



Universidad Nacional Autónoma De México  
Posgrado En Ciencias De La Tierra  
Instituto De Geofísica

Interacción de rocas intrusivas y metamórficas en el batolito de Puerto  
Vallarta (Zona de Punta Mita): evidencias geoquímicas y  
geocronológicas.

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

Presenta:  
Octavio Vite Sánchez

Director de tesis:  
Dr. Peter Schaaf  
Instituto de Geofísica, UNAM.

Ciudad de México, Junio 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.

“La ciencia, muchacho, está hecha de errores, pero de errores útiles de cometer, pues poco a poco, conducen a la verdad.”

Julio Verne

## AGRADECIMIENTOS

Sin duda alguna mis padres y familia son el motor principal de mi esfuerzo. Gracias Octavio, Adriana y Tomasa por confiar totalmente en mí, por confiar en mi camino, espero que la vida me alcance para agradecerles el gran esfuerzo que han hecho. Gracias Rey, que aparte de ser mi hermano ha sabido cómo ser un gran amigo y esa relación en la vida es irremplazable.

Quiero agradecer de forma especial al Dr. Peter Schaaf por darme una oportunidad de trabajar bajo su tutela, por darme todo el apoyo necesario para culminar este trabajo. Los buenos momentos en campo, en laboratorio y prácticamente en cualquier lugar, sin duda aprendí mucho de usted.

Gracias a los proyectos DGPA-PAPITT No IN 112314 "Anatomía y petrogénesis del batolito de Puerto Vallarta y su relación con los intrusivos del NW de México" y DGAPA-PAPIIT No IN 109517 "Estudios del cinturón gabroico de la margen pacífica mexicana: petrología, geoquímica y geocronología del intrusivo de Manzanillo, Colima" por el financiamiento para que este trabajo fuese posible.

A todo personal del LUGIS, a la M.C Gabriela Solís por su apoyo desde la tesis de licenciatura en el laboratorio de química ultra pura y en la óptima obtención de resultados. Al M.C. Gerardo Arrieta por todo el apoyo durante la maestría, por su excelente compañerismo y los consejos brindados. Al Ing. Teodoro Hernández por su apoyo total en este trabajo, los consejos académicos y personales, así como su apoyo en campo que volvió más enriquecedor este trabajo. A todos los compañeros estudiantes de LUGIS Fabián, Fernando, Carlos, Guillermo, Claudia gracias por los buenos momentos y apoyo durante la maestría. Al Dr. Raymundo Martínez quien fue la primera persona en darme la oportunidad de entrar en el maravilloso mundo, gracias.

A todos los compañeros del Posgrado quienes hicieron esta travesía mucho más amena: Mario, Lizbeth, Samanta, Monse, Atziri, Isela, Mar, Daniel, gracias.

Gracias a los mejores primos Beto, Rafa, Oscar, Toño, Abacu y Ray por hacer muy divertida la vida.

Este trabajo no fuese nada sin los resultados obtenidos en distintos laboratorios por lo que agradezco a Ofelia Arvizu del laboratorio LEI en Juriquilla por los análisis ICP-MS. A Rufino Lozano, Patricia Girón y Santiago Avilés del laboratorio IGEOLOG-UNAM por los trabajos de FRX. Al Dr. Carlos Ortega y Dr. Luigi Solari del LEI en Juriquilla por los resultados de U-Pb en zircones.

Al Dr. Giovanni Sosa por ser uno de los profesores más desafiantes académicamente y por el apoyo en las mediciones de la microsonda, así como a la Dr. Noemí por el apoyo durante la estancia en el laboratorio de Morelia.

Quiero agradecer especialmente al Dr. Dante Morán, Dr. Mariano Elías, Dr. José Antonio Pérez Venzor y al Dr. Ricardo Vega Granillo por sus valiosas observaciones y comentarios que enriquecieron enormemente el trabajo final de esta tesis.

Gracias a Roberto Maldonado, Daniel Villanueva y Guillermo Espejo por las asesorías en temas de petrología metamórfica y su excelente compañerismo.

Gracias a la UNAM por ser una universidad de calidad mundial y hacerme sentir orgulloso de estudiar en sus aulas.



Gracias al CONACYT por la beca otorgada que me permitió poder estudiar a tiempo completo el posgrado.

A ti Dana por tu cariño y apoyo absoluto, por tu consejo y tu sonrisa que alegran la vida de todos especialmente la mía, pero te agradezco aún más por caminar junto a mí.

Finalmente, gracias a la vida y a Dios por estar en este camino.

## CONTENIDO

<b>RESUMEN</b> .....	<b>I</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>III</b>
<b>1 INTORDUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1 Justificación, objetivos y localización .....	2
<b>2 MARCO TEÓRICO</b> .....	<b>5</b>
2.1 Formación de plutones .....	5
2.2 Márgenes convergentes .....	5
2.3 Condiciones p-t en terrenos orogénicos .....	8
<b>3 MARCO GEOLÓGICO</b> .....	<b>9</b>
3.1 Terreno Guerrero .....	9
3.1a Terreno Teloloapan .....	10
3.1b Terreno Arcelia .....	10
3.1c Terreno Zihuatanejo .....	11
3.1d Terreno Guanajuato .....	12
3.1f Terreno Tahue .....	12
3.2 Bloque Jalisco .....	12
3.3 Trabajos previos .....	14
3.3a Distrito Minero Cuale .....	17
3.3b Valle de Banderas.....	17
<b>4 GEOLOGIA DE LA ZONA DE PUNTA MITA</b> .....	<b>20</b>
4.1 Roca encajonante .....	20
4.2 Conjunto meta-ígneo.....	20
4.2a Orto-Anfibolita.....	20
4.2b Metatonalita.....	22
4.3 Conjunto metasedimentario .....	23
4.3a Metarenisca.....	23
4.3b Calcosilicato (esquistoso) .....	24
4.3c Metavulcano-sedimentario .....	25
4.4 Ensamble Plutónico Punta Mita .....	25

4.4a Granitoides .....	25
4.4b Gabro de olivino .....	27
4.5 Cubierta sedimentaria.....	28
4.6 Basaltos .....	29
4.7 Perfil Geológico A-A' .....	31
<b>5 ANALISIS PETROGRÁFICO.....</b>	<b>32</b>
5.1 Orto-Anfibolita .....	32
5.2 Metatonalita.....	33
5.3 Metareniscas .....	33
5.4 Calcosilicato .....	35
5.5 Meta-volcanoclástica .....	36
5.6 Gabro de olivino.....	38
5.7 Ensamble plutónico Punta Mita.....	39
5.7a Cuarzo monzodiorita de hornblenda > biotita.....	39
5.7b Cuarzo monzodiorita de biotita > hornblenda.....	40
5.7c Granodioritas-tonalitas de hornblenda y biotita .....	40
5.8 Gabro de hornblenda.....	41
5.9 Andesita basáltica .....	42
5.10 Areniscas.....	43
<b>6 QUIMICA MINERAL.....</b>	<b>45</b>
6.1 Orto-Anfibolita .....	45
6.1a Plagioclasa .....	45
6.2b Anfíbol .....	46
6.1c Piroxeno .....	47
6.2 Granitoides.....	47
6.2a Plagioclasa .....	47
6.2b Anfíbol .....	49
6.2c Biotita.....	50
<b>7 GEOQUÍMICA E ISOTOPIA .....</b>	<b>51</b>
7.1 Elementos Mayores .....	51
7.2 Elementos traza.....	58

7.3 Diagramas Multielementos .....	61
7.4 Elementos de Tierras Raras .....	63
7.5 Isotopía de Sr y Nd .....	64
<b>8 GEOCRONOLOGÍA Y CONDICIONES FÍSICAS (BATOLITO Y ANFIBOLITA).....</b>	<b>67</b>
8.1 Geocronología.....	67
8.1a Granitoides de Punta Mita.....	68
8.1b Gabro de Tomatlán.....	70
8.2 Tierras raras en zircones.....	70
8.3 Geotermobarometría .....	72
8.4 Granitoides.....	73
8.4a Ti en Zircón.....	73
8.4b Al en hornblenda.....	73
8.5 Orto-Anfibolita .....	75
8.5a Al y Ti en Hbl.....	75
8.5b Barómetro del par Anfíbol-plagioclasa.....	76
<b>9 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES .....</b>	<b>78</b>
9.1 Ensamble Plutónico Punta Mita y su relación con el Batolito de Puerto Vallarta .....	78
9.1a Características geoquímicas del Ensamble Plutónico Punta Mita.....	79
9.2 Gabros .....	80
9.3 Termocronología de los granitoides de PM.....	81
9.4 Condiciones físicas de los granitoides de PM.....	83
9.5 Ensamble metamórfico .....	84
9.5a Características de las rocas metamórficas .....	85
9.5b Orto-anfibolita.....	85
9.5c Metasedimentos .....	85
9.6 Contexto Regional .....	86
9.7 Basaltos .....	88
9.8 Modelo de evolución geológica para la zona de Punta Mita .....	89
9.9 CONCLUSIONES.....	94
Referencias Bibliográficas .....	96
Direcciones electrónicas.....	107
ANEXOS .....	108

## RESUMEN

La zona de estudio se localiza entre los estados de Jalisco y Nayarit, siendo Punta Mita (PM) y Sayulita los poblados más representativos. En la zona de PM aflora principalmente el Batolito de Puerto Vallarta (BPV) y sobre él se han enfocado los principales estudios. Las rocas plutónicas de PM son principalmente cuarzo-monzodioritas con variaciones a granodioritas y tonalitas. Geoquímicamente, los cuerpos intrusivos corresponden a rocas calco-alcalinas de medio a alto potasio, asociados a un contexto tectónico de arco volcánico. La edad de cristalización de los plutones se determinó mediante U-Pb en zircones con una edad de entre 77-79 Ma la cual es consistente con el rango de edades reportado en otros trabajos (U-Pb, Rb-Sr). Mediante geobarometría de hornblenda basado en  $Al^{tot}$  se estableció un rango de presiones de entre 3.5-4.3 kbar, lo cual representa un emplazamiento del plutón entre 10 y 14 km de profundidad. Los granitoides de PM fueron separados en el Mioceno temprano del BPV por una estructura denominada el Valle de Banderas que se asocia a la apertura del Golfo de California. El ensamble ígneo intrusionó a un basamento metamórfico representado por orto-anfibolitas, meta-tonalitas, mármol, calco-silicatos, metareniscas y una unidad volcano-sedimentaria. Respecto a esta última unidad, presenta edades de entre 157 y 166 Ma datada por autores previos. Dadas las características isotópicas, los plutones tienen un  $\epsilon Nd$  inicial de entre 1.2 a -1.5, lo que sugiere que han sido afectados por una contaminación cortical o bien, por un reciclaje de la corteza. Las edades modelo de Nd de los plutones varían entre 0.7 y 0.8 Ga, lo cual indica la participación una corteza Neoproterozoica durante la formación de los magmas. Autores recientes, mencionan la similitud que existe entre el BPV con el batolito de Sierras Peninsulares en Baja California, lo cual extendería todavía más hacia el sureste dicho complejo abarcando a las rocas del BPV. Diversos autores detectaron en los granitoides de PM una re-homogenización en los sistemas isotópicos de Rb-Sr y K-Ar para las biotitas. Las edades obtenidas rondan entre 43-55 Ma, por lo que en el presente trabajo se muestra un análisis termocronológico usando las edades ya reportadas y las obtenidas en esta investigación.

Las orto-anfibolitas presentan firmas isotópicas relativamente primitivas con valores de  $\epsilon Nd_i$  entre 6 y 7, mientras que sus edades de Nd modelos van de entre 0.39 Ga y 0.49 Ga, representando un ambiente distinto respecto a los granitoides de PM. Existe una similitud (geoquímica, isotopía e intensidad del metamorfismo) entre la orto-anfibolita y los ortogneises de Corrales (al oeste del BPV) los cuales han sido datados recientemente por U-Pb con edades de cristalización de los protolitos entre 120-135 Ma. Se realizaron estudios termobarométricos en la orto-anfibolita mediante análisis químicos de fases seleccionadas en el par Anfíbol-Plagioclasa obteniendo temperaturas entre 680-720°C y presiones entre 5.5-6.5 kbar para las condiciones del pico metamórfico. La edad de depósito de las unidades

metasedimentarias debió ser anterior a 120-135 Ma, ya sea en el Cretácico temprano – Jurásico, incluso en el Triásico, como ya fue detectado en paragneises en la zona de Yelapa (NW del BPV) con edades máximas de depósito de entre 220-240 Ma.

Finalmente, existe una serie de basaltos que están cortando a todas las unidades mencionadas, los cuales poseen características geoquímicas con tendencias alcalinas. Este magmatismo es ocasionado por un posible adelgazamiento de la corteza generado por la apertura del Golfo de California. Existen también derrames basálticos que están interestratificados con rocas sedimentarias compuestas principalmente de areniscas medias a gruesas con brechas asociadas, las cuales (según autores previos) representan una edad en fósiles bentónicos de entre 10 y 12 Ma.

Los datos obtenidos reflejan la compleja evolución de la zona de estudio en Punta Mita, asociada principalmente a un margen continental. Las orto-anfibolitas podrían asociarse a un magmatismo de arco volcánico continental o a un magmatismo de arcos de islas que sufrió una acreción al continente. Los eventos que dieron paso a la formación de las rocas metamórficas y los diversos pulsos magmáticos se interpretan como la convergencia de la placa oceánica Farallón y el borde continental de Norteamérica durante un periodo entre el Jurásico y el Cretácico tardío.

## ABSTRACT

This work is located between the Jalisco and Nayarit states, Punta Mita (PM) and Sayulita are the most important towns in the region. The Puerto Vallarta Batholith (PVB) is the main exposure in the Punta Mita region. The granitoids are classified mostly as quartz-monzodiorites with variations to granodiorites and tonalites. Geochemical studies indicate that granitoids correspond to medium-high alkaline rocks associated to a volcanic-arc setting. According to U-Pb zircons crystallization ages, the plutons were emplaced between 77-79 Ma, which is in accordance to U-Pb and Rb-Sr data in the same area. Relative deep emplacement levels are estimated by Al-in-hornblende barometry for the granitoids, with calculated crystallization pressure between 3.5 and 4.0 kbar (~10 and 14 km equivalent depth). The granitoids were separated from the central block of the PVB due rifting, associated to the beginnings of the Gulf of California opening. The igneous complex intruded metamorphic basement rocks represented by ortho-amphibolite, metatonalite, metasandstone, calc-silicate and a volcano-sedimentary unit. The last one has a depositional age between 157-166 Ma determined by previous author in detrital zircons.  $\epsilon_N$  values in the PM granitoids are between 1.2 and -1.5. We propose that these data are caused by magma contamination and crustal recycling. Nd model ages fluctuate between 0.7 and 0.8 Ga, which involves the participation of an ancient crust to the genesis of the batholith. Recently authors report on similarities between the Peninsular Rang Batholith (PRB) and the PVB, which indicates a southward extension of the PRB. Several authors reported in the PM granitoids biotite ages between 43 and 55 Ma (K-Ar and Rb-Sr), which are different to the intrusion. In order to have a better visualization of this issue, in this work we present a thermochronological analysis with the previous publish data and the ages obtained in this work.

The ortho-amphibolitic rocks have an  $\epsilon_{Nd}$  range of 6-7, their Nd models ages are between 0.39 and 0.49 Ga, which is quite different to the granitic rocks. The geochemical characteristics of this lithology are comparable to orthogneisses in Corrales (Cabo Corrientes, western PVB), which have crystallization age of 120-135 Ma, dated by other authors. Thermo-barometric results for the ortho-amphibolite yield temperatures between 680°-720°C and 5.5-6.5 kbar for the metamorphic peak. Metasediment protoliths must be deposited prior to 135 Ma, probably during the Early Cretaceous, Jurassic or even during the Triassic time, like the paragneisses dated in the Yelapa Zone with maximum deposit age of 220-240 Ma.

Finally, there is a mafic magmatism cutting all previous lithologies mentioned, with an alkaline geochemical signature. These rocks are related to thinning of the continental crust due to Gulf of California opening. There is a sedimentary unit interbedded with the basalts that partially cover the crystalline basement.

The complex geological history associated to a continental margin. The ortho-amphibolite could have two origins: first, given the geochemical features, these rocks can be associated to an island arc complex that was accreted to the continent. There is a second possibility that implies a continental magmatism, related to subduction zone. The multiple magmatic events and orogenic metamorphism are related to the convergence of the Farallon and North America plates during the Jurassic to the Late Cretaceous time.



# 1.- INTRODUCCIÓN

Existe una gran cantidad de rocas intrusivas con edades que van del Mesozoico al Terciario expuestas a lo largo de la Cordillera Norteamericana (Winter, 2014). Las grandes provincias plutónicas son encontradas principalmente en los arcos magmáticos y en todos los casos, la fusión parcial de la corteza y el alto grado de metamorfismo son procesos que contribuyen a estos volúmenes de rocas (Clemens y Vielzeuf, 1987). Además, desde un punto de vista tectónico, los plutones juegan un rol importante en la evolución de terrenos orogénicos (Anderson, 1996). La generación de la mayor parte de los grandes cuerpos intrusivos (tonalíticos-alcalinos, graníticos) creados en la gran diversidad de ambientes tectónicos, habitualmente involucran una contribución de material continental o corteza transicional. Este hecho, se ha observado a lo largo de los años debido a que, la ocurrencia de estos grandes cuerpos intrusivos es casi exclusivo de los continentes y su estudio de proveniencia mediante trazadores isotópicos corroboran este hecho (p. ej. Sm-Nd, Lu-Hf, Rb-Sr y O) (Clemens, 2012).

Los arcos continentales de la Cordillera Norteamericana constituyen vastos complejos magmáticos-metamórficos formados durante un proceso complejo de engrosamiento cortical relacionado con plutonismo y deformación, cuyo levantamiento se asocia a una fase de rápida exhumación con metamorfismo y fusión parcial contemporáneos (p. e. Whitney et al., 1999; Valley et al., 2003; Paterson et al., 2004). En la actualidad varios autores (Glazner et al., 2004; Coleman et al., 2004; Bartley et al., 2006; Annen, 2009; Annen et al., 2016, 2015; Menand, 2011) han reconocido a los plutones como cuerpos que crecen de forma incremental resultado de la acreción de varios pulsos de magma. Estos pulsos magmáticos son alimentados por diques durante lapsos de tiempo sea de cientos a millones de años (Coleman et al., 2004; Silva et al., 2007; Annen, 2009; Annen et al., 2015).

Los recientes descubrimientos de rocas metamórficas en el batolito de Puerto Vallarta (Valencia et al., 2013; Diaz-López, 2016; Schaaf et al., 2019) y en la zona de Punta Mita (Norte del PVB), han establecido un panorama para estudiar los mecanismos de interacción entre el metamorfismo y la generación de cuerpos intrusivos en esta zona del margen activo occidental de México. Además, permiten comparar los complejos metamórficos desarrollados en la margen meridional de México (p. ej. Complejo Xolapa, los complejos metamórficos del Bloque de los Cabos o el Complejo Sonobari) en su estilo de deformación, condiciones de metamorfismo, fusión parcial y, si es posible, la edad del metamorfismo. Por esto, es de mucha importancia entender los mecanismos que relacionan el metamorfismo y los cuerpos intrusivos con base en su estudio petrográfico detallado, microanálisis de fases seleccionadas, una serie de cálculos

termo-barométricos, caracterización geoquímica (elementos mayores, trazas, isótopos) y la determinación de edades absolutas.

### **1.1 Justificación, objetivos y localización**

La información geológica entre del sector occidental del terreno Guerrero (Bloque Jalisco) sigue siendo menor a comparación a la del sector oriental. Por otra parte, el batolito de Puerto Vallarta (BPV) ya ha sido descrito por varios autores enfocándose en sus características litológicas, geoquímicas y geocronológicas (Zimmerman et al., 1987; Böhnel y Negendak., 1988; Schaaf., 1990; Schaaf et al., 1995, 2000; Bissig et al., 2008; Valencia et al., 2013), sin embargo, no se ha tratado con las condiciones físicas del batolito (P-T), las cuales aportan gran información al conocimiento de la evolución tectónica de terrenos orogénicos.

Por otro lado, este trabajo contribuye a la cartografía geológica más a detalle del país (1:50 000), ya que la cartografía en México es poca en comparación de países desarrollados como EUA o Francia que poseen una cartografía al 100% en escalas 1:50 000 y 1:10 000 (Servicio Geológico Mexicano, página *web, dirección electrónica 1, anexos*).

Existe una relación directa entre los granitoides de Punta Mita y el BPV, la cual no ha sido tratado con suficiente claridad por los trabajos publicados. En este trabajo se pretende argumentar con base en estudios geológicos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos, la relación directa que existe en cuanto los granitoides de la zona de Punta Mita y el BPV.

Uno de los objetivos principales de esta tesis consiste en hacer cartografía geológica a semi detalle de 1:50 000 de la zona de Punta Mita, ya que en los estudios previos revisados reportan principalmente cuerpos intrusivos. En los últimos años se han descubierto y reportado de manera informal diferentes litologías, una de ellas son los cuerpos metamórficos aledaños al batolito de la Zona de Punta Mita. La descripción detallada de las unidades encontradas, además de estudios petrográficos, geoquímicos, isotópicos y geocronológicos, aportarán conocimientos para conocer con mayor detalle los procesos que llevan a la formación del orógeno jurásicos - cretácicos.

Recientemente, Schaaf et al. (2019) realizan un trabajo acerca de las características de las rocas metamórficas en la región oeste del BPV agrupando a los litodemas metamórficos en el "Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa" (CMCY). Los recientes descubrimientos conducen a varios cuestionamientos sobre el origen de las rocas expuestas en la zona norte del batolito (Punta Mita), por ejemplo: ¿Cuál es el tipo de contacto con el batolito en esta zona? ¿Existe relación de las rocas metamórficas de la zona de

Punta Mita con el CMCY? ¿Qué relación existe con el metamorfismo desarrollado en el Distrito de Cuale? ¿Existe algún vínculo con los cuerpos metamórficos desarrollados en la margen pacífica mexicana?

