. 14), sugiriendo dos etapas de cristalización del magma parental, con su emplazamiento final en un nivel cortical somero. Este tipo de pórfidos con su característica matriz verde-grisáceo se han reportado en la parte central (SMC) y norte (Sierra La Gata) del CPLP como sistema de diques Mata Gorda (Pérez-Venzor 2013) y es probable que se correlacionen con los del BLT.

Las rocas del BLT son cubiertas discordantemente al oeste por los conglomerados y areniscas de la Formación La Calera del Mioceno tardío. Los conglomerados de esta unidad incluyen numerosos clastos graníticos provenientes probablemente del plutón La Trinidad (Fig. 9C). Esto sugiere que al menos la parte central del complejo plutónico ya afloraba en el Mioceno.

En la región noreste del BLT aflora la unidad volcánica Cabo Pulmo conformada por ignimbritas, tobas soldadas y lavas dacíticas a riolíticas. La ignimbrita en la región de Cabo Pulmo (FDL17-27B y 28B), se interpreta como una ignimbrita densamente soldada rica en pómez que probablemente conformaba el núcleo del depósito ignimbrítico. Su mineralogía, textura y nula estratificación, confirma que son producto de un flujo piroclástico proximal asociado a un evento eruptivo altamente explosivo. Estas erupciones suelen relacionarse en gran medida a la extracción de fundido altamente viscoso a partir de un residuo cristalino en la corteza denominado “crystal mush” (Bachman y Bergantz, 2004). A su vez, en la literatura la extrusión de unidades ignimbríticas se ha asociado principalmente al colapso de calderas volcánicas o eyección por conductos fisurales (Branney y Kokelaar, 2002; Aguirre-Díaz, 2008), por lo que las rocas volcánicas del BLT podrían asociarse a estas estructuras también.

La toba soldada de lapilli y la ignimbrita FDL17-27A y 28B, incluyen líticos juveniles casi idénticos a los derrames riolíticos-dacíticos encontrados en la región (Fig. 15-16), por lo que estos derrames podrían ser anteriores a la toba soldada y a la ignimbrita, representando quizás los depósitos de algún evento eruptivo anterior. Petrográficamente, el derrame dacítico de Cabo Pulmo contiene anfíboles y biotitas con un marcado borde de reacción que indica un proceso repentino de descompresión (Fig. 25). Además, la roca exhibe plagioclasas muy desequilibradas con textura tamiz que indican un desequilibrio térmico, usualmente asociado a un recalentamiento del reservorio magmático. El recalentamiento y la despresurización pudieron ser los catalizadores de la extracción de fundido del reservorio que provocó el evento eruptivo.

Durante la jornada de campo no se observó ningún afloramiento de rocas metamórficas, lo cual se puede atribuir a la actividad de la falla SJC. El bloque de techo (flanco este del Sistema Montañoso Central-SMC) cae de manera oblicua y exhuma el basamento metamórfico del SMC (Bravo-Pérez 2002; Pérez-Venzor 2013), lo que a su vez propicia el depósito y basculamiento de las secuencias sedimentarias de la cuenca de SJC hacia el bloque de piso de la falla y deja al BLT como un alto topográfico al poniente de la cuenca.

8.2 Unidad volcánica Cabo Pulmo: ¿Rocas volcánicas miocénicas o cretácicas?

Todos los trabajos previos asignan indirectamente una edad miocénica a la secuencia volcánica del BLT por su similitud con los depósitos de la región de La Paz (Punta Coyotes) y de la isla Espíritu Santo (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997; Bravo-Pérez, 2002; Pérez-Venzor, 2013). En estas regiones se ha reportado una secuencia típica del grupo Comondú (similar a Sierra La Giganta), conformada por ignimbritas, rocas volcanoclásticas, derrames de lava y abundantes

brechas basálticas, subyacida discordantemente por conglomerados y areniscas eólicas pre miocénicas y sobreyacidos por conglomerados polimícticos de origen aluvial (Hausback, 1984; Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988). Sin embargo, en el BLT no se han observado los componentes volcanoclásticos y volcanosedimentarios típicos del grupo Comondú y tampoco se han observado brechas basálticas similares a las de Punta Coyotes. Martínez-Gutiérrez y Sethi (1997) afirman que la secuencia sedimentaria que subyace a la unidad volcánica en la región de La Paz no es correlacionable con la Formación La Calera. Por lo tanto, actualmente no hay evidencias contundentes para asignar una edad miocénica a las rocas volcánicas del BLT, pues la correlación está restringida a la similitud entre los depósitos piroclásticos.

En relación con lo anterior, en este estudio se obtuvo una edad media ponderada de ~80 Ma por U-Pb en zircons (rango de 78-84 Ma) para la riolita bandeada Los Tesos (Fig. 50) y sorprendentemente no se obtuvieron zircons de edades miocénicas. Tal como se muestra en la Figura 50, todos los zircons medidos son de origen magmático (ver REE, Th/U>0.1), sin núcleos heredados y algunos con anillos típicos de sobrecrecimiento magmático típicos. Aunque son particularmente pequeños (<120µm) con formas subhedrales a sub redondeadas (Fig. 49E). Una sola edad no es representativa de toda la secuencia volcánica, pero sí permite plantear dos escenarios con relación a la edad obtenida.

Algunos trabajos reportan xenocristales de zircón y núcleos heredados en ignimbritas de complejos caldéricos (p. eg. McCormack et al., 2009), lo que abre la posibilidad de que los zircons y por tanto la edad obtenida para la riolita sea heredada de los granitoides del BLT y mantendría la hipótesis de que las rocas volcánicas del área de estudio son miocénicas. Sin embargo, es poco probable que todos los zircons analizados sean heredados de los granitos sin haber obtenido al menos uno de edad entre 24 y 16 Ma, que es el rango reportado para la secuencia volcánica de la región de La Paz. El intenso magmatismo del arco Comondú inevitablemente tuvo que generar nuevos zircons de edad miocénica en las rocas volcánicas e intrusivas y hasta ahora no hay evidencia en el BLT y todo el CPLP de plutones miocénicos.

Por otro lado, el hecho de que la riolita contenga zircons únicamente de ~78-84 Ma, favorece que la edad obtenida sea correcta. Bravo-Pérez (2002) reporta que la secuencia volcánica al norte de sierra La Trinidad es intrusionada por diques subvolcánicos similares a los reportados en este trabajo. Si las rocas volcánicas son del Mioceno, implicaría que los diques son más jóvenes que la secuencia volcánica. Sin embargo, en este trabajo se fecharon dos rocas del sistema de diques dacíticos subvolcánicos (U-Pb en zircons), obteniendo edades promedio

entre 73 y 74 Ma (Fig. 45 y 48), lo que implica que las rocas volcánicas son más antiguas y parte de la secuencia volcánica del BLT debió formarse durante el Cretácico Tardío (~80 Ma).

Fletcher et al. (2007) realizaron numerosos fechamientos U-Pb de zircones detríticos provenientes de sedimentos recientes y rocas sedimentarias de las principales cuencas terciarias y arroyos de la región meridional de la península de Baja California y su muestreo en el Bloque La Trinidad arrojó únicamente edades de proveniencia entre 65 y 90 Ma. Esto quiere decir que los ríos que drenan las rocas volcánicas y plutónicas del BLT no han acarreado ningún zircon magmático de edad miocénica, favoreciendo que todo el magmatismo del BLT es del Cretácico Tardío. Además, Fletcher et al. (2007) también obtienen zircones detríticos de la Formación La Calera, la cual se sabe que contiene abundantes líticos graníticos y volcánicos estos últimos de presunta edad miocénica (Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997). Sin embargo, Fletcher et al. (2007) obtuvieron nuevamente edades de proveniencia únicamente entre 65 y 90 Ma, lo que descarta que los líticos volcánicos sean del Mioceno.

Por lo tanto, la edad obtenida en la riolita Los Tesos es evidencia de que al menos una parte del volcanismo en el BLT (región de Los Tesos) representa la contraparte volcánica del Ensamble Plutónico La Trinidad y permite plantear la hipótesis de que la secuencia volcánica podría representar los fundidos silicios extraídos de un reservorio magmático somero, cuyo residuo cristalino (*crystal mush*) dio lugar al ensamble plutónico del BLT; aspecto que favorece la postura respecto a la conexión vulcano-plutónica (Bachmann et al., 2007; Glazner et al., 2015). A su vez, la edad obtenida descarta la correlación con las secuencias volcánicas de La Paz y el grupo Comondú o con el miembro superior de la Sierra Madre Occidental.

Uno de los problemas que resaltan al considerar al volcanismo del BLT sincrónico al ensamble plutónico, es la configuración actual de ambas unidades casi al mismo nivel cortical. ¿Cómo pueden aflorar los granitos y los depósitos volcánicos casi a la misma altitud, si las evidencias sugieren que las rocas volcánicas son la contraparte extrusiva de los granitoides? El mecanismo más viable es mediante un sistema de fallas normales escalonadas. El régimen tectónico que predomina en el CPLP es un régimen extensional a transtensivo asociado a al sistema de rift oblicuo que provocó la apertura del Golfo de California desde el Mioceno Tardío (Fletcher et al., 2007). Este régimen se ve reflejado a través de diversos sistemas de fallas normales regionales NNW-SE, con bloques que caen preferentemente al oriente y que limitan a las principales sierras del CPLP (sistema de falla de La Paz, San José del Cabo, San Juan de los Planes, entre otros) junto con numerosos sistemas de falla menores casi E-W que seccionan a las sierras principales (Pérez-Venzor, 2013). Es muy probable que en el BLT afloren sistemas de fallas

normales que corten y generen bloques escalonados con caída hacia el este, permitiendo el contacto entre los granitoides y las rocas volcánicas, tal y como se muestra en la Figura 53.

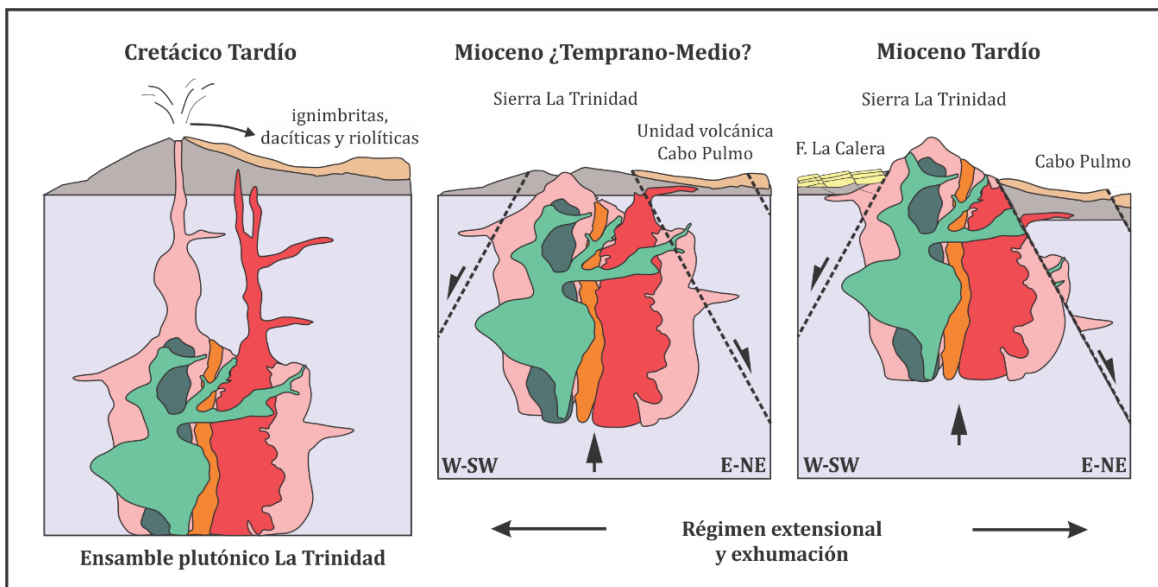


Figura 53: Esquema del modelo tectónico propuesto para explicar la relación de contacto actual entre las rocas graníticas y los depósitos volcánicos del BLT. Las líneas punteadas representan fallas normales inferidas.

En México se han reportado pocas localidades con secuencias volcánicas del Cretácico Tardío y éstas se asocian al margen occidental pacífico del país. Una de las secuencias principales corresponde a la Formación Tarahumara del Complejo Volcánico Inferior (CVI) de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Keizer, 1977). Esta unidad aflora en la parte centro-noreste de Sonora y fue fechada en 90-70 Ma (U-Pb en zircones) por McDowell et al. (2001).

En la parte este-noreste del Bloque de Jalisco (Mascota, Atenguillo, Unión de Tula) aflora una secuencia volcánica de gran extensión, fechada entre 80 y 60 Ma (Wallace y Carmichael, 1989; Richter et al., 1995; Valencia et al., 2013). Valencia et al. (2013) nombra a esta secuencia como “Carmichael silicic ash flow tuff volcanic succession”. Adicionalmente, en la isla María Madre del archipiélago de las Islas Marías, se ha reportado un complejo cristalino que es sobreyacido por una secuencia de ignimbritas, brechas volcánicas y flujos de lava de composición riolítica, fechados en 80-70 Ma y ~55 Ma por Ar-Ar en sanidino (Pompa-Mera et al., 2013). Estas localidades, junto con la unidad volcánica de Cabo Pulmo, representan uno de los pocos relictos volcánicos actuales del inmenso *flare-up* magmático del Cretácico (Paterson y Ducea, 2015) en el margen occidental de México.

Si se considera la posición paleogeográfica del CPLP antes de la apertura del Golfo de California (Fig. 56), la unidad volcánica Cabo Pulmo podría correlacionarse con la sucesión volcánica

“Carmichael” y ambas unidades podrían representar la contraparte volcánica del BPV y del CPLP, formando probablemente un gran complejo plutónico-volcánico para el Cretácico tardío.

Para fortalecer la hipótesis del volcanismo cretácico en el BLT, es necesario un estudio detallado de la unidad volcánica Cabo Pulmo que involucre un estudio estructural, geoquímico y geocronológico, que implemente preferentemente fechamientos por K-Ar y Ar-Ar en sanidino.

8.3 Petrogénesis del Ensamble Plutónico La Trinidad

Debido a que los granitoides del BLT exhiben firmas geoquímicas e isotópicas, condiciones P-T y edades de emplazamiento similares y afloran en un área geográfica relativamente pequeña, se interpreta que estas rocas sí están relacionadas petrogenéticamente.

8.3.1 Rasgos mineralógicos y petrográficos

La composición mineralógica de las muestras estudiadas revela que los granitoides corresponden a granitos subsolvus (Best, 2003) que provienen mayoritariamente de magmas félsicos moderadamente hidratados (granito Los Frailes, Cabo Pulmo, plutón San José del Cabo y parte del plutón La Trinidad) a hidratados (granodioritas, pórfidos dacíticos), que experimentaron secuencias de cristalización comunes en rocas graníticas calci alcalinas (plagioclasa-zircón-apatito-anfíbol-titanita-óxidos de Fe-biotita-cuarzo-feldespato potásico).

A su vez, observaciones en campo y diversas evidencias petrográficas y geoquímicas, revelan que los granitoides del BLT han experimentado distintos procesos magmáticos previos a su cristalización final. Varios granitos y granodioritas exhiben plagioclasas con zonamiento composicional y/o textura tamiz, preferentemente en los núcleos (Fig. 21, 22, 24). El zonamiento composicional indica variaciones composicionales que pueden deberse al enfriamiento dentro de la cámara magmática o entre otros procesos, a cambios térmicos y convección dentro del reservorio magmático (Winter, 2001). La textura tamiz en los núcleos, bordeados por un subsecuente crecimiento sano de plagioclasa, indica que hubo episodios de desequilibrio y reequilibrio térmico en el sistema magmático, asociado posiblemente a un recalentamiento del sistema (Gill, 2010). El recalentamiento podría derivarse de la intrusión de un magma más caliente que quizás, subsecuentemente pudo mezclarse parcialmente (*mingling*) con un magma (o un *mush*) del reservorio magmático, a temperaturas cercanas al solidus (Gill, 2010, Bachman y Huber, 2016). En este sentido, la presencia de los enclaves tonalíticos o microdioríticos observados dentro de las granodioritas de la región de La Trinidad y Boca del Salado (Fig. 13A, B1, B2) podría ser un ejemplo de desequilibrio térmico en el reservorio magmático por un proceso de mingling. La inestabilidad térmica también pudo

deberse a la inyección repetida de *batches* de magma (en forma de diques y/o sills) en la base del reservorio magmático, que pudieron rejuvenecer la temperatura del reservorio por advección, propiciando la convección en el reservorio, ya sea una cámara magmática o un *mush* (Bachman y Huber, 2016). Lo anterior es favorecido por los resultados geocronológicos y la estructura en si del ensamble plutónico que revelan diversos pulsos magmáticos involucrados en su construcción.

El desequilibrio de plagioclasas (principalmente antecristales y xenocristales) también pudo originarse durante el ascenso del fundido silíceo hacia su zona de estancamiento. El fundido silicio al separarse de la fuente tiene poca densidad y viscosidad, por lo que puede ascender rápidamente a altas temperaturas y en condiciones casi adiabáticas, desequilibrando cualquier material restítico atrapado en el fundido (Annen et al., 2006).

Por otro lado, en el reservorio magmático predominó la cristalización cercana al equilibrio, bajo condiciones de enfriamiento lento, probablemente durante un largo periodo de tiempo (miles a millones de años). Asociado a lo anterior, las texturas de exsolución observadas, como pertitas y antipertitas (Fig. 18 a 20) y la presencia de cristales bien formados de microclina (Fig. 18), atestiguan que estas rocas cristalizaron a bajas tasas de enfriamiento (Gill, 2010). El reservorio magmático pudo retener una temperatura cercana al solidus mediante la inyección de magma (recargas) que pudo proveer la suficiente entalpía para reducir el enfriamiento y/o por la misma convección dentro del reservorio (Bachman y Huber, 2016). Además, se ha comprobado experimentalmente que el calor latente de cristalización provee un buffer térmico que puede disminuir la tasa de enfriamiento (Huber et al., 2009). En cambio, la presencia ocasional de mirmequitas y la textura micrográfica en el granito Cabo Pulmo (Fig. 20), se interpretan como episodios locales de súbita descompresión durante su etapa final de cristalización.

Respecto a los diques y cuerpos porfídicos, su textura bimodal es evidencia de que estas rocas experimentaron dos etapas de cristalización asociados a dos niveles corticales contrastantes (Fig. 23 y 24). Los fenocristales preferentemente euhedrales de plagioclasa, anfíbol, biotita y cuarzo sugieren una etapa de cristalización lenta en la corteza superior bajo condiciones cercanas al equilibrio. En cambio, la matriz exhibe variaciones en el tamaño de grano que va de fanerítica fina a microcristalina, que indican una segunda etapa de cristalización del magma (el fundido félsico residual) con una mayor tasa de nucleación/crecimiento en un nivel cortical somero. Además, durante la etapa somera de cristalización, estas rocas sufrieron alteración hidrotermal, evidenciado por la abundante presencia de clorita y epidota que, al mismo tiempo le dan la coloración verde-grisácea característica de esta roca.

8.3.2 Rasgos geoquímicos

Con base en los parámetros MALI, índice de hierro (FeO^*) e índice de saturación de aluminio (ASI), los magmas parentales son magnésicos de tipo calci alcalinos ricos en K, que varían de metaluminosos a ligeramente peraluminosos (Fig. 30 y 31). Estas características son comunes en rocas graníticas asociadas a un ambiente de subducción y define a los granitoides cordilleranos (Frost et al., 2001). Al comparar la geoquímica del BLT con rocas del Batolito de Puerto Vallarta (BPV) y el resto de granitoides del CPLP, existe una buena correlación con ambas provincias, exhibiendo sutilmente mayor afinidad con el BPV (Fig. 30 y 31). Por otro lado, la variación de elementos mayores respecto al SiO_2 observado en los diagramas Harker, evidencia patrones lineales que reflejan cristalización y fraccionamiento típico en rocas graníticas (Fig. 32). De igual forma, el comportamiento de los elementos traza en diagramas Harker revela procesos de fraccionamiento asociado a fases como zircón, apatito, plagioclasa, feldespato K, que suelen enriquecerse en fluidos más silícicos (Fig. 33). La muestra FDL17-23 en la Fig. 33, es la única que exhibe muy altos valores de Rb/Sr (1.479) y probablemente se deba a alteración hidrotermal. El comportamiento observado en los diagramas Harker es correlacionable ampliamente con el BPV y el resto del CPLP.

Los granitoides del BLT generan patrones de elementos traza característicos (anomalía positiva de Cs, Rb, U, Pb y anomalías negativas de Nb y Ta) que sugieren que los magmas parentales se originaron en un ambiente tectónico de subducción (White, 2013) (Fig. 35). Además, el patrón de enriquecimiento en LILE respecto a los HFSE refleja la contribución de fluidos derivados de la deshidratación de sedimentos en la cuña del manto (White, 2013). Lo anterior es reforzado por los diagramas de discriminación tectónica, que indican un ambiente tectónico de arco volcánico continental para la formación de los granitoides (Fig. 34).