Los complejos metamórficos normalmente se asocian a zonas profundas de la corteza continental, por lo que establecer las condiciones a las que se formaron es esencial para entender los procesos orogénicos y consecuentemente la evolución de la corteza continental (Powell y Holland, 2010). Por lo tanto, en este trabajo se pretende establecer las condiciones P-T del cuerpo anfibolítico en base a mediciones puntuales (química mineral), aunado a una descripción petrográfica que permita obtener resultados óptimos.

Estudios en el área de estudio han detectado dos pulsos magmáticos o térmicos en la zona de Punta Mita y Sayulita con base en edades obtenidas por estudios de Ar-Ar y Rb-Sr en biotita y hornblenda. Este proceso fue primeramente observado por Schaaf (1990) quien obtuvo edades entre 55 y 66 Ma en biotitas y otro entre 66-72 Ma para la hornblenda. Posteriormente, Zimmermann et al. (1998) y Duque-Trujillo et al. (2015) detectan 55 Ma y 48 Ma en biotitas mediante el método de Ar-Ar. La edad de intrusión de estas rocas es de aproximadamente de 80 Ma (Schaaf, 1990; Schaaf et al., 1995; Valencia et al., 2013; Schaaf, et al., 2019) y las edades en biotitas por Ar-Ar es de ~48 Ma, por lo que plantear una edad de enfriamiento es algo complicado. Para esto se planteó resolver esta cuestión mediante una revisión bibliográfica de los trabajos radiométricos, dataciones realizadas en este trabajo, así como los procesos que originan este tipo de procesos geológicos.

Las metas específicas son:

- ❖ Generar una cartografía geológica de 1:50,000 en la región de Punta Mita
- ❖ Realizar los estudios petrográficos de las rocas metamórficas y las rocas plutónicas aledañas a estas para definir, en el caso de las rocas metamórficas, su paragénesis mineral, grado y condiciones físicas; mientras que, para los granitoides, definir variaciones texturales dentro del batolito.
- ❖ Realizar análisis geoquímicos (elementos mayores y traza), isotópicos (Sr y Nd) y aportar datos geocronológicos de las rocas dentro de la zona de estudio.
- ❖ Obtener las condiciones físicas (P-T) del Batolito de Vallarta y las anfibolitas presentes en la zona de Punta Mita.
- ❖ Comparar los resultados obtenidos con el marco geológico ya establecido en la región.

Todos los datos generados se compararán con información previamente generada en la zona (Zimmerman et al., 1987; Böhnell y Negendank, 1988; Schaaf, 1990; Schaaf et al., 1995, 2000; Bissig et

al., 2008; Valencia et al., 2013; Diaz-López, 2016; Schaaf et al., 2019) y se incorporarán en el marco geológico regional con lo que se pretende afinar las interpretaciones y modelos.

La zona en cuestión se localiza al norte del Batolito de Puerto Vallarta (Fig. 1.1), en el área limítrofe entre Jalisco y Nayarit; los poblados más importantes de la zona son Punta Mita y Sayulita. Posee un área rectangular de 30 km x 23 km, donde el océano abarca el 22% de la superficie. Los accesos principales a esta región son la carretera nacional 200 en el tramo Puerto Vallarta – Tepic, además de las carreteras federales que conectan a Sayulita, Punta Mita y Bucerías, las cuales están pavimentadas y en buenas condiciones. Los accesos a las terracerías en la región son buenos, aunque en muchos de los lugares los accesos están restringidos.

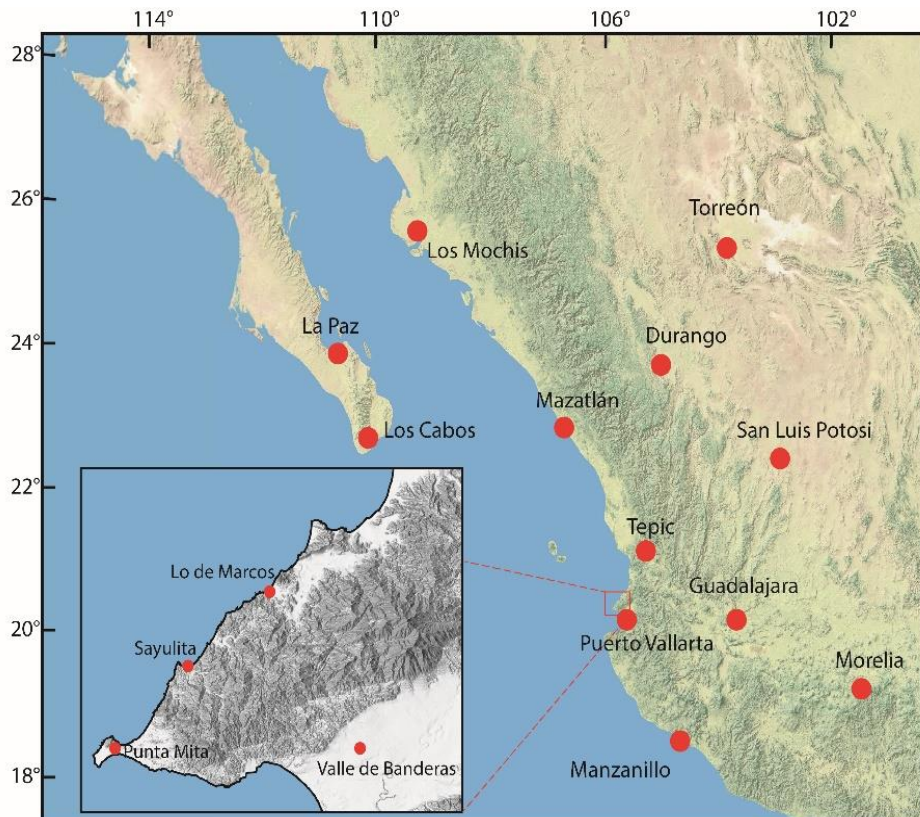


Figura 1.1. Mapa de localización del área de estudio, los círculos rojos muestran los poblados más significativos. En el recuadro inferior izquierdo se muestra un mapa geomorfológico tomado de la plataforma digital de INEGI.

## 2. MARCO TEÓRICO

### 2.1 Formación de plutones

La formación y crecimiento de plutones inicia de la fusión parcial del manto que genera magma basáltico hidratado en un ambiente de subducción y se acumulan en una zona caliente, permitiendo así su diferenciación al mezclarse con magma derivado de la fusión de la corteza (Annen et al., 2006). Este magma resultante se emplaza desde la profundidad a través de la corteza media, mediante diques alimentadores que impulsan el magma verticalmente (Glazner et al., 2004). Esto favorece la formación de sills cuando se encuentran con un esfuerzo de compresión horizontal o límite litológico (Annen, 2009; Menand, 2011; Annen et al., 2015).

Según el modelo de Annen (2009) un plutón que crece por acreción de sucesivos pulsos magmáticos (sills) se apilan horizontalmente, se acrecionan y crecen verticalmente (se engrosa con el tiempo) para construir plutones que llegan a tener espesores de hasta 10 km. Sin embargo, cada uno de los sills varía en espesor variando de centímetros a kilómetros y pueden variar en composición. Los sills de composición similar pueden formar unidades para formar un complejo. Mientras los sills de diferente composición (máfico-félsico) dan lugar a la formación de plutones compuestos (Annen et al., 2015).

La composición promedio de la corteza continental es andesítica, la corteza inferior presenta una composición máfica y normalmente la corteza superior es de composición granodiorítica (Christensen y Mooney, 1995; Rudnick y Fountain, 1995). Los magmas producidos por fusión parcial del manto en las zonas de subducción provienen de basaltos hidratados o posiblemente de andesitas magnesianas (Bacon, 1997; Conrey et al., 1997; Grove et al., 2002, Tatsumi, 1982). Los magmas generados por fusión parcial del manto en las zonas de las dorsales oceánicas o plumas del manto tienden a ser basaltos con contenidos bajos de H<sub>2</sub>O. La generación de magmas más evolucionados o félsicos en cualquier ambiente tectónico requiere un fraccionamiento a partir de un magma parental o la fusión parcial de rocas preexistentes en la corteza (Annen et al., 2015)

### 2.2 Márgenes convergentes

Los márgenes convergentes son caracterizados por el desarrollo de cuñas orogénicas y la formación de orógenos que son controlados por el colapso gravitacional que se genera por un previo adelgazamiento de la corteza; las rocas metamórficas generados en este proceso atestiguan al enterramiento y exhumación bajo gradientes geotérmicos muy contrastados (Fig. 2.1; Vanderhaeghe, 2012).

Los diversos estudios realizados en los límites de placas convergentes han establecido una relación entre (i) la formación de masas continentales a causa de la formación de arcos magmáticos y (ii) la evolución tectónica de la corteza continental marcada por la deformación-metamorfismo asociada al orógeno (Hamilton, 1969; Coney, 1970; Dewey y Bird, 1970; Dickinson, 1971).

Se ha dividido convencionalmente en dos tipos de cinturones orogénicos (i) los relacionados con la subducción (orógenos cordilleranos Fig. 2.1) que se asocian a los márgenes de la placa del Pacífico y (ii) los orógenos asociados a colisiones representados principalmente por los cinturones Alpino-Himalaya (Coney, 1970, 1972; Dewey y Bird, 1970). Esta división es comúnmente aceptada y citada en la mayoría de los textos geológicos y recientes síntesis de cinturones orogénicos (Ernst, 2005; Cawood et al., 2009; Schellart y Rawlinson, 2010; Vanderhaeghe, 2012). Los orógenos cordilleranos o relacionados a la subducción son caracterizados por generar dos cinturones metamórfico: el primero desarrolla un metamorfismo de de baja temperatura y alta presión y se asocia principalmente con los procesos generados en el prisma de acreción (Ernst, 1971; Matsuda y Uyeda 1971; Oxburgh y Turcotte, 1974), mientras que el segundo cinturón metamórfico desarrolla un metamorfismo de alta temperatura que se asocia principalmente con el emplazamiento de magmas durante la formación del arco magmático (Oxburgh y Turcotte, 1971).

Los orógenos Fanerozoicos se asocian a dos sistemas de larga duración, los sistemas de subducción Circum -Pacífico y el sistema Alpino-Himalaya e Indonesio (Collins, 2003). Imágenes tomográficas del manto indican que existe un proceso de subducción debajo de los cinturones orogénicos en la parte inferior de la litósfera (Van der Hilst et al.,1997; Karason and Van der Hilst, 2000; Li et al., 2008; Replumaz et al., 2010).

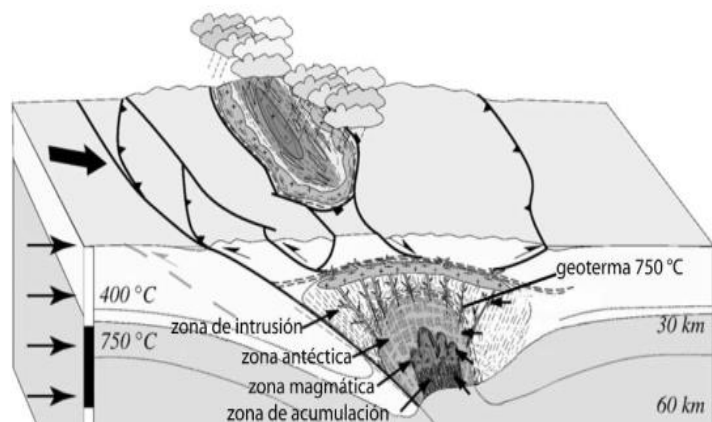


Figura 2.1 Bloque esquemático que muestra la estructura general de una zona de engrosamiento cortical en una margen convergente continental y su relación con los procesos de fusión parcial y magmatismo (modificado de Vanderhaeghe, 2009) (tomado de Maldonado-Villanueva, 2011)

Se ha sugerido que el núcleo de un arco magmático está asociado a la formación de granulitas (Bohlen, 1987) y su enfriamiento isobárico o casi isobárico después de concluir la actividad magmática del arco es consistente con las trayectorias P-T asociada con varios cinturones granulíticos (Bohlen, 1987). Existen ejemplos de granulitas en el norte de Chile donde las granulitas se formaron a ~5 kbar las cuales han sido reemplazadas por asociaciones de facies de anfibolita (Lucassen y Franz, 1996). Regresando al ejemplo de la Sierra Nevada, las granulitas asociadas al arco se formaron a ~8 kbar, siendo protolitos graníticos los de la Sierra Nevada y (Picket y Saleeby, 1993), las de las rocas al norte de Chile, metabasaltos, los cuales son interpretados como remanentes de magmas basálticos introducidos en la base de la corteza (Lucassen y Franz, 1996). El contraste entre estas dos regiones sugiere una diferencia significativa, posiblemente resultado al grosor de los plutones, los gradientes geotérmicos y las posibles variaciones en los procesos metamórficos (Wayabayashi, 2004).

La dinámica de los cinturones orogénicos en los márgenes convergentes continentales está asociada a un proceso variable de fusión parcial en la corteza, como lo sugiere la presencia y distribuciones de terrenos graníticos-migmatíticos en cratones y cinturones orogénicos en todo el mundo (Brown, 2001; Clemens, 2006; Vanderhaeghe, 2009). Esta correlación no puede explicarse de otra forma sino considerando el efecto que producen las perturbaciones tectónicas de los gradientes geotérmicos estándar (Thompson y Connolly, 1995), puesto que la corteza continental no se encuentra fundida en condiciones corticales normales. De hecho, a partir de observaciones geológicas y de estudios geofísicos, diversos autores han interpretado que parte de la corteza continental se encuentra en potencial estado de fusión parcial durante los procesos de engrosamiento cortical (Fig 2.1) (Brown, 2001; Vanderhaeghe y Teysier, 2001; Whitney et al., 2004; Vanderhaeghe, 2009).

### **2.3 Condiciones P-T en terrenos orogénicos**

Los recientes avances para resolver las trayectorias P-T-t (presión-temperatura-tiempo) de terrenos orogénicos han venido a confirmar la íntima relación que existe entre la petrología y la tectónica (Anderson et al., 2008). La importancia de determinar las trayectorias P-T de rocas metamórficas, a través de análisis químicos puntuales realizando perfiles en zonaciones de minerales e inclusiones de minerales, ha cimentado el avance de esta área de la ciencia (Essene 1983, 1989; Hoisch 1991; Speer 1993). La determinación de condiciones P-T-t también es utilizada en sistemas ígneos (Anderson, 1996), donde la información primordial que se ha obtenido está relacionada con el ascenso y/o enfriamiento del magma. Existen múltiples terrenos los cuales han sido afectados por actividad plutónica, donde las edades de

intrusión o cristalización del magma podrían representar una etapa en la deformación de la formación del orógeno (Anderson, 2008).

En general, varios sistemas ígneos no cuentan con asociaciones mineralógicas adecuadas para análisis termobarométricos. Debido a que la termodinámica varía bastante, en casos específicos las fases están caracterizadas por tener un intercambio en sus componentes debido a un enfriamiento lento o un recalentamiento térmico (Anderson et al., 2008). La petrografía es un importante prerequisite para la identificación de fases sólidas en equilibrio en relación con el fundido en su evento de cristalización final en cierto nivel de la corteza. Claramente, no todas las fases magmáticas sufren la misma historia (Claiborne et al., 2006).

Una de las técnicas en el trabajo de la mineralogía experimental es el cálculo de equilibrio en la temperatura y presiones en la distribución de las fases coexistentes en una muestra de roca. Normalmente en el estudio de las asociaciones metamórficas, los petrólogos se enfocan en los tipos de minerales presentes y las reacciones que los separan, pero últimamente, se ha puesto especial atención en el hecho que cualquiera solución sólida, sea metamórfica o ígnea, varía con la presión y temperatura debido a que refleja una reacción continua o de intercambio (Winter, 2014). Las composiciones de los minerales que participan en muchas de estas reacciones pueden ser sensibles indicadores de condiciones P-T. Existe la posibilidad de modelar y replicar alguna de estas situaciones en condiciones de laboratorio, se puede relacionar la distribución de los componentes intercambiados ( $K$  o  $K_D$ , coeficiente de partición de un elemento en un magma). En general esta técnica es llamada geotermobarometría la cual puede ser separada en dos componentes naturales: la geotermometría y la geobarometría (Winter, 2014).



### 3. MARCO GEOLÓGICO

Desde el punto de vista tectónico-regional el área de trabajo se encuentra dentro de una estructura mayor denominada "Bloque Jalisco", un bloque continental delimitado por varios sistemas de fallas, localizado al límite occidental de la Faja Volcánica Trans-mexicana (FVTM) (Allan 1986; Richter and Carmichael 1992; Rosas-Elguera et al. 1993 Richter et al. 1995). La descripción del Bloque Jalisco se hará más adelante.

La geología mexicana está dividida comúnmente en terrenos tectono-estratigráficos (Campa y Ramírez, 1979; y Campa y Coney, 1983). La zona de trabajo forma parte del terreno Guerrero (Fig. 3.1) también citado como Terreno Nahuatl (Sedlock et al., 1993) o Super Terreno Guerrero (Dickinson y Lawton, 2001) y recientemente como Terreno Compuesto Guerrero (Centeno-García et al., 2008). Para fines prácticos se utilizará la nomenclatura y división propuesta por Centeno-García et al. (2008).

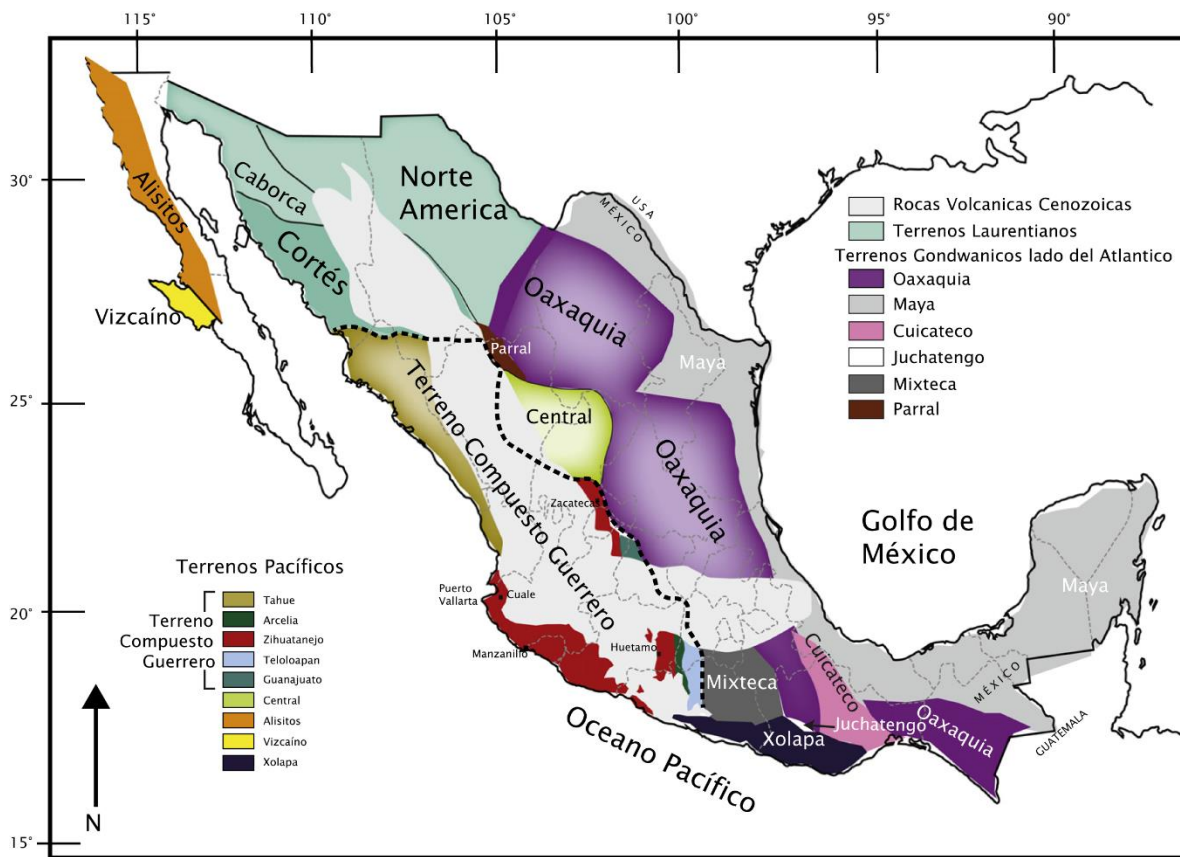


Figura 3.1 Terrenos tectonoestratigráficos de México, modificado de Centeno-García (2017).

#### 3.1 Terreno guerrero

El Terreno Guerrero esta distribuido a lo largo de la parte sur-central del margen Pacífico mexicano y representa uno de los terrenos juveniles más grandes de la Cordillera Occidental de Norte América (Campa

y Coney, 1983; Centeno-García et al., 2008). El Terreno Guerrero ha sido subdividido en 5 sub-terrenos, los cuales son de este a oeste: Teloloapan, Guanajuato, Arcelia y Zihuatanejo y el terreno localizado más al noroeste es el terreno Tahue (Sedlock et al., 1993; Centeno-García et al., 2003; Talavera-Mendoza et al., 2007) (Fig. 3.1).

### *3.1a Terreno Teloloapan*

El terreno Teloloapan está compuesto por una sucesión de arco submarino de edad Kimmeridgiano-Aptiano temprano, conformado por lavas almohadilladas y basaltos masivos, así como flujos andesíticos con lavas intermedias a félsicas. La parte más antigua se encuentra al oriente de este terreno y está compuesto por rocas volcanoclásticas (Talavera-Mendoza et al., 1995; Guerrero-Suástegui, 2004; Mortensen et al., 2008). La sucesión de arco cambia transicionalmente en el Aptiano-Albiano a lutitas y areniscas volcánicas que tienen una edad máxima de depósito en zircones detríticos de  $115 \pm 4$  Ma (Centeno-García, 2017). Las rocas volcanoclásticas están cubiertas por carbonatos, las cuales, a su vez, están cubiertas por turbiditas siliciclásticas marinas del Turoniano (Guerrero-Suástegui, 2004; Guerrero-Suástegui et al., 1991; Ramírez-Espinoza et al., 1991; Talavera-Mendoza et al., 1995; Guerrero Suástegui, 2004; Monter, 2014). La sucesión de lavas félsicas contiene la concentración más grande de depósitos tipo VMS en el Terreno Guerrero (Mortensen et al., 2008). Sus rangos de edades son de  $157 \pm 4.1$  Ma a  $139.7 \pm 2.5$  Ma (Mortensen et al., 2008).