Respecto al comportamiento de REE, las muestras nuevamente reflejan un patrón típico de rocas de arco volcánico, con un enriquecimiento en LREE respecto a las HREE. Sin embargo, en las HREE se observan dos patrones sutilmente diferentes (Fig. 36). El patrón plano podría deberse a fraccionamiento de esfena y anfíbol (Fourcade y Allegre, 1981; Witt and Swager, 1989). El fraccionamiento de anfíbol también es sugerido por el empobrecimiento de Sc conforme aumenta el sílice (Fig. 33). El patrón con mayor empobrecimiento en HREE (monzogranito y pórfidos dacíticos, $\text{La/Yb} \approx 24-30$) puede significar la participación de granate y/o anfíbol en la diferenciación magmática a profundidad (Ducea et al., 2015) o puede deberse a la presencia de esfena y/o a acumulación de zircón, ya que, en ausencia de granate, estas fases suelen acumular la mayor parte de las HREE (Gromet and Silver, 1983). Lo anterior

coincide con la abundancia de estas fases observadas petrográficamente (Fig. 23-24). Por otra parte, los sienos y monzogranitos muestran una clara anomalía de Eu sugiriendo fraccionamiento de plagioclasa en la fuente, mientras que, en las granodioritas, pórfidos dacíticos y el monzogranito FDL17-05, la anomalía de Eu es sutil o nula y podría indicar acumulación de plagioclasa o bajos grados de fraccionamiento en la fuente (Winter, 2001).

8.3.3 Condiciones P-T de emplazamiento/cristalización

Los resultados termobarométricos obtenidos en este trabajo, son los primeros reportados en el CPLP enfocados a la estimación P-T de emplazamiento/cristalización de los magmas. Para el área de estudio, las granodioritas Boca del Salado (Fig. 42c y g) y La Laguna (Fig. 42d y h) registran una presión promedio de 3.5 ± 0.5 kbar y 3.4 ± 0.5 kbar, respectivamente. Considerando que 1 kbar corresponde a ca. 2.7 km, partiendo de una densidad de 2.7 g/cm^3 para la corteza continental y asumiendo que la presión es únicamente litostática (Winter, 2001), indicaría que las granodioritas se emplazaron a ~ 8 -11 km de profundidad en la corteza superior. Al considerar únicamente la temperatura (T) obtenida con los termómetros de Ti en zircón y Zr-Hf en zircón, por representar con mayor confiabilidad la T inicial de cristalización (Watson et al., 2006); la granodiorita La Laguna inició su cristalización cerca de los $737 \pm 32^\circ\text{C}$, con un rango de 676 - 737°C para todo el proceso de emplazamiento (Fig.43, tabla 5), mientras que la granodiorita Boca del Salado cristaliza a los $\sim 718 \pm 34^\circ\text{C}$ (Fig. 42, tabla 5).

Los sienogranitos del plutón La Trinidad (Fig. 42b y f) iniciaron su emplazamiento a una presión promedio de 3.1 ± 0.5 kbar, que sugiere una profundidad relativamente somera, entre 7 y 9.5 km. Al igual que en las granodioritas, es preferible la temperatura de los termómetros Ti en zircón y Zr-Hf en zircón por su mayor confiabilidad e indican que el proceso de emplazamiento/cristalización inicio a los $705 \pm 38^\circ\text{C}$ y abarcó un rango de 673 a 705°C (Fig. 43, Tabla 5). Este rango coincide con la T obtenida para el sienogranito Los Frailes, que es de $682 \pm 32^\circ\text{C}$ y $684 \pm 41^\circ\text{C}$ (Fig. 43, tabla 5).

Para el pórfido dacítico FDL17-7B fue determinada una presión de emplazamiento similar al del sienogranito, con un valor promedio de 3.1 ± 0.5 kbar (Fig. 42a y e). Considerando el error, la barometría indica que esta roca tuvo su primera etapa de emplazamiento a una profundidad entre 7 y 9.5 km. Respecto a la temperatura, los termómetros en zircón estiman un rango de 686 a 724°C . Una temperatura similar fue obtenida en el pórfido FDL17-17A, con un rango de 674 - 741°C (Fig.43, tabla 5).

En síntesis, los granitoides del BLT comprende un rango de temperatura de ~680 a 740°C y dos grupos de presión: uno de 3.1 ± 0.5 kbar (7-9.5 km) para los sienogranitos y pórfidos dacíticos y de $\sim 3.5 \pm 0.5$ kbar (8-11 km) para las granodioritas (Tabla 5). Los rangos P-T de emplazamiento/cristalización obtenidos, coinciden con las condiciones de equilibrio (620-860°C y 5-28 km) estimadas mundialmente para granitos y migmatitas (Chen y Grapes, 2007) y para el emplazamiento de magmas en reservorios magmáticos someros (Annen, 2009).

Recientemente se han reportado condiciones P-T de emplazamiento similares en los granitos del Batolito de Puerto Vallarta (BPV), con rangos de temperatura entre 657 y 670°C y presiones ligeramente mayores de 4.3-4.5 kbar (Gutiérrez-Aguilar, 2019). Para el área de Punta Mita al norte del BPV Vite-Sánchez (2019) reporta rangos similares, con temperaturas de 625-722°C y presiones de 3.5 -3.9 kbar.

8.3.4 Características de la fuente magmática y posibles mecanismos involucrados en la génesis del magmatismo del BLT.

Una de las principales interrogantes respecto a los granitoides del BLT es ¿Cuál es la fuente y los mecanismos que propiciaron la formación de estas rocas? Con respecto a los mecanismos, varias evidencias petrográficas y observaciones de campo (p. eg. enclaves máficos y disequilibrio de plagioclasas) confirman procesos de mezcla incompleta (mingling) involucrados en la génesis de los granitoides. El proceso de mingling pudo ocurrir mayoritariamente en dos lugares: cercano a la zona de generación de fundido (fuente) en la corteza inferior o dentro del reservorio magmático en la corteza superior (Annen et al., 2006, Bachman y Ducea, 2016). Las formas elípticas, sub redondeadas de los enclaves y con apariencia ocasional de diques disgregados, sugiere que el magma huésped aún tenía un comportamiento relativamente plástico (mush), con cierto grado de convección interna que le permitió moldear y disgregar las inyecciones máficas, lo que favorece que el mingling se dio en un reservorio tipo mush en la corteza superior. Sin embargo, no se cuenta con los medios para cuantificar la importancia de este mecanismo en las rocas del BLT. Pérez-Venzor (2013) reporta una gran cantidad de enclaves máficos y diques disgregados dentro de granodioritas en todo el Sistema Montañoso Central, por lo que aparentemente el mingling y/o mezcla de magmas tuvo gran participación en la parte central del CPLP. Este proceso parece ser secundario en la generación de magmas híbridos, pero tiene gran importancia en el rejuvenecimiento del reservorio magmático, con modificaciones locales de composición (Ducea et al 2015).

La variación de elementos mayores y traza en las rocas graníticas del BLT sugiere procesos de diferenciación magmática y cristalización fraccionada (CF) involucrados en los magmas. Sin embargo, se ha considerado un proceso menor en la generación volumétricamente significativa de magmas y su variación química (Ducea et al., 2015). Recientemente se ha propuesto que las variaciones composicionales y geoquímicas de los magmas son adquiridas cerca de su fuente en la corteza profunda, mediante la interacción de los fundidos generados (Annen et al 2006).

La información más relevante respecto al origen de los magmas del BLT proviene de las relaciones isotópicas Sr-Nd obtenidas. Estas definen un grupo relativamente restringido con bajos valores de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ entre 0.7046-0.7054 y ϵNd_i de 0.4 a -1.3 (Fig. 37). Las bajas relaciones iniciales de Sr y los valores relativamente bajos de $(\epsilon\text{Nd})_i$, sugieren que los fundidos que originaron a los magmas involucraron un componente mantélico, seguramente mediante fusión parcial en la cuña del manto o por fusión de una fuente (con poco Rb(?)) en la corteza inferior-media. Esto podría estar a favor de los modelos de generación de fundidos silícicos a intermedios desde la corteza inferior (20-40 km) dentro de una zona de MASH (*Mixing, Assimilation, Storage and Homogenization*; Hildreth y Moorbath, 1988) o una zona caliente de corteza profunda (*deep crustal hot zone*; Annen et al., 2006) mediante la cristalización parcial de basaltos hidratados (se genera un fundido residual) estancados entre el manto-corteza inferior (*underplating*) o por la fusión parcial de la corteza preexistente (fundidos anatéticos) provocada por el calor y agua liberados de la cristalización de los basaltos (Annen et al 2006).

Sin embargo, trabajos como el de Straub et al. (2014) y Gómez-Tuena et al. (2018) plantean un modelo distinto para la generación de magmas intermedios (andesitas) en sistemas orogénicos. Estos autores proponen que los magmas intermedios se forman directamente en un manto hidratado y metasomatizado, mediante fusión parcial de piroxenitas secundarias, las cuales son producto de la hibridación entre peridotitas mantélicas y fundidos silícicos empobrecidos en HREE, provenientes del slab subducido (melange de subducción).

Respecto a las edades modelo $(T_{DM})_{Nd}$, estas oscilan entre 640 y 1040 Ma, sugiriendo la participación de corteza antigua en la génesis de los magmas, quizás durante la fusión parcial de la corteza inferior en la zona de MASH. La distribución isotópica observada en la Figura 37 no muestra firmas muy evolucionadas (usualmente corteza antigua), por lo que la participación de corteza antigua tendría que tener firmas relativamente primitivas.

Por otro lado, las muestras en la Figura 37 forman un tren curvo con pendiente negativa suave que podría atribuirse a un proceso de mezcla isotópica, usualmente por asimilación cortical, aunque el rango restringido en $(\epsilon\text{Nd})_i$ sugiere una cantidad limitada de asimilación (Faure

2013). Asumiendo que el patrón isotópico es resultado de asimilación magmática, ese hizo un modelado de mezcla (Fig. 38A) que definió un $\leq 30\%$ de asimilación para las muestras del cuadrante II y $\sim 40\%$ para las del cuadrante IV, asumiendo ortogneises como roca encajonante. Estos porcentajes se deben tomar con precaución ya que en el modelado se hicieron varias suposiciones por la falta de datos isotópicos del basamento metamórfico y por ausencia de magmas máficos en el BLT (ver sección 5.3.1). No obstante, se ha observado que los procesos de asimilación de roca encajonante son ineficientes para generar variaciones isotópicas importantes en los magmas (Ducea et al., 2015) y se ha propuesto que sus variaciones primarias en composición, geoquímica e isotopía son adquiridas desde la fuente en la zona de generación de fundidos de la corteza inferior (*hot zones o MASH*), mediante mezcla de fundidos residuales de la cristalización parcial de basaltos hidratados y fundidos anatético formados por fusión parcial de la corteza pre existente y en menor medida por asimilación de la roca encajonante en corteza profunda (Annen et al., 2006; Ducea et al., 2015). La poca variación isotópica de Sr_i conforme aumenta el sílice de las rocas del BLT (Fig. 38B) sugiere que, en caso de haber ocurrido asimilación magmática, esta debió ocurrir cerca de la fuente y no durante el ascenso.

Por otra parte, los complejos migmatíticos con paleosomas metapelíticos e ígneos, reportados en la sierra La Gata y en el borde oriental del Sistema Montañoso Central (Pérez-Venzor, 2013), sugieren que la fusión parcial del basamento metamórfico parece ser un mecanismo importante en la generación de magmas graníticos en el CPLP. A pesar de que en el BLT no se observó la relación con el basamento metamórfico, no se descarta la posibilidad de fusión parcial de rocas metapelíticas en la génesis de los granitoides, aunque el origen de los granitos parece involucrarse más con la fusión parcial de una fuente más primitiva.

Las evidencias in situ respecto a la composición de la fuente son escasas. De la isotopía solo se infiere una fuente relativamente primitiva y en un contexto de subducción, esto podría ocurrir en la cuña del manto o en la corteza inferior-media, implicando una profundidad de $\sim 20-45$ km (Winter, 2001; Chen y Grapes, 2007). Considerando la composición promedio de la corteza inferior-media, la fuente podría ser de composición gabroica a diorítica (Rudnick y Gao, 2003), con una estructura y litología similar a la de algunos terrenos metamórficos corticales (raíz de arco) expuestos, como el basamento de Sierra Nevada en California o Sierra de Valle Fértil en Argentina. Estos están conformados predominantemente por rocas máficas a ultramáficas de corteza media-inferior, metamorfoseadas a facies de anfíbolita y granulita (Chen y Grapes 2007). En el CPLP, aún no se han encontrado evidencias de rocas metamórficas máficas en facies granulíticas, por lo que es probable que la fuente en el BLT aun este a profundidad.

Desde un enfoque regional, al graficar las muestras de este estudio junto con los datos isotópicos de rocas magmáticas del CPLP y el BPV (Fig. 54A), no solo es evidente una gran correlación entre las provincias, sino que también los datos reflejan un amplio espectro petrogenético, desde la generación de magmas primitivos en la cuña del manto sin asimilación cortical reflejado en los gabros y tonalitas de Sierra El Novillo (también similar a Sierra Nevada y la parte occidental del Cinturón Batolítico Peninsular), magmas generados por fusión parcial de corteza inferior-media con grados mínimos a moderados de asimilación cortical (BLT, arroyo La Palma y gran parte del BPV), hasta rocas evolucionadas con fuertes firmas de asimilación de corteza continental antigua (contribución de la placa superior) que también podrían representar la fusión parcial de un basamento metamórfico heterogéneo (arroyo Buenos Aires y granitos de BPV cercanos a las unidades metamórficas que afloran en la región).

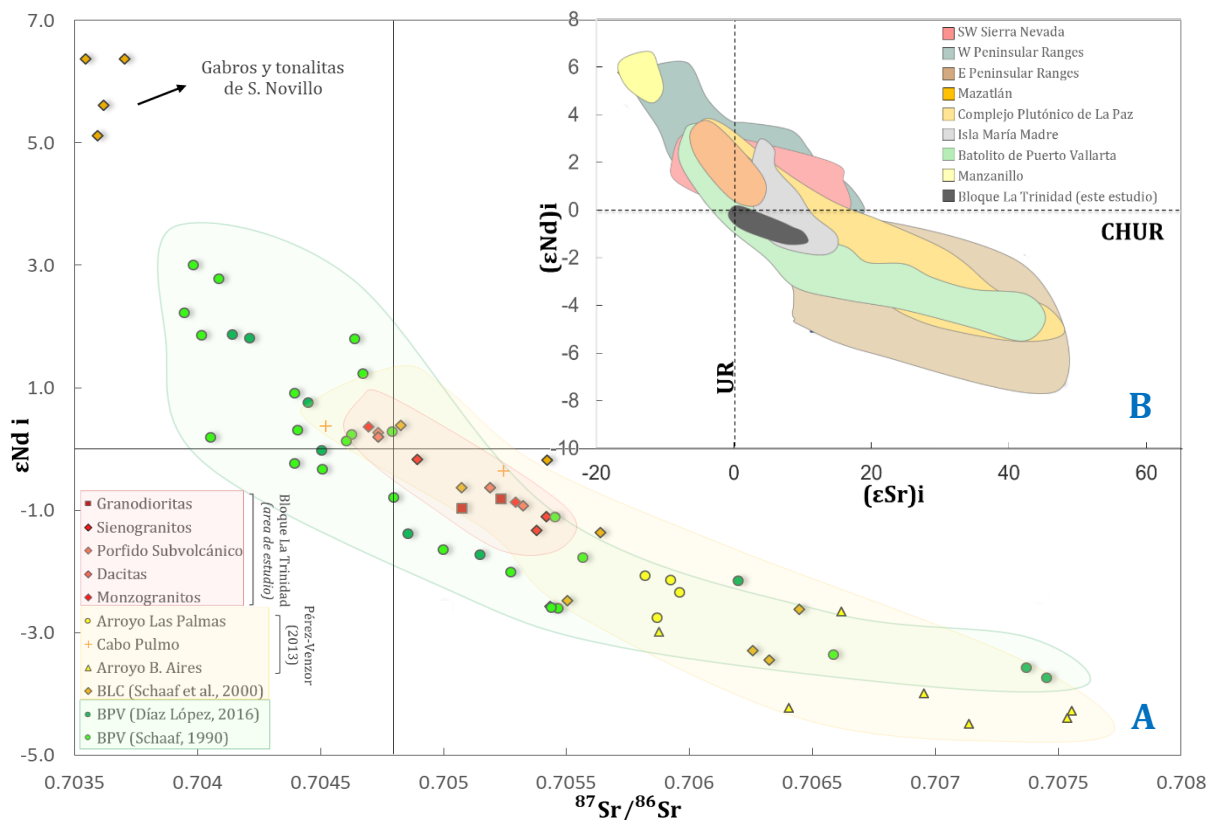


Figura 54: A. Comparación local de las relaciones isotópicas Sr-Nd iniciales del área de estudio (tonos rojos) con el Complejo Plutónico de La Paz (CPLP) (tonos amarillos) y con el Batolito de Puerto Vallarta (BPV) (tonos verdes). B. Comparación isotópica (inicial) del área de estudio con las principales provincias plutónicas de la margen pacífica de México y Estados Unidos: SW Sierra Nevada (Premo et al., 2014), Peninsular Ranges batholith (Kistler et al., 2014), Mazatlán (Arrieta-García, 2016; Sarmiento-Villagrana et al., 2017), CPLP (Pérez-Venzor, 2013; Schaaf et al., 2000), Isla María Madre (Pompa-Vera et al., 2013), BPV (Schaaf, 1990; Díaz-López, 2016) y Manzanillo (Schaaf, 1990).

Finalmente, la Figura 54B exhibe las relaciones isotópicas Sr-Nd iniciales del BLT comparadas con las principales provincias plutónicas del margen cordillerano de México y Estados Unidos. Si bien las rocas del BLT abarcan un espectro reducido, es evidente una tendencia evolutiva

similar a los granitoides de la isla María Madre (Pompa-Mera et al., 2013), la parte oriental (Suite La Posta) del Cinturón Batolítico Peninsular (Kistler et al., 2014) y la parte suroccidental de la Sierra Nevada (Premo et al., 2014).

8.3.5 Edades de emplazamiento en el Bloque La Trinidad

Los nuevos fechamientos por U-Pb en zircones obtenidos en este trabajo, permiten acotar de manera más precisa el magmatismo del BLT en el Cretácico tardío. La edad más antigua corresponde a la granodiorita La Laguna (FDL17-24) con 82 Ma (Fig. 49), seguido de los pulsos sienograníticos del plutón La Trinidad y granito Los Frailes (FDL17-13A y 15) entre 80 y 78 Ma (Fig. 46-47). El monzogranito de la región de Palo Escopeta de 77-74 Ma (Fig. 44) junto con el pulso de pórfidos dacíticos subvolcánicos (FDL17-7A y 17A) de ~74 Ma (Fig. 45 y 48), representan la fase tardía del magmatismo en el BLT.

Los patrones de REE y relaciones Th/U (>0.1) de los zircones analizados en todas las muestras (ver capítulo 7), sugieren un ambiente magmático para la cristalización de los zircones (Rubatto, 2002). Asimismo, las imágenes de catodoluminiscencia en los zircones exhiben la ausencia de núcleos heredados y muestran patrones de sobrecrecimiento oscilatorio típicos de zircones magmáticos. El sobrecrecimiento también sugiere que los zircones crecieron en un ambiente magmático con cambios rítmicos en composición y condiciones de presión y temperatura (Shore y Fowler, 1996; Fowler et al., 2002). Con las características mencionadas, se interpreta que las edades obtenidas sí representan la edad de cristalización de las rocas.

Las edades obtenidas en el BLT difieren de la edad de 115 ± 4 Ma (isócrona Rb-Sr-roca total) obtenida por Schaaf et al. (2000), quizás debido a que la isócrona solo involucra una roca del BLT (plutón San José del Cabo), mientras que las otras tres muestras corresponden a la parte sur del Sistema Montañoso Central. En este sentido, el magmatismo en la parte centro-occidental del CPLP parece ser ligeramente más antiguo, pues se han reportado edades de enfriamiento (Rb-Sr en Bt-Roca total) entre 93 y 65 Ma (Schaaf et al., 2000) y edades U-Pb de 94 Ma en Cabo San Lucas (Frizzell et al., 1984) y 109-102 Ma en los gabros de Sierra El Novillo (Kimbrough et al., 2015).

Por otra parte, las edades obtenidas en este trabajo sí se correlacionan con la edad de 80 Ma (U-Pb en zircones) obtenida por Duque-Trujillo et al., (2015) en una granodiorita de la costa este del BLT. Además, Pérez-Venzor (2013) reporta dos edades similares por isócrona Rb-Sr (Bi-WR) de 79 ± 12 Ma para las rocas del arroyo La Palma y 81 ± 2.7 Ma para las rocas del arroyo Buenos Aires, aunque con errores relativamente altos.

Regionalmente, las edades de este estudio son correlacionables con las edades U-Pb en zircones de 80-82 Ma (Valencia et al., 2013) y 83 Ma (Gutiérrez-Aguilar, 2019) reportadas recientemente en el Batolito de Puerto Vallarta (Fig. 56). También son similares a las edades de 78-80 Ma (U-Pb en zircones) reportadas en Punta Mita (Vite-Sánchez, 2019) y de 78 Ma en la región de Sayulita (Duque-Trujillo et al., 2015) al norte del BPV (Fig. 55).

El rango de edades promedio de zircones obtenido entre ~74 y 82 Ma, permiten inferir un periodo de ~8 Ma para la construcción del ensamble plutónico La Trinidad mediante varios pulsos magmáticos. Esto coincide con el modelo de construcción de plutones por intrusiones incrementales (Coleman et al., 20004; Glazner et al., 2004). Al considerar las edades promedio reportadas en todo el CPLP y el BPV, el magmatismo cretácico abarcó un periodo entre ~115 y 74 Ma, que coincide con intervalos de tiempo reportados para la construcción de otros cuerpos batolíticos; como el de Sierra Nevada formado en el intervalo de 120 a 80 Ma (Bateman, 1992).