### *3.1b Terreno Arcelia*

El terreno Arcelia está compuesto principalmente de rocas ultramáficas y lavas almohadilladas basálticas cubiertas por lutitas, pedernal y turbiditas volcanoclásticas (Ramírez-Espinoza et al., 1991; Talavera-Mendoza et al., 1995; Elías-Herrera et al., 2000). Dataciones paleontológicas, así como dataciones isotópicas por  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  han puesto al terreno Arcelia entre el Albiano y Cenomaniano (Dávila y Guerrero, 1990; Elías-Herrera et al., 2000). Además, los zircones detríticos que se obtuvieron de las turbiditas presentaron dos picos en edades U-Pb a  $\sim 134$  Ma y  $\sim 124$  Ma (Talavera-Mendoza et al., 2007; Martini et al., 2014). La interpretación tectónica del terreno Arcelia es aún controversial; algunos autores basados en datos tectono-estratigráficos y geoquímicos sugieren un ambiente interoceánico de tras-arco (Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998; Centeno-García et al., 2011; Martini et al., 2014). Mientras que otros autores proponen que el terreno Arcelia es más bien un terreno complejo formado por un arco de isla intraoceánico y una cuenca de tras-arco oceánico (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Talavera-Mendoza et al., 2007).

### *3.1c Terreno Zihuatanejo*

La zona de trabajo se sitúa dentro del terreno Zihuatanejo la cual constituye el terreno más grande del Terreno compuesto Guerrero. Las rocas más antiguas de este terreno son del Triásico superior y constan de turbiditas ricas en cuarzo las cuales muestran una estructura de bloques en una matriz, donde los bloques constan de pedernal, caliza, pillow lavas basálticas, diabasa, gabros bandeados y plagiogranitos que muestran firmas tipo MORB (Centeno-García et al., 1993, 2008, 2011; Martini et al., 2010). La matriz de la turbidita, mencionada anteriormente, contiene zircons detríticos que son similares en edad a los del Abanico Potosino, pero estas muestran una fuerte deformación y se encuentran parcialmente metamorfosadas (Centeno-García y Silva Romo, 1997; Centeno-García et al., 2008, 2011). La deformación y metamorfismo de estas rocas debería haber ocurrido antes del Jurásico Medio y se cree que representa un complejo de acreción relacionado a la subducción (Complejo Arteaga, Las Ollas, Cuale) (Centeno-García et al., 1993, 2008, 2011). El basamento de rocas Triásicas está cubierto discordantemente por una secuencia de rocas levemente deformadas pertenecientes a un arco y tras-arco que van del Jurásico al Cretácico Superior (Centeno-García et al., 2003, 2008, 2011; Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003; Martini et al., 2010). La zona de arco está expuesta a lo largo de la costa, mientras que la zona de tras arco se encuentran más adentrado al continente en el área de Huétamo (Fig. 3.1). La edad del arco magmático en el terreno Zihuatanejo sigue siendo controversial. Los zircons de las lavas riolíticas del distrito de Cuale y el área de Tumbiscatío dan edades de U-Pb de entre 163 y 154 Ma (Bissig et al., 2008; Centeno-García et al., 2008). Existe otro arco que ha sido datado mediante técnicas paleontológicas e isotópicas de U-Pb que presenta edades del Aptiano (Talavera-Mendoza y Guerrero-Suástegui, 2000; Martini et al., 2009; Centeno-García et al., 2011). En el área de Pihuamo existen flujos de lavas dacíticos-riolíticos con rocas epiclásticas asociadas, donde se reportan edades del Cretácico tardío con base en datos paleontológicos (Pantoja-Alor y Estrada-Barraza, 1986). Hay también, rocas maficas y ultramaficas serpentinizadas expuestas a lo largo del límite SE del Terreno Guerrero en los alrededores de Loma Baya (Delgado-Argote et al., 1992). Estas rocas fueron interpretadas como las raíces de un arco volcánico y fueron correlacionadas con la sucesión de arco del Jurásico-Cretácico que existe en el terreno Zihuatanejo (Delgado-Argote et al., 1992), aunque recientes dataciones de dichas rocas indican que poseen una edad del Cretácico Tardío al Oligoceno (Ferrari et al., 2014).

En los alrededores de Zacatecas (Fig. 3.1) están expuestas rocas relacionadas a un complejo de acreción con edades de entre el Triásico Superior-Jurásico Temprano, tectónicamente yuxtapuestas sobre una sucesión de arco del Cretácico temprano, la cual es interpretado como la porción norte del terreno Zihuatanejo (Centeno-García et al., 2008).

### *3.1d Terreno Guanajuato*

Este terreno está compuesto por sucesiones de arco y de tras-arco expuestas en el área de Guanajuato que colindan con la parte norte de la Faja Volcánica Trans mexicana (Tardy et al., 1994). Estas rocas fueron correlacionadas con los terrenos Teloloapan y Arcelia (Martini et al., 2011, 2012) (Fig. 3.1). Las edades isotópicas de U-Pb (146-144 Ma) de las rocas de arco del terreno Guanajuato están dentro del rango de edad del terreno Teloloapan (Mortensen et al., 2008; Martini et al., 2011; Monter, 2014). Además, así como el terreno Teloloapan, las rocas félsicas del terreno Guanajuato albergan depósitos VMS (Mortensen et al., 2008). Basados en la estratigrafía, composición y proveniencia de areniscas, las sucesiones de tras arco en el área de Guanajuato han sido correlacionadas con el terreno Arcelia (Martini et al., 2011, 2014). Además, los datos paleontológicos colocan a las sucesiones de tras-arco en el Cretácico inferior (Chiodi et al., 1988; Quintero-Legorreta, 1992; Tardy et al., 1994), mientras que las edades por K-Ar de las lavas almohadilladas tienen un rango entre 93-83 Ma (Ortiz-Hernández et al., 1992, 2003), edades que probablemente están reseteadas, como las edades obtenidas por Elías-Herrera et al. (2000) en pillow lavas del terreno Arcelia, lo que sugiere que las rocas volcánicas pertenecientes a la zona de tras-arco fueron afectadas por un evento térmico en el Albiano-Cenomaniano que provocó una pérdida de argón.

### *3.1f Terreno Tahue*

Los afloramientos del Terreno Compuesto Guerrero que se encuentran entre Mazatlán y El Fuerte han sido agrupados en el Terreno Tahue (Centeno-García et al., 2008) (Fig. 3.1). Este Terreno incluye las rocas más antiguas del terreno compuesto Guerrero, representadas por rocas sedimentarias del Ordovícico y del Carbonífero-Pérmico con afinidad continental-marina, a las cuales les sobreyacen discordantemente rocas marinas pertenecientes a una sucesión de arco con edades del Cretácico tardío (Mullan, 1978; Gastil et al., 1991; Roldán-Quintana et al., 1993; Vega-Granillo et al., 2012).

## **3.2 Bloque Jalisco**

La parte occidental del terreno Guerrero está compuesto principalmente por el bloque Jalisco (Rosas-Elguera et al., 1993; Allan, 1986; Righeter y Carmichael, 1992; Richter et al., 1995), el cual consiste en un bloque cortical delimitado por sistemas de fallas, localizado en el límite occidental de la Faja Volcánica Trans-mexicana (Fig. 3.2).

Las litologías del Bloque Jalisco (BJ) comprenden principalmente rocas plutónicas calco-alcalinas (cuarzo-dioritas, tonalitas, granodioritas, granitos) de edad cretácica tardía pertenecientes al Batolito de

Puerto Vallarta (Schaaf, 1990; Schaaf et al., 1995 y 2003; Ferrari et al., 2000; Valencia et al., 2013). Las unidades más antiguas detectadas son los esquistos pelíticos ricos en biotita y metasedimentos del Triásico-Jurásico Tardío en la región de Yelapa, Destiladera, Ahuacatlán, Azteca, Mascota y Cuale, aunque con edades similares de depósito de entre 160 y 240 Ma no se ha establecido una relación directa entre estas unidades (Schaaf y Martínez-Serrano, 1997; Schaaf et al., 2003; Centeno-García et al., 2003 y 2011; Bissig et al., 2008; Valencia et al., 2013; Díaz-López, 2016). Cerca de la región de Cuale se ha detectado la presencia de un granitoide de edad Jurásico Superior-Medio (Valencia et al., 2013). Además, la secuencia volcánica de Cuale presenta una ligera deformación e intensa alteración a clorita, sericita, silicificación y un rango de edad de entre 154 y 157 Ma, del Jurásico Tardío (Bissig et al., 2008). Se reportan también esquistos cuarzo feldespáticos de edad Jurásica en el Valle de Atenguillo y Amatlán (Valencia et al., 2013). En la región de Ahuacatlán afloran granodioritas y esquistos pelíticos del Cretácico Temprano, así como sedimentos marinos de edades similares cerca de San Sebastián y Mascota (Valencia et al., 2013). Recientemente, Díaz-López (2016) dató rocas orto-gnéisicas de la zona de Yelapa y Cabo Corrientes, con edades de cristalización del protolito de 120 a 130 Ma.

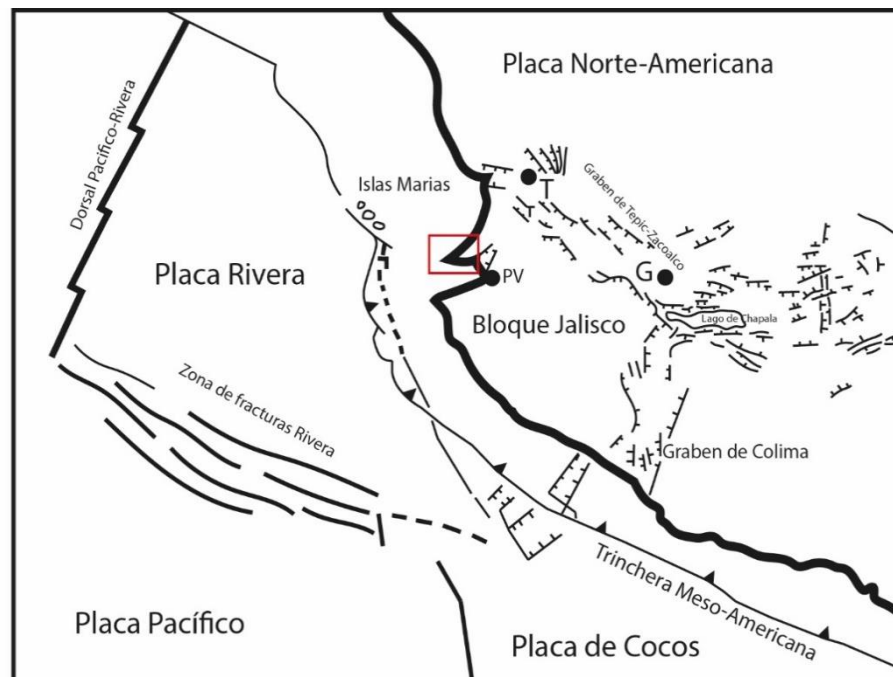


Figura 3.2 Esquema tectónico regional del área de estudio (zona de estudio es el cuadro en rojo). La imagen muestra los principales rasgos tectónicos. El Bloque Jalisco está limitado al norte por el graben Tepic-Zacoalco, al este por el graben de Colima y al sur-suroeste por la trincherla Meso-Americana. Las ciudades marcadas con un círculo negro son G=Guadalajara T=Tepic y PV=Puerto Vallarta

Valencia et al. (2013) agrupan las sucesiones volcánicas de tobas y cenizas en la unidad "Carmichael silic ash flow tuff" que se sitúa en el Cretácico tardío – Paleoceno y se localiza en la zona noroccidental del BJ; estos enormes depósitos volcánicos son diferenciables de las unidades volcánicas de la Sierra Madre Occidental por su edad más antigua. Mediante fechamientos  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  en feldespatos obtenidos de los flujos de ceniza silícica se limitó la edad para esta unidad entre 58 a 83 Ma. La geoquímica y edad de esta unidad sugiere una relación con el Batolito de Vallarta, pero la relación de contacto entre estas dos unidades aún es desconocida (Valencia et al., 2013).

### 3.3 Trabajos previos

El batolito de Puerto Vallarta representa (junto con el batolito de Manzanillo) una de las intrusiones Cretácicas en la costa del Pacífico más extensas (Ortega-Gutiérrez et al., 2014), la cual está expuesta desde Sayulita hasta Barra de Navidad y La Huerta, aunque sus límites en el sur aún no se han investigado en detalle. El primer acercamiento a este cuerpo fue por González-Partida et al. (1987) describiendo al batolito como granitos y granodioritas, proponiendo una edad jurásica al cuerpo intrusivo.

Existe un estudio geocronológico realizado por Zimmerman et al. (1988) mediante K-Ar en las rocas del batolito (roca total y biotitas) desde Puerto Vallarta hasta el Río Santiago. Los datos obtenidos lo llevan a proponer una zonación cronológica de SW a NE que coincide con una zonación magmática. La parte suroccidental con edades de  $85 \pm 5$  Ma, la parte central de  $65 \pm 5$  Ma y la parte nororiental de  $55 \pm 5$  Ma. Respecto a esta última edad Schaaf (1990) y Duque-Trujillo et al. (2015) hablan acerca de un posible pulso magmático o evento térmico de entre 55 y 48 Ma que reinicia el sistema de K-Ar biotitas.

Simultáneamente, Köhler et al. (1988) describieron brevemente las características litológicas del batolito y proponen un rango de edades que representan la intrusión del cuerpo batolítico de entre  $88 \pm 2$  y  $97 \pm 3$  Ma, así como edades de enfriamiento de  $83 \pm 3$  Ma para la biotita (Rb-Sr) y  $86 \pm 2$  Ma para la hornblenda (K-Ar); calculando tasas de enfriamiento de  $35$  °C/Ma. Además, con base en datos isotópicos propone, que los granitoides proceden de fundidos derivados del manto que fueron contaminados por Sr cortical ( $^{87}\text{Sr}$  radiogénico) o bien, esto puede representar la cristalización de fundidos evolucionados a partir de una corteza oceánica basáltica subducida.

Los trabajos más representativos de la zona son los de Schaaf (1990) y Schaaf et al. (2003), ya que se definen con más detalle las características geoquímicas e isotópicas del batolito, además de hacer nuevos fechamientos. Los autores determinan una firma calco-alcalina para los granitoides y los elementos traza

coinciden con ambiente tectónico de arco volcánico (VAG, siglas en inglés), a excepción de 3 muestras recolectadas en la región de Cuale que coinciden con granitos de intraplaca (WPG, siglas en inglés), asociados a granitos de tipo S.

Schaaf (1990) identificó cuatro grupos de rocas plutónicas dentro del Batolito de Puerto Vallarta, en la tabla 1.1 se resumen los grupos y sus características.

	Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3	Grupo 4
Localidad	Parte central del batolito	Parte norte del batolito	Parte occidental-central del batolito	Parte oriental, cercano a Cuale.
Litología	Granitos, granodioritas y tonalitas	Granitos y granodioritas	Granodioritas y tonalitas	Granitos y granodioritas.
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7040-0.7045	0.7050-0.7058	0.7039-0.7054	0.7104-0.7126
$\epsilon\text{Nd}$	-0.7 - +2.0	-4.5 - +1.0	-1.7 - +2.4	-7.2 a -4.3
$^{147}\text{Sm}/^{147}\text{Nd}$	0.08-0.11	0.08-0.11	0.11	0.125
$\delta^{18}\text{O}$	+8.5 a +9.5%	+9.0 a +10.8%	+8.3 a +9.3%	+9.5 a +12.0%
Nd ( $T_{\text{DM}}$ )	515 y 710 Ma	690 y 1180 Ma	530 y 730 Ma	1260 y 1570 Ma
Edad de cristalización (Rb-Sr)	$91 \pm 2$ Ma	$99 \pm 2$ Ma	-	-

Tabla 1.1 Grupos de granitoides del Batolito de Puerto Vallarta propuestos por Schaaf (1990) con base en evidencias isotópicas y geocronológicas.

Cabe destacar que otros plutones de la costa Pacífica de México no presentan valores proterozoicos, lo que indica que el componente cortical antiguo debajo del batolito es local. También, por las características isotópicas del granito tipo-S se infiere que la contaminación cortical jugó un papel más importante en la zona oriental del batolito.

EL trabajo de Schaaf et al. (1995) aporta gran información acerca de los posibles mecanismos tectónicos relacionados con la migración del magmatismo de la margen Pacífica Mexicana hacia el este, explicando la ocurrencia de un cambio en la inclinación y velocidad de subducción de la placa Farallón durante el Cretácico Tardío – Paleógeno (Damon et al., 1983). Los autores proponen la existencia del truncamiento continental que ocurre debido a la conjunción de diversos factores, principalmente por cambios en la geometría de las placas Farallón, Norteamérica y el Caribe. Para esto se proponen 2 modelos tectónicos: 1) el desplazamiento lateral (tranpresión) del bloque de Chortis hacia el SE hasta su posición actual, asociado al desarrollo de la placa del Caribe desde el Eoceno (<40 Ma; Schaaf et al., 1995 y referencias

citadas) y 2) La erosión por subducción como resultado del incremento de velocidad de convergencia de la placa Farallón respecto a la de Norte América; el cual parece ser el fenómeno que afecta más al sector suroccidental de la margen Pacífica Mexicana.

Recientemente, Valencia et al. (2013) realizaron un gran número de análisis geocronológicos enfocados en el basamento pre-Cenozoico del Bloque Jalisco con el fin de relacionar el sector occidental con el sector oriental del Terreno Guerrero; lo cual aporta evidencia a favor de un origen autóctono del Terreno Guerrero. Las edades de U-Pb en zircons en los granitoides arrojan edades de entre 90-65 Ma en la región suroccidental. En la parte norte, central y sur del batolito reportan edades de entre  $82.1 \pm 1$  y  $80.6 \pm 1$  Ma. Adicionalmente, Valencia et al. (2013) fecharon un granitoide (sin deformación) sobre el camino a Cuale, obteniendo la edad magmática más antigua de la región de Puerto Vallarta de  $160.4 \pm 2.5$  Ma.

El trabajo de Valencia et al. (2013) aportó por primera vez edades en afloramientos metamórficos en la parte norte-central del batolito de Puerto Vallarta, obteniendo edades máximas de depósito jurásicas de  $\sim 159$  a  $161$  Ma en esquistos cuarzofeldespáticos cercanos al poblado de Chacala y una edad triásica de  $\sim 246$  Ma, para un esquisto pelítico cerca del poblado de Yelapa.

Existe un trabajo de licenciatura realizado por Díaz-López (2016) donde propone la existencia de un complejo metamórfico denominado Yelapa; describe la existencia de litodemas metasedimentarios (esquisto de biotita, de dos micas y paragneises anfíbolíticos) y metaígneos (ortogneises) correspondiente a un metamorfismo regional de grado medio a alto en facies de esquistos verdes hasta anfíbolitas de alta temperatura, alcanzando el desarrollo de fundidos anatéticos. Díaz-López (2016) obtiene edades de U-Pb en zircons donde los protolitos sedimentarios indican un proceso de sedimentación entre  $\sim 220$  a  $264$  Ma y una edad de cristalización de los protolitos ígneos de los ortogneises entre  $\sim 160$  y  $120$  Ma, además, propone una posible edad de metamorfismo regional entre  $\sim 105$  y  $120$  Ma para la fase metaígneas, y mayor a  $160$  Ma para la fase metasedimentaria.

Recientemente Schaaf et al. (2019) aportan nuevos datos geoquímicos, isotópicos (Sr-Nd-O) y geocronológicos del BPV. Además, agrupan en una sola unidad a los litodemas metamórficos detectados en la zona en el "Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa". Los datos geocronológicos en ortogneises indican la existencia de un nuevo arco magmático cretácico ( $120$ - $135$  Ma, U-Pb en zircons). Algunas de las rocas muestran características de un arco oceánico, el cual se acreció al continente en el Cretácico tardío. Schaaf et al. (2019) nombran a este evento como el "Arco Chimo" el cual parece tener una similitud con el arco Alisitos del Cretácico temprano. También realizan la datación de un cuerpo granítico de dos micas en la zona de Cuale con una edad de  $\sim 160$  Ma mediante zircons, autores argumentan que este cuerpo forma



parte del arco Jurásico del occidente de México. Por otro lado, Schaaf et al. (2019) realiza una comparación (datos geoquímicos e isotópicos) entre el BPV y el batolito de "Sierras Peninsulares" y propone la idea de que el BPV forme parte de este último.

### *3.3a Distrito Minero Cuale*

Cabe destacar a esta entidad minera debido a la cercanía y además, comprende las edades más antiguas de la región. El estudio más representativo de esta zona fue hecho por Bissig et al. (2008) los cuales realizaron un análisis completo de los sulfuros masivos volcanosedimentarios y la geología, estratigrafía, geoquímica, geocronología y evolución estructural del distrito minero.

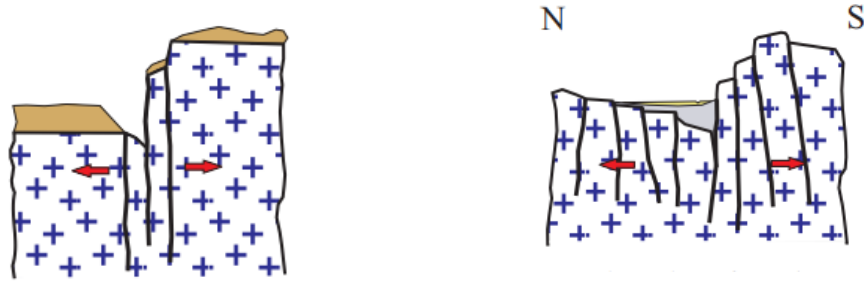
El Distrito Minero de Cuale comprende yacimientos polimetálicos de Pb, Zn, Cu, y dos tipos de mineralización: 1) Depósitos de sulfuros masivos vulcanogenéticos (VMS) y 2) depósitos de vetas y stockwork con características epitermales de baja sulfatación.