Por otro lado, si recordamos que los clastos graníticos incluidos en la Formación La Calera indican que los granitoides ya afloraban para el Mioceno medio-tardío (10-12 Ma) y que los granitos se emplazaron hace ~80 Ma a ~8-11 km de profundidad, ello implicaría una exhumación acelerada en la región, que abarcaría ~8-11 km en ~68 Ma. Los resultados de trazas de fisión en apatito y zircón obtenidos por Fletcher et al. (2000) en el CPLP, indican que gran parte de la exhumación ocurrió en el Neógeno, asociado principalmente a la actividad de la falla de SJC. Según Fletcher et al. (2000) la falla SJC ha exhumado entre 5.2-6.5 km con altas tasas de exhumación de hasta 1.5-2 mm/año y un promedio de 0.4-0.7 mm/año.

Adicionalmente, se obtuvieron dos fechamientos U-Pb en dos muestras externas al BLT, ambas recolectadas por Rochín-García (2015). Para el ortogneis de Boca de La Sierra (ROG13-20A) se obtuvo un rango de edades jurásicas concordantes entre 169 y 146 Ma, del que se pueden distinguir tres subgrupos: 1) de 155 a 145 Ma, 2) de 165 a 155 Ma (edades más abundantes) y 3) de 176 a 165 Ma (Fig. 51). Este amplio rango de edades podría representar un extenso periodo de cristalización y residencia del zircón dentro de un reservorio magmático jurásico (protolito), debido posiblemente a la inyección e interacción de diversos *batches* de magma, que prolongaron el proceso de emplazamiento (alta tasa de adición de magma (?)). Los subgrupos de edades podrían coincidir con los principales pulsos magmáticos que interactuaron en el reservorio antes de su solidificación final. Algunos zircones exhiben núcleos y bordes de la misma edad, pero con relaciones Th/U diferentes (Fig. 51E), lo que puede indicar que hubo variaciones químicas en el reservorio magmático. Por lo anterior, es complicado definir una edad de protolito con precisión y solo es posible restringirla en el Jurásico Medio.

Para el granito tipo-S de la isla Espíritu Santo (ROG13-22) se obtuvo una edad de cristalización de 164 ± 0.6 Ma (Fig. 52), que difiere de la edad propuesta en trabajos previos (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989; Rochín-García 2015). Las edades del ortogneis Boca de la Sierra y del granito-S ROG13-22, se correlacionan con el arco magmático jurásico evidenciado en toda la margen noroccidental de México y suroccidental de E.U.A. (Valencia et al., 2013).

Resumiendo la petrogénesis del BLT, los fundidos silíceos parentales de las rocas graníticas probablemente tuvieron su origen directamente en la corteza inferior dentro de una zona caliente (o en la zona de MASH), mediante la fusión parcial de una fuente con componente mantélico o de corteza profunda y por cristalización parcial de basaltos hidratados (generación de fundido residual) entrampados en el límite manto-corteza inferior (Annen et al., 2006). Seguramente el proceso de fusión fue bajo condiciones hidratadas, con cierta contribución de agua mediante la deshidratación de los sedimentos acarreados por la placa subducente, como se observa en los elementos traza. El agua liberada por los sedimentos y por la cristalización de basaltos disminuyeron el punto de fusión de las rocas corticales circundantes permitiendo su fusión parcial (generación de fundidos anatécicos), aumentando la geoterma de la corteza media-inferior (Annen et al., 2006). Los fundidos generados pudieron experimentar mezcla, diferenciación y asimilación cortical in situ, generando las variaciones geoquímicas e isotópicas observadas en las muestras (Annen et al., 2006, Ducea et al., 2015). La segregación y migración de los fundidos hacia la corteza superior seguramente fue rápida por estar en un ambiente de alta temperatura y tener baja densidad y viscosidad. Posteriormente, los diversos batches de magmas comenzaron a emplazarse a profundidades de $\sim 7-11$ km y temperaturas de $680-740^\circ\text{C}$ (resultados termobarométricos), propiciando la maduración termo-mecánica de la corteza necesaria para generar y mantener un reservorio magmático somero con grados variables de convección interna (Annen, 2009; Bachman y Huber, 2016). Dentro del reservorio, los magmas también pudieron experimentar procesos de CF y asimilación secundarios. El reservorio seguramente fue rejuvenecido térmicamente mediante inyecciones de magma máfico que se mezclaron parcialmente (mingling) con el magma granítico; proceso que quedó registrado en los cristales de plagioclasa con textura tamiz y los enclaves máficos en las rocas.

Los bordes de reacción en anfíboles y la textura tamiz en plagioclasas de algunas dacitas indican que en algún momento el reservorio magmático fue desestabilizado, provocando una gran extracción de fundido silíceo altamente viscoso que ascendió a la superficie y ocasionó eventos eruptivos explosivos que culminaron en el depósito de la Unidad Volcánica Cabo Pulmo (Bachman y Huber, 2016). El residuo cristalino (mush) tras la extracción de fundido continuó su enfriamiento hasta consolidar el ensamble plutónico La Trinidad, con algunos eventos de

despresurización repentina registrados por textura micrográfica en el granito Cabo Pulmo. Los resultados geocronológicos, indican que el ensamble plutónico fue amalgamado en un periodo entre ~82 y 74 Ma reafirmando su construcción mediante intrusiones incrementales. Finalmente, las rocas plutónicas probablemente experimentaron gran parte de su exhumación durante el Neógeno, quedando expuestas en superficie desde el Mioceno medio-tardío.

8.4 Contexto regional del Bloque La Trinidad

En este trabajo se hizo una comparación litológica, geoquímica, isotópica y geocronológica constante entre el BLT (parte oriental del CPLP) y la región centro-occidental del CPLP y el Batolito de Puerto Vallarta (BPV). La similitud entre el BLT y el resto del CPLP indica correlación entre ambas regiones y coevolución geológica (al menos para el Cretácico tardío-Paleógeno) asociada principalmente a un orógeno de arco continental. En este sentido, los granitoides del BLT representan un magmatismo silíceo post orogénico, mientras que el magmatismo máfico-intermedio pre y sin orogénico, queda restringido en la parte centro y oriental del CPLP. Esta disposición del magmatismo de arco es muy similar a la distribución del magmatismo observada en el Complejo Batolítico Peninsular en Baja California; donde las rocas máficas y más antiguas afloran en la parte occidental-central y las rocas félsicas en la región oriental; estas últimas representadas por la suite La Posta (Gastil, 1975; Gastil et al., 1976; Silver and Chappell, 1988; Schmidt et al., 2002; Busby, 2004).

Por otro lado, los resultados obtenidos en el BLT también muestran semejanza con el magmatismo del BPV. La correlación entre el CPLP y el BPV ha sido sugerida anteriormente con base en modelos de reconstrucción de la paleo-posición de la península de Baja California con respecto al continente (Bohnel et al., 1991; Schaaf et al., 2000; Fletcher et al., 2007). Considerando la paleoposición propuesta por Fletcher et al. (2007), la figura 55 ilustra la posición del CPLP (restaurado ~475 km hace ~12 Ma) cercana al BPV e incluye los datos geológicos, isotópicos y geocronológicos del BLT obtenidos en este trabajo y los reportados para el CPLP, BPV y regiones aledañas; exponiendo la gran similitud entre las provincias.

Con base en lo anterior, este trabajo aporta nuevas evidencias geológicas, geoquímicas y geocronológicas a favor de la correlación petrogenética entre el Complejo Plutónico de La Paz y el Batolito de Puerto Vallarta. Además, las similitudes geológicas, isotópicas y geocronológicas observadas entre CPLP y las provincias plutónicas del occidente de México (p. ej., batolito de Sonora y el batolito Juárez San Pedro Mártir) y Estados Unidos (Suite La Posta y Sierra Nevada) sugieren que la correlación magmática podría extenderse al menos hasta el Cinturón Batolítico Peninsular en Baja California y California.

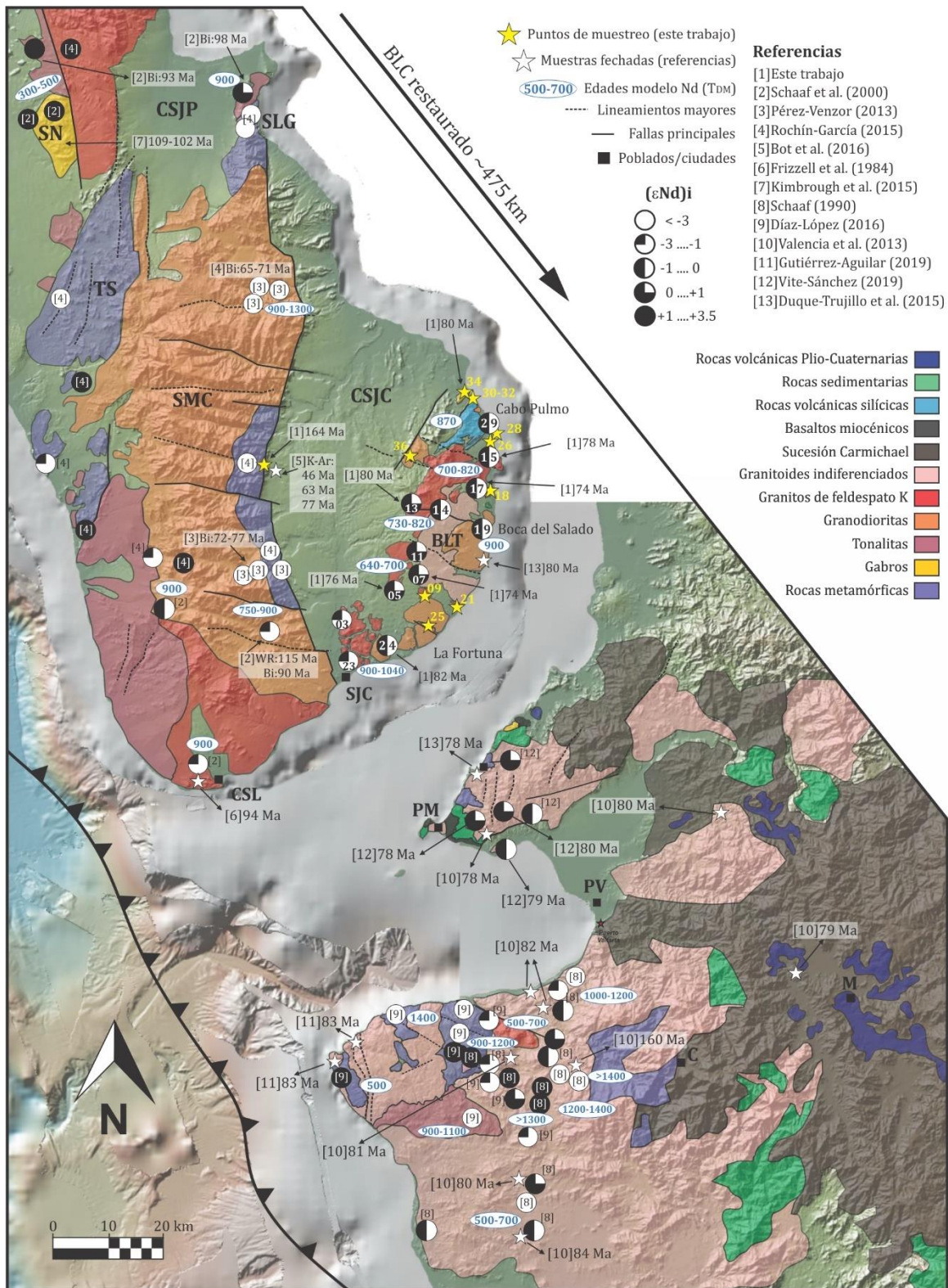


Figura 55: Reconstrucción paleogeográfica del CPLP previa a la apertura del Golfo de California con fines comparativos entre la provincia del CPLP y el BPV. El CPLP está restaurado ~475 km de acuerdo con Fletcher et al. (2007). Modelo digital de elevación obtenido de GeoMapApp - <http://www.geomapapp.org>. Geología simplificada de Pérez-Venzor (2013), Valencia et al. (2013), Gutiérrez-Aguilar (2019), Vite-Sánchez (2019) y este trabajo. En el BLT, los círculos con número interior representan el número de muestra. CSL= Cabo San Lucas, SJC= San José del Cabo, PM= Punta Mita, PV= Puerto Vallarta, C= Cuale, M= Mascota. La abreviación de las provincias del CPLP es igual que en la Figura 3A.

Para reforzar la conexión entre el CPLP y el BPV, es necesario un estudio estructural en la región oriental (BLT) y estudios paleomagnéticos en el BLT y el BPV que permitan acotar la paleoposición de las rocas en ambas provincias. De igual forma, un estudio completo de la unidad volcánica en Cabo Pulmo podría reforzar su correlación con las sucesiones volcánicas del occidente del Bloque de Jalisco.

8.5 Evolución geológica del Complejo Plutónico de La Paz

El desarrollo del orógeno de arco continental en el CPLP está asociado a la subducción de la placa oceánica Farallón por debajo de la placa de Norteamérica (Fig. 56). El primer evento magmático ocurrió durante el Jurásico tardío (Fig. 56a), el cual generó un sistema magmático de larga vida, evidenciado por el espectro edades (169-146 Ma) obtenido en este trabajo para el ortogneis Boca de la Sierra del basamento metamórfico y la edad promedio de ~164 Ma obtenida en el granito-S de la Isla Espíritu Santo. Este arco magmático Jurásico se ha reportado en toda la margen occidental de México, desde Baja California Norte (Schmidt et al., 2002; Peña-Alonso et al., 2012, 2015; Torres-Carrillo et al., 2014) y Guerrero Negro (Kimbrough y Moore, 2003), Mazatlán y El Fuerte en Sinaloa (Cuellar et al., 2012; Arrieta-García, 2016; Vega-Granillo et al., 2008; Sarmiento-Villagrana et al., 2017), la isla María Madre (Pompa-Mera et al., 2013) hasta Jalisco: Cuale (Bissig et al., 2008; Valencia et al., 2013) y parte norte del BPV (Gutiérrez-Aguilar, 2019).

Un segundo periodo magmático en el Cretácico temprano es evidenciado por la suite gabroica de Sierra El Novillo de 109-102 Ma (Kimbrough et al., 2015) y un ortogneis de 103 Ma en Todos Santos (Rochín-García 2015) (Fig. 56b). Sus firmas isotópicas sugieren un origen dentro de un arco de islas, que posteriormente colisionó con el continente (Pérez-Venzor 2013) (Fig. 56b2). En caso de haber ocurrido, el sistema de fallas La Paz o el cinturón milonítico en Todos Santos podrían representar la zona de sutura y es probable que el metamorfismo regional en el CPLP este asociado mayoritariamente al evento de colisión. A favor de esta hipótesis, la colisión de un arco de islas durante el Cretácico temprano también ha sido propuesto para la región de San Pedro Mártir (Johnson et al., 1999) y recientemente para la región del BPV (Gutiérrez-Aguilar, 2019). Sin embargo, esta discusión está fuera de los objetivos de este trabajo.

Posteriormente, el Cretácico tardío (~94-74 Ma) registra un nuevo episodio magmático de gran volumen, el cual originó un sistema magmático maduro posiblemente con múltiples reservorios someros, cuyas estructuras fósiles quedaron preservadas por los numerosos granitoides post orogénicos del CPLP (Sistema Montañoso Central, Sierra Las Cruces, Bloque La Trinidad) y del BPV, mientras que el material extraído de estos reservorios, quedo plasmado en los depósitos

volcánicos del BLT (Fig. 56c). El magmatismo también produjo un metamorfismo de contacto en varios sectores del CPLP (e. eg. Sierra La Gata, El mezquite).

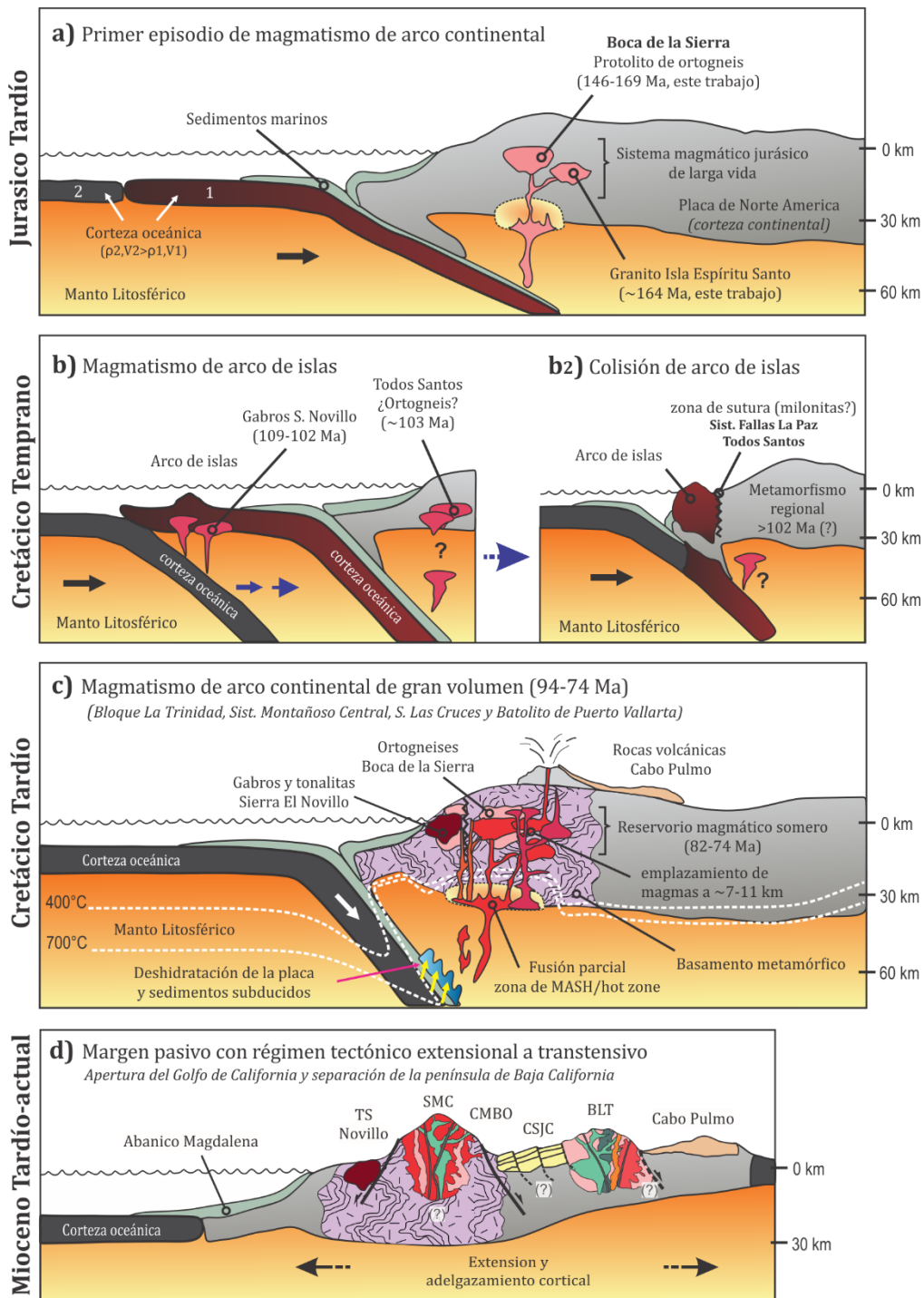


Figura 56: Modelo esquemático propuesto para la evolución del CPLP con énfasis en la evolución del Bloque La Trinidad (BLT). La formación del arco de islas y su colisión al continente está basado en Johnson et al. (1999) y Pérez-Venzor (2013). Isotermas según Winter (2001), p = densidad, V = velocidad, TS= Todos Santos, SMC= Sistema Montañoso Central, CMBO= Complejo Metamórfico del Borde Oriental, CSJC= Cuenca San José del Cabo. Explicación en el texto.

Este evento magmático al sur de la península también puede correlacionarse con el magmatismo de la parte oriental del Cinturón Batolítico Peninsular, al norte de la península.

Finalmente, el cese de la subducción y el inicio de la apertura del Golfo de California en el Mioceno tardío marcan el cambio de un régimen tectónico compresivo a transtensivo, que provocó la formación (¿o reactivación?) de números sistemas de fallas que han sido responsables de la exhumación y la morfología actual de cuencas y sierras en el CPLP (Fig. 56d). Este evento también marca la separación evolutiva entre el CPLP y el BPV desde el Neógeno.

Conclusiones

- Con base en las evidencias petrográficas y observaciones de campo, se concluye que el Bloque La Trinidad (BLT) está constituido mayoritariamente por plutones granodioríticos y graníticos con formas irregulares a semi circulares y de dimensiones variables que son intrusionados entre sí, que conforman un ensamble plutónico de al menos $\sim 500 \text{ km}^2$, el cual puede representar los fundidos y residuos cristalinos fósiles de reservorio magmático somero, durante el Cretácico Tardío.
- En la región noreste del BLT afloran ignimbritas, tobas soldadas y lavas dacíticas a riolíticas, que conforman la Unidad volcánica Cabo Pulmo. La mineralogía, estructura, textura y nula estratificación de los depósitos ignimbríticos riolíticos, indica que son producto de un flujo piroclástico asociado a un evento eruptivo altamente explosivo cuyo origen puede asociarse a la extracción de fundidos silícicos provenientes de un reservorio magmático somero.
- Se reporta el primer fechamiento de $\sim 80 \text{ Ma}$ por métodos isotópicos (U-Pb en zircones) para los depósitos volcánicos del BLT, lo que sugiere una conexión genética con el ensamble plutónico La Trinidad y a su vez, descarta su correlación previa con el grupo Comondú que aflora en la región de La Paz o con el miembro superior de la Sierra Madre Occidental.
- Con base en el análisis de elementos mayores y traza, se concluye que las rocas del BLT derivaron de magmas magnésicos de tipo calci alcalinos ricos en K, que van de metaluminosos a ligeramente peraluminosos, asociados a un ambiente tectónico de arco volcánico continental.