De acuerdo con Bissig et al. (2008), las rocas de la secuencia volcánica Cuale no están metamorfoseadas y solo están débilmente deformadas, pero presentan una intensa alteración a clorita, sericita con alteración hidrotermal de cuarzo. Los autores proponen tres unidades estratigráficas: 1) la unidad base de más de 400m de espesor que corresponde a una unidad de flujos riolíticos porfídicos con cuarzo y plagioclasa, hialoclastitas asociadas y brechas volcánicas heterolíticas; 2) el cuerpo mineralizado caracterizado por rocas sedimentarias que varían de conglomerados volcanoclásticas a lutitas negras, así como riolita afanítica a porfídica de cuarzo y plagioclasa; y 3) intrusiones de diques riolíticos porfídicos con cuarzo-plagioclasa y diques andesíticos subordinados intrusionando a todas las unidades. Las rocas sedimentarias del horizonte mineralizado están intercaladas con horizontes de tobas riolíticas, algunas de las cuales presentan lapilli acrecional; lo cual se interpreta como evidencia de una deposición en un ambiente marino somero o subáreo (Bissig et al., 2008).

### *3.3b Valle de Banderas*

El origen de esta estructura sigue siendo controversial debido a que el Valle se encuentra rellena por sedimentos recientes y esta se extiende hasta el fondo marino. Con base en estudios gravimétricos, topográficos y batimétricos, autores como Arzate et al. (2006) y Álvarez et al. (2010) proponen la existencia de un Cañón formado por un semi-graben, donde la pared sur de la estructura representa la falla mayor y la pared al NW representa al bloque con un movimiento de falla de arrastre con apertura hacia el N. El bloque sur se mantiene relativamente estático (Fig. 3.3). Los autores proponen que esta gran estructura es

consecuencia de un sistema tectónico que se extiende desde el MAT (Middle American Trench por sus siglas en inglés) o zona de subducción.



~14 Ma apertura del Cañón de Valle de Banderas

5-0 Ma reorientación y formación del Valle de Banderas

Figura 3.3 Modelo tectónico de la evolución del Valle de Banderas. Modificado de Arzate et al. (2006)

Recientemente Gutiérrez et al. (2016) realizan estudios batimétricos a detalle, así como estudios magnéticos y de reflexión sísmica para generar un mejor panorama de la estructura presente en el Cañón de Valle de Banderas. Los resultados obtenidos les permiten cuestionar el origen propuesto por los autores anteriores (Arzate et al., 2006; Álvarez et al., 2007, 2010). El primer aspecto cuestionable es acerca de la existencia de alguna estructura que se extienda desde la Trinchera. Otro de los aspectos de debate es la calidad de los estudios de adquisición magnética y el sentido de movimiento de la falla que genera la estructura.

Gutiérrez et al. (2016) propone dos diferentes escenarios (Fig. 3.4). El primer escenario funciona cuando la pared sur del Cañón sufre un levantamiento y posteriormente se genera un bajo topográfico que desarrolla un ambiente propicio para el depósito de tobas silíceas retrabajadas (Carmichael Tuff) (Fig. 3.4a). El segundo escenario es la conjunción de dos mecanismos: primeramente, ocurre un levantamiento del bloque sur asociado a una falla de tipo normal, después existe un movimiento al NW de la zona de Punta Mita (Fig. 3.4b) que se asocia a la apertura del Golfo de California y genera un graben el cual se rellena de sedimentos, creando el Valle de Banderas.

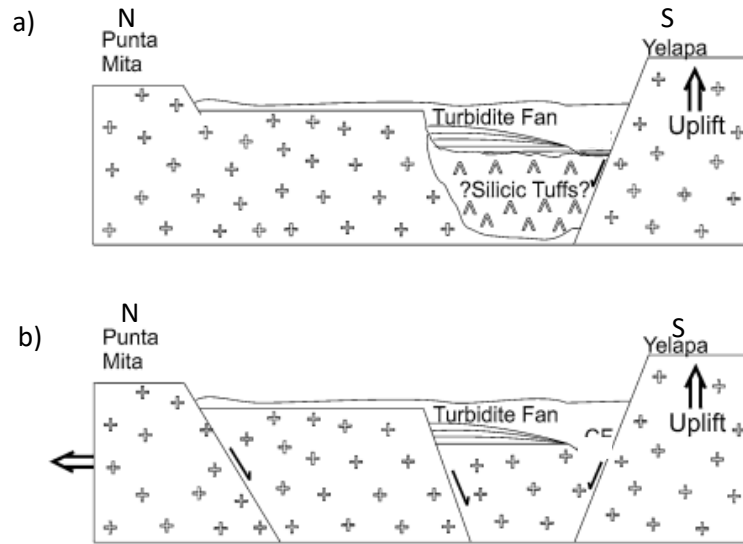


Figura 3.4 Escenarios propuestos por Gutiérrez et al. (2016) para la creación del Cañón de Valle de Banderas, ver explicación en el texto. (modificado de Gutiérrez et al., 2016).

## 4. GEOLOGÍA DE LA ZONA DE PUNTA MITA

La geología de la zona de Punta Mita se resume en el mapa geológico representado por la figura 4.1. Se recolectaron 35 muestras para su estudio petrográfico, de las cuales se escogieron trece más representativas para análisis geoquímicos. Se utilizó la bibliografía existente de la zona (ver capítulo 2) para complementar el mapa geológico realizado en este trabajo. A continuación, se presentan la descripción macroscópica y la mineralogía detectada en lámina delgada. En este apartado también se tratarán las relaciones de campo de las unidades descritas, por lo que se procederá a la descripción de las unidades en orden cronológico de lo más antiguo a lo más reciente.

### 4.1 Roca encajonante

Las rocas encajonantes del batolito de PV se agruparon en dos conjuntos: el primero es el conjunto meta-ígneo que está representado por dos litodemas: orto-anfibolitas y metatonalitas, mientras que el conjunto meta-sedimentario está compuesto por 4 litodemas: metareniscas, calcosilicatos, mármoles y un conjunto volcano-sedimentario.

### 4.2 Conjunto meta-ígneo

#### *Litodemas*

#### *4.2a Orto-Anfibolita*

Las asociaciones mineralógicas y las características geoquímicas e isotópicas de esta unidad (presentadas más adelante en el texto) son propias de un protolito de carácter ígneo. En campo se identifica como una roca masiva, compacta, de grano fino de color gris oscuro. Macroscópicamente no se notó una foliación o alguna dirección preferencial, sin embargo, en lámina delgada se observó la orientación preferencial de las fases, principalmente de la hornblenda asociada al proceso metamórfico. Esta roca presenta una asociación mineral de hornblenda + plagioclasa + biotita  $\pm$  cuarzo  $\pm$  diopsida  $\pm$  titanita. Su principal afloramiento fue observado en la cantera "La Calera" (al este del área de tesis, muestra PMO-07a) donde la orto-anfibolita se encuentra en contacto con un mármol por falla lateral con un plano de  $80^\circ/65^\circ$  (acimut mano derecha, no se determinó el sentido izquierdo o derecho) (Fig. 4.2a). En el kilómetro 120 de la carretera Tepic-Puerto Vallarta la anfibolita (PMO-1705a) está cortada por diques de composición basáltica y diques aplíticos (Fig. 4.2b y c). En esta zona la anfibolita expone dos familias de fracturas principales, la primera con un acimut de  $340^\circ$  de carácter subvertical y la segunda con un acimut de  $180^\circ$  buzando hacia el Oeste con inclinación de  $\sim 50^\circ$ .



#### 4.2b Metatonalita

La metatonalita es una roca de grano grueso con una foliación mineral de  $80^{\circ}/38^{\circ}$  (mano derecha) representada por la orientación preferencial de hornblenda (0.7-1.5 mm) (Fig. 4.3). Esta unidad desarrolla una asociación mineralógica compuesta por hornblenda+biotita+plagioclasa+epidota+apatito. Dicha unidad se detectó solamente en el trayecto carretero Sayulita-Punta Mita (muestra PM-3). La densa vegetación dificulta observar el contacto con alguna otra unidad, pero por las características que presenta como foliación metamórfica, las asociaciones mineralógicas, se consideran a esta unidad perteneciente al grupo metamórfico. Además, su localización es aparentemente dentro del bloque metamórfico principal y en esta zona no se observa foliación magmática a los granitoides de PM. La metatonalita se emplazo posiblemente en el Cretácico temprano.

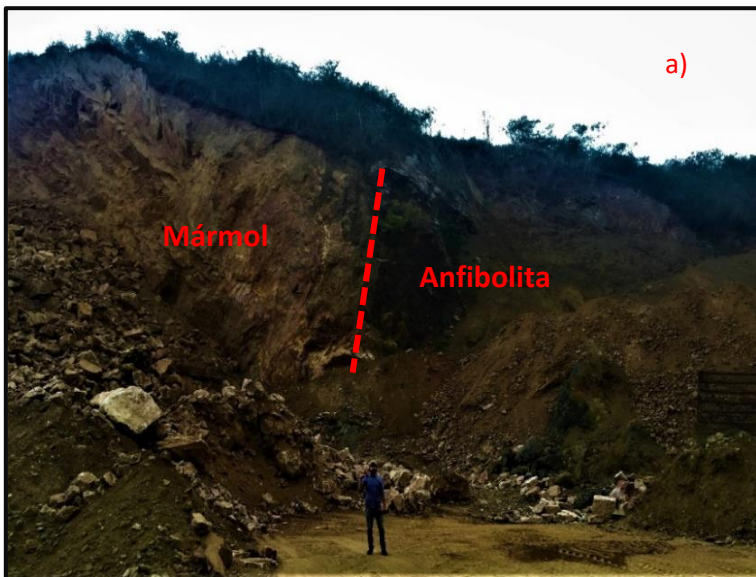
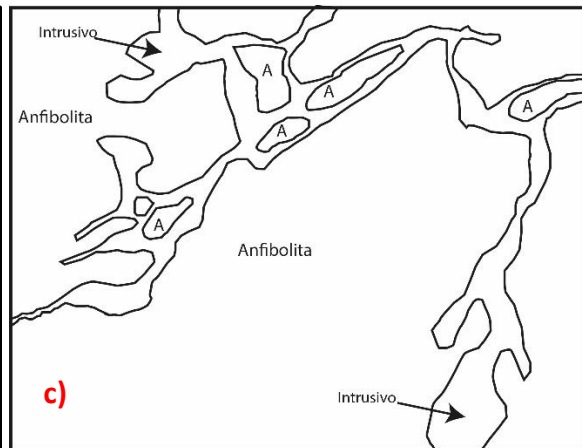


Fig. 4.2(a) Contacto entre el mármol y la orto-anfibolita por falla lateral indicada por la línea roja punteada. (b) Fotografía de la intrusión de venas graníticas en la orto-anfibolita (muestra PMO-05) (c) diagrama de la imagen "b" para esquematizar de una manera clara las intrusiones de venas graníticas en la orto-anfibolita. Los cuerpos marcados con la letra "A" representan a la orto-anfibolita.





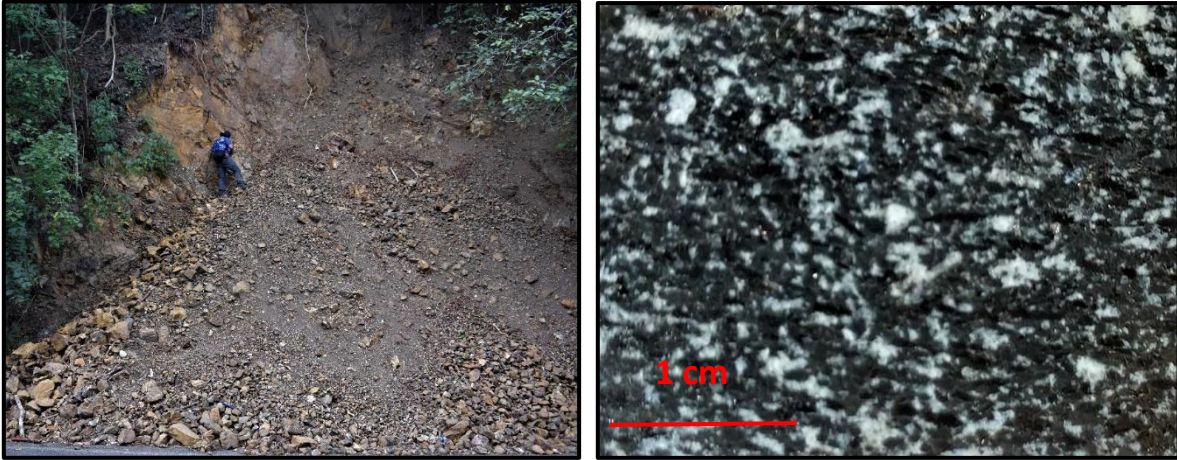


Figura 4.3 Izquierda. Derrumbe localizado en la carretera Sayulita-Punta Mita, donde se observa un corte de la metatonalita (persona como escala). Derecha, detalle de un corte de la metatonalita.

### 4.3 Conjunto metasedimentario

El paquete de rocas metasedimentarias consiste en 4 litodemas identificadas como: metareniscas, calco-silicatos, mármoles y un conjunto de rocas volcánicas. Se considera a los calco-silicatos dentro de este conjunto ya que por sus características se interpreta procedente de una margas. El afloramiento de este conjunto ocurre cerca del poblado de Sayulita y se extiende hasta la altura de la Playa Litibú. El litodema metavolcánico se encuentra expuesto cerca del poblado La Cruz de Huanacastle al sur del área de estudio (Fig. 4.1).

#### *Litodemas*

##### *4.3a Metarenisca*

Se identifican dos tipos de protolitos para esta unidad en base a el contenido mineralógico: el primero (Fig. 4.4a) y menos abundante consta de un contenido mayor de minerales micáceos (biotita principalmente) y bandas de cuarzo-feldespato, además, es una roca que presenta poca cohesión causada por el fuerte intemperismo. El segundo protolito consta de cuarzo como componente mayoritario; se muestra como una roca dura en estratos bien definidos de  $\sim 10$  cm de espesor (Fig. 4.4b). Las fases minerales en este segundo grupo de rocas son cuarzo+plagioclasa+mica blanca+titanita+ granate + clinopiroxeno + óxidos. En microscopio se puede apreciar una orientación de minerales representado principalmente por minerales opacos con formas alargadas. Ambas unidades poseen una estratificación muy similar, en promedio  $260^{\circ}/60^{\circ}$  acimut.

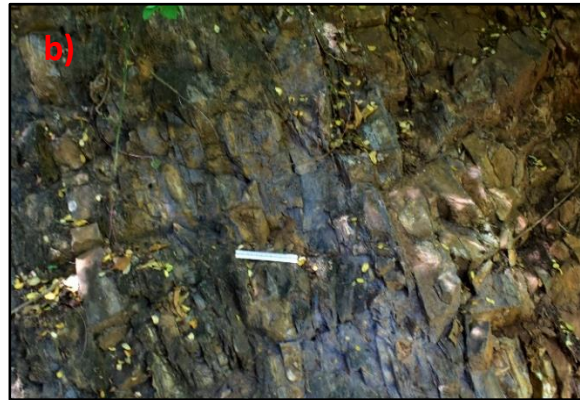


Figura 4.4 a) metarenisca compuesta de biotita-feldespato, en campo de se muestra como una roca poco consolidada b) estratos de metarenisca de aproximadamente 10 cm de espesor (escala línea blanca 10 cm de largo)

#### 4.3b Calcosilicatos (esquistoso)

El litodema de rocas calco-silicatadas se encuentra en las cercanías de la cantera “La Calera” (muestra PM-4, Fig. 4.5a). Es una roca compacta de grano medio a fino con textura esquistosa y con una foliación metamórfica de  $30^{\circ}/24^{\circ}$ . Consta de una paragénesis mineral de anfíbol+plagioclasa +calcita+epidota+biotita+mica blanca+titanita+clinopiroxeno+óxidos. La foliación junto con una familia de fracturas crea pequeñas cuñas producto de la erosión de la roca (Fig. 4.5b). El calcosilicato se encuentra situada aparentemente entre la orto-anfibolita y metatonalita, sin ningún contacto visible debido a que la vegetación dificulta observar estas características.

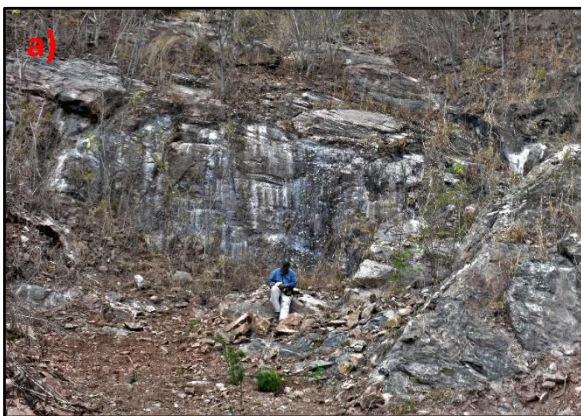


Figura 4.5 a) Afloramiento principal del calcosilicato cercano a la cantera “La Calera”, nótese a la persona como escala b) acercamiento del calcosilicato, se puede observar la foliación de la muestra y las cuñas creadas por el fracturamiento y foliación.



### 4.3c *Volcano-sedimentario*

El conjunto volcano-sedimentario fue estudiado por Valencia et al. (2013) quienes describen a esta unidad como un esquisto cuarzo-feldespático, reportando un pico de edades principal de entre 157-166 Ma (U-Pb en zircones detríticos). También se observa un pico importante en 138 Ma.

El estudio de esta unidad fue realizado en los cortes carreteros del libramiento Punta Mita-Vallarta (PMO-1712) a un par de kilómetros de La Cruz de Huanacastle, en esta zona la unidad está cortada por diques de composición basáltica (Fig. 4.6a). Además, fue posible identificar un ligero plegamiento y fracturamiento (Fig.4.6b)

La unidad presenta estratos o bandas de diversas composiciones. Al analizar uno de los estratos se observó una paragénesis mineral de epidota+clinozoizita+plagioclasa+calcita+cuarzo +clinopiroxeno +titanita+óxidos, intercalados con bandas de composiciones cuarzo-feldespáticas.

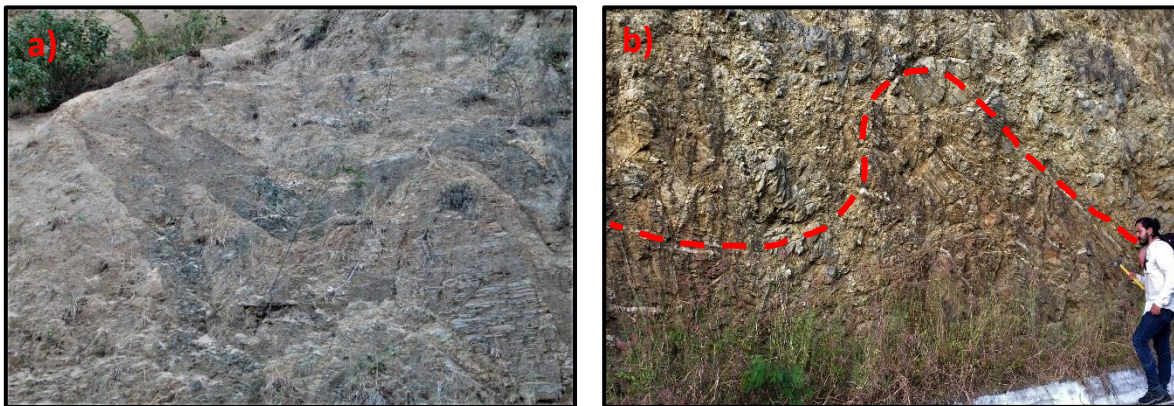


Figura 4.6 Ambas fotografías fueron tomadas en el libramiento Puerto Vallarta-Punta Mita a) Fotografía que muestra la intrusión de cuerpos basálticos en la unidad meta-volcanoclástica, ambas unidades se muestran fracturadas (espesor de dique ~50 cm en su parte más ancha) b) fotografía de la unidad volcanoclástica donde se puede observar un pliegue indicado con líneas punteadas rojas (escala persona a la derecha).

## 4.4 Ensamble plutónico Punta Mita

### 4.4a Granitoides

Los granitoides en la zona de Punta Mita fueron clasificados mediante el diagrama QAP (Fig. 4.7a), donde las rocas más abundantes son las de composición cuarzo-dioríticas y cuarzo-monzodioríticas, con variaciones a granodiorita y tonalitas.

En el trayecto carretero entre Sayulita y Bucerías afloran las cuarzo-dioritas y cuarzo-monzodioritas, que presentan tamaños de grano de medio a grueso (Fig. 4.8a) con variaciones en las proporciones de anfíbol, biotita, feldespato y minerales accesorios como titanita. Hacia el este de la zona en las cercanías del poblado Higuera Blanca, afloran granitoides con texturas similares a las del trayecto Sayulita-Bucerías. Existen enclaves máficos en los granitoides que se encuentran en la costa cerca del poblado de la Cruz de Huanacaxtle. Los enclaves presentan diferentes tamaños desde unos cuantos centímetros hasta varias decenas de centímetros (Fig. 4.8b).

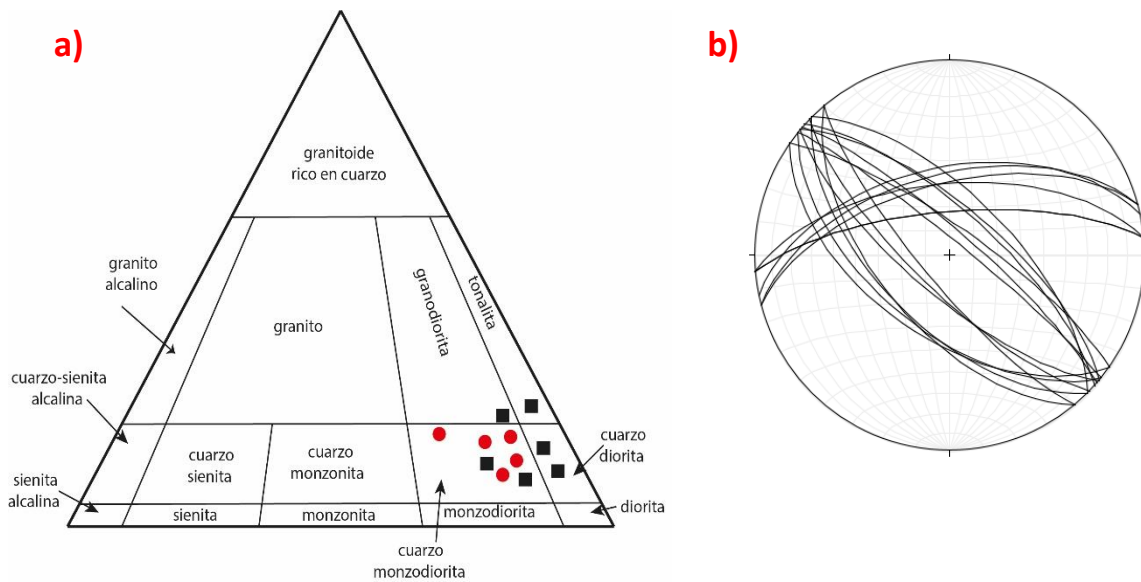


Figura 4.7 (a) Diagrama general de clasificación para rocas plutónicas Streckeisen (1974) para las rocas graníticas de Punta Mita (Puntos rojos de muestras tomadas en este estudio y los cuadros negros son muestras tomadas por Schaaf, 1990) (b) sistemas de fracturas en los granitoides en la zona de la sierra de Vallejo.

Se realizó una exploración en la Sierra de Vallejo entrando por el municipio de Valle de Banderas. En esta zona se observó que las composiciones del intrusivo varían de tonalitas a granodioritas ya que el contenido de cuarzo aumenta en esta zona. Las variaciones en el tamaño de grano van de medio a grueso, existen partes donde se observaron fenocristales de feldespato (5 cm). También, se pueden observar enclaves máficos de tamaños más reducidos (~8 cm de largo) que en la zona de La Cruz de Huanacaxtle (Fig. 4.9c). En todo el caminamiento se pudo observar que los intrusivos están cortados por diques máficos de espesores variables, los cuales mostraban una textura afanítica (Fig. 4.9d)

A diferencia de las zonas centro y sur del área de estudio, en la Sierra de Vallejo existe un intenso fracturamiento y fallamiento en el batolito (Fig. 4.9e). En el posterior análisis de los datos obtenidos se encontraron tres familias de fracturamiento principales (Fig. 4.7b) con direcciones NE-SE, E-O y SE-NW.



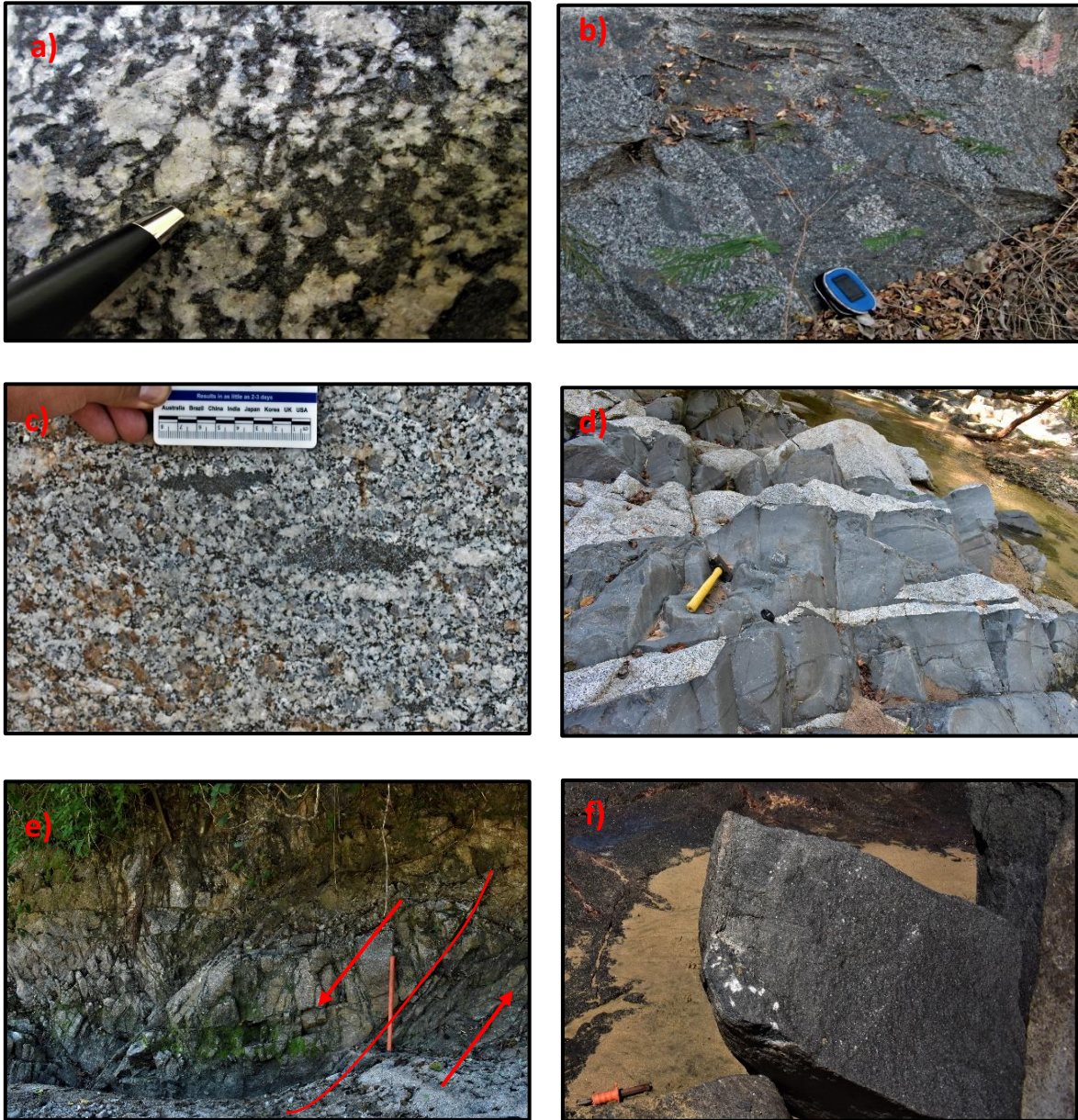


Figura 4.8 (a) Textura de la muestra PMO-1704 tomada en el trayecto carretero Sayulita-Bucerías los minerales observados en la imagen son plagioclasa y anfíbol. (b) enclave máfico en la muestra PMO-1713, se utilizó una bolsa de cámara como escala que mide aproximadamente 15 cm de largo (c) Pequeños enclaves máficos en la granodiorita de la zona de la Sierra de Vallejo (d) Diques basálticos cortando al BPV en la zona de la sierra de Vallejo (martillo como escala). (e) Fracturamiento en la zona de la Sierra de Vallejo asociado a una falla normal (f) Aspecto masivo y fresco del gabro de olivino (cincel como escala en la parte inferior izquierda).

#### 4.4b Gabro de olivino

Esta unidad máfica (Fig. 4.8a), a diferencia de los demás plutones fue clasificado con el diagrama Opx-Plg-Olv ubicándose casi en la división de la troctolita y el gabro de olivino (Fig. 4.9). El afloramiento de esta unidad se restringe a un área reducida, posiblemente de menos de 2 km<sup>2</sup>. Esta unidad está cortada por rocas máficas recientes. El gabro de olivino presenta un aspecto fresco y masivo (Fig. 4.8f), de grano medio

a grueso, con una coloración gris oscuro, las fases desarrolladas en esta roca son plagioclasa+olivino +clinopiroxeno+ óxidos, presenta minerales de alteración como serpentina e iddingsita. El afloramiento se encuentra en la playa Punta Monterrey la cual se encuentra entre Sayulita y Lo de Marcos (muestra PMO-1718).

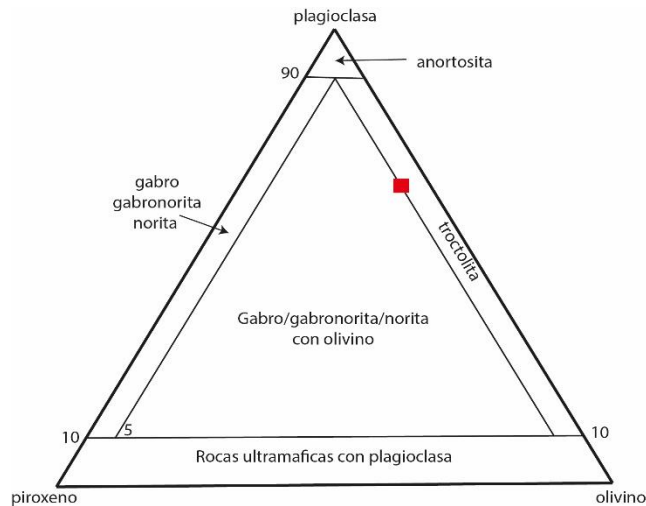


Figura 4.9 Diagrama Streckeisen (1974) plg-px-olv para rocas plútonicas máficas utilizada en la muestra PMO-1718.

#### 4.5 Cubierta sedimentaria

Se detectaron conglomerados y areniscas en varios sectores de la zona de trabajo, siendo los conglomerados más abundantes que las areniscas (Fig. 4.10a). Como se observa en el mapa geológico (Fig. 4.1) estas rocas cubren la zona SW del área de trabajo, así como la zona NE en la parte de la Sierra de Vallejo. Las unidades sedimentarias se caracterizan por estar medianamente consolidadas. Los conglomerados presentan clastos de diferentes litologías: granitoides, basaltos y rocas volcánicas félsicas (Fig. 4.10b)

El conjunto sedimentario está cortado por diques máficos, incluso en algunos afloramientos se observa coladas de lava con bloques de estratos de arenisca de hasta un par de metros de largo.

Las brechas pueden contener bloques de hasta 25 cm de largo (4.10b), mientras que el tamaño de clastos de las areniscas varía entre arenas gruesas y finas. No se observan estratos o estructuras sedimentarias con claridad en las brechas, a diferencia de las areniscas las cuales se depositaron en intercalaciones de capas que van desde 1 cm hasta 6 cm de espesor. Cerca del poblado de Higuera Blanca



se puede observar esta característica donde las areniscas muestran una dirección de rumbo y echado de  $160^{\circ}/18^{\circ}$ , lamentablemente fue el único lugar detectado donde se puede apreciar esto (Fig. 4.10a).

Ciertamente los depósitos sedimentarios que se encuentran al SW del área de estudio se encuentran en las zonas más bajas topográficamente hablando. Mientras que los depósitos en el NE de la zona se encuentran aflorando desde la zona más alta de la Sierra de Vallejo y se extienden hasta las cercanías del poblado de Lo de Marcos. Lo anterior no deja en claro si existe relación o no entre estos dos cuerpos sedimentarios.

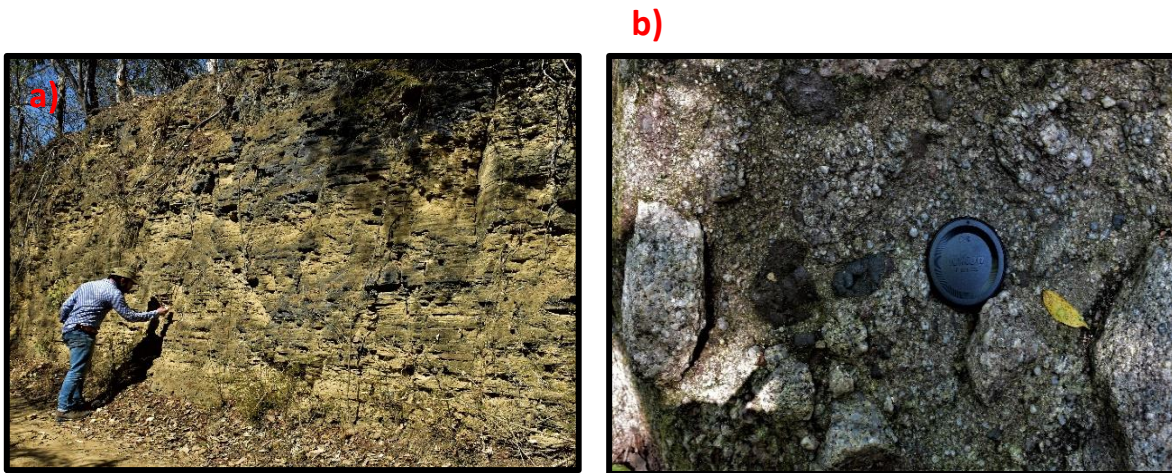


Figura 4.10 a) afloramiento de las areniscas cerca del poblado Higuera Blanca b) fotografía del conglomerado detectado en la zona de la Sierra de Vallejo, se aprecian clastos de rocas máficas y graníticas.

#### 4.6 Basaltos

Como se ha descrito previamente, los cuerpos basálticos se encuentran cortando a la mayoría de las unidades descritas. En las campañas de campo no fue posible detectar algún edificio volcánico, sin embargo, se encontró un afloramiento (quizás el más representativo de esta unidad figura 4.11c) que abarca desde la playa Lo de Marcos hasta punta Monterrey (2 km de extensión) con características sub volcánicas. Del lado de punta Monterrey la unidad se encuentra cortando al gabro de olivino. En este lugar las paredes de roca constan de basalto masivo con diaclasas subverticales y horizontes de ceniza (Fig. 4.11) que se interpretan como coladas de lava.

En general las unidades máficas muestran una textura afanítica de color gris oscuro, la mineralogía representante es plagioclasa+piroxeno+oxidos en ocasiones se detecta olivino y su consecuente alteración a iddingsita. En la zona de punta Monterrey y Lo de Marcos existen la unidad volcánica presentan vesículas que se encuentran rellenas de zeolita (textura amigdalal, figura 4.11d).

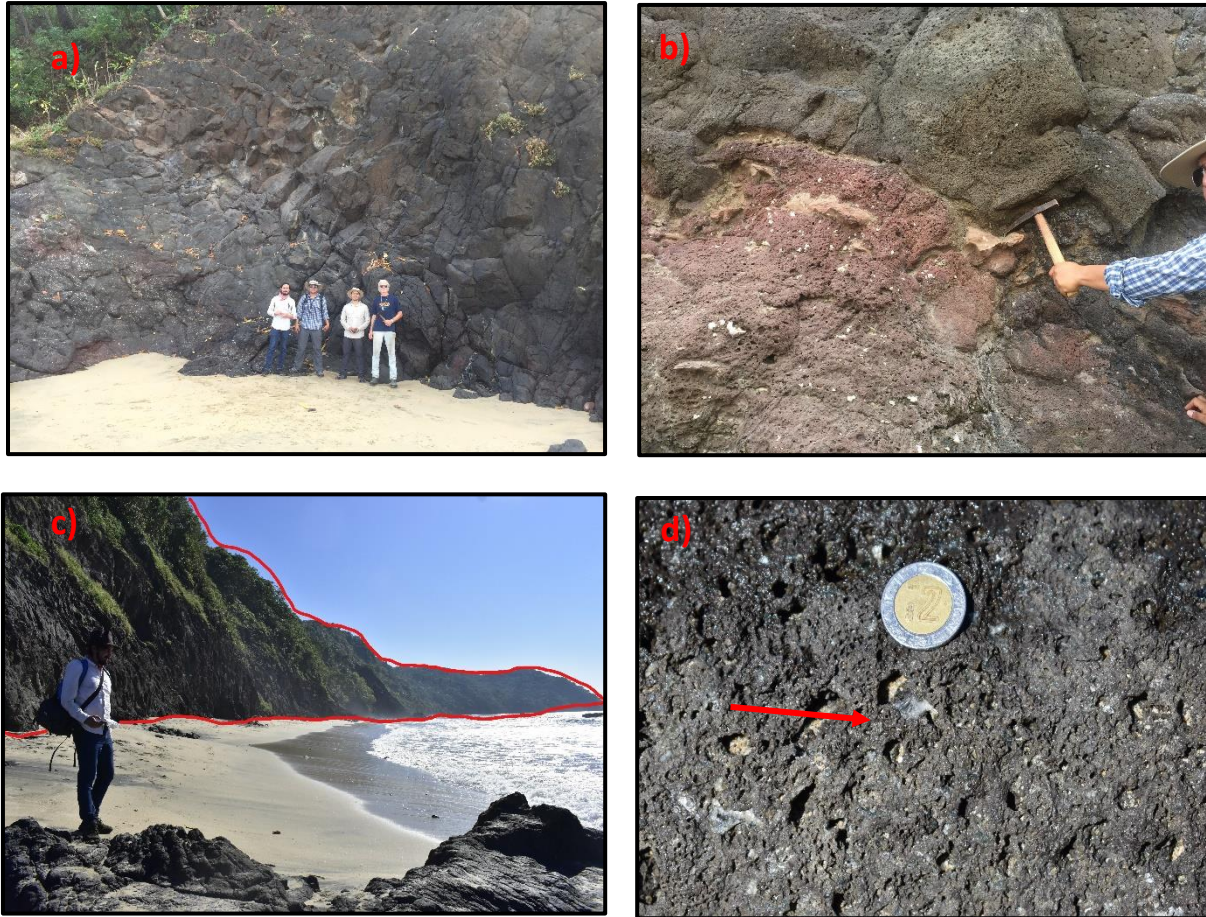
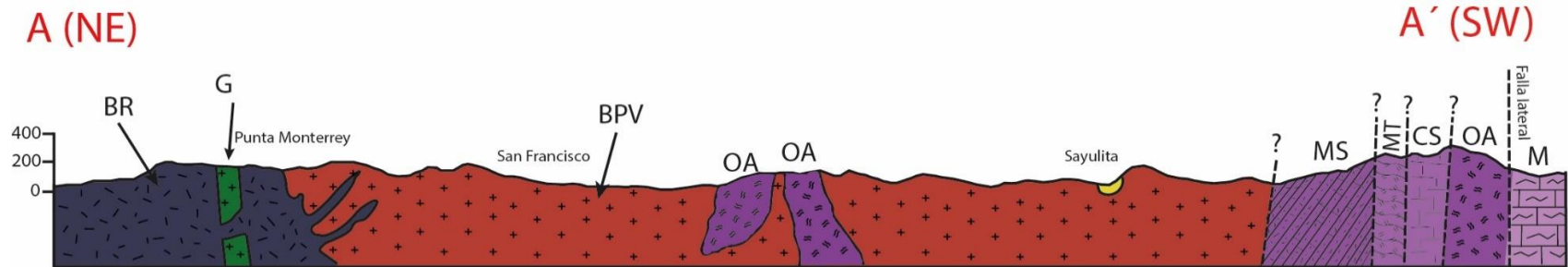


Figura 4.11 a) Pared de basalto con diaclasas subverticales b) horizonte de ceniza en la colada de basalto, se señala con la punta del martillo c) se puede observar la pared de basalto y extensión de la unidad marcada con rojo (aproximadamente 1 km hasta el fondo de la imagen) constituyendo el afloramiento más importante de esta unidad. d) textura amigdalal detectada en la zona de Lo de Marcos, se observa las vesículas rellenas de zeolita.

#### 4.7 Perfil Geológico A-A'



#### Simbología

OA = Orto-anfibolita      CS = Calcosilicato      G=Gabro de olivino      BR= Basaltos recientes  
 MS = Meta-sedimentario      MT = Metatonalita      M = Mármol

Figura 4.12 Perfil geológico realizado desde el poblado Lo de Marcos y Playa Litibú. La litología dominante son los granitoides de Punta Mita. Los contactos entre las unidades metamórficas se colocan como inferidos, a excepción de la orto-anfibolita (OA) y el mármol (M). Los basaltos recientes (BR) se colocan como una unidad intrusiva debido a que cortan a la mayoría de las unidades, en campo se observaron coladas de lava, pero en este perfil geológico no se representa como tal debido a que no se encontró un edificio volcánico que indicara la fuente.

## 5. ANALISIS PETROGRÁFICO

Las unidades litológicas existentes en la zona de Punta Mita presentan un gran contraste litológico, por lo que el análisis petrográfico será determinante para las varias cuestiones que en este trabajo pretende resolver. Una de las principales es detectar las condiciones y procesos metamórficos mediante la mineralogía detectada. Siguiendo el mismo orden del capítulo anterior se describirán las unidades geológicas de las más antiguas a la más reciente. Los litodemas pertenecientes al Complejo Metamórfico presentan una estimación visual de las fases minerales, mientras que el ensamble plutónico cuenta con un conteo modal de las fases observadas.

### 5.1 Orto-Anfibolita

La paragénesis típica de esta unidad está formada por: hornblenda+plagioclasa+biotita $\pm$ cuarzo  $\pm$ diópsido $\pm$ titanita. Su microestructura es principalmente nematoblástica, inequigranular (Fig. 5.1a). También existen dominios de plagioclasa con textura poligonal (Fig. 5.1b) a la cual en ocasiones le acompaña diópsido en agregados finos (5.1c). Raramente fueron detectados porfidoblastos de diópsido siendo reemplazadas parcialmente por hornblenda, así como porfidoblastos de hornblenda de tamaños de hasta 5 mm. En general el tamaño de grano varía muy poco, normalmente se mantiene una variación en tamaño fino, pero existen algunos cristales que pueden llegar a medir hasta 2.5 mm.