- La isotopía Sr-Nd y las observaciones de campo, petrográficas y geoquímicas indican que los granitoides del BLT fueron derivados por fusión parcial de una fuente con componente primitivo en una zona de MASH o zona caliente, con procesos de asimilación cortical y diferenciación cercana a la fuente y que posteriormente fueron emplazados en la corteza superior, formando un reservorio magmático somero donde los magmas experimentaron procesos de *mingling*, cristalización fraccionada y asimilación menor.
- La geocronología (U-Pb en zircones) en las rocas plutónicas del BLT permite acotar el magmatismo en el Cretácico Tardío en un rango de ~82 a 74 Ma, lo cual es evidencia del proceso de construcción del ensamble plutónico mediante la amalgamación de intrusiones individuales en menos de 10 Ma.
- Se reportan los primeros datos termodinámicos en granitoides del CPLP que señalan condiciones P-T de 3.1 ± 0.5 a 3.5 ± 0.5 kbar y ~ 680 a 740°C para el emplazamiento/cristalización de los granitoides del BLT en la corteza superior.
- El presente trabajo aporta nuevas evidencias geoquímicas, isotópicas, termodinámicas y geocronológicas fuertemente a favor de una correlación paleogeográfica con el Batolito de Puerto Vallarta en Jalisco, lo que sugiere una misma evolución geológica hasta inicios del Neógeno.
- Finalmente, las rocas graníticas del CPLP exhiben una correlación magmática, isotópica y geocronológica con las provincias plutónicas del occidente de México y EU, lo que sugiere una misma tendencia de evolución tectono-magmática incluso hasta la provincia del Cinturón Batolítico Peninsular en California y Baja California.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G. J., Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M., Nieto-Obregón, J. y Gutiérrez-Palomares, I., 2008. The ignimbrite flare-up and graben calderas of the Sierra Madre Occidental, México: *Developments in Volcanology*, v. 10, p. 143-180.
- Annen, C. (2009). From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 284(3-4), 409-416.
- Annen, C., Blundy, J. D., & Sparks, R. S. J. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones. *Journal of Petrology*, 47(3), 505-539.
- Aranda Gómez, J., y Pérez Venzor, J. A., 1986. Reconocimiento geológico de las islas Espíritu Santo y La Partida, Baja California Sur: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.6, no. 2, p. 103-116.
- Aranda-Gómez, J. J. y Pérez-Venzor, J. A., 1988. Estudio geológico de Punta Coyotes, Baja California Sur: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 7, no. 1, p. 1-21.
- Aranda-Gómez, J. J. y Pérez-Venzor, J. A., 1989. Estratigrafía del complejo cristalino de la región de Todos Santos, Estado de Baja California Sur. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, *Revista*, vol., v. 8, no. 2, p. 149-170.
- Aranda-Gómez, J. y Pérez-Venzor, J., 1995. Excursión geológica al Complejo migmatítico de la Sierra de La Gata, BCS III Reunión Internacional sobre la Geología de la Península de Baja California, organizado por la Sociedad Geológica Peninsular en la Universidad Autónoma de Baja California Sur: La Paz, BCS, libreta guía, p. 27.
- Aranovich, L. Y. y Bortnikov, N. S., 2018. New Zr–Hf Geothermometer for Magmatic Zircons: *Petrology*, v. 26, no. 2, p. 115-120.
- Arreguín-Rodríguez, G., y Schwennicke, T., 2013. Estratigrafía de la margen occidental de la cuenca San José del Cabo, Baja California Sur: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 65, no. 3, p. 481-496.
- Arrieta-García, G., 2016. Caracterización geoquímica e isotópica de las rocas intrusivas y del basamento de la región de Mazatlán, Sinaloa. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de maestría, 174p.
- Atwater, T., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 81, no. 12, p. 3513-3536.
- Bachmann, O., y Bergantz, G. W. (2004). On the origin of crystal-poor rhyolites: extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45(8), 1565-1582.
- Bachmann, O., Miller, C., y De Silva, S., 2007. The volcanic-plutonic connection as a stage for understanding crustal magmatism: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.167,no.4,p. 23.
- Bachmann, O., y Huber, C. (2016). Silicic magma reservoirs in the Earth's crust. *American Mineralogist*, 101(11), 2377-2404.
- Bateman, P. C., 1992. Plutonism in the Central Part of the Sierra Nevada Batholith, California. US Geological Survey Professional Paper 1483. United States Government Printing, Washington, 1-177.
- Beal, C. H., 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico, *Geological Society of America Memoir*, 31, p. 138.

- Beck, M. E., 1991. Case for northward transport of Baja and coastal southern California: Paleomagnetic data, analysis, and alternatives: *Geology*, v. 19, no. 5, p. 506-509.
- Best, M. G., 2003. *Igneous and metamorphic petrology*, John Wiley & Sons.
- Bissig, T., Mortensen, J.K., y Tosdal, R.M. (2008). The rhyolite-hosted volcanogenic massive sulfide District of Cuale, Guerrero terrane, West-Central Mexico: silver-rich, base metal mineralization emplaced in a shallow marine continental margin setting. *Economic Geology*, 103, 141-159.
- Böhnell, H., Schaaf, P., y Urrutia-Fucugauchi, J., 1992. Paleomagnetic and isotope data from southern Mexico and the controversy over the pre-Neogene position of Baja California: *Geofísica Internacional*, v. 31, no. 3.
- Bot, A., Geoffroy, L., Authemayou, C., Bellon, H., Graindorge, D., y Pik, R., 2016. Miocene detachment faulting predating EPR propagation: Southern Baja California: *Tectonics*, v. 35, no. 5, p. 1153-1176.
- Branney, M. J., y Kokelaar, P., 2002. Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites, *Geological Society of London. Memoir*, vol. 27, p. 143.
- Bravo-Pérez, J. R., 2002. Segmentación de la falla San José del Cabo y su relación con la evolución tectonoestratigráfica de la Cuenca San José del Cabo, Baja California Sur, México. CICESE Ensenada Baja California, tesis de maestría, 226 p.
- Busby, C., 2004. Continental growth at convergent margins facing large ocean basins: a case study from Mesozoic convergent-margin of Baja California, Mexico: *Tectonophysics*, v.392, no.1-4, p.241-277.
- Camarena-Vázquez J.G., 2018. Analisis de petrofacies y posible correlación de las ignimbritas presentes en las regiones del Archipiélago Espíritu Santo, San Juan de la Costa y La Paz, B.C.S., México. Universidad Autónoma de Baja California Sur. Tesis de maestría, p.p. 238.
- Castro-Leyva, T.J., Delgado-Argote, L. A., y García-Abdeslem, J. (2001). Geología y magnetometría del Complejo Máfico-Ultramáfico Puerto Nuevo en el área de San Miguel, península de Vizcaíno, Baja California Sur. *GEOS*, v. 21, No.1, p. 3-21.
- Chen, G. N., y Grapes, R., 2007. *Granite genesis: in-situ melting and crustal evolution*, Springer, 278 pp.
- Coleman, D. S., Gray, W., & Glazner, A. F. (2004). Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California. *Geology*, 32(5), 433-436.
- Coney, P. J., 1976. Plate tectonics and the Laramide orogeny: *Tectonics and Mineral Resources of Southwestern North America*. New Mexico Geol. Soc. Special Publication, no. 6, p. 5-10.
- Cuéllar-Cárdenas, M. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S. A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., y López-Martínez, M., 2012. Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 29, no. 1, p. 179-203.
- Deer, W. A., Howie, R. A., y Zussman, J., 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*: Essex: England: Longman Scientific and Technology.
- Díaz-López, L. F., 2016. Geología, Geoquímica y Geocronología del Complejo Metamórfico Yelapa, basamento del Batolito de Puerto Vallarta, Jalisco. Instituto Politécnico Nacional, Tesis de Licenciatura, 241 pp.
- Ducea, M. N., Saleeby, J. B., & Bergantz, G. (2015). The architecture, chemistry, and evolution of continental magmatic arcs. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 299-331.

- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M., Lonsdale, P., Bryan, S. E., Kluesner, J., Piñero-Lajas, D., y Solari, L., 2015. Timing of rifting in the southern Gulf of California and its conjugate margins: Insights from the plutonic record. *Geological Society of America Bulletin*, v. 127, no. 5-6, p. 702-736.
- English, J. M., & Johnston, S. T. (2004). The Laramide orogeny: What were the driving forces? *International Geology Review*, 46(9), 833-838.
- Faure, G., 2013. *Origin of igneous rocks: the isotopic evidence*, Springer Science & Business Media.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., y Bryan, S. E., 2007, Magmatism and tectonics of the Sierra Madre Occidental and its relation with the evolution of the western margin of North America: *Geological Society of America Special Papers*, v. 422, p. 1-39.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P., y 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*, v. 9, no. 5, p. 1161-1200.
- Ferry, J. M., y Watson, E., 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 154, no.4, p.429-437.
- Fitz-Díaz, E., Hudleston, P. y Tolson, G. (2011). Comparison of tectonic styles in the Mexican and Canadian Rocky Mountain fold-thrust belt. *Geological Society, London, Special Publications*, 349(1), 149-167.
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56-84.
- Fletcher, J. M., y Munguia, L., 2000. Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California: *Tectonics*, v. 19, no. 6, p. 1107-1123.
- Fletcher, J. M., Kohn, B. P., Foster, D. A., y Gleadow, A. J. W., 2000. Heterogeneous Neogene cooling and exhumation of the Los Cabos block, southern Baja California: Evidence from fission-track thermochronology: *Geology*, v. 28, no. 2, p. 107-110.
- Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D. L., Lovera, O., y Gehrels, G. E., 2007. Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas: *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, no. 11-12, p. 1313-1336.
- Fourcade, S., y Allegre, C. J., 1981. Trace elements behavior in granite genesis: A case study The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France): *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 76, no. 2, p. 177-195.
- Fowler, A., Prokoph, A., Stern, R., y Dupuis, C., 2002. Organization of oscillatory zoning in zircon: analysis, scaling, geochemistry, and model of a zircon from Kipawa, Quebec, Canada: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 66, no. 2, p. 311-328.
- Frizzell, Jr, V.A., Fox, L.K., Mooser, F.C., Ort, K.M., 1984, Late Cretaceous granitoids. Cabo San Lucas Block, Baja California Sur, México. *EOS, Trans. Am. Geophys Union*, v. 65, p. 1151.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., y Frost, C. D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 42, no. 11, p. 2033-2048.

- Gálvez, V., 1922. Exploración en la Península de Baja California por la Comisión Exploradora del Pacífico.
- Gastil, R. G., 1975. Plutonic zones in the Peninsular Ranges of southern California and northern Baja California: *Geology*, v. 3, no. 7, p. 361-363.
- Gastil, G., 1991. Is there a Oaxaca-California megashear? Conflict between paleomagnetic data and other elements of geology: *Geology*, v. 19, no. 5, p. 502-505.
- Gastil, G., Krummenacher, D., Doupont, J., Bushee, J., Jensky, W., y Barthelmy, D., 1976. La zona batolítica del sur de California y el occidente de México: *Bol. Soc. Geolo. Mex.*, 37, v. 2, p. 84-90.
- Gastil, R. G., Morgan, G. J., y Krummenacher, D., 1981. The tectonic history of peninsular California and adjacent Mexico: The geotectonic development of California: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, p. 284-306.
- Gill, R.G., 2010. *Igneous rocks and processes: a practical guide*, John Wiley & Sons.
- Glazner A. F, Bartley JM, Coleman DS, Gray W, Taylor RZ. 2004 Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today* 14, 4-12.
- Glazner, A. F., Coleman, D. S., y Mills, R. D., 2015. The volcanic-plutonic connection, *Physical geology of shallow magmatic systems*, Springer, p. 61-82.
- Gómez-Tuena, A., Mori, L., y Straub, S. M. (2018). Geochemical and petrological insights into the tectonic origin of the Transmexican Volcanic Belt. *Earth-science reviews*, 183, 153-181.
- González-León, C. M., Solari, L., Solé, J., Ducea, M. N., Lawton, T. F., Bernal, J. P., González, B., Gray, F., López Martínez, M., y Lozano Santacruz, R., 2011. Stratigraphy, geochronology, and geochemistry of the Laramide magmatic arc in north-central Sonora, Mexico: *Geosphere*, v. 7, no. 6, p. 1392-1418.
- Gromet, L. P., y Silver, L. T., 1983. Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, no. 5, p. 925-939.
- Gromet, L., y Silver, L., 1987. REE variations across the Peninsular Ranges batholith: Implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs: *Journal of Petrology*, v.28, p. 75-125.
- Gutiérrez-Aguilar, F., 2019. Geocronología, isotopía Sr-Nd y modelado de fases en equilibrio: Avances en la petrogénesis del Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa en el estado de Jalisco, México. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 179 p.
- Harley, S. L., y Kelly, N. M., 2007. Zircon tiny but timely: *Elements*, v. 3, no. 1, p. 13-18.
- Hausback, B. P., 1984. Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, V.A., ed., *Geology of the Baja California Peninsula*. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 219-236.
- Hawthorne, F., Oberti, R., Harlow, G., Maresch, W., Martin, R., Schumacher, J., y Welch, M. D., 2012. Nomenclature of the amphibole supergroup: *American Mineralogist*, v. 97, no. 11-12, p. 2031-2048.
- Helenes, J., y Carreño, A. L., 1999. Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, no. 6, p. 589-605.
- Henry, C. D., McDowell, F. W., y Silver, L. T., 2003. Geology and geochronology of granitic batholith complex, Sinaloa, México: Implications for Cordilleran magmatism and tectonics: *Geological Society of America Special Papers*, v. 374, p. 237-273.

- Hernández-Treviño, T., Torres de León, R., Solís-Pichardo, G., Schaaf, P., Hernández-Bernal, M., Morales-Contreras, J. (2004), Edad de la Formación Chapolapa en la localidad de río Cochoapa, al oeste del Ocotito, estado de Guerrero: Reunión de la Unión Geofísica Mexicana, Puerto Vallarta, Jal., México: GEOS, v. 24, p. 179.
- Hildreth, W., & Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to mineralogy and petrology*, 98(4), 455-489.
- Holland, T., y Blundy, J., 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry: *Contributions to Mineralogy Petrology*, v.116, no. 4, p. 433-447.
- Huber, C., Bachmann, O., and Manga, M. (2009) Homogenization processes in silicic magma chambers by stirring and mushification (latent heat buffering). *Earth and Planetary Science Letters*, 283, 38–47.
- Iriondo, A., Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Alvarez, S. A., y Tolson-Jones, G., 2005. Time constraints for a pseudotachylyte event hosted by the Late Cretaceous Las Cruces granite near La Paz, BCS, Mexico: *Actas INAGEQ*, v. 11, p. 101-102.
- Irvine, T. N., y Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks: *Canadian Journal of Earth Science*, v. 8.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., y Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit): *Journal of Petrology*, v. 47, no. 6, p. 1255-1259.
- Johnson, S., Tate, M., y Fanning C., M., 1999. New geologic mapping and SHRIMP U-Pb zircon data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Evidence for a suture? *Geology*, v. 27, no. 8, p. 743-746.
- Johnson, S. E., Fletcher, J. M., Fanning, C. M., Vernon, R. H., Paterson, S. R., y Tate, M. C., 2003, Structure, emplacement and lateral expansion of the San José tonalite pluton, Peninsular Ranges batholith, Baja California, México: *Journal of Structural Geology*, v. 25, no. 11, p. 1933-1957.
- Kilmer, F. H., 1977, Reconnaissance geology of Cedros Island, Baja California, Mexico: *Bulletin of the Southern California Academy of Sciences*, v. 76, no. 2, p. 91-98.
- Kimbrough, D. L., y Moore, T. E., 2003. Ophiolite and volcanic arc assemblages on the Vizcaino Peninsula and Cedros Island, Baja California Sur, Mexico: Mesozoic forearc lithosphere of the Cordilleran magmatic arc: Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA. *Geological Society of America Special Paper* v. 374, p. 43-71.
- Kimbrough, D.L., Grove, M., y Morton, D. M., 2015. Timing and significance of gabbro emplacement within two distinct plutonic domains of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California: *Bulletin*, v. 127, no. 1-2, p. 19-37.
- Kimbrough, D.L., Smith, D., Mahoney, J.B, Moore, T.E., Grove, M., Gastil, R.G, Ortega-Rivera, A., y Fanning, C., 2001, Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California: *Geology*, v.29, no. 6, p.491–494.
- Kimbrough, D.L., Gastil, R.G., Garrow, P.K., Grove, M., Aranda-Gomez, J., y Perez-Venzor, J.A., 2002, A potential correlation of plutonic suites from the Los Cabos block and Peninsular Ranges batholith, *in* VI International Meeting on Geology of the Baja California Peninsula: La Paz, B.C.S., Mexico, p. 9.
- Kistler, R.W., Wooden, J., Premo, W., Morton, D. y Miller, F., 2014. Pb–Sr–Nd–O isotopic characterization of Mesozoic rocks throughout the northern end of the Peninsular Ranges batholith: Isotopic evidence

- for the magmatic evolution of oceanic arc–continental margin accretion during the Late Cretaceous of southern California, In: Morton, D.M. Miller, F.K. (Eds.), *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*. Geological Society of America Memoir 211, pp. 263-316.
- Langenheim, V.E. y Jachens, R., 2003, Crustal structure of the Peninsular Ranges batholith from magnetic data: Implications for Gulf of California rifting. *Geophysical Research Letters*, v.30, no.11, p. 1597.
- Langenheim, V.E., Jachens, R., Aiken, C., Morton, D. y Miller, F. K. (2014). Geophysical framework of the Peninsular Ranges batholith—Implications for tectonic evolution and neotectonics. In: Morton, D.M. Miller, F.K. (Eds.), *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*. Geological Society of America, Memoir 211, 1-20.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., y Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, v. 27, no. 3, p. 745-750.
- Lozano, R. y Bernal, J., 2005. Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.22, no.3, p.329-344.
- Mammerickx, J., y Klitgord, K. D., 1982. Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 my BP to the present: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 87, no. B8, p. 6751-6759.
- Martínez-Gutiérrez, G., y Sethi, P., 1997. Miocene-Pleistocene sediments within the San José del Cabo Basin, Baja California Sur, Mexico.: en Johnson, ME, Ledesma-Vázquez, J., (eds.), *Pliocene carbonates and related facies flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico*: Geological Society of America Special Paper, v. 318, p. 141-166.
- Mayor-Rodríguez, J. A., 2011. Génesis de cavidades graníticas en ambientes endógenos y exógenos. Universidad de Coruña, España, Tesis Doctoral, 396p.
- McCormack, K. D., Gee, M. A., McNaughton, N. J., Smith, R., y Fletcher, I. R., 2009. U–Pb dating of magmatic and xenocryst zircons from Mangakino ignimbrites and their correlation with detrital zircons from the Torlesse metasediments, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 183, no. 1-2, p. 97-111.
- McDonough, W. F., y Sun, S. S., 1995, The composition of the Earth: *Chemical Geology*, v. 120, no. 3-4, p. 223-253.
- McDowell, F. W., y 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*, v. 88, no. 10, p. 1479-1487.
- McDowell, F., Roldán-Quintana, J., y Connelly, J., 2001. Duration of Late Cretaceous–early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v.113, p. 521-531.
- McTeague, M. S., 2006. Marginal strata of the east central San Jose del Cabo basin, Baja California Sur, Mexico. Northern Arizona University, Tesis de Maestría, 152p.
- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system: *Earth-Science Reviews*, v. 37, no. 3-4, p. 215-224.
- Mina, F., 1957. Bosquejo geológico del territorio sur de la Baja California: *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. 9, no. 3, p. 139-267.
- Mori, L., Gómez-Tuena, A., Cai, Y., y Goldstein, S., 2007. Effects of prolonged flat subduction on the Miocene magmatic record of the central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Chemical Geology*, v.244,no.3, p.452-473.

- Müller, R., Seton, M., Zahirovic, S., Williams, S., Matthews, K., Wright, N., Shephard, G., Maloney, K., Barnett-Moore, N., y Hosseinpour, M., 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, v. 44, p. 107-138.
- Mutch, E., Blundy, J., Tattitch, B., Cooper, F., y Brooker, R., 2016. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 171, no. 10, p. 85.
- Nieto-Samaniego, A., Alaniz-Alvarez, S., Tolson, G., Oleschko, K., Korvin, G., Xu, S., y Perez-Venzor, J., 2005, Spatial distribution, scaling and self-similar behavior of fracture arrays in the Los Planes Fault, Baja California Sur, Mexico: *Pure and Applied Geophysics*, v. 162, no. 5, p. 805-826.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldan-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Álvarez, S. A., y Nieto-Samaniego, A. F., 1992. Carta geológica de la República Mexicana: Universidad Nacional Autónoma de México: Instituto de Geología, Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, scale, v. 1, no. 2,000,000.
- Paterson, S y Ducea, M. (2015). Arc magmatic tempos: gathering the evidence. *Elements*, v.11, p. 91-98.
- Paton, C., Woodhead, J., Hellstrom, J., Hergt, J., Greig, A., y Maas, R., 2010. Improved laser ablation U-Pb zircon geochronology through robust downhole fractionation correction: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 11, no. 3.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., y Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, no. 4, p. 956-983.
- Peccerillo, A., y Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 58, no. 1, p. 63-81.
- Peña-Alonso, T.A., Delgado-Argote, L.A., Velasco-Tapia, F., Weber, B., and Valencia, V., 2012, Geology and emplacement of the Nuevo Rosarito plutonic suite in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v.29, No.1, p. 1-23.
- Peña-Alonso, T.A., Delgado-Argote, L.A., Molina-Garza, R.S., 2015, Early Cretaceous pre-batholith dextral-transpression in the central Baja California peninsula: the record of the La Unión complex, Baja California, Mexico. *International Geology Review*, v.57-1, p. 28-54.
- Pérez-Venzor, J. A., 2013. Estudio geológico-geoquímico del borde oriental del Bloque de los Cabos, Baja California Sur, México. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis Doctoral, 289 p.
- Pérez Segura, E., González-Partida, E., y Valencia, V., 2009. Late Cretaceous adakititic magmatism in east-central Sonora, Mexico, and its relation to Cu-Zn-Ni-Co skarns: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, no. 2, p. 411-427.
- Petrus, J., y Kamber, B., 2012. VizualAge: A novel approach to laser ablation ICP-MS U-Pb geochronology data reduction: *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 36, no. 3, p. 247-270.
- Pompa-Mera, V., Schaaf, P., Hernández-Treviño, T., Weber, B., Solís-Pichardo, G., Villanueva-Lascrain, D., y Layer, P., 2013. Geology, geochronology, and geochemistry of Isla María Madre, Nayarit, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 30, no. 1.
- Premo, W. R., Morton, D. M., y Kistler, R. W., 2014a. Age and isotopic systematics of Cretaceous borehole and surface samples from the greater Los Angeles Basin region: Implications for the types of crust that might underlie Los Angeles and their distribution along late Cenozoic fault systems: In: Morton,

- D.M. Miller, F.K. (Eds.), *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*. Geological Society of America Memoir 211, pp. 21-59.
- Premo, W.R., Morton, D.M., Wooden, J.L. y Fanning, C.M., 2014b. U-Pb zircon geochronology of plutonism in the northern Peninsular Ranges batholith, southern California: Implications for the Late Cretaceous tectonic evolution of southern California, In: Morton, D.M. Miller, F.K. (Eds.), *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*. Geological Society of America Memoir 211, pp. 145-180.
- Righter, K., Carmichael, I. S., Becker, T., y Renne, R., 1995. Pliocene to Quaternary volcanism and tectonics at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 612-626.
- Rochín-García, H., 2015. *El Basamento del Bloque de Los Cabos, B.C.S., Características Geoquímicas, Isotópicas y Geocronológicas*. Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de Maestría, 116 p.
- Roldán-Quintana, J., 1991. *Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, México: Studies in Sonoran Geology: Geological Society of America, Special Paper*, v. 254, p. 69-80.
- Roldán Quintana, J., McDowell, F. W., y Valencia-Moreno, M., 2009. East-west variations in age, chemical and isotopic composition of the Laramide batholith in southern Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, no. 3, p. 546-563.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism: *Chemical Geology*, v. 184, no. 1-2, p. 123-138.
- Rudnick, R. L., y Gao, S., 2003, *Composition of the continental crust: Treatise on Geochemistry*, v. 3, p. 659.
- Sarmiento-Villagrana, A., Vega-Granillo, R., Talavera-Mendoza, O., Salgado-Souto, S., y Gómez-Landa, J., 2017. Geochemical and isotopic study of Mesozoic magmatism in the Sonobari Complex, western Mexico: Implications for the tectonic evolution of southwestern North America: *Geosphere*, v. 14, no. 1, p. 304-324.
- Schaaf, P., 1990. *Isotopengeochemische Untersuchungen an granitoiden Gesteinen eines aktiven Kontinentalrandes: Alter und Herkunft der Tiefengesteinskomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco*. Tesis doctoral, Universidad de Munich, Alemania, 220 pp.
- Schaaf, P., Böhnell, H., y Pérez-Venzor, J., 2000. Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos block, Baja California sur: *Geochronological and palaeomagnetic constraints: Tectonophysics*, v.318, no.1, p.53-69.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., y Köhler, H., 1995. Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence: *Tectonics*, v. 14, no. 6, p. 1339-1350.
- Schmidt, K. L., Wetmore, P. H., Johnson, S. E., y Paterson, S. R., 2002. Controls on orogenesis along an ocean-continent margin transition in the Jura-Cretaceous Peninsular Ranges batholith: *Special Papers-Geological Society of America*, p. 49-72.
- Schmidt, K.L., Wetmore, P.H., Alsleben, H., Paterson, S., 2014. Mesozoic tectonic evolution of the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Long-lived history of a collisional segment in the Mesozoic Cordilleran arc, In: Morton, D.M. Miller, F.K. (Eds.), *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*. Geological Society of America Memoir 211, pp. 645-668.

- Schmidt, M. W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 110, no. 2-3, p. 304-310.
- Schwennicke, T., Santisteban-Mendivil, D., Pérez-Venzor, J. A., Cortés-Martínez, M. y Plata-Hernández, E. (2017). Evolución estratigráfica de la cuenca Los Barriles, Baja California Sur, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, v.34, No. 3, p. 212-233.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., y Speed, R.C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. Boulder, Colorado. Geological Society of America, Special Paper, 278, pp.153.
- Sedlock, R., 2003. Geology and tectonics of the Baja California peninsula and adjacent areas, en Johnson, S. E., Peterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L. and Martin-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the southwestern U.S.A.* Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special Paper, v. 374, p. 1-42.
- Shand, S. J., 1943. *Eruptive rocks: their genesis, composition, and classification, with a chapter on meteorites*, J. Wiley & Sons, Incorporated.
- Shore, M., y Fowler, A. D., 1996. Oscillatory zoning in minerals; a common phenomenon: *The Canadian Mineralogist*, v. 34, no. 6, p. 1111-1126.
- Silver, L. T., y Chappell, B. W., 1988. The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of southwestern North America: *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, v. 79, no. 2-3, p. 105-121.
- Solari, L., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O., y Tanner, M., 2010. U-Pb zircon geochronology with an integrated LA-ICP-MS microanalytical workstation: Achievements in precision and accuracy: *Geostandards and Geoanalytical Research*, v. 34, no. 1, p. 5-18.
- Solé, J., Salinas, J., González-Torres, E., y Cendejas Cruz, J., 2007. Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, no. 1, p. 104-119.
- Stock, J., y Hodges, K., 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate: *Tectonics*, v. 8, no. 1, p. 99-115.
- Straub, S. M., Zellmer, G. F., Gómez-Tuena, A., Espinasa-Pereña, R., Martin-del Pozzo, A. L., Stuart, F. M., & Langmuir, C. H. (2014). A genetic link between silicic slab components and calc-alkaline arc volcanism in central Mexico. *Geological Society, London, Special Publications*, 385(1), 31-64.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name: *Earth-Science Reviews*, v. 12, no. 1, p. 1-33.
- Sun, S. S., y McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: *Geological Society, London, Special Publications*, v. 42, no. 1, p. 313-345.
- Torres-Carrillo, X. G., L. A. Delgado-Argote, H. Böhnell, R. S. Molina-Garza, B. Weber, 2016, Paleomagnetic assessment of plutons from the southern Peninsular Ranges batholith and the Jurassic Vizcaino igneous suites, Baja California, México, *International Geology Review*, Vol. 58-4, p. 489-509.
- Umhoefer, P., Dorsey, R., Willsey, S., Mayer, L., y Renne, P., 2001. Stratigraphy and geochronology of the Comodú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico: *Sedimentary Geology*, v.144, no.1, p.125-147.
- Umhoefer, P., Mayer, L., y Dorsey, R., 2002. Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California peninsula, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 114, no. 7, p. 849-868.

- Valencia, V., Richter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M., y Grove, M., 2013. The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 166, no. 3, p. 801-824.
- Vega-Granillo, R., Salgado-Souto, S., Herrera-Urbina, S., Valencia, V., Ruiz, J., Meza-Figueroa, D. y Talavera-Mendoza, O. (2008). U–Pb detrital zircon data of the Río Fuerte Formation (NW Mexico): Its peri-Gondwanan provenance and exotic nature in relation to southwestern North America. *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 343–354.
- Vermeesch, P., 2018. IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology: *Geoscience Frontiers*, v. 9, no. 5, p. 1479-1493.
- Villanueva-Lascuráin, D., 2017. Petrogénesis de los sills y deraames gabrónico-basálticos de la Isla María Magdalena, Islas Marías, Nayarit. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría 87 p.
- Vite-Sánchez, O., 2019, Interacción de rocas intrusivas y metamórficas en el Batolito de Puerto Vallarta (Zona de Punta Mita): Evidencias Geoquímicas y Geocronológicas. Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 124 p.
- Walawender, M., Gastil, R., Clinkenbeard, J., McCormick, W., Eastman, B., Wemicke, R., Wardlaw, M., Gunn, S., y Smith, B., 1990. Origin and evolution of the zoned La Posta-type plutons, eastern Peninsular Ranges Batholith, southern and Baja California, in Anderson J.L., ed., *The nature and origin of Cordilleran magmatism: Boulder Colorado*, Geological Society of America Memoir, v. 174, p. 1-18.
- Wallace, P., y Carmichael, I. S. E., 1989. Minette lavas and associated leucitites from the Western Front of the Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry, and origin: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 103, no. 4, p. 470-492.
- Watson, E. B., Wark, D. A., y Thomas, J. B., 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 151, no. 4, p. 413.
- White, W. M., 2013. *Geochemistry*, John Wiley & Sons.
- Whitney, D., y Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals: *American mineralogist*, v. 95, no. 1, p. 185-187.
- Winter, J., 2001. *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, 697 pp.
- Witt, W. K., y Swager, C. P., 1989. Structural setting and geochemistry of Archaean I-type granites in the Bardoc-Coolgardie area of the Norseman-Wiluna Belt, Western Australia: *Precambrian Research*, v. 44, no. 3-4, p. 323-351.

Anexo 1. Conteo de puntos

Tabla A 1: Tabla de conteo de puntos para la clasificación modal de las muestras.

Muestra	FDL17-05	FDL17-07A Incluyendo la población fina	FDL17-11A fenocristales(60%) , matriz(40%)	FDL17-13A	FDL17-14A	FDL17-15	FDL17-17A fenocristales(50%) matriz (50%)	FDL17-19	FDL17-23	FDL17-24	FDL17-29 fenocristales(50%) matriz (50%)
Cuarzo (Q)	157	182	58	147	218	201	35	167	187	140	67
Feldespato potásico (FK)	269	159	26	378	232	402	23	111	373	117	61
Plagioclasa (P)	322	402	280	175	231	115	230	279	180	301	190
Biotita	41	46	19	67	68	73	58	127	56	136	0
Matriz (o población fina de cristales)	0	0	358	0	0	0	356	0	0	0	289
Hornblenda	0	48	93	15	24	0	16	104	0	81	103
Óxidos	7	13	20	5	5	3	5	2	4	10	12
Titanita	2	18	2	0	0	0	0	5	0	10	0
Epidota	0	7	17	3	0	2	32	3	0	0	1
Clorita	2	10	27	10	22	4	45	2	0	5	46
Ortopiroxeno	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9
Clinopiroxeno	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22
Total de puntos	800	885	900	800	800	800	800	800	800	800	800
Q+P+FK	748	743	364	700	681	718	288	557	740	558	318
Q (%)	21	24	16	21	32	28	12	30	25	25	21
FK (%)	36	21	7	54	34	56	8	20	50	21	19
P (%)	43	54	77	25	34	16	80	50	24	54	60
Total (%)	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
Clasificación	Micro monzo- granito con biotita	Monzodiorita porfírica de biotita y hornblenda	Pórfido Andesítico de biotita	Sienogranito con biotita de grano grueso	Monzogranito con biotita y hornblenda de grano grueso	Sienogranito con biotita de grano medio-grueso	Pórfido Andesítico de biotita y hornblenda	Granodiorita de biotita y hornblenda de grano grueso	Sienogranito con biotita de grano grueso	Granodiorita de biotita y hornblenda de grano grueso	Andesita porfírica con hornblenda y piroxeno

Anexo 2. Modelado de mezcla isotópica

Tabla A 2: Parámetros isotópicos iniciales calculados para el modelado de mezcla con base en las ecuaciones descritas por Faure (2013). El componente A representa el magma parental, el Componente B representa el agente contaminante. f = parámetro de mezcla que expresa la abundancia del componente B en A. M = valores obtenidos para la mezcla.

Promedio: Gabros y tonalitas de S. Novillo		Promedio ortogneises	f de B	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i M	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i M	εNd M
Modelo 1	Comp. A	Comp. B	1	0.71406	0.51218	-5.46
Sr	358.24	131.69	0.8	0.70983	0.51222	-4.66
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.70361	0.71406	0.6	0.70732	0.51229	-3.54
Nd	8.8	29.675	0.4	0.70567	0.51238	-1.87
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	0.51284	0.51218	0.3	0.70503	0.51245	-0.69
εNdi	6.21	-5.46	0.2	0.70449	0.51254	0.87
			0	0.70361	0.51284	6.21
Modelo 2	Comp. A	Comp. B	1	0.71406	0.51218	-5.46
	Tonalita La Paz	Prom. Ortogneis	0.8	0.70919	0.51225	-4.28
Sr	450.7	131.69	0.6	0.70671	0.51233	-2.78
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.70350	0.71406	0.4	0.70522	0.51244	-0.80
Nd	13.8	29.675	0.3	0.70467	0.51251	0.44
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	0.51282	0.51218	0.2	0.70422	0.51260	1.91
εNdi	5.88	-5.46	0	0.70350	0.51282	5.88
Modelo 3	Comp. A	Comp. B	1	0.71254	0.51213	-6.93
	Prom. S. Novillo	Paragneis	0.8	0.71011	0.51220	-5.55
Sr	358.24	239.49	0.6	0.70808	0.51230	-3.80
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.70361	0.71254	0.4	0.70636	0.51242	-1.50
Nd	8.8	18.75	0.2	0.70489	0.51259	1.64
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	0.51284	0.51213	0	0.70361	0.51284	6.21
εNdi	6.21	-6.93				
Modelo 4	Comp. A	Comp. B	1	0.71254	0.51213	-6.93
	Tonalita La Paz	Paragneis	0.8	0.70965	0.51224	-4.94
Sr	450.7	239.49	0.6	0.70751	0.51236	-2.71
(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	0.70350	0.71254	0.4	0.70586	0.51249	-0.21
Nd	13.8	18.75	0.2	0.70517	0.51257	1.17
(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	0.51282	0.51213	0	0.70350	0.51282	5.88
εNdi	5.88	-6.93				

Tabla A 3: Base de datos isotópicos Sr-Nd iniciales de las muestras utilizadas para el modelo de mezcla isotópica.

Clave	Roca	Localidad	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	εNdi	
LCB-3	Tonalita	La Paz	0.70350	0.51282	5.88	
LCB-5	Tonalita		0.70362	0.51281	5.61	
LCB-6	Tonalita	S. El Novillo	0.70359	0.51278	5.12	Schaaf et al. (2000)
LCB-7	Tonalita		0.70370	0.51285	6.37	
LCB-8A	Gabro		0.70354	0.51285	6.37	
ALP-903A	Ortogneis	Arroyo La Palma	0.71974	0.51215	7.55	Pérez-Venzor (2013)
ROG13-20A	Ortogneis	Boca de la Sierra	0.70838	0.51221	-6.54	Rochín-García (2015)
ROG13-17	Paragneis	Presa La Palma	0.712544169	0.512128638	-4.38	

Anexo 3. Resultados de microanálisis de química mineral

Tabla A 4: Análisis químicos representativos de plagioclasa, obtenidos por microsonda electrónica para las muestras estudiadas del BLT.

Muestra	FDL17-7B											FDL17-24									
	Plg 1b	Plg 2b	Plg 4b	Plg 5b	Plg 6c	Plg 7b	Plg 8b	Plg 10b	Plg 11b	Plg 12b	Plg 13b	Plg 7b	Plg 8b	Plg 9b	Plg 11b	Plg 12b	Plg 13b	Plg 15b	Plg 16b	Plg 17b	Plg 18b
Punto	Borde	Borde	Borde	Borde	Núcleo	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
Localización	Borde	Borde	Borde	Borde	Núcleo	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
%peso																					
SiO2	59.77	57.40	59.75	56.00	60.19	58.19	53.74	57.89	59.77	60.48	59.71	63.05	63.02	60.89	61.22	63.12	62.68	62.35	62.11	62.85	62.02
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	25.49	27.27	25.66	28.41	25.20	26.39	29.95	26.79	26.14	25.30	25.95	24.55	23.88	25.88	25.19	23.82	24.50	24.41	24.10	24.44	25.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeOt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	6.36	8.11	6.36	9.55	6.36	7.39	11.24	7.58	6.38	6.43	6.81	4.73	4.79	6.66	5.89	4.48	5.07	5.23	4.82	4.99	6.06
Na2O	7.34	6.78	7.65	5.99	7.34	6.91	4.90	6.89	7.14	7.52	7.38	8.89	8.86	7.44	8.06	9.24	8.74	8.61	8.97	8.69	7.41
K2O	0.55	0.39	0.61	0.32	0.57	0.44	0.22	0.41	0.58	0.64	0.52	0.15	0.14	0.21	0.20	0.11	0.15	0.34	0.18	0.21	0.39
Total	99.5	100.0	100.0	100.3	99.6	99.3	100.0	99.6	100.0	100.4	100.4	101	100.7	101.1	100.6	100.8	101.1	100.9	100.2	101.2	100.9
Sitio estructural (apfu)																					
Si	2.68	2.57	2.66	2.51	2.70	2.62	2.42	2.60	2.67	2.69	2.65	2.75	2.77	2.69	2.71	2.77	2.75	2.74	2.74	2.75	2.75
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.35	1.44	1.34	1.50	1.33	1.40	1.59	1.42	1.38	1.32	1.36	1.26	1.24	1.35	1.31	1.23	1.27	1.26	1.25	1.26	1.31
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.31	0.39	0.30	0.46	0.30	0.36	0.54	0.36	0.31	0.31	0.32	0.22	0.23	0.32	0.28	0.21	0.24	0.25	0.23	0.23	0.29
Na	0.64	0.59	0.66	0.52	0.64	0.60	0.43	0.60	0.62	0.65	0.64	0.75	0.76	0.64	0.69	0.79	0.74	0.73	0.77	0.74	0.64
K	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02
Total Cation	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
Ab	0.31	0.39	0.30	0.46	0.31	0.36	0.55	0.37	0.32	0.31	0.33	0.77	0.76	0.66	0.70	0.78	0.75	0.73	0.76	0.75	0.67
An	0.65	0.59	0.66	0.52	0.65	0.61	0.44	0.61	0.65	0.65	0.64	0.23	0.23	0.33	0.28	0.21	0.24	0.25	0.23	0.24	0.30
Or	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02

Tabla A 5: Análisis químicos representativos de plagioclasa, obtenidos por microsonda electrónica para las muestras estudiadas del BLT (Continuación).

Muestra	FDL17-13A										FDL17-15										
	Punto	Plg 1b	Plg 3b	Plg 5b	Plg 6b	Plg 7b	Plg 8b	Plg 9b	Plg 10b	Plg 11b	Plg 12b	Plg 1c	Plg 1b	Plg 2b	Plg 3b	Plg 4b	Plg 5b	Plg 6b	Plg 7b	Plg 8b	Plg 8c
Localización	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Núcleo	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Núcleo
%peso																					
SiO2	61.54	63.06	61.03	64.02	62.78	64.59	64.27	64.23	61.30	63.61	61.49	60.11	64.05	61.46	59.42	62.75	61.04	64.32	63.22	60.26	
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al2O3	24.71	23.55	25.70	22.77	24.69	22.49	22.79	23.18	25.05	23.30	23.85	25.08	22.61	24.06	25.27	23.18	24.63	22.21	23.24	25.09	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeOt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	5.03	3.86	5.92	2.84	1.36	2.83	2.65	2.85	5.42	3.39	4.66	5.87	2.83	4.80	6.26	3.57	5.13	2.59	3.61	5.76	
Na2O	8.89	9.35	8.06	10.06	8.94	10.12	10.01	9.73	8.44	9.52	8.85	8.12	9.72	8.52	7.89	8.22	8.77	10.07	9.75	8.29	
K2O	0.29	0.32	0.32	0.24	1.72	0.25	0.20	0.21	0.26	0.25	0.31	0.49	0.25	0.32	0.20	1.32	0.24	0.26	0.24	0.27	
Total	100.5	100.1	101.0	99.9	99.5	100.3	99.9	100.2	100.5	100.1	99.2	99.7	99.4	99.2	99.0	99.0	99.8	99.4	100.1	99.7	
Sitio estructural (apfu)																					
Si	2.71	2.78	2.68	2.82	2.78	2.83	2.83	2.82	2.70	2.80	2.74	2.68	2.84	2.75	2.67	2.81	2.70	2.84	2.78	2.68	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al	1.28	1.22	1.33	1.18	1.29	1.16	1.18	1.20	1.30	1.21	1.25	1.32	1.18	1.27	1.34	1.23	1.29	1.16	1.20	1.32	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.24	0.18	0.28	0.13	0.06	0.13	0.12	0.13	0.26	0.16	0.22	0.28	0.13	0.23	0.30	0.17	0.24	0.12	0.17	0.27	
Na	0.76	0.80	0.69	0.86	0.77	0.86	0.85	0.83	0.72	0.81	0.77	0.70	0.83	0.74	0.69	0.71	0.75	0.86	0.83	0.72	
K	0.02	0.02	0.02	0.01	0.10	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.08	0.01	0.01	0.01	0.02	
Total Cat.	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	
Ab	0.75	0.80	0.70	0.85	0.83	0.85	0.86	0.85	0.73	0.82	0.76	0.69	0.85	0.75	0.69	0.74	0.75	0.86	0.82	0.71	
An	0.23	0.18	0.28	0.13	0.07	0.13	0.13	0.14	0.26	0.16	0.22	0.28	0.14	0.23	0.30	0.18	0.24	0.12	0.17	0.27	
Or	0.02	0.02	0.02	0.01	0.10	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.08	0.01	0.01	0.01	0.02	

Tabla A 6: Análisis químicos representativos de plagioclasa, obtenidos por microsonda electrónica para las muestras estudiadas del BLT (Continuación).