La plagioclasa (40%) y la hornblenda (50%) son las fases más abundantes de esta litología, comúnmente presentan formas subhedrales y contactos rectos entre sí. La hornblenda es la principal representante de la textura nematoblástica observándose de manera elongada en una dirección preferencial. La biotita presenta formas subhedrales y forma parte de la orientación en general de la roca. El diópsido (Fig. 5.1b) se muestra en tamaños finos ( $\sim$ 0.5 mm) asociándose comúnmente con la plagioclasa y en al anfíbol. Menos frecuentemente existen porfidoblastos de diópsido con tamaños de 2-3 mm los cuales tienen formas subhedrales y se encuentran siendo parcialmente reemplazados por anfíbol e inclusiones de óxidos. Este crecimiento diferencial nos hace suponer que alguna de las dos fases es posiblemente primaria, en este caso los porfidoblastos se vieron favorecida por el proceso metamórfico. Existen minerales opacos con formas alargadas mayormente, así como opacos amorfos. El cuarzo es muy escaso (<5%) y en la mayoría de los casos muestra una extinción ondulante.

La mineralogía desarrollada, así como las características texturales de la orto-anfibolita se interpreta como un metamorfismo en facies de anfíbolita en su parte media-alta.



## 5.2 Metatonalita

La paragénesis principal observada en la metatonalita consiste en: anfíbol+ biotita+epidota sericita+apatito+óxidos. Su microestructura consiste en una textura nematoblástica representada por hornblenda (40-50%).

La hornblenda presenta formas subhedrales, con tamaño de grano medio a grueso con bordes rectos (Fig. 5.1d). Existen exsoluciones de minerales opacos con formas tabulares en los núcleos de las hornblendas (Fig. 5.1f), esto existe principalmente en las hornblendas de mayor tamaño. Dichas exsoluciones pueden atribuirse a procesos magmáticos primarios en la formación de la hornblenda como, por ejemplo, cambios de temperatura atribuido a la mezcla de magmas, oxidación etc. (Rutherford y Hill, 1993; De Angelis et al., 2015).

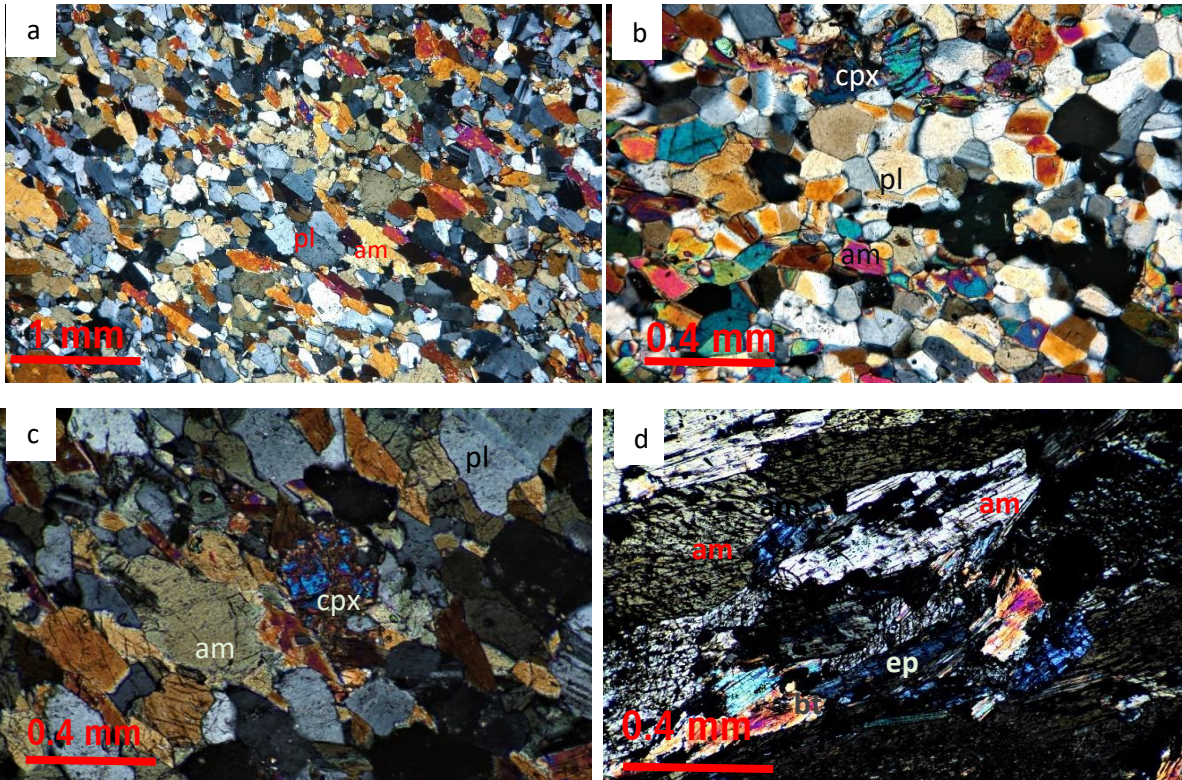
La biotita presenta formas subhedrales y normalmente se encuentra en bordes intersticiales entre la matriz y los anfíboles. Su orientación es paralela a la foliación, lo que sugiere que su crecimiento debió verse favorecido por el proceso de metamorfismo. La epidota presenta formas subhedrales y euhedrales, en algunos casos con tamaños de grano fino, casi siempre se muestra en contacto con la hornblenda y biotita. La epidota muestra un color de birrefringencia azul anómalo, posiblemente sugiriendo una variedad de la familia de la epidota como clinozoisita-zoisita o, podría atribuirse al corte del mineral. Es posible observar una asociación muy común entre la epidota-biotita-hornblenda (Fig. 5.1e). También fue posible observar apatito con formas ovaladas y de tamaño de grano muy fino, la cual se encuentra asociado con la hornblenda y epidota (Fig. 5.f).

En muestra de mano pareciera la existencia de plagioclasa con hornblenda, pero analizando la lámina delgada se observó que casi en su totalidad existe una alteración (Fig. 5.1f) a minerales arcillosos de la plagioclasa (sericita), atribuido a alguna alteración hidrotermal. Por las asociaciones mineralógicas y textura de la roca se interpreta que esta unidad sufrió un metamorfismo en facies de esquisto verde.

## 5.3 Meta-areniscas

La paragénesis principal de esta unidad es: cuarzo+plagioclasa+feldespatos-K+mica blanca±granate±clinopiroxeno±titanita±óxidos. Su composición mineralógica es principalmente cuarzo (60-70%) con una foliación o fábrica continua en una dirección principal (Fig. 5.2a). Al ser una roca de origen sedimentario presenta bandas composicionales derivadas del protolito, las cuales dan paso a la diversidad mineral de la roca.

La textura es principalmente granoblástica decusada, equigranular (Fig. 5.2a). El cuarzo se observa con formas anhedrales en agregados interlobulados normalmente con extinción ondulante de tamaños de grano principalmente fino ( $\sim 0.5$  mm). Existen lentes o laminas muy finas en los cuales se desarrolla mica blanca, granate y clinopiroxeno (Fig. 5.2b). La mica blanca tiene formas subhaciales y se asocia con granate en contactos rectos, el clinopiroxeno se observa con formas anhedrales y este no es tan común ( $2 < \%$ ). La titanita se observa en agregados finos con formas subhaciales-anhedrales llegando a formar pequeños óvalos. Las fases como el granate, clinopiroxeno y titanita son fases subhaciales-anhedrales muy finas con tamaños menores a los 0.2 mm. Existen minerales opacos con formas longitudinales que se muestran en bandas, asemejando a una foliación espaciada. La existencia de clinopiroxeno en esta muestra es controversial, por las demás fases desarrolladas y textura se interpreta que la metarenisca sufrió metamorfismo en facies de esquistos verde en su parte alta.



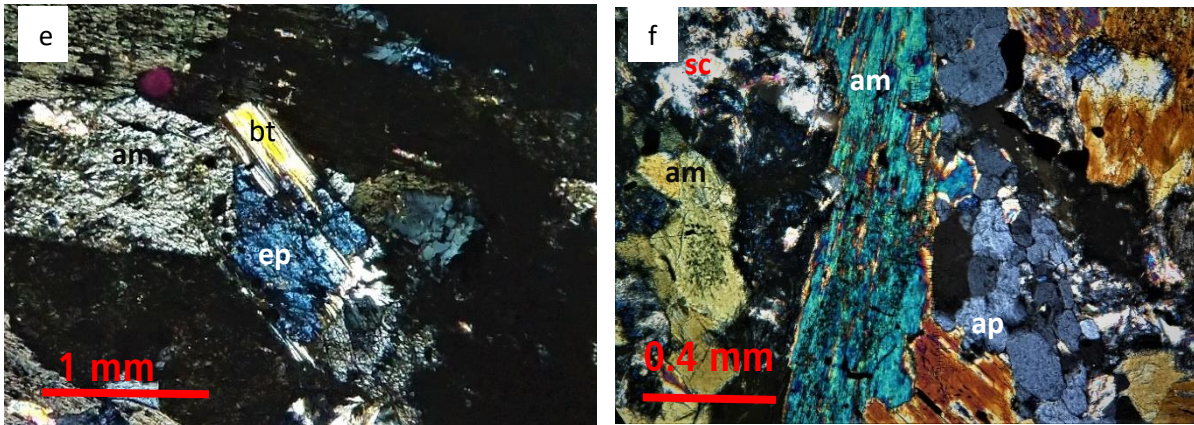


Figura 5.1 Orto-anfibolita: (a) Textura nematoblástica representada principalmente por anfíbol (am) y plagioclasa (pl). (b) Detalle de la textura en la orto-anfibolita donde reacciona el clinopiroxeno reacciona con la am y pl. (c) Detalle de la orto-anfibolita donde se puede observar la textura poligonal generada por las plagioclasas (nótese la coloración amarilla de las plagioclasas debido a que la lámina quedó un ligeramente gruesa). Metatonalita: (d) y (e) Reacción entre la biotita(bt)-clinozoisita(cz) y anfíbol en la metatonalita. (f) Microfotografía donde se observa un conjunto de apatitos (ap) y los minerales arcillosos (sc), a la izquierda se puede observar un anfíbol que presenta un núcleo con exsoluciones en el centro y en la izquierda.

## 5.4 Calcosilicato

Estas rocas tienen una asociación mineralógica formada por: anfíbol(30%)+calcita(25%) + plagioclasa(10%)+biotita(10%)+cuarzo(5%)+mica-blanca(5%)±epidota(5%)±escapolita±titanita± clinopiroxeno+óxido.

En esta unidad se pueden observar texturas granoblásticas (Fig. 5.2c), decusadas, así como una foliación marcada por dominios de clivaje de biotita. Los filosilicatos están orientados en dos direcciones perpendiculares entre sí; posible consecuencia de dos etapas de deformación. La asociación más común es calcita-biotita-anfíbol (Fig. 5.2c) las cuales presentan formas subhedrales-anhedrales, con contactos rectos entre el anfíbol y la biotita, mientras que la calcita muestra contactos lobulados. El tamaño de grano varía de medio a fino.

Es común observar aglomerados milimétricos de anfíboles con una textura granoblástica poligonal y en ocasiones decusada (Fig. 5.2d), es posible que reemplazaron algún mineral de gran tamaño de la roca madre o protolito. La calcita muestra formas subhedrales, normalmente con contactos lobulados y su tamaño de grano varía entre medio y fino. La biotita presenta formas euhedrales a subhedrales y normalmente sus contactos son bordes rectos, con diversos grados de recristalización. La epidota

reemplaza parcialmente a la plagioclasa y anfíbol, normalmente la epidota no muestra cristales bien desarrollados.

La mica blanca y la escapolita presentan bordes rectos y tamaños de grano fino, la primera se asocia con la biotita mientras que la segunda se asocia con la calcita y el anfíbol. La titanita posee formas anhedrales en agregados cristalinos finos.

De acuerdo con las texturas observadas, así como la mineralogía desarrollada esta roca experimento un metamorfismo en facies de anfíbolitas en su parte media-alta.

### **5.5 Meta-volcanoclástica**

A nivel de afloramiento en esta roca prevalecen las estructuras primarias de la unidad como la estratificación, sin embargo analizándola en sección delgada se observa cierto nivel de recristalización en la cual se desarrollan minerales propios de un metamorfismo térmico. La paragénesis observada en esta unidad es la siguiente: plagioclasa + cuarzo + epidota-clinzoisita + clinopiroxeno  $\pm$  anfíbol  $\pm$  titanita  $\pm$  mica blanca  $\pm$  calcita  $\pm$  óxidos.

La microestructura dominante en esta unidad es la textura granoblástica, la mayoría de la microestructura es equigranular, pero existen, zonas donde se desarrollan texturas inequigranulares (Fig. 5.2f y d). Uno de los contactos más comunes es entre plagioclasa-cuarzo, los cuales son de tipo lobulados. Existe una variación del tamaño de grano de fino a medio, pero el tamaño dominante es fino. La plagioclasa normalmente muestra formas subhedrales y tamaño de grano fino, en ocasiones se muestran porfidoblastos de hasta 1 mm con maclas polisintéticas. El cuarzo presenta formas anhedrales y tamaños de grano fino con extinción ondulante.

Otra de las fases comunes en esta litología es la del grupo de la epidota (Fig. 5.2e). En general esta fase no muestra un equilibrio ya que se observan con inclusiones de plagioclasa-cuarzo y no se alcanza a observar la formación de un cristal completo. El clinopiroxeno está asociado normalmente con la plagioclasa, sus tamaños de grano son finos (Fig. 5.2f).

El anfíbol es muy poco abundante y en ocasiones se asocia con el clinopiroxeno, posiblemente asociado con un proceso de hidratación o retrogresión. Las fases con los tamaños mas finos ( $>0.3$  mm) son la titanita con formas subhedrales y los óxidos con formas elongadas y en ocasiones amorfas.

La textura y fases minerales desarrolladas se interpretan como un metamorfismo en facies de anfíbolita.



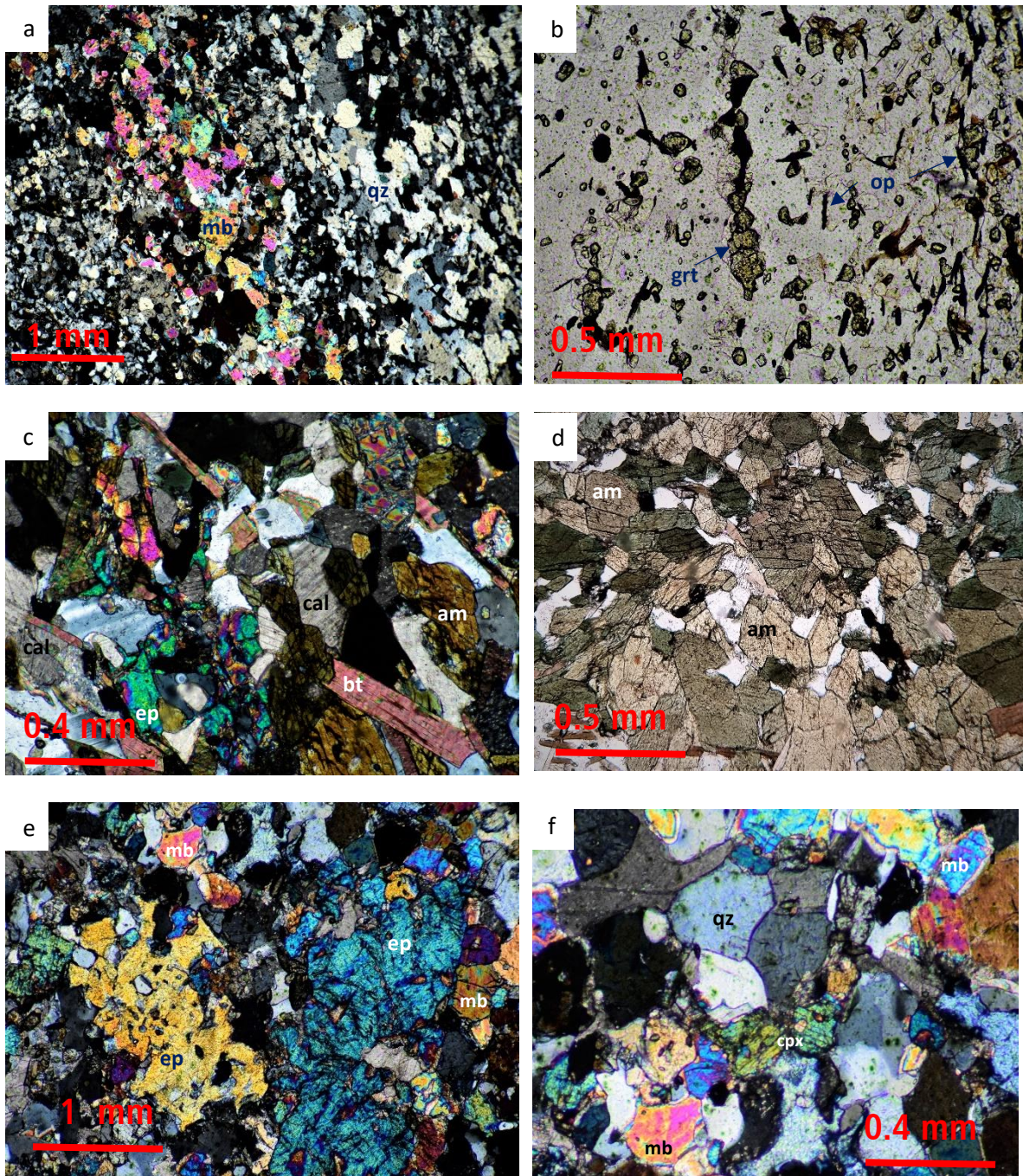


Figura 5.2 a) Textura representativa de la metarenisca donde se observa el cuarzo (qz) y la mica blanca (mb) como principales fases, nótese la orientación de los minerales de cuarzo. b) muestra de metarenisca en luz paralela para resaltar los granates (grt) y los minerales opacos (op) alargados mostrando una orientación preferencial. c) Textura granoblástica inequigranular representativa del calcosilicato. d) aglomerados de anfíboles poligonales en los calcosilicatos. e) textura granoblástica inequigranular de la unidad metavolcanoclástica donde se puede observar el desarrollo de un par de epidotas (ep) con inclusiones de cuarzo (mb, mica blanca) . f) Cristal de clinopiroxeno(cpx) en la unidad metavolcanoclástica.



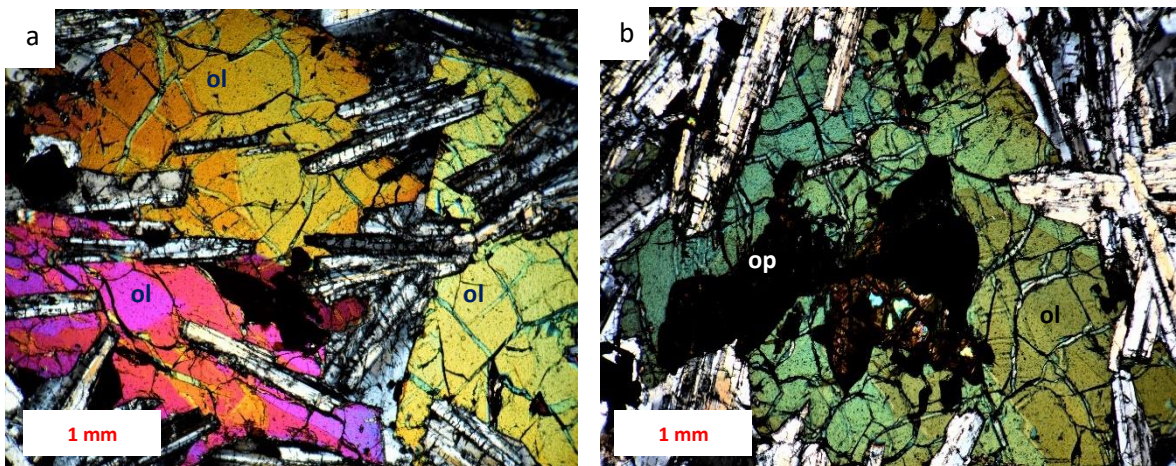
## 5.6 Gabro de olivino

La paragénesis mineral de esta roca es plagioclasa (58%) + olivino (27%) + piroxeno (5%) + óxidos (10%). La microestructura principal es alotriomórfica granular, holocristalina e inequigranular (Fig. 5.3 a y b).

La plagioclasa es el mineral dominante, presenta formas euhedrales a subhedrales de grano medio a grueso. Presenta maclas polisintéticas, donde su composición obtenida mediante el método Michael-Levy se encuentra entre labradorita y bitownita (la segunda es más abundante).

El olivino (Fig. 5.3b y b) presenta formas subhedrales, sus tamaños de grano van de fino a medio. Normalmente presenta una ligera serpentinización en las fracturas y una textura ofítica con inclusiones de plagioclasa (Fig. 5.3a). En general es una fase que posee un fracturamiento intergranular moderado y está afectado por óxidos.

Los piroxenos (orto y clino) presentan tamaños de grano muy finos con un moderado fracturamiento intergranular. Los óxidos (Fig. 5.2a y b) tienen distintas formas, por ejemplo: tabulares, hexagonales e incluso cuadradas. La naturaleza de la roca generó distintos óxidos que valdrían la pena para hacer análisis puntuales en trabajos futuros. Esta litología se clasifica como gabro de olivino, aunque se encuentra en el límite con la troctolita-gabro de olivino (Fig. 5.3c)..