Muestra		FDL17-19																			
Punto	Plg 2b	Plg 4c	Plg 4b	Plg 5b	Plg 5c	Plg 7b	Plg 8b	Plg 8c	Plg 9b	Plg 10c	Plg 10b	Plg 11b	Plg 12b	Plg 12b2	Plg 13b1	Plg 14b1	Plg 14b2	Plg 15b	Plg 16b	Plg 17b	
Localización	Borde	Núcleo	Borde	Borde	Núcleo	Borde	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	
%peso																					
SiO2	59.65	58.79	59.42	59.41	59.29	59.80	58.46	56.95	60.08	58.77	60.36	58.34	57.92	59.57	60.55	58.70	60.16	59.52	59.85	56.84	
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al2O3	25.91	27.33	26.63	27.01	26.54	25.87	26.48	27.93	25.90	26.80	27.14	27.18	27.22	26.55	25.66	27.04	25.96	26.76	25.65	27.26	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeOt	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	7.41	8.12	7.55	7.67	7.52	7.05	7.46	9.06	6.92	7.83	7.48	8.22	8.56	7.52	6.61	8.10	6.96	7.69	6.95	8.63	
Na2O	7.52	6.92	6.94	7.04	7.14	7.35	7.17	6.23	7.37	6.88	6.41	6.66	6.22	7.15	7.66	6.89	7.52	7.11	7.64	6.60	
K2O	0.12	0.16	0.17	0.15	0.13	0.13	0.17	0.09	0.17	0.21	0.18	0.17	0.26	0.20	0.16	0.17	0.15	0.12	0.13	0.12	
Total	100.6	101.3	100.7	101.3	100.6	100.2	99.7	100.3	100.4	100.5	101.6	100.6	100.2	101.0	100.6	100.9	100.7	101.2	100.2	99.44	
Sitio estructural (apfu)																					
Si	2.64	2.59	2.64	2.62	2.63	2.66	2.62	2.55	2.67	2.62	2.67	2.60	2.60	2.63	2.68	2.60	2.66	2.63	2.66	2.56	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al	1.35	1.42	1.39	1.41	1.39	1.36	1.40	1.47	1.36	1.41	1.42	1.43	1.44	1.38	1.34	1.41	1.35	1.39	1.34	1.45	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe+2	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.35	0.38	0.36	0.36	0.36	0.34	0.36	0.43	0.33	0.37	0.35	0.39	0.41	0.36	0.31	0.38	0.33	0.36	0.33	0.42	
Na	0.65	0.59	0.60	0.60	0.61	0.63	0.62	0.54	0.63	0.59	0.55	0.57	0.54	0.61	0.66	0.59	0.64	0.61	0.66	0.58	
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Total Cat.	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	
Ab	0.64	0.60	0.62	0.62	0.63	0.65	0.63	0.55	0.65	0.61	0.60	0.59	0.56	0.63	0.67	0.60	0.66	0.62	0.66	0.58	
An	0.35	0.39	0.37	0.37	0.36	0.34	0.36	0.44	0.34	0.38	0.39	0.40	0.43	0.36	0.32	0.39	0.34	0.37	0.33	0.42	
Or	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	

Tabla A 7: Análisis químicos representativos de anfíbol, obtenidos por microsonda electrónica para las muestras estudiadas del BLT.

Muestra	FDL17-7B								FDL17-13A								
	Punto	Anf 1b	Anf 2b	Anf 5b	Anf 7b	Anf 8c	Anf 8b	Anf 10b	Anf 14b	Anf 1b	Anf 2b	Anf 3b	Anf 5b	Anf 6b	Anf 7b	Anf 8b	
Localización		Borde	Borde	Borde	Borde	Núcleo	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	
% peso		SiO ₂	46.50	44.94	46.11	45.52	43.79	45.35	44.85	44.87	45.43	43.38	45.43	43.65	45.32	43.35	44.05
		TiO ₂	1.38	1.81	1.27	1.94	2.09	1.80	1.41	2.24	1.02	1.30	1.03	1.35	1.36	1.33	1.29
		Al ₂ O ₃	7.84	8.82	7.76	8.88	9.66	8.78	8.82	9.94	7.42	8.83	7.23	9.04	7.18	9.02	8.61
		FeO	14.17	13.20	14.66	12.96	16.93	13.37	16.35	12.78	22.69	23.28	22.40	23.54	21.90	22.90	23.06
		Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
		MnO	0.53	0.37	0.52	0.29	0.48	0.31	0.40	0.36	0.86	1.10	1.04	0.98	0.82	1.11	0.97
		MgO	13.21	13.93	13.21	14.27	10.96	13.91	11.84	13.85	8.16	7.32	8.21	7.30	8.50	7.51	7.70
		CaO	11.64	11.79	11.98	11.78	11.59	11.89	11.72	11.91	11.29	10.60	10.97	10.75	11.09	10.96	10.68
		Na ₂ O	1.22	1.46	1.16	1.50	1.47	1.51	1.25	1.63	1.19	1.64	1.35	1.67	1.28	1.50	1.51
		K ₂ O	0.66	0.65	0.72	0.64	0.95	0.67	0.81	0.66	0.85	0.93	0.85	1.01	0.72	0.93	0.96
		F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
		Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
		Total	97.14	96.96	97.38	97.78	97.93	97.59	97.44	98.25	98.91	98.38	98.52	99.29	98.16	98.60	98.83
Especie		magnesio-hornblenda	magnesio-hornblenda	magnesio-hornblenda	magnesio-hornblenda	magnesio-hastingsite	magnesio-hornblenda	magnesio-hornblenda	magnesio-hastingsite	ferro-ferri-hornblende	hasting-site	ferro-ferri-hornblende	hastingsite	ferro-ferri-hornblende	hastingsite	ferro-ferri-hornblende	
(Na+K+2Ca) en A		0.38	0.46	0.41	0.46	0.53	0.48	0.44	0.51	0.42	0.52	0.44	0.55	0.41	0.51	0.49	
(Al+Fe ³⁺ +2*Ti) en C		0.85	1.00	0.86	1.00	1.02	0.95	0.97	1.05	0.83	1.01	0.80	0.98	0.84	1.03	0.99	
Cationes (apfu)		Si	6.85	6.61	6.79	6.63	6.53	6.64	6.66	6.52	6.85	6.62	6.88	6.61	6.86	6.58	6.66
		Al IV	1.15	1.39	1.21	1.37	1.47	1.36	1.34	1.48	1.15	1.39	1.13	1.40	1.14	1.42	1.34
		Ti	0.15	0.20	0.14	0.21	0.24	0.20	0.16	0.25	0.12	0.15	0.12	0.15	0.16	0.15	0.15
		Al VI	0.21	0.14	0.14	0.15	0.23	0.15	0.20	0.22	0.17	0.20	0.17	0.22	0.14	0.20	0.20
		Fe ³⁺	0.34	0.46	0.44	0.43	0.33	0.40	0.45	0.34	0.44	0.51	0.40	0.46	0.39	0.53	0.50
Mn²⁺ en C		0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.01	0.01	0.04	0.00
		Fe ²⁺	1.40	1.15	1.37	1.11	1.78	1.21	1.57	1.19	2.42	2.46	2.44	2.52	2.39	2.38	2.42
		Mg	2.90	3.06	2.90	3.10	2.44	3.04	2.62	3.00	1.83	1.66	1.85	1.65	1.92	1.70	1.74
		Mn ²⁺	0.07	0.05	0.05	0.04	0.06	0.04	0.05	0.04	0.08	0.13	0.10	0.12	0.09	0.10	0.12
		Ca	1.84	1.86	1.89	1.84	1.85	1.86	1.87	1.86	1.82	1.73	1.78	1.74	1.80	1.78	1.73
Na en B		0.09	0.08	0.06	0.09	0.08	0.07	0.07	0.08	0.10	0.14	0.12	0.14	0.11	0.12	0.14	
Na en A		0.26	0.34	0.27	0.34	0.35	0.36	0.29	0.38	0.25	0.34	0.28	0.35	0.27	0.33	0.30	
		K	0.12	0.12	0.14	0.12	0.18	0.13	0.15	0.12	0.16	0.18	0.16	0.20	0.14	0.18	0.19
		Suma	15.38	15.47	15.41	15.45	15.53	15.48	15.44	15.51	15.42	15.52	15.44	15.55	15.41	15.51	15.49

Tabla A 8: Análisis químicos representativos de anfíbol, obtenidos por microsonda electrónica para las muestras estudiadas del BLT (Continuación).

Muestra	FDL17-19														
	Punto	Anf 16b	Anf 12b	Anf 15b2	Anf 11b	Anf 8b	Anf 9b	Anf 14b	Anf 10b	Anf 10c	Anf 7c	Anf 7b	Anf 6b	Anf 1b	Anf 3b
Localización	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Núcleo	Núcleo	Borde	Borde	Borde	Borde
SiO₂	43.648	44.593	43.966	45.009	43.833	44.144	44.064	43.889	44.275	44.48	43.891	44.384	44.35	43.83	
TiO₂	1.582	1.63	1.79	1.259	1.563	1.595	1.666	1.666	1.129	1.616	1.459	1.512	1.57	1.49	
Al₂O₃	9.475	8.943	9.25	8.332	9.288	8.574	8.631	9.311	9.353	9.07	8.833	8.563	8.96	9.35	
FeO	19.228	18.577	17.414	18.065	18.594	18.906	19.078	18.865	18.784	18.182	19.389	18.998	19.22	18.84	
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MnO	0.511	0.367	0.463	0.488	0.511	0.535	0.463	0.463	0.4	0.483	0.472	0.558	0.51	0.49	
MgO	9.665	10.457	9.769	10.49	9.711	10.049	10.036	10.114	9.729	10.217	9.922	10.017	9.89	9.78	
CaO	11.889	11.86	11.974	12.412	11.807	11.822	11.871	11.816	12.094	11.841	11.859	11.663	11.68	11.96	
Na₂O	1.202	1.284	1.225	0.828	1.17	1.177	0.975	1.142	0.829	1.102	0.934	1.135	1.33	0.87	
K₂O	1.173	1.053	1.206	0.936	1.174	1.058	1.089	1.086	1.08	1.069	1.128	1.019	1.01	1.07	
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	98.37	98.76	97.06	97.82	97.65	97.86	97.87	98.35	97.67	98.06	97.89	97.85	98.51	97.68	
Especie	magnesio-hastingsite	magnesio-hastingsite	pargasite	magnesio-hornblenda	magnesio-hastingsite	magnesio-hornblenda	magnesio-hornblenda	magnesio-hornblenda	magnesio-hornblenda	magnesio-hornblenda	magnesio-hornblenda	magnesio-hornblenda	magnesio-hastingsite	magnesio-hornblenda	
(Na+K+2Ca) en A	0.527	0.511	0.566	0.413	0.52	0.50	0.45	0.48	0.42	0.469	0.44	0.46	0.51	0.42	
(Al+Fe₃+2*Ti) en C	0.974	0.919	0.784	0.86	0.912	0.913	0.981	1.022	0.958	0.933	1.015	0.937	0.93	1.03	
Cationes (apfu)															
Si	6.55	6.63	6.68	6.73	6.62	6.64	6.62	6.56	6.65	6.65	6.60	6.67	6.63	6.59	
Al IV	1.45	1.37	1.32	1.27	1.39	1.36	1.38	1.44	1.35	1.35	1.41	1.33	1.37	1.41	
Ti	0.18	0.18	0.21	0.14	0.18	0.18	0.19	0.19	0.13	0.18	0.17	0.17	0.18	0.17	
Al VI	0.22	0.20	0.33	0.20	0.27	0.16	0.15	0.20	0.31	0.25	0.16	0.19	0.21	0.25	
Fe³⁺	0.39	0.36	0.04	0.37	0.29	0.39	0.46	0.45	0.40	0.32	0.53	0.41	0.36	0.45	
Mn²⁺ en C	0.02	0.00	0.04	0.06	0.02	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.00	0.03	
Fe²⁺	2.02	1.95	2.17	1.89	2.06	1.99	1.94	1.91	1.97	1.96	1.91	1.98	2.04	1.92	
Mg	2.16	2.32	2.21	2.34	2.19	2.25	2.25	2.25	2.18	2.28	2.22	2.24	2.21	2.19	
Mn²⁺	0.04	0.05	0.02	0.01	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.06	0.06	0.04	
Ca	1.91	1.89	1.95	1.99	1.91	1.91	1.91	1.89	1.95	1.90	1.91	1.88	1.87	1.93	
Na en B	0.05	0.06	0.03	0.01	0.05	0.05	0.05	0.06	0.03	0.06	0.05	0.07	0.07	0.04	
Na en A	0.30	0.31	0.33	0.23	0.29	0.29	0.24	0.27	0.21	0.27	0.22	0.27	0.32	0.21	
K	0.23	0.20	0.23	0.18	0.23	0.20	0.21	0.21	0.21	0.20	0.22	0.20	0.19	0.20	
Suma	15.53	15.51	15.57	15.41	15.52	15.50	15.45	15.48	15.42	15.47	15.44	15.46	15.51	15.42	

Tabla A 9: Análisis químicos representativos de anfíbol, obtenidos por microsonda electrónica para las muestras estudiadas del BLT (Continuación).

Muestra	FDL17-24											
	Anf 1b	Anf 2b	Anf 3b	Anf 4b	Anf 5b	Anf 6b	Anf 7b	Anf 8b	Anf 9b	Anf 10b	Anf 11b	Anf 12b
Punto	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
Localización	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde	Borde
SiO₂	44.22	43.32	43.92	43.72	43.40	42.98	43.66	44.15	44.21	43.69	44.78	44.60
TiO₂	1.37	1.28	1.61	1.60	1.48	1.56	1.60	1.55	1.56	1.64	1.20	0.84
Al₂O₃	8.71	8.95	8.63	8.83	8.82	8.96	8.70	8.57	8.47	9.06	8.56	8.85
FeO	20.91	20.44	20.88	20.84	21.21	20.62	21.12	20.90	20.89	20.93	20.89	21.11
Cr₂O₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.65	0.67	0.67	0.82	0.67	0.75	0.62	0.70	0.65	0.75	0.72	0.68
MgO	8.41	8.68	8.80	8.77	8.56	8.40	8.88	8.72	9.19	8.49	8.90	8.84
CaO	12.16	12.00	11.86	11.44	11.74	11.90	11.60	11.75	11.44	11.72	11.88	12.13
Na₂O	0.92	1.02	1.05	1.12	0.97	1.12	1.14	1.04	1.16	1.26	0.90	0.87
K₂O	1.06	0.98	0.87	1.04	1.04	1.05	0.90	0.92	1.02	0.96	0.90	0.93
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.41	97.33	98.27	98.19	97.89	97.33	98.22	98.30	98.58	98.50	98.74	98.85
Especie	ferro-ferri-hornblende	ferro-ferri-hornblende	ferro-ferri-hornblende	ferro-ferri-hornblende	ferro-ferri-hornblende	hastingsite	ferro-ferri-hornblende	ferro-ferri-hornblende	ferro-ferri-hornblende	ferro-ferri-hornblende	ferro-ferri-hornblende	ferro-ferri-hornblende
(Na+K+2Ca) en A	0.46	0.47	0.43	0.45	0.44	0.51	0.44	0.43	0.45	0.50	0.39	0.40
(Al+Fe₃+2*Ti) en C	0.87	0.95	0.99	1.02	1.03	0.94	1.04	0.97	1.00	0.96	0.96	0.96
Cationes (apfu)												
Si	6.69	6.60	6.63	6.60	6.59	6.58	6.59	6.66	6.64	6.60	6.70	6.67
Al IV	1.32	1.40	1.38	1.40	1.42	1.42	1.41	1.34	1.36	1.40	1.30	1.33
Ti	0.16	0.15	0.18	0.18	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.19	0.14	0.10
Al VI	0.24	0.21	0.16	0.18	0.16	0.19	0.14	0.18	0.14	0.21	0.22	0.23
Fe³⁺	0.33	0.45	0.47	0.49	0.53	0.39	0.54	0.43	0.51	0.37	0.48	0.53
Mn²⁺ en C	0.07	0.07	0.05	0.04	0.04	0.07	0.02	0.04	0.01	0.05	0.05	0.06
Fe²⁺	2.32	2.16	2.17	2.15	2.17	2.25	2.13	2.21	2.11	2.27	2.14	2.11
Mg	1.89	1.97	1.98	1.97	1.94	1.92	2.00	1.96	2.06	1.91	1.99	1.97
Mn²⁺	0.01	0.02	0.04	0.07	0.04	0.02	0.06	0.05	0.07	0.05	0.04	0.03
Ca	1.97	1.96	1.92	1.85	1.91	1.95	1.88	1.90	1.84	1.90	1.91	1.95
Na en B	0.02	0.02	0.05	0.08	0.05	0.03	0.07	0.05	0.09	0.06	0.05	0.03
Na en A	0.25	0.28	0.26	0.25	0.24	0.31	0.27	0.25	0.25	0.31	0.21	0.22
K	0.21	0.19	0.17	0.20	0.20	0.21	0.17	0.18	0.20	0.19	0.17	0.18
Suma	15.46	15.47	15.43	15.45	15.44	15.51	15.44	15.43	15.45	15.50	15.38	15.40

Anexo 4. Resultados geocronológicos por U-Pb en zircones de las muestras del BLT

	(ppm)			Corrected Ratios						Corrected Ages (Ma)				Best age (Ma)	±2 σ
	U	Th	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s		
FDL17-05_4	586	468	0.80	0.0513	0.0037	0.0792	0.006	0.01126	0.00033	72.2	2.1	78.2	5.5	72.2	2.1
FDL17-05_7	280	227	0.81	0.0534	0.0039	0.0798	0.005	0.01116	0.00037	71.5	2.4	77.9	4.6	71.5	2.4
FDL17-05_8	391.6	143	0.36	0.0474	0.0036	0.0789	0.005	0.01209	0.00031	77.5	2	77.8	5.1	77.5	2
FDL17-05_11	292	214	0.73	0.0493	0.0053	0.0775	0.008	0.01177	0.00035	75.4	2.2	75.6	7.2	75.4	2.2
FDL17-05_12	1139	819	0.72	0.0482	0.0031	0.0826	0.005	0.01268	0.00024	81.2	1.5	80.5	4.8	81.2	1.5
FDL17-05_12.1	2000	2770	1.39	0.0476	0.0025	0.0805	0.003	0.01212	0.00022	77.7	1.4	78.5	3.2	77.7	1.4
FDL17-05_15	115.1	73.3	0.64	0.0451	0.0084	0.073	0.013	0.01189	0.00053	76.2	3.3	73	13	76.2	3.3
FDL17-05_16	261	53.8	0.21	0.0539	0.0078	0.0894	0.011	0.01172	0.00052	75.1	3.3	88	11	75.1	3.3
FDL17-05_18	302.3	208	0.69	0.0501	0.005	0.0747	0.008	0.01105	0.00039	70.8	2.5	73	7.3	70.8	2.5
FDL17-05_19	139	77.3	0.56	0.0497	0.0079	0.083	0.013	0.01233	0.00059	79	3.7	80	12	79	3.7
FDL17-05_20	405.2	246	0.61	0.0484	0.0048	0.0785	0.006	0.01186	0.00032	76	2.1	76.6	5.8	76	2.1
FDL17-05_20.5	53.7	25.2	0.47	0.054	0.014	0.087	0.021	0.01139	0.00076	73	4.9	83	20	73	4.9
FDL17-05_21	276	210	0.76	0.0524	0.0059	0.0779	0.01	0.01099	0.00036	70.4	2.3	77.8	8.9	70.4	2.3
FDL17-05_22	205.1	117	0.57	0.0514	0.0061	0.0864	0.01	0.01219	0.00042	78.1	2.7	83.8	9.3	78.1	2.7
FDL17-05_23	159	80	0.50	0.0511	0.0066	0.0825	0.009	0.01164	0.00042	74.6	2.7	80.2	8.5	74.6	2.7
FDL17-05_25	364	258	0.71	0.0449	0.0039	0.0767	0.006	0.01181	0.00032	75.7	2.1	74.9	5.7	75.7	2.1
FDL17-05_26	129	78.5	0.61	0.054	0.011	0.089	0.017	0.0117	0.0005	75	3.2	86	15	75	3.2
FD17-7a_1	445	364	0.818	0.0472	0.004	0.0756	0.006	0.01158	0.00026	74.2	1.6	73.8	5.7	74.2	1.6
FD17-7a_2	253	143	0.565	0.0526	0.0059	0.085	0.009	0.01169	0.00045	74.9	2.9	83	8	74.9	2.9
FD17-7a_3	940	763	0.812	0.0484	0.0031	0.0806	0.005	0.01201	0.00029	77	1.9	78.6	4.5	77	1.9
FD17-7a_4	410.4	286	0.697	0.0477	0.0049	0.0759	0.008	0.01124	0.0003	72.1	1.9	74	7.1	72.1	1.9
FD17-17a_4.1	320.4	178	0.556	0.0509	0.0056	0.0773	0.008	0.01117	0.00042	71.6	2.7	75.3	7.2	71.6	2.7
FD17-7a_5	242.3	126	0.519	0.053	0.0064	0.081	0.009	0.01119	0.00045	71.8	2.8	79	8.7	71.8	2.8
FD17-7a_6	190	82.5	0.434	0.0479	0.0051	0.0758	0.008	0.01117	0.00046	71.6	2.9	73.9	7.8	71.6	2.9
FD17-7a_7	2892	627	0.217	0.0521	0.0027	0.0831	0.004	0.01144	0.00019	73.31	1.2	81	3.5	73.31	1.2
FD17-7a_9	417	401	0.962	0.0527	0.005	0.082	0.007	0.01128	0.00031	72.3	2	80	6.6	72.3	2
FD17-7a_9.1	323	207	0.641	0.05	0.0064	0.082	0.011	0.01154	0.00027	74	1.7	79	9.8	74	1.7
FD17-7a_10	614	699	1.138	0.0532	0.0042	0.0807	0.006	0.01114	0.00027	71.4	1.7	78.7	5.2	71.4	1.7
FD17-7a_10.1	428	439	1.026	0.049	0.0038	0.0782	0.005	0.01171	0.00027	75	1.7	76.4	5	75	1.7
FD17-7a_11	168.1	68.8	0.409	0.0461	0.007	0.0771	0.01	0.01196	0.00056	76.6	3.5	75	9.1	76.6	3.5
FD17-7a_12	378	287	0.759	0.0461	0.0044	0.0732	0.006	0.01129	0.00034	72.4	2.3	71.6	5.6	72.4	2.3
FD17-7a_17	731	370	0.506	0.0486	0.0032	0.0736	0.004	0.01119	0.00027	71.7	1.7	72	4	71.7	1.7
FD17-7a_18	154.9	92.3	0.596	0.0445	0.0054	0.078	0.009	0.01237	0.00039	79.2	2.5	76	8.5	79.2	2.5
FD17-7a_20	224.6	107	0.477	0.0497	0.0051	0.079	0.008	0.01173	0.00037	75.2	2.3	77	7.2	75.2	2.3
FD17-7a_21	136	52.3	0.385	0.0466	0.0071	0.078	0.012	0.01156	0.0005	74.6	3.1	75	12	74.6	3.1
FD17-7a_21.1	383.7	293	0.764	0.0452	0.0043	0.0726	0.006	0.01147	0.00032	73.5	2.1	71	5.9	73.5	2.1
FD17-7a_23.1	334	145	0.433	0.0484	0.005	0.0747	0.009	0.01153	0.00035	73.9	2.3	72.9	8	73.9	2.3
FD17-7a_25	580.2	476	0.82	0.0471	0.0042	0.0734	0.006	0.01128	0.00023	72.3	1.5	71.8	5.8	72.3	1.5
FD17-7a_25.1	300.1	187	0.623	0.0507	0.0051	0.0822	0.008	0.01189	0.00047	76.2	3	80	7.3	76.2	3
FD17-7a_27	347	262	0.755	0.0501	0.0049	0.0787	0.007	0.01135	0.00037	72.8	2.4	76.8	6.2	72.8	2.4
FD17-7a_28	396	332	0.838	0.0519	0.0049	0.0825	0.007	0.0116	0.00034	74.3	2.2	80.2	6.6	74.3	2.2
FD17-7a_30	289.3	192	0.664	0.0511	0.0049	0.083	0.008	0.01178	0.00036	75.5	2.3	81	7.3	75.5	2.3
FD17-7a_31	325	184	0.566	0.046	0.0053	0.0767	0.009	0.01183	0.00043	75.8	2.8	74.7	8.1	75.8	2.8
FD17-7a_32	1630	640	0.393	0.0527	0.0025	0.0884	0.009	0.0121	0.00072	77.5	4.6	86	7.8	77.5	4.6
FD17-7a_34	213	108	0.509	0.0467	0.0054	0.0786	0.007	0.01216	0.00041	77.9	2.6	76.6	6.9	77.9	2.6
FD17-7a_35	224	105	0.469	0.0475	0.0059	0.0747	0.008	0.01162	0.00051	74.5	3.2	72.9	7.7	74.5	3.2
FD17-7a_36	127.7	87	0.681	0.047	0.0059	0.0771	0.01	0.01195	0.0005	76.6	3.2	76.6	9.8	76.6	3.2
FD17-7a_38	548	629	1.148	0.0517	0.0044	0.0809	0.006	0.01161	0.00027	74.4	1.7	81.7	5.7	74.4	1.7
FD17-7a_39	197.4	73.4	0.372	0.0448	0.0051	0.0748	0.008	0.01192	0.00045	76.4	2.9	72.9	7.7	76.4	2.9
FD17-7a_41	86.3	25.7	0.298	0.0511	0.0079	0.085	0.014	0.01197	0.00068	76.7	4.3	82	13	76.7	4.3

	U	Th	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2s	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2s	Best age (Ma)	±2σ
FDL17-13a_1	228.8	64.1	0.28	0.0501	0.0056	0.0848	0.009	0.01254	0.00045	80.3	2.9	82.4	7.9	80.3	2.9
FDL17-13a_2	360.7	222	0.616	0.0474	0.0038	0.0779	0.005	0.01209	0.00038	77.5	2.4	76	5.1	77.5	2.4
FDL17-13a_3	404	87.4	0.216	0.0492	0.0041	0.0852	0.008	0.01271	0.00033	81.4	2.1	82.9	7.1	81.4	2.1
FDL17-13a_5	571	222	0.389	0.0451	0.0036	0.0799	0.005	0.01269	0.00023	81.3	1.5	78	5.1	81.3	1.5
FDL17-13a_6	483	114	0.237	0.048	0.0039	0.0843	0.006	0.01268	0.00032	81.2	2	82	5.9	81.2	2
FDL17-13a_7	518	201	0.388	0.0476	0.0044	0.0832	0.007	0.01265	0.00032	81	2	81	6.4	81	2
FDL17-13a_9	271	88.4	0.326	0.049	0.0039	0.0844	0.006	0.01255	0.00044	80.4	2.8	82.1	5.8	80.4	2.8
FDL17-13a_12	515	251	0.487	0.0501	0.0038	0.0882	0.006	0.01251	0.00027	80.1	1.7	85.7	5.9	80.1	1.7
FDL17-13a_12.1	1838	756	0.411	0.0476	0.0024	0.0823	0.004	0.0125	0.00018	80.1	1.1	80.3	3.4	80.1	1.1
FDL17-13a_13	194.9	88	0.452	0.0507	0.0062	0.083	0.01	0.01203	0.00046	77.1	2.9	82.3	9.5	77.1	2.9
FDL17-13a_14	378	182	0.482	0.0486	0.0047	0.0845	0.008	0.01282	0.00036	82.1	2.3	82.1	7	82.1	2.3
FDL17-13a_15	421	171	0.406	0.0463	0.0043	0.0825	0.007	0.01293	0.00034	82.8	2.2	80.4	6.1	82.8	2.2
FDL17-13a_17	376	88	0.234	0.0501	0.0055	0.0879	0.009	0.01317	0.00033	84.3	2.1	85.4	8.6	84.3	2.1
FDL17-13a_18	393	162	0.412	0.0506	0.0071	0.09	0.013	0.01276	0.00033	81.8	2.1	87	12	81.8	2.1
FDL17-13a_20	863	251	0.291	0.0499	0.0044	0.0865	0.009	0.0128	0.00034	82	2.2	84.2	7.8	82	2.2
FDL17-13a_21	361	166	0.46	0.0486	0.0042	0.0847	0.007	0.01282	0.00033	82.1	2.1	83.4	6.6	82.1	2.1
FDL17-13a_22	910	265	0.291	0.0487	0.003	0.0852	0.004	0.0126	0.00025	80.7	1.6	82.9	4	80.7	1.6
FDL17-13a_23	337	156	0.462	0.0464	0.0046	0.0838	0.008	0.01329	0.00034	85.1	2.2	81.5	7.1	85.1	2.2
FDL17-13a_24	215	66.1	0.307	0.0478	0.0059	0.0785	0.009	0.01214	0.00042	77.8	2.7	76.4	8.1	77.8	2.7
FDL17-13a_24.1	382	146	0.382	0.0476	0.0046	0.0819	0.007	0.01273	0.00037	81.5	2.3	79.7	6.2	81.5	2.3
FDL17-13a_27	690	440	0.638	0.0471	0.0036	0.0801	0.005	0.01241	0.00031	79.5	2	78.1	4.8	79.5	2
FDL17-13a_28	1720	980	0.57	0.0526	0.0032	0.0877	0.005	0.01221	0.0002	78.2	1.3	85.3	4.5	78.2	1.3
FDL17-13a_30	829	483	0.583	0.0507	0.0042	0.0854	0.007	0.01202	0.0003	77	1.9	83	6.5	77	1.9
FDL17-13a_32	733	168	0.229	0.0501	0.0033	0.0861	0.005	0.01275	0.00025	81.7	1.6	83.8	4.5	81.7	1.6
FDL17-13a_33	461	225	0.489	0.0513	0.0047	0.0878	0.008	0.01237	0.00034	79.3	2.1	85.3	7.1	79.3	2.1
FDL17-13a_35	749	279	0.372	0.0497	0.0043	0.086	0.007	0.01228	0.00027	78.7	1.7	83.6	6.4	78.7	1.7
FDL17-13a_36.1	462	154	0.333	0.0471	0.0041	0.0841	0.006	0.01312	0.00045	84	2.9	81.9	6	84	2.9
FDL17-13a_37	363	83	0.229	0.0509	0.0044	0.0862	0.007	0.0123	0.00041	78.8	2.6	83.8	6.3	78.8	2.6
FDL17-13a_37.1	777	211	0.272	0.0469	0.0032	0.0831	0.006	0.01249	0.00027	80	1.7	80.9	5.3	80	1.7
FDL17-13a_40	309	214	0.691	0.047	0.0042	0.0883	0.007	0.01342	0.0004	85.9	2.5	85.7	6.9	85.9	2.5
FDL17-15_2	950	326	0.343	0.0509	0.0029	0.089	0.006	0.01269	0.00025	81.3	1.6	86.5	5.3	81.3	1.6
FDL17-15_4	545	264	0.484	0.0462	0.0032	0.0821	0.006	0.01267	0.00029	81.2	1.8	80	5.5	81.2	1.8
FDL17-15_4.1	1327	549	0.414	0.0482	0.0021	0.0813	0.004	0.01228	0.00023	78.69	1.5	79.4	4	78.69	1.5
FDL17-15_5	1529	1187	0.776	0.0482	0.0024	0.0803	0.005	0.012	0.00021	76.88	1.3	78.3	4.4	76.88	1.3
FDL17-15_6	3630	5410	1.49	0.0491	0.002	0.0805	0.004	0.01179	0.0002	75.57	1.3	78.6	3.6	75.57	1.3
FDL17-15_7	779	621	0.797	0.0484	0.0032	0.0851	0.006	0.01279	0.00028	81.9	1.8	82.8	5.2	81.9	1.8
FDL17-15_9	551	179	0.325	0.0503	0.0037	0.0822	0.006	0.0119	0.00026	76.3	1.6	80	5.8	76.3	1.6
FDL17-15_12	1000	1010	1.01	0.0502	0.0029	0.0884	0.005	0.01277	0.00025	81.8	1.6	85.9	5	81.8	1.6
FDL17-15_15	1150	780	0.678	0.0482	0.0028	0.0839	0.006	0.01247	0.00026	79.9	1.7	81.7	5.2	79.9	1.7
FDL17-15_15.1	1020	350	0.343	0.0489	0.0027	0.0836	0.005	0.01223	0.00026	78.4	1.7	81.5	4.7	78.4	1.7
FDL17-15_17	1892	909	0.48	0.0484	0.0022	0.081	0.004	0.01205	0.00023	77.23	1.4	79	3.9	77.23	1.4
FDL17-15_18	390	256	0.656	0.0463	0.0039	0.0797	0.007	0.01244	0.00032	79.7	2.1	77.6	6.9	79.7	2.1
FDL17-15_19	2280	1450	0.636	0.0493	0.0023	0.0795	0.004	0.01169	0.00023	74.93	1.5	77.6	3.9	74.93	1.5
FDL17-15_24	587	297	0.506	0.0489	0.0059	0.0846	0.012	0.01238	0.00031	79.3	2	82.4	10	79.3	2
FDL17-15_25	1329	1470	1.106	0.0523	0.0033	0.0888	0.007	0.01228	0.00033	78.7	2.1	86.3	6.1	78.7	2.1
FDL17-15_26	359	208	0.579	0.0497	0.0055	0.0841	0.012	0.01194	0.00035	76.5	2.2	81.8	11	76.5	2.2
FDL17-15_27	1910	2370	1.241	0.047	0.0024	0.0855	0.005	0.01296	0.00031	83	1.9	83.8	4.3	83	1.9
FDL17-15_29	687	575	0.837	0.0475	0.0031	0.0826	0.006	0.01253	0.00031	80.3	2	80.5	5.2	80.3	2
FDL17-15_30	371	140	0.377	0.0452	0.0034	0.0821	0.006	0.01269	0.00034	81.3	2.2	80	6	81.3	2.2
FDL17-15_31	888	343	0.386	0.0496	0.0035	0.0832	0.007	0.0123	0.00027	78.8	1.7	81.1	6	78.8	1.7
FDL17-15_32	908	502	0.553	0.0509	0.0029	0.0865	0.005	0.01229	0.00027	78.7	1.7	84.2	4.8	78.7	1.7
FDL17-15_33	528	418	0.792	0.0494	0.0032	0.0824	0.006	0.01221	0.00027	78.2	1.7	80.3	5.3	78.2	1.7
FDL17-15_34	938	472	0.503	0.0489	0.0034	0.0854	0.007	0.01245	0.00027	79.7	1.7	83.1	6.4	79.7	1.7
FDL17-15_35	479	170	0.356	0.0523	0.0041	0.0885	0.009	0.01258	0.00044	80.6	2.88	86	8.4	80.6	2.8
FDL17-15_36	642	290	0.452	0.0488	0.0027	0.0848	0.006	0.01269	0.00026	81.3	1.7	82.5	5.1	81.3	1.7
FDL17-15_38.1	463	171	0.368	0.0482	0.0032	0.0833	0.006	0.01228	0.00029	78.7	1.8	81.1	5.8	78.7	1.8
FDL17-15_38	674	358	0.531	0.0493	0.0036	0.0856	0.006	0.01267	0.00029	81.2	1.8	84	5.8	81.2	1.8
FDL17-15_39	1190	1228	1.032	0.05	0.0027	0.0817	0.005	0.01197	0.0003	76.7	1.9	79.7	4.8	76.7	1.9
FDL17-15_41	1290	664	0.515	0.0493	0.0044	0.0863	0.009	0.0126	0.00027	80.7	1.7	85.1	7.8	80.7	1.7
FDL17-15_41.1	1131	411	0.363	0.0479	0.0026	0.0804	0.005	0.01225	0.00029	78.5	1.8	78.5	4.5	78.5	1.8
FDL17-15_42	254	146	0.575	0.0483	0.0048	0.0857	0.009	0.01304	0.00039	83.5	2.5	83.1	7.8	83.5	2.5
FDL17-15_43	1234	1356	1.099	0.0474	0.0026	0.078	0.005	0.01178	0.00029	75.5	1.9	76.2	4.3	75.5	1.9

	U	Th	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 2\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 2s$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 2s$	Best age (Ma)	$\pm 2\sigma$
FDL17-17a_1	453.1	238	0.526	0.055	0.0032	0.0839	0.006	0.01139	0.00031	73	2	81.7	5.3	73	2
FDL17-17a_3	327	129	0.393	0.0522	0.0056	0.0837	0.008	0.01159	0.00032	74.3	2	81.3	7.8	74.3	2
FDL17-17a_3.1	469	164	0.351	0.049	0.0036	0.0732	0.005	0.01084	0.0003	69.5	1.9	71.6	5	69.5	1.9
FDL17-17a_4	581	362	0.623	0.0499	0.0031	0.0795	0.005	0.01172	0.00028	75.1	1.8	77.6	4.8	75.1	1.8
FDL17-17a_5	309.5	96.2	0.311	0.0469	0.0048	0.0689	0.007	0.01095	0.00035	70.2	2.3	67.5	7	70.2	2.3
FDL17-17a_7	603	293	0.486	0.0478	0.0035	0.0742	0.006	0.01151	0.0003	73.8	1.9	72.6	5.5	73.8	1.9
FDL17-17a_7.1	980.3	576	0.588	0.0518	0.0024	0.0785	0.004	0.01109	0.00022	71.1	1.4	76.7	4	71.1	1.4
FDL17-17a_8	497	262	0.527	0.0504	0.0044	0.0811	0.007	0.01196	0.00029	76.7	1.8	80	6.6	76.7	1.8
FDL17-17a_10	742	639	0.861	0.0466	0.003	0.0705	0.005	0.01101	0.00025	70.6	1.6	69.1	4.7	70.6	1.6
FDL17-17a_11	322.9	103	0.32	0.0555	0.0054	0.0795	0.008	0.01082	0.00029	69.3	1.8	77.3	7.5	69.3	1.8
FDL17-17a_12	298	125	0.418	0.0478	0.0044	0.0789	0.007	0.01228	0.00036	78.7	2.3	76.9	6.4	78.7	2.3
FDL17-17a_13	449	200	0.446	0.049	0.0029	0.0756	0.005	0.0114	0.0003	73.1	1.9	73.9	4.7	73.1	1.9
FDL17-17a_14.1	834	467	0.56	0.0481	0.0026	0.0764	0.005	0.01166	0.00026	74.7	1.6	74.7	4.3	74.7	1.6
FDL17-17a_15	352	158	0.449	0.0496	0.0061	0.0784	0.008	0.01133	0.0003	72.6	1.9	76.4	7.8	72.6	1.9
FDL17-17a_15.1	504	218	0.433	0.0483	0.004	0.0778	0.006	0.01187	0.00027	76.1	1.7	76	5.6	76.1	1.7
FDL17-17a_17	421.2	178	0.423	0.0469	0.0048	0.0732	0.007	0.0116	0.00032	74.3	2.1	71.5	6.1	74.3	2.1
FDL17-17a_18	575	630	1.096	0.046	0.0047	0.0744	0.007	0.0116	0.0003	74.3	1.9	72.6	7	74.3	1.9
FDL17-17a_19	736	536	0.728	0.0526	0.0043	0.081	0.006	0.0115	0.00026	73.7	1.7	79	5.5	73.7	1.7
FDL17-17a_20	461	207	0.448	0.0518	0.0041	0.0841	0.006	0.01203	0.0003	77.1	1.9	81.9	5.5	77.1	1.9
FDL17-17a_20.1	471	172	0.365	0.0472	0.004	0.0783	0.007	0.01237	0.00035	79.2	2.3	77.4	5.9	79.2	2.3
FDL17-17a_21	773	528	0.683	0.0481	0.004	0.0721	0.005	0.01115	0.00026	71.4	1.7	70.6	4.5	71.4	1.7
FDL17-17a_22	647	372	0.575	0.0525	0.0046	0.0822	0.006	0.01131	0.00032	72.5	2.1	80.1	5.4	72.5	2.1
FDL17-17a_23	345	236	0.684	0.0489	0.0037	0.0789	0.006	0.01184	0.00036	75.9	2.3	77	5.9	75.9	2.3
FDL17-17a_23.1	714	381	0.534	0.0491	0.004	0.078	0.006	0.01155	0.00029	74	1.9	76.2	5.3	74	1.9
FDL17-17a_24.1	521	160	0.307	0.0465	0.0035	0.0746	0.005	0.01149	0.00028	73.6	1.8	73	5	73.6	1.8
FDL17-17a_25	968	463	0.478	0.0477	0.003	0.075	0.004	0.01142	0.00023	73.2	1.5	73.4	3.7	73.2	1.5
FDL17-17a_25.1	331	73.7	0.223	0.0474	0.0038	0.0758	0.006	0.0116	0.00032	74.4	2.1	74	5.3	74.4	2.1
FDL17-17a_26	395	207	0.524	0.048	0.0049	0.0816	0.007	0.01234	0.00043	79	2.7	79.4	6.7	79	2.7
FDL17-17a_27	700	452	0.646	0.0482	0.0036	0.0772	0.006	0.0116	0.00034	74.3	2.1	75.4	5.3	74.3	2.1
FDL17-17a_28	724	1236	1.707	0.0474	0.0043	0.0706	0.007	0.01092	0.00028	70	1.8	69.2	6.7	70	1.8
FDL17-17a_30	645	334	0.518	0.0474	0.0035	0.076	0.005	0.0116	0.00029	74.3	1.8	74.3	4.6	74.3	1.8
FDL17-17a_32	704	415	0.589	0.0464	0.0041	0.0723	0.006	0.01139	0.00026	73	1.7	70.8	5.2	73	1.7
FDL17-17a_33	405	192	0.474	0.0496	0.0045	0.0796	0.007	0.01193	0.0003	76.5	1.9	77.6	6.5	76.5	1.9
FDL17-17a_34	488	266	0.546	0.047	0.0043	0.0763	0.006	0.01151	0.00031	73.8	2	74.5	6	73.8	2
FDL17-17a_35	552	312	0.565	0.0483	0.0037	0.0781	0.005	0.01152	0.00025	73.9	1.6	76.3	5.1	73.9	1.6
FDL17-17a_36	588	371	0.631	0.0488	0.0037	0.0751	0.006	0.01139	0.00036	73	2.3	73.4	5.2	73	2.3
FDL17-17a_37	498	293	0.588	0.0482	0.0041	0.079	0.007	0.01156	0.0003	74.1	1.9	77	6.4	74.1	1.9
FDL17-17a_38	466	219	0.47	0.0503	0.0046	0.0789	0.007	0.01152	0.00038	73.8	2.4	76.9	6.6	73.8	2.4
FDL17-17a_39	562	288	0.512	0.0482	0.004	0.0708	0.005	0.01113	0.00028	71.4	1.8	70.2	4.8	71.4	1.8
FDL17-17a_40	485	277	0.571	0.0489	0.0073	0.0786	0.012	0.01144	0.0004	73.3	2.6	76.6	11	73.3	2.6
FDL17-17a_41	392	156	0.398	0.0483	0.0046	0.0777	0.007	0.0116	0.00028	74.3	1.8	75.8	6.2	74.3	1.8
FDL17-17a_42	422	228	0.54	0.0467	0.0041	0.0728	0.006	0.01139	0.00031	73	2	71.2	5.7	73	2
FDL17-24_1	686	359	0.523	0.0515	0.0048	0.0937	0.008	0.01309	0.00025	83.8	1.6	92.4	7.6	83.8	1.6
FDL17-24_2	262.2	89.3	0.341	0.0536	0.0038	0.1	0.007	0.01357	0.00042	86.9	2.6	96	6.2	86.9	2.6
FDL17-24_3	186.9	97.1	0.52	0.0521	0.0052	0.093	0.009	0.01281	0.00038	82.1	2.4	89.9	8.8	82.1	2.4
FDL17-24_4	594	222	0.374	0.0474	0.0035	0.0855	0.007	0.01294	0.00036	82.9	2.3	83.2	6.4	82.9	2.3
FDL17-24_5	357	203	0.569	0.0529	0.0045	0.0876	0.007	0.01265	0.00028	81	1.8	85	6.9	81	1.8
FDL17-24_6	418	131	0.314	0.0505	0.0031	0.0909	0.006	0.01298	0.00029	83.1	1.9	88.8	5.7	83.1	1.9
FDL17-24_7	426	183	0.43	0.0472	0.0056	0.084	0.013	0.01316	0.00057	84.3	3.6	81.6	12	84.3	3.6
FDL17-24_8	364	177	0.486	0.0492	0.0039	0.093	0.008	0.01382	0.00026	88.5	1.6	90.1	7	88.5	1.6
FDL17-24_8.1	360.3	122	0.337	0.0482	0.0042	0.087	0.007	0.013	0.0003	83.2	1.9	85.5	6.7	83.2	1.9
FDL17-24_9	423.2	205	0.484	0.0486	0.0041	0.0839	0.007	0.01252	0.00025	80.2	1.6	81.6	6.7	80.2	1.6
FDL17-24_10	372.9	187	0.501	0.0503	0.0039	0.0868	0.007	0.01273	0.00032	81.5	2	85.3	6.4	81.5	2
FDL17-24_11	364	77.1	0.212	0.0525	0.0065	0.095	0.014	0.01276	0.00039	81.7	2.5	92	12	81.7	2.5
FDL17-24_12	438	222	0.506	0.0506	0.0039	0.087	0.006	0.01258	0.00027	80.6	1.7	84.5	5.7	80.6	1.7
FDL17-24_13	215	83.4	0.388	0.0466	0.0051	0.0828	0.009	0.01279	0.00036	81.9	2.3	80.3	8.6	81.9	2.3
FDL17-24_14	310	139	0.447	0.0495	0.0047	0.087	0.008	0.01279	0.00031	81.9	2	84.4	7.6	81.9	2
FDL17-24_16	275	134	0.487	0.049	0.0038	0.0873	0.007	0.01322	0.00037	84.7	2.3	84.8	6.3	84.7	2.3
FDL17-24_18	866	687	0.793	0.0542	0.0038	0.0923	0.007	0.01234	0.00033	79.1	2.1	89.6	6.1	79.1	2.1
FDL17-24_21	204	92.8	0.455	0.0542	0.0058	0.095	0.01	0.01308	0.00045	83.8	2.9	92	9.5	83.8	2.9
FDL17-24_22	480	109	0.227	0.049	0.0028	0.1667	0.012	0.02482	0.00073	158	4.6	157.4	10	158	4.6
FDL17-24_23	217.1	93.1	0.429	0.0501	0.0047	0.0907	0.009	0.01272	0.00043	81.5	2.7	87.9	8	81.5	2.7
FDL17-24_24	1052	501	0.476	0.0482	0.0022	0.0851	0.005	0.01285	0.00025	82.3	1.6	82.9	4.3	82.3	1.6