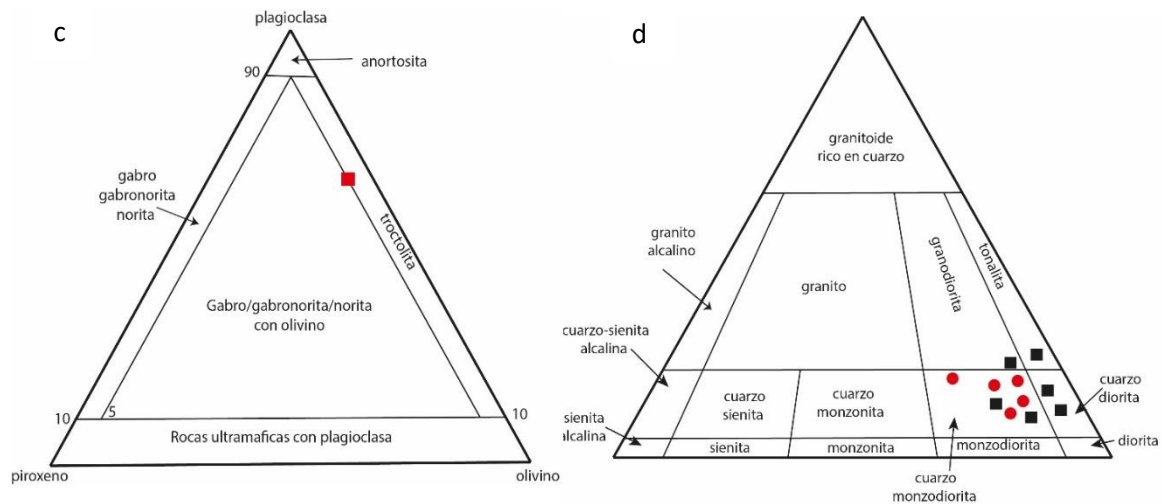


Figura 5.3 (a) fenocristales de olivino (ol) que encierran cristales de plagioclasa (pl) (textura ofítica), se puede observar una ligera serpentinización en las fracturas del olivino. b) cristal de olivino con inclusiones de minerales opacos (op). (c) Diagrama Streckeisen (1974) plg-px-olv para rocas plutónicas máficas utilizada en la muestra PMO-1718 (d) Diagrama Streckeisen (1974) para los granitoides de Punta Mita (puntos rojos muestras de este trabajo, los cuadros negros son muestras de Schaaf, 1990).

## 5.7 Ensamble plutónico Punta Mita

Los granitoides de Punta Mita (tabla 5.1) son principalmente cuarzo monzodioritas con variaciones a granodioritas-tonalitas y cuarzodioritas (Fig. 5.3b). Al sur-suroeste del área de estudio, las composiciones cuarzo monzodioríticas contienen más hornblenda que biotita. En la zona central predominan las cuarzo monzodioritas ricas en biotita, mientras que en la zona noroeste de la zona predominan las granodioritas y tonalitas.

### 5.7a Cuarzo-monzodiorita de hornblenda > biotita

Las cuarzo-monzodioritas presentan una textura hipidiomórfica, holocristalina inequigranular de grano medio a grueso. La plagioclasa es andesina-oligoclasa (40-50%), presenta formas euhedrales con maclas polisintéticas en la mayoría de los casos, además, son comunes los zoneaminetos de tipo normal discontinuo. Los feldspatos potásicos (13%) son subhedrales, en ocasiones muestran maclas polisintéticas entrecruzadas (maclas tartán).

La hornblenda (12-20%) presenta una composición entre edenita y magnesio-hornblenda, tiene formas subhedrales a euhedrales con fracturamiento intergranular y en algunas ocasiones se observan cristales de hornblenda con inclusiones de biotita.

La biotita (10-15%) presenta una composición casi 50-50 entre la siderofilita y la annita, presenta formas euhedrales y una textura intersticial. A su vez, el cuarzo y la titanita (subhedral) también se encuentran

rellenando intersticios con tamaños de grano de medio a fino. Incluye zircón como mineral accesorio y minerales opacos amorfos (<1%).

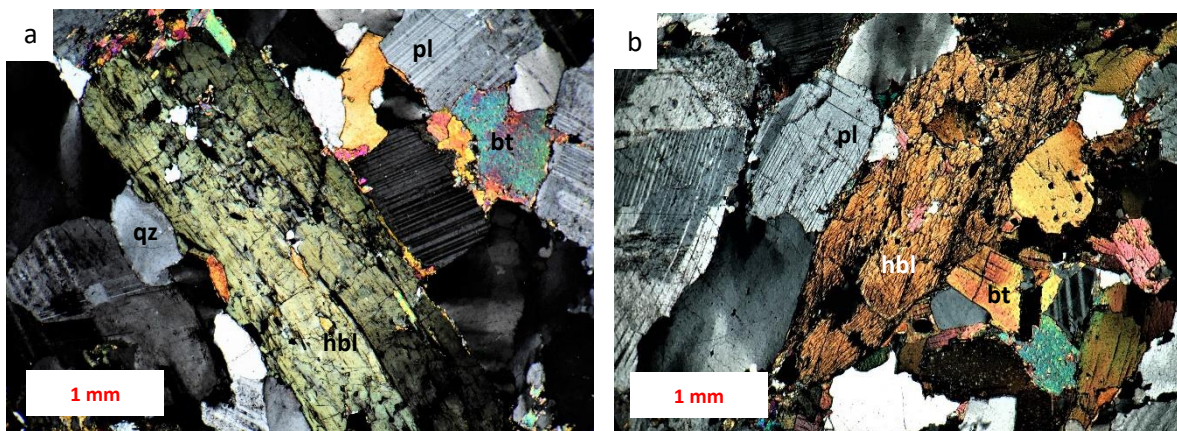
#### *5.7b Cuarzo- monzodiorita de biotita > hornblenda*

Esta litología presenta una textura hipidiomórfica holocristalina inequigranular. La oligoclasa (52%) es de grano medio a grueso con formas euhedrales y maclas polisintéticas o maclas simples; raramente se pueden observar cristales de plagioclasa que muestran núcleos corroídos y bordes dentados. Posiblemente se deba a una composición más cálcica o anortosítica, sin embargo, este tipo de fases no son tan comunes y se interpretan como xenocristales. El feldespato potásico (17%) aumenta con respecto a la litología anterior, se observan maclas en tartán y reemplazos por mirmekitas.

La biotita (23%) presenta formas subhedrales con tamaños de grano de medio a fino, es común observarla relleno de intersticios y formando aglomerados de esta misma fase. El cuarzo (7%) tiene formas anhedrales y se encuentra relleno de intersticios, su extinción es ondulante. También existe zircón y titanita como mineral accesorio, así como minerales opacos amorfos (<1%).

#### *5.7c Granodioritas-tonalitas de hornblenda y biotita*

Estas litologías desarrollan una microtextura hipidiomórfica inequigranular de grano medio a grueso. La composición de la plagioclasa está entre oligoclasa y andesina (41-57%), muestra formas euhedrales y en ocasiones se observan zoneamientos discontinuos y oscilatorios; normalmente los maclados son de tipo albita. El feldespato potásico es subhedral-anhedral (10-15%), raramente se observa con un maclado en tartán. La biotita (12-18%) es el principal componente hidratado de estas rocas con tamaño de medio a grueso, un color rojizo y formas euhedrales-subhedrales principalmente. El cuarzo (10-15%) es anhedral, presenta una textura intersticial con bordes lobulados y normalmente posee extinción ondulante. La roca incluye zircón y opacos como accesorios.





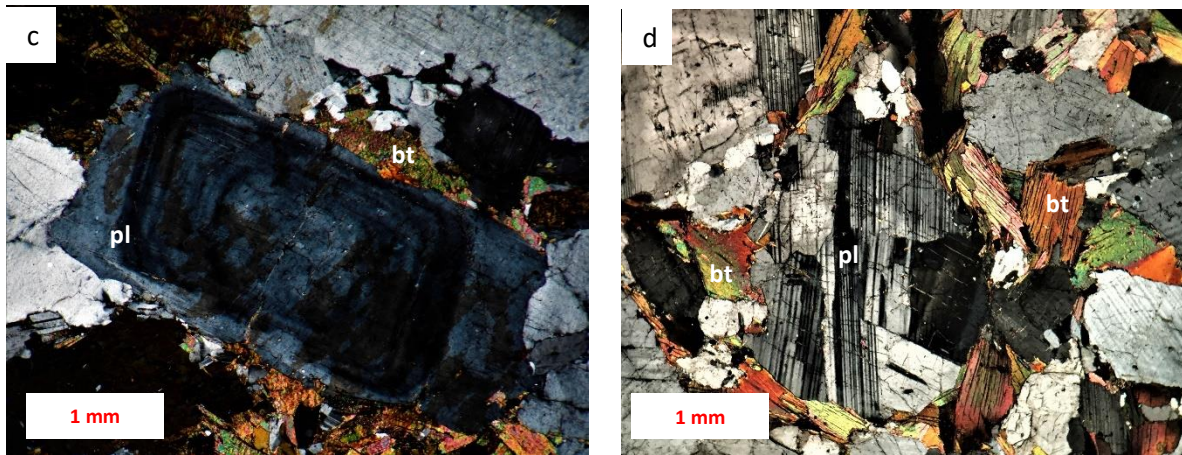


Figura 5.4 a) y b) Textura hipidiomórfica inequigranular en la cuarzo monzodiorita de hornblenda>biotita donde resalta el fenocristal de hornblenda (hbl). c) Plagioclasa (pl) que muestra un zoneamiento concéntrico continuo. d) Cuarzo monzodiorita de biotita>hornblenda.

### 5.8 Gabro de Hornblenda

La descripción de esta unidad tiene el único objetivo de hacer una comparación con el gabro de olivino encontrado en la zona de Punta Mita. El gabro de hornblenda se encontró en la comunidad San Rafael de los Moreno al sureste del BPV y es la primera vez que se detectan este tipo de rocas en todo el BPV.

En esta unidad se observa una textura hipidiomórfica, holocristalina, inequigranular de grano medio a grueso. La fase más dominante es la hornblenda (59%), normalmente presenta un fracturamiento intergranular y formas subhedrales (Fig. 5.5 a y b). La hornblenda en general no se observa en equilibrio y presenta numerosas inclusiones de óxidos, biotitas, etc. En algunas ocasiones la hornblenda presenta el desarrollo de clinopiroxenos en su núcleo (Fig. 5.5). Los clinopiroxenos se observan con un alto fracturamiento intergranular.

La biotita (12 %) presenta formas subhedrales y tamaños de grano de medio a fino; normalmente se le observa como inclusiones en las hornblendas. La plagioclasa (16%) muestra formas subhedrales y comúnmente se observa relleno de intersticios como alguna fase tardía, así también se encuentra afectada por minerales arcillosos. No se pudo identificar su composición mediante técnicas convencionales (Michael-Levy), debido a que en numerosos casos no aplicaba la regla y casi todos están alterados por mineral arcillosos.

También existen minerales como la clorita (<5%) que está afectando a la biotita y hornblenda. Existe una gran cantidad de minerales opacos (5%) de grano fino, comúnmente no presentan formas bien definidas.

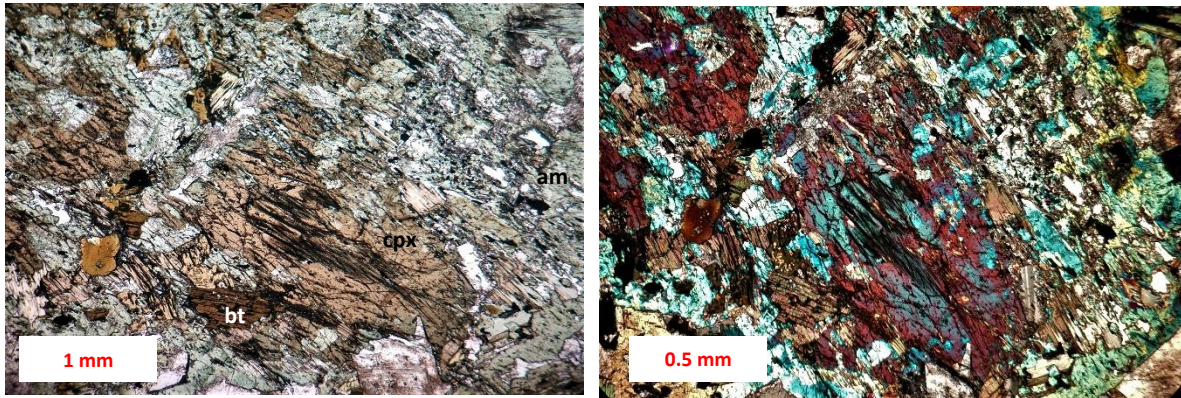


Figura 5.5 a) y b) ambas micrografías son la misma toma en a) se observa la muestra en luz paralela donde se puede observar un núcleo de cpx (cpx), coronado por anfíboles (am) e inclusiones de biotita (bt). En general se observa un desequilibrio en las fases. d) microfotografía en nicols cruzados.

## 5.9 Basaltos

Las fases presentes en estas litologías son plagioclasa (45-55%) + vidrio y material criptocristalino (20%) + clinopiroxeno (6-12%) + óxidos (8-14%) + ortopiroxeno (5%). Las microestructuras detectadas en las diferentes unidades son: microlíticas, hipocristalinas, inequigranulares, subofítica y con menos frecuencia porfídicas (Fig. 5.6a y b).

La plagioclasa se encuentra frecuentemente como microlitos, pero en algunos casos se encuentra con un tamaño de grano medio. En este último caso desarrollan texturas subofítica (Fig. 5.6a), donde los piroxenos rellenan espacios entre las plagioclasas. Este tipo de texturas se desarrollan en rocas de características subvolcánicas o de carácter hipabisal lo cual se observó en ciertas unidades en campo (PMO-17, 19 y 11). La plagioclasa exhibe maclas polisintéticas y se determinaron su composición mediante el método Michael-Levy como andesina y labradorita.

El grupo del clinopiroxeno consta de augita-diópsido, mientras que el ortopiroxeno es hiperstena; los dos tipos de piroxeno tienen formas subhedrales. El tamaño de grano varían de medio a fino y en algunas muestras de diques se puede observar ortopiroxeno embebido en la matriz. El olivino se observa con formas subhedrales y en ocasiones formas esqueléticas con tamaños de grano de medio a fino (muestras PMO-17-19-11). La mayoría de los cristales de olivino presenta una alteración parcial a iddingsita (Fig. 5.6a) y formas esqueléticas, lo que indican un desequilibrio en los cristales durante el ascenso del magma. Estos

magmas anhidros típicos de magmas andesíticos-basálticos se caracterizan por sus fases minerales desarrolladas (plagioclasa, piroxeno y en menor proporción olivino).

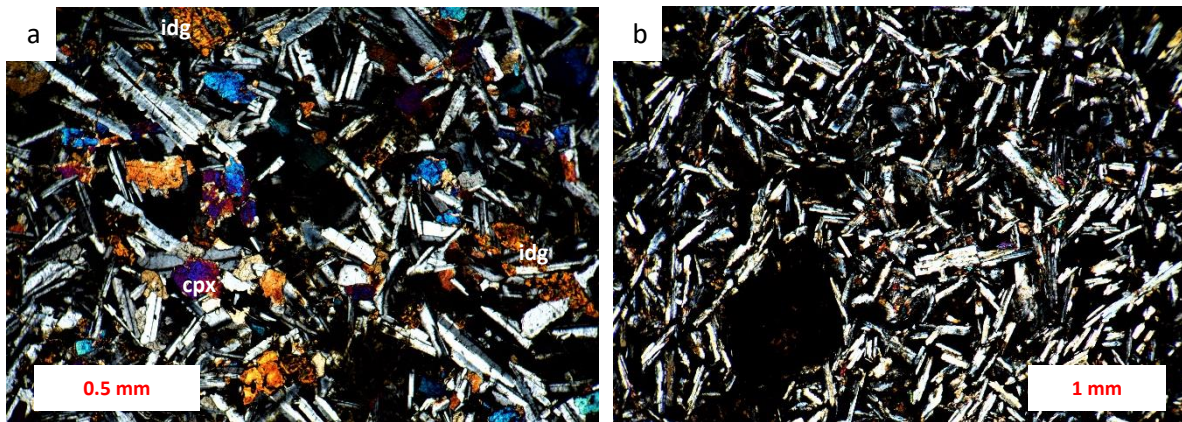


Figura 5.6 a) textura subofítica en rocas de la andesita-basáltica, también se muestra iddingsita (idg) como alteración del olivino b) microlitos de plagioclasa, flotando en vidrio volcánico y material criptocristalino, nótese el pseudomorfo de tamaño considerable en la parte inferior izquierda.

### 5.10 Areniscas

El objetivo del presente no es dar las características precisas de esta unidad, sin embargo, se proporcionará las más comunes y una estimación visual de los componentes para la clasificación de la roca.

Esta litología presenta una mineralogía compuesta por feldespato (35%), cuarzo (30%), matriz (20%), biotita (5-10%), calcita (5%) (no se detectó la presencia de líticas). Posee un tamaño de grano de arena fina a media, se encuentra bien clasificada y sus granos son sub-angulares (Fig. 5.7 a y b). El contacto entre los granos es punto a punto, pero, la mayoría de los granos están soportado por la matriz. Se observa a la calcita como cementante (5.7b) y minerales micáceos orientados en una dirección los cuales presentan una deformación causada por el peso de la secuencia (5.7b).

Según la clasificación de Garzanti et al. (2016) se trata de una arenisca feldespato-cuarzosa. Se interpreta que la principal fuente de aporte para formar estas areniscas son los cuerpos plutónicos del BPV.



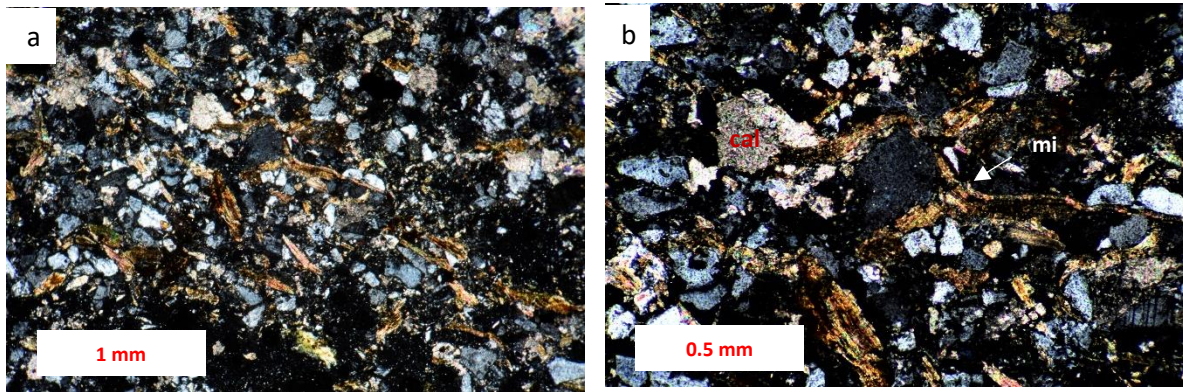


Figura 5.7 a) Microfotografía de la arenisca paralela a la estratificación, se observa que los mayores componentes son cuarzo-feldespato, también se observa la orientación paralela de las micas a la estratificación. b) detalle de la deformación de las micas (mi) resultado de una compactación de la secuencia. Nótese a la calcita (cal) como cementante.

<i>Muestra</i>	PMO-1701C	PMO-1704	PMO-1709	PMO-1713	PMO-1716	PMO-1718	PVF-1725
<i>Cuarzo</i>	60	91	97	10	73	0	0
<i>Feldespato-potásico</i>	58	102	65	58	141	0	0
<i>Plagioclasa</i>	297	294	346	297	336	358	115
<i>Biotita</i>	115	102	109	115	76	0	82
<i>Hornblenda</i>	151	83	89	151	60	0	395
<i>Óxidos</i>	8	3	6	9	5	58	29
<i>Piroxeno</i>	0	0	0	0	0	28	32
<i>Olivino</i>	0	0	0	0	0	165	0
<i>Total de puntos</i>	687	675	712	700	631	609	571
<i>Clasificación</i>	Cuarzo-monzodiorita de biotita	Cuarzo monzodiorita de biotita	Cuarzo monzodiorita de biotita	Cuarzo monzodiorita de hornblenda	Granodiorita de biotita	Gabro de olivino	Gabro de hornblenda

Tabla 5.1 Conteo de puntos para la clasificación de los granitoides analizados en este trabajo. Se clasificaron las rocas mediante el diagrama para rocas plutónicas de Streckeisen 1973.

## 6. QUÍMICA MINERAL

El presente capítulo muestra los resultados de microanálisis mediante una Microsonda Electrónica de Barrido (EMPA, por sus siglas en inglés) del Instituto de Geofísica campus Michoacán, de 3 granitoides y una anfibolita. Se analizaron elementos mayores en plagioclasa, anfíbol, biotita y piroxenos usando una microsonda JEOLJXA-8230. Las condiciones analíticas fueron 15 eV de voltaje y 10 nA de corriente en el haz de electrones. Para el análisis de plagioclasas y piroxenos se utilizó un haz enfocado, mientras que para los anfíboles y biotitas se empleó un haz desenfocado a 10  $\mu\text{m}$  para evitar la pérdida de Na y agua por migración (Devine et al., 1995). Las muestras fueron seleccionadas con base en las relaciones texturales y la relevancia petrológica en el desarrollo geológico regional. En la tabla 1 de la parte de anexos se muestra los microanálisis representativos. En este capítulo se pretende ilustrar la composición química de las fases seleccionadas y las variaciones químicas de las mismas. Las muestras analizadas se muestran en la siguiente tabla:

Muestra	Tipo de roca
PMO-1707a	Anfibolita
PMO-1704	Cuarzo monzodiorita
PMO-1709	Cuarzo monzodiorita
PMO-1713	Cuarzo monzodiorita

Tabla 6.1 Muestras analizadas mediante EMPA.

### 6.1 Orto-Anfibolita

#### 6.1a Plagioclasa

El cálculo de la fórmula mineral se realizó con base en 8 oxígenos. La composición obtenida en la plagioclasa (Fig. 6.1) varía en el contenido de An entre el 34-61%, la Ab entre el 63-38% y la Or entre el 0.5 y 1.8%. La mayoría de las composiciones en la plagioclasa se centra en la andesina ( $\text{An}_{49}$ ), la cual se concentra en la matriz y normalmente en equilibrio con la hornblenda. La plagioclasa con mayor contenido de  $\text{An}_{60}$  se encuentra en las texturas poligonales donde la hornblenda es escasa y el calcio se ha otorgado a la plagioclasa. Esta última textura no es tan común, pero evidencia la reacción posible del pico metamórfico que se acompaña de la formación del clinopiroxeno. El contenido de sílice es variable y disminuye proporcionalmente a un contenido mayor de An, la sílice varía entre 2.3-2.6 apfu (átomos por unidad de fórmula).