FDL17-24_25	326	187	0.574	0.0529	0.0038	0.0903	0.007	0.01285	0.00032	82.3	2	88.4	6.2	82.3	2
FDL17-24_26	275	141	0.513	0.0472	0.0038	0.0846	0.009	0.01321	0.00039	84.6	2.5	82.2	7.7	84.6	2.5
FDL17-24_27	580	260	0.448	0.0542	0.0054	0.0925	0.009	0.0127	0.00038	81.4	2.4	89.4	8.3	81.4	2.4
FDL17-24_28	393	214	0.545	0.049	0.0033	0.0871	0.008	0.01296	0.00078	83	4.9	86.9	7.5	83	4.9
FDL17-24_29	318	123	0.387	0.0492	0.0038	0.0854	0.007	0.01292	0.0004	82.8	2.6	83	6.2	82.8	2.6
FDL17-24_30	549	236	0.43	0.0485	0.0035	0.0859	0.006	0.01291	0.00032	83	2.1	83.5	6	83	2.1
FDL17-24_31	301	97.4	0.324	0.0485	0.0034	0.0882	0.007	0.01307	0.00032	83.7	2	86.8	6.2	83.7	2
FDL17-24_33.1	447	134	0.299	0.0488	0.0033	0.0865	0.006	0.01299	0.00029	83.2	1.8	84.1	5.7	83.2	1.8
FDL17-24_35	246	157	0.639	0.0539	0.0044	0.0927	0.008	0.01277	0.0004	81.8	2.5	89.7	7.4	81.8	2.5
FDL17-24_36	258.1	99.9	0.387	0.0504	0.0039	0.0865	0.007	0.0128	0.0003	82	1.9	85	6.6	82	1.9
FDL17-24_37	296	129	0.436	0.0487	0.0032	0.0874	0.006	0.01304	0.00032	83.5	2	85.7	5.7	83.5	2
FDL17-24_38	735	968	1.317	0.0461	0.003	0.0797	0.006	0.01264	0.0003	81	1.9	77.8	5.1	81	1.9
FDL17-24_39	1012	874	0.864	0.0474	0.0025	0.0822	0.005	0.01267	0.00026	81.1	1.7	80.1	4.5	81.1	1.7
FDL17-24_39.1	458	181	0.396	0.0502	0.0037	0.0872	0.007	0.01253	0.00031	80.3	2	84.7	6.3	80.3	2
FDL17-24_40	493	207	0.419	0.0482	0.0037	0.0823	0.007	0.01259	0.00033	80.6	2.1	80.1	6.5	80.6	2.1
FDL17-24_41	436	213	0.488	0.0514	0.0035	0.0872	0.006	0.01241	0.00027	79.5	1.7	84.7	5.9	79.5	1.7
<hr/>															
FDL17-34_1	172.9	110	0.634	0.0515	0.0061	0.088	0.01	0.01241	0.00045	79.5	2.9	86.9	9.6	79.5	2.9
FDL17-34_2	125	65.1	0.521	0.0505	0.0067	0.088	0.012	0.01275	0.00045	81.6	2.8	85	11	81.6	2.8
FDL17-34_3	333	191	0.574	0.0496	0.0041	0.087	0.007	0.01287	0.00032	82.4	2	84.5	6.8	82.4	2
FDL17-34_4	230.9	154	0.667	0.0505	0.0046	0.0831	0.008	0.01215	0.00032	77.9	2.1	84	7.8	77.9	2.1
FDL17-34_5	291.4	115	0.393	0.0526	0.0051	0.09	0.009	0.01243	0.00036	79.6	2.3	86.9	8	79.6	2.3
FDL17-34_6	315.1	193	0.613	0.0462	0.003	0.0835	0.006	0.01309	0.00032	83.8	2.1	81.3	5.7	83.8	2.1
FDL17-34_7	289.2	137	0.475	0.0545	0.0051	0.0927	0.008	0.01254	0.00039	80.3	2.5	89.7	7.8	80.3	2.5
FDL17-34_8	222.8	134	0.601	0.0542	0.0054	0.0954	0.01	0.01284	0.00034	82.2	2.2	94.4	8.8	82.2	2.2
FDL17-34_9	360	241	0.67	0.0458	0.0033	0.0791	0.006	0.0126	0.00029	80.7	1.9	77.2	5.2	80.7	1.9
FDL17-34_11	425	236	0.555	0.0515	0.0045	0.085	0.007	0.01239	0.0003	79.4	1.9	82.6	6.3	79.4	1.9
FDL17-34_13	343.4	215	0.626	0.0509	0.0035	0.085	0.007	0.01232	0.00031	78.9	2	82.7	6.1	78.9	2
FDL17-34_14	354	239	0.675	0.0484	0.0034	0.0907	0.007	0.01328	0.00032	85	2.1	88	6.1	85	2.1
FDL17-34_15	3060	926	0.303	0.0485	0.0018	0.0834	0.004	0.01252	0.00021	80.21	1.3	81.3	3.5	80.2	1.3
FDL17-34_16	1935	532	0.275	0.0488	0.0021	0.0838	0.004	0.0125	0.00023	80.11	1.5	81.7	4.2	80.1	1.5
FDL17-34_18	290	187	0.644	0.052	0.0046	0.0941	0.008	0.01289	0.00038	82.6	2.4	90.9	7.6	82.6	2.4
FDL17-34_19	260	121	0.464	0.0531	0.0046	0.0933	0.008	0.01294	0.00039	82.9	2.5	90.3	6.9	82.9	2.5
<hr/>															
ROG13-20a	461	82.2	0.178	0.0493	0.0026	0.1711	0.009	0.02505	0.00037	159.5	2.3	160.1	7.9	159.5	2.3
ROG13-20a_1	1928	162	0.084	0.0504	0.0026	0.1741	0.01	0.02521	0.00063	160.5	4	163	8.9	160.5	4
ROG13-20a_2	2004	361	0.18	0.0488	0.0021	0.1729	0.009	0.02598	0.00045	165.3	2.8	161.9	7.4	165.3	2.8
ROG13-20a_3	2090	312	0.149	0.0488	0.002	0.174	0.008	0.02598	0.00032	165.3	2	162.8	6.6	165.3	2
ROG13-20a_4	1332	299	0.224	0.05	0.0022	0.1794	0.009	0.02625	0.00037	167.1	2.3	167.4	7.2	167.1	2.3
ROG13-20a_5	1264	255	0.202	0.0486	0.0022	0.175	0.008	0.02585	0.00033	164.5	2.1	163.7	6.9	164.5	2.1
ROG13-20a_6	748	102	0.136	0.0494	0.0027	0.1739	0.01	0.02535	0.00038	161.4	2.4	162.6	8.6	161.4	2.4
ROG13-20a_7	752	68.1	0.091	0.0519	0.0026	0.1677	0.009	0.02421	0.00051	154.2	3.2	158.8	7.5	154.2	3.2
ROG13-20a_8	566	179	0.316	0.0497	0.0035	0.1784	0.012	0.0259	0.00051	164.9	3.2	166.4	10	164.9	3.2
ROG13-20a_10	2440	1040	0.426	0.0495	0.002	0.1736	0.007	0.02524	0.00033	160.7	2.1	162.5	6.6	160.7	2.1
ROG13-20a_11	2240	864	0.386	0.0499	0.0021	0.1728	0.008	0.02507	0.00028	159.6	1.8	161.8	6.6	159.6	1.8
ROG13-20a_13	1280	434	0.339	0.0498	0.0023	0.1784	0.009	0.02599	0.00053	165.4	3.3	166.5	7.9	165.4	3.3
ROG13-20a_14	1226	234	0.191	0.0529	0.0024	0.1809	0.009	0.0246	0.00038	156.7	2.4	168.8	7.4	156.7	2.4
ROG13-20a_15	381	149	0.39	0.0488	0.003	0.177	0.011	0.02659	0.0005	169.2	3.2	165.2	9.5	169.2	3.2
ROG13-20a_16	1404	432	0.308	0.0495	0.0022	0.1735	0.008	0.02552	0.00036	162.4	2.2	162.9	7	162.4	2.2
ROG13-20a_18	1707	309	0.181	0.0494	0.002	0.1735	0.007	0.02545	0.0003	162	1.9	162.4	6.4	162	1.9
ROG13-20a_19	4290	617	0.144	0.04876	0.0018	0.1737	0.007	0.02586	0.00035	164.6	2.2	162.6	6.4	164.6	2.2
ROG13-20a_20	2709	871	0.322	0.0527	0.0025	0.1832	0.01	0.02499	0.00036	159.1	2.3	170.7	8.5	159.1	2.3
ROG13-20a_22	300.1	123	0.411	0.0498	0.0039	0.172	0.013	0.02537	0.00053	161.5	3.3	162	12	161.5	3.3
ROG13-20a_23	1483	586	0.395	0.0492	0.0021	0.1656	0.008	0.02446	0.00032	155.8	2	155.5	6.5	155.8	2
ROG13-20a_24	1093	353	0.323	0.0484	0.0022	0.171	0.008	0.02542	0.00035	161.8	2.2	160.2	7.3	161.8	2.2
ROG13-20a_25	1210	226	0.187	0.0495	0.0022	0.1778	0.008	0.02603	0.00033	165.6	2.1	166.1	7.2	165.6	2.1
ROG13-20a_26	909	302	0.332	0.0494	0.0024	0.158	0.008	0.02335	0.00035	148.8	2.2	148.8	7.1	148.8	2.2
ROG13-20a_27	286	207	0.724	0.0483	0.0033	0.179	0.013	0.02638	0.00051	167.8	3.2	166.5	11	167.8	3.2
ROG13-20a_28	2160	240	0.111	0.0499	0.0022	0.182	0.009	0.02622	0.0004	166.8	2.5	169.7	7.8	166.8	2.5
ROG13-20a_29	1070	422	0.394	0.0487	0.0023	0.1728	0.009	0.02564	0.00046	163.2	2.9	161.7	7.4	163.2	2.9
ROG13-20a_30	3180	314	0.099	0.0487	0.0019	0.1676	0.007	0.02483	0.00029	158.1	1.8	157.3	6.2	158.1	1.8
ROG13-20a_32	428	180	0.419	0.05	0.0027	0.1823	0.01	0.02623	0.00043	166.9	2.7	169.9	8.3	166.9	2.7
ROG13-20a_33	859	289	0.336	0.0493	0.0024	0.1811	0.009	0.02633	0.00045	167.5	2.8	168.8	7.9	167.5	2.8
ROG13-20a_35	2203	439	0.199	0.04835	0.0019	0.1774	0.008	0.02632	0.00035	167.5	2.2	165.8	6.7	167.5	2.2
ROG13-20a_36	395	133	0.336	0.0488	0.003	0.184	0.011	0.02647	0.00045	168.4	2.8	171.1	9.8	168.4	2.8
ROG13-20a_38	2051	664	0.324	0.0494	0.002	0.1584	0.007	0.02313	0.0003	147.4	1.9	149.2	5.9	147.4	1.9
ROG13-20a_39	1544	251	0.163	0.0499	0.0021	0.1704	0.008	0.02478	0.00038	157.8	2.4	159.7	6.9	157.8	2.4

ROG13-20a_40	1020	135	0.132	0.0496	0.0021	0.1602	0.008	0.02339	0.0004	149	2.5	150.7	7	149	2.5
ROG13-20a_41	1780	228	0.128	0.05	0.002	0.1588	0.007	0.02317	0.00029	147.7	1.8	149.6	6.2	147.7	1.8
ROG13-20a_42	2320	423	0.182	0.04959	0.0019	0.1764	0.007	0.02566	0.00033	163.3	2.1	164.9	6.4	163.3	2.1
ROG13-20a_43	490	134	0.273	0.0497	0.0028	0.1779	0.01	0.02595	0.00036	165.2	2.3	166	8.9	165.2	2.3
ROG13-20a_44	245.9	76.5	0.311	0.0505	0.0028	0.1817	0.01	0.02583	0.00049	164.4	3.1	169.3	8.8	164.4	3.1
ROG13-20a_45	2250	412	0.183	0.0494	0.002	0.1741	0.008	0.0256	0.00032	162.9	2	162.9	6.6	162.9	2
ROG13-20a_46	249	93.7	0.376	0.0504	0.0036	0.178	0.013	0.0257	0.00056	163.5	3.5	165.7	11	163.5	3.5
ROG13-20a_47	568.6	129	0.226	0.0488	0.0024	0.1795	0.01	0.02642	0.0004	168.1	2.5	167.4	8.1	168.1	2.5
ROG13-20a_49	601	79.5	0.132	0.0495	0.0027	0.1729	0.01	0.0257	0.00041	163.6	2.6	161.7	8.4	163.6	2.6
ROG13-20a_50	877	197	0.225	0.0494	0.0027	0.1817	0.011	0.02653	0.00063	168.8	3.9	169.4	9.6	168.8	3.9
ROG13-20a_52	2850	1270	0.446	0.0494	0.002	0.1753	0.008	0.0257	0.00051	163.6	3.2	164	6.5	163.6	3.2
ROG13-20a_53	395	157	0.397	0.0496	0.0027	0.1726	0.01	0.02521	0.00046	160.9	2.8	162.5	9.2	160.9	2.8
ROG13-20a_54	1227	177	0.145	0.0493	0.0023	0.1636	0.008	0.02421	0.00039	154.2	2.5	153.8	6.7	154.2	2.5
ROG13-20a_55	370.8	95.5	0.258	0.0505	0.003	0.1832	0.011	0.02572	0.00054	163.7	3.4	170.5	9.9	163.7	3.4
ROG13-20a_56	1096	312	0.285	0.0501	0.0023	0.1766	0.009	0.02573	0.00043	163.8	2.7	165.1	7.5	163.8	2.7
ROG13-20a_57	1460	148	0.101	0.0508	0.002	0.1651	0.007	0.02362	0.00053	150.5	3.2	155.1	6.6	150.5	3.2
ROG13-20a_60	2612	462	0.177	0.05333	0.002	0.1959	0.008	0.0266	0.00031	169.2	1.9	181.6	7	169.2	1.9
ROG13-20a_61	296	89.4	0.302	0.0504	0.003	0.1784	0.011	0.02562	0.00043	163.1	2.7	166.4	9.4	163.1	2.7
ROG13-20a_62	2320	971	0.419	0.05005	0.002	0.1627	0.008	0.02368	0.00027	150.9	1.7	153	6.5	150.9	1.7
ROG13-20a_63	1565	605	0.387	0.0484	0.0023	0.153	0.008	0.02294	0.0004	146.2	2.5	144.8	6.7	146.2	2.5
ROG13-20a_65	1147	457	0.398	0.0494	0.0021	0.1798	0.008	0.02649	0.00037	168.6	2.3	167.8	7.1	168.6	2.3
ROG13-20a_66	1041	209	0.201	0.0496	0.0023	0.1652	0.008	0.02407	0.0004	153.3	2.5	155.1	7.4	153.3	2.5
ROG13-20a_68	1116	546	0.489	0.0487	0.0022	0.1711	0.008	0.02532	0.00035	161.2	2.2	160.3	6.9	161.2	2.2
ROG13-20a_70	2640	536	0.203	0.04919	0.0022	0.1743	0.007	0.02562	0.00039	163	2.4	163.1	6.2	163	2.4
ROG13-20a_71	1789	300	0.168	0.0495	0.0021	0.1784	0.008	0.026	0.0003	165.5	1.9	166.6	6.9	165.5	1.9
ROG13-20a_72	973	179	0.184	0.0507	0.003	0.176	0.01	0.02538	0.00042	161.6	2.7	164.7	8.4	161.6	2.7
ROG13-22_1	216.2	70.9	0.328	0.0519	0.0055	0.175	0.021	0.02513	0.00065	160	4.1	163	17	160	4.1
ROG13-22_3	568	182	0.321	0.0499	0.0025	0.1776	0.01	0.02551	0.00045	162.4	2.8	165.8	8.3	162.4	2.8
ROG13-22_6	670	224	0.334	0.0499	0.0025	0.1746	0.009	0.02564	0.00045	163.2	2.8	163.2	8.1	163.2	2.8
ROG13-22_8	1287	372	0.289	0.0488	0.0021	0.1761	0.008	0.02597	0.00033	165.3	2.1	164.6	7	165.3	2.1
ROG13-22_10	469	262	0.558	0.0507	0.003	0.1804	0.011	0.02582	0.00041	164.3	2.6	168.1	8.8	164.3	2.6
ROG13-22_11	2630	860	0.327	0.0494	0.0025	0.1767	0.01	0.02589	0.00073	164.8	4.6	165.2	8.5	164.8	4.6
ROG13-22_13	547	302	0.552	0.0536	0.0028	0.194	0.01	0.0263	0.00035	167.3	2.2	180	8.6	167.3	2.2
ROG13-22_16	208.4	128	0.616	0.0519	0.0042	0.173	0.015	0.02359	0.00056	150.3	3.5	161	13	150.3	3.5
ROG13-22_19	512	202	0.394	0.0502	0.0028	0.1785	0.011	0.02577	0.00051	164	3.2	166.4	9.7	164	3.2
ROG13-22_20	4470	2741	0.613	0.0536	0.0028	0.1911	0.01	0.0257	0.00046	163.6	2.9	177.4	8.6	163.6	2.9
ROG13-22_22	297	157	0.53	0.0504	0.0033	0.169	0.011	0.0239	0.00047	152.3	3	158.3	9.8	152.3	3
ROG13-22_27	517	414	0.801	0.051	0.0029	0.1766	0.01	0.02533	0.00042	161.3	2.6	164.9	8.7	161.3	2.6
ROG13-22_28	659	547	0.83	0.0482	0.0026	0.1741	0.01	0.02631	0.00046	167.4	2.9	163.8	8.3	167.4	2.9
ROG13-22_30	1681	433	0.258	0.0548	0.0023	0.2089	0.01	0.02763	0.00064	175.7	4	192.5	8.7	175.7	4
ROG13-22_31	4180	1138	0.272	0.0507	0.0023	0.1779	0.01	0.02557	0.0006	162.7	3.8	166.2	8.5	162.7	3.8