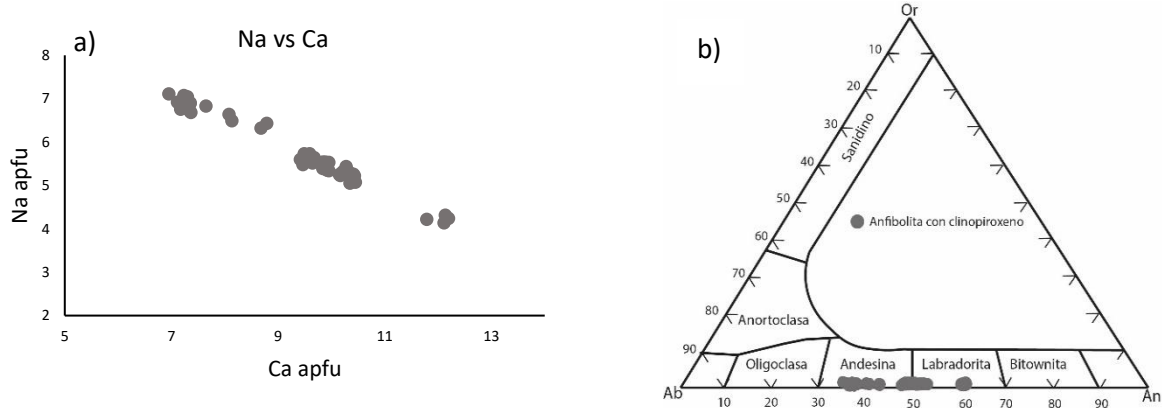


Figura 6.1 a) Diagrama binario de Na vs Ca, donde para una misma muestra (PMO-1707a) se observa una diversidad en el contenido de Na y Ca, pero, con 3 concentraciones o familias importantes siendo la de  $An_{49}$  la más abundante en esta unidad. b) Clasificación de las plagioclasas en el diagrama Ab-An-Or.

### 6.1b Anfíbol

Los anfíboles estudiados en esta litología son de tipo cálcica, su fórmula química se calculó en base a 23 oxígenos utilizando la clasificación de Leake et al. (1997) (Fig. 6.2a). La clasificación química de la muestra está entre edenita y pargasita, siendo el intercambio catiónico de tipo edenita ( $NaAl^IV-Si_{1.1}$ ). Las mediciones fueron hechas en cristales de anfíbol prismáticos en equilibrio con la plagioclasa, los cuales muestran una ligera zonificación ya que muestran núcleos de edenita y bordes con enriquecimiento de pargasita, lo cual implica intercambios inversos de edenita. Sin embargo, la mayor parte de los anfíboles de esta unidad son de tipo edenítico.

El contenido de sodio en el sitio estructural "A" (Leake et al., 1997) varía entre 0.28-0.39 átomos por unidad de fórmula, mientras que el  $Al^VI$  y Ti del sitio octahedral varía entre 0.3-0.61 y 0.7-1.5 átomos por unidad de fórmula. La relación de  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  varía entre 0.51-0.61.

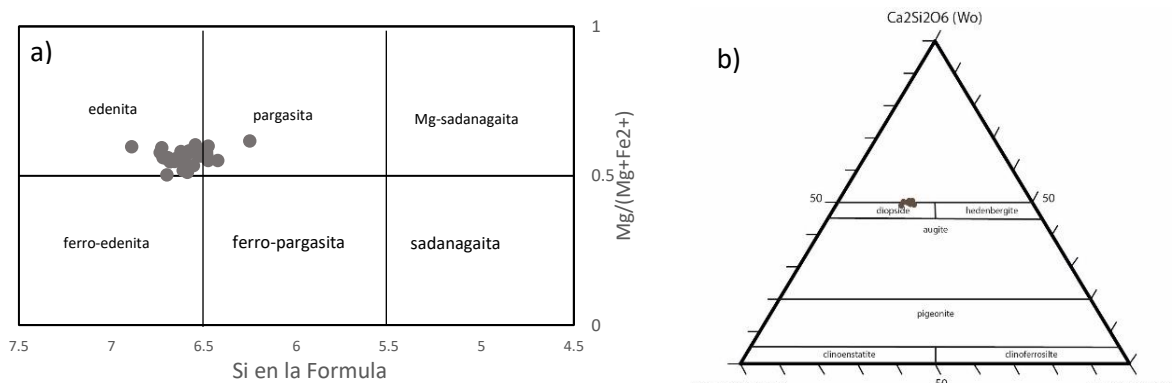


Figura 6.2 a) Clasificación de anfíboles de Leake et al. (1997), parámetros de la tabla:  $Ca_B \geq 1.50$ ;  $(Na + K)_A \geq 0.50$  b) Diagrama de clasificación de piroxenos de Morimoto et al. (1988).

### *6.1c Piroxeno*

La fórmula estructural del piroxeno fue obtenida con base en 6 oxígenos. Los cristales de piroxeno son químicamente homogéneos y prácticamente presentan las mismas características químicas. La composición química del piroxeno está dentro del campo del diópsido y su composición general puede expresarse como  $En_{33-36\%}Fs_{14-16\%}Wo_{48-49\%}$ . El piroxeno muestra formas euédrales y normalmente se asocia en equilibrio con la plagioclasa y el anfíbol. Raramente se observaron exsoluciones de anfíbol en el clivaje de piroxeno, posiblemente un proceso de regresión metamórfica. La clasificación de los clinopiroxenos fue hecha en el diagrama ternario de Morimoto et al. (1988) (Fig. 6.1b).

## **6.2 Granitoides**

### *6.2a Plagioclasa*

Esta fase mineral fue calculada en base a 8 oxígenos. La composición de la plagioclasa es mayormente andesina con contenidos de An entre 29.5-45.6%, Ab entre 55.4-70.5% y de Or 0.6-2.6% (Fig. 6.3b). La mayor parte de los cristales de plagioclasas son químicamente homogéneos y están dentro del campo de la andesina, sin embargo, se analizaron cristales de plagioclasas zonificados y muestran variaciones en el contenido de An en las 3 muestras de roca analizadas. En la mayoría de los casos fue posible observar un núcleo estable de composición sódica, seguido de un ligero enriquecimiento de An (Fig. 6.3a, d, e, f, g). Los bordes presentan un comportamiento complejo ya que se pueden observar aumentos y disminuciones de An, pero, al final terminan con una composición de An similar al núcleo. Existe un cristal que muestra un empobrecimiento de An en el núcleo y muy ligeros aumentos de An hacia los bordes (Fig. 6.3c). También se observó un caso donde el contenido de An es muy variable y con diferentes comportamientos al resto de los cristales, posiblemente se trate de un xenocristal (Fig. 6.3h). Teóricamente la reabsorción en la plagioclasa puede ser causada por un súbito incremento de temperatura, por un decremento en la presión reflejando un ascenso rápido del magma o por un incremento de la actividad del agua (Vance, 1965; Wiebe, 1968; Castro, 2001).

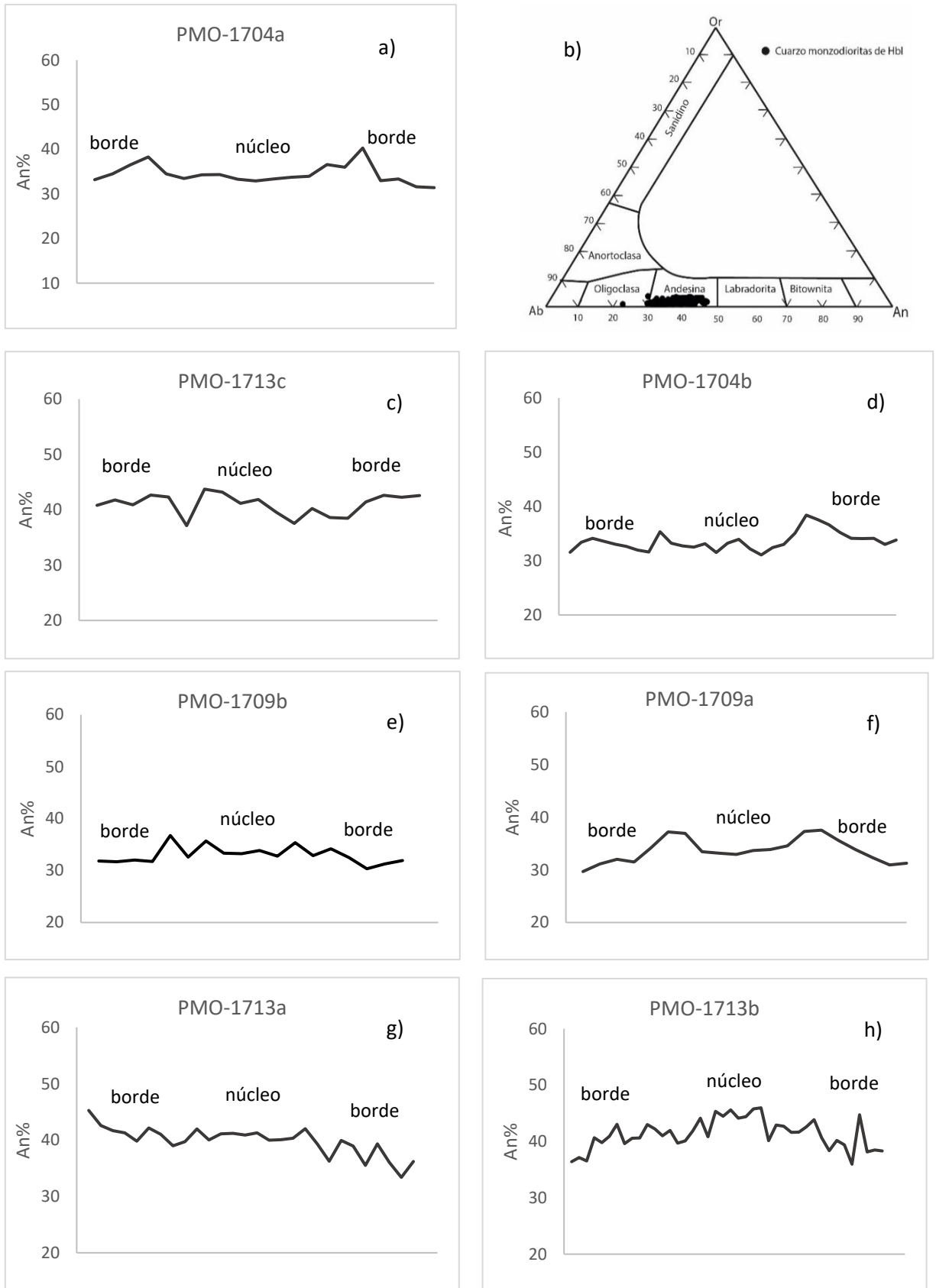


Figura 6.3 (a, c, d, e, f, g, h) perfiles realizados en la plagioclasa de los granitoides, ver la explicación en el texto. b) Clasificación de la plagioclasa de los granitoides del BPV.



### 6.2b Anfíbol

El cálculo de la fórmula química de los anfíboles se hizo con base en 23 oxígenos de acuerdo con Leake et al. (1997). Se midieron cristales en contacto con plagioclasa y en ocasiones con biotita.

Los anfíboles medidos son de tipo cálcico (Fig. 6.4) y de acuerdo con los esquemas de clasificación de Leake et al. (1997), la mayoría de los anfíboles son magnesio-hornblendas con variaciones a edenita y ferro-edenita. El contenido de Si varía entre 6.5-7.2 átomos por unidad de fórmula (apfu). Las muestras presentan intercambios químicos de tipo Tschermak ( $Al^{IV} Al^{VI} - Mg_{-1} Si_1$ ) y de tipo edenita ( $NaAl^{IV} - Si_{-1}$ ). Las hornblendas de la muestra PMO-1713 son magnesio-hornblendas, mientras que los anfíboles de la muestra PMO-1704 muestran una transición entre edenita y ferro-edenita debido a la variación de  $X_{Mg}$  (Fig. 6.4). El caso de la muestra PMO-1709 es distinto ya que muestra núcleos de composición entre el límite de edenita y ferro-edenita con desarrollos de magnesio-hornblenda en los bordes. El contenido de álcalis (Na+K) en las fases medidas varía de entre 0.40 y 0.61 átomos por unidad de fórmula (apfu); además, presenta una correlación negativa en el contenido de sílice y una correlación positiva con el contenido de aluminio, reflejando una tendencia común para los anfíboles cálcicos en magmas calco-alcalinos (Femenias et al. 2006). El contenido de  $Al_{total}$  varía entre 1.47 y 1.78 átomos por unidad de fórmula (apfu).

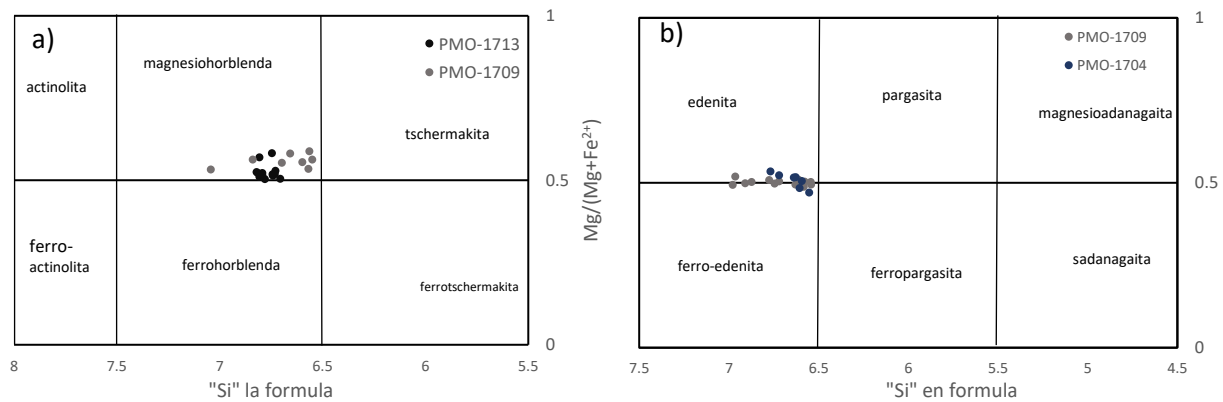


Figura 6.4 Diagrama de Leake et al. (1997) para anfíboles cálcicos a) parámetros de la tabla:  $Ca_B \geq 1.50$ ;  $(Na + K)_A < 0.50$  b) parámetros de la tabla:  $Ca_B \geq 1.50$ ;  $(Na + K)_A \geq 0.50$ .

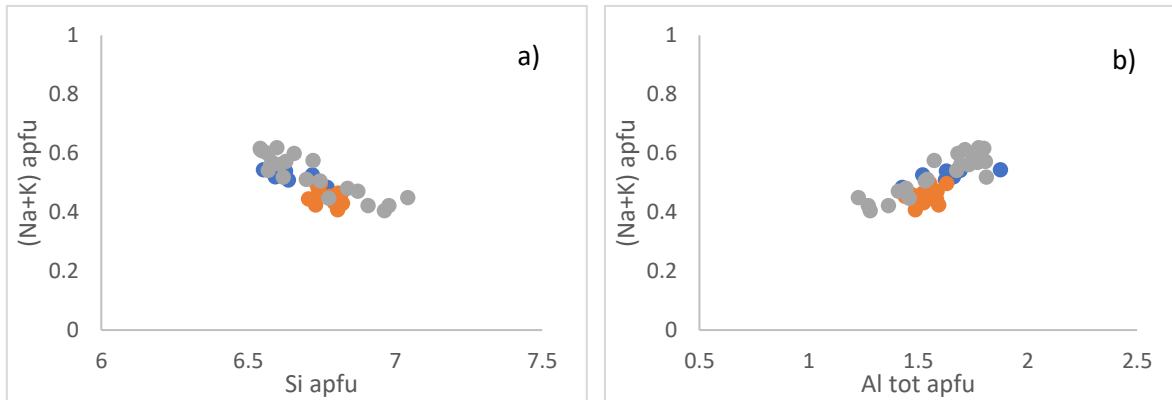


Figura 6.5 a) diagrama (Na+K) apfu vs Si apfu y b) (Na+K) apfu vs Al tot apfu (Feemenias et al., 2006).

### 6.2c Biotita

De acuerdo con la clasificación de la mica de Rieder et al. (1999), la biotita de la zona de Punta Mita presenta composiciones intermedias entre los extremos entre la siderofilita y annita, además presentan una relación alta de Fe/(Fe+Mg) de entre 0.45-0.56 (Fig. 6.6a). El contenido de TiO<sub>2</sub> (wt%) varía entre 1.93-3.34 y su contenido en átomos por unidad de fórmula (apfu) varía en 0.23-0.033 para este mismo elemento. Como se muestra en el diagrama MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO<sub>tot</sub> (Fig. 6.6b), las biotitas medidas están dentro de la región C que representa a la suite de granitoides calco-alcalinos de ambiente orogénico (Abdel-Rahman, 1994).

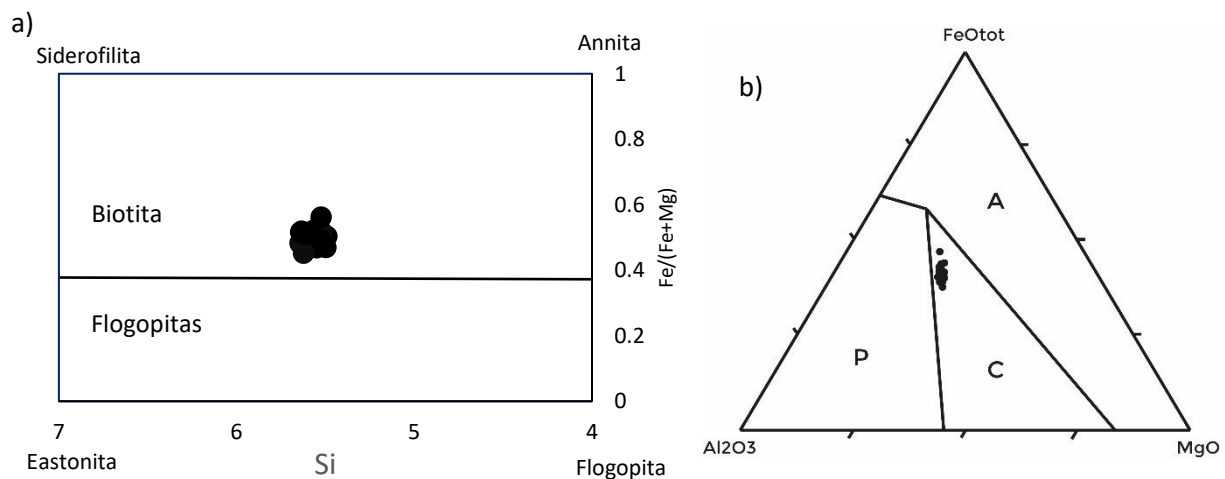


Figura 6.6 a) Clasificación de Rieder et al. (1998) para las micas b) Diagrama de Abdel-Rahman (1994) de discriminación tectónica de las biotitas, A=magmas alcalinos C=magmas calco-alcalinos P=magmas peraluminosos.

## 7.GEOQUÍMICA E ISOTOPIA

En el presente capítulo se muestran los resultados geoquímicos de 13 muestras analizadas las cuales fueron seleccionadas con base en varios criterios que se detallan a continuación. En campo se seleccionaron, en medida de lo posible, muestras frescas. Para esto se buscaron los afloramientos menos meteorizados, que estén lejos de fallas, contactos o cualquier situación estructural que pueda afectar el resultado final de los análisis. Posteriormente, en base a los análisis petrográficos, se utilizaron criterios que se centraron en identificar alteraciones o formación de minerales secundarios, incluso, la existencia de xenocristales que puedan afectar la veracidad de los análisis geoquímicos.

La metodología para la preparación de las muestras en los análisis geoquímicos consistió en el uso de la prensa hidráulica del Instituto de Geología y el del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM, así como el pulverizador de anillos de acero endurecido y las instalaciones del taller de separación de minerales del LUGIS. El resultado de este proceso son 3 alícuotas de cada muestra para los análisis geoquímicos e isotópicos correspondientes.

A continuación, se presentan los resultados de los análisis de elementos mayores, traza e isotopía de las rocas de la zona de Punta Mita.

### 7.1 Elementos Mayores

Los elementos mayores (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K y P) fueron determinados mediante fluorescencia de rayos X (tabla 7.1) en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (LFRX) del Instituto de Geología de la UNAM. La metodología analítica empleada es la de Lozano Santa-Cruz y Bernal (2005). Los resultados se plasmaron en dos tipos de gráficos distintos, para el ensamble de rocas intrusivas se utilizó el diagrama TAS (Fig. 7.1a) (Modificado por Wilson, 1989; de Cox et al., 1979). Para las rocas extrusivas se utilizó el diagrama TAS (Fig. 7.1b) de Le Bas et al. (1986) y en ambos diagramas de clasificación geoquímica se incluyeron los datos de la orto-anfibolita para fines de clasificación. Se utilizó el software Excel para realizar los diagramas correspondientes. Se incluyen los datos de elementos mayores de la zona de Punta Mita de Schaaf (1990).

Muestra	PMO-1701C	PMO-1704	PMO-1705A	PMO-1705B	PMO-1707A	PMO-1709	PMO-1712	PMO-1713	PMO-1718	PMO-1720	PMO-1733	PM-5	PVF-1725
Tipo de roca	Cuarzo Monzodiorita	Cuarzo Monzodiorita	Orto-anfibolita	Granito	Orto-anfibolita	Cuarzo Monzodiorita	Basalto	Cuarzo Monzodiorita	Gabro de olvino	Andesita-basáltica	Andesita-basáltica	Basalto	Gabro de Hbl
Longitud (W)	105°22'31.04"	105°24'10.40"	105°25'3.60"	105°25'3.60"	105°27'32.72"	105°27'22.95"	105°23'53.56"	105°23'40.50"	105°23'1.08"	105°17'54.64"	105°22'58.84"	105°29'49.25"	105°11'53.57"
Latitud (N)	20°46'46.40"	20°49'25.00"	20°52'56.56"	20°52'56.56"	20°48'40.81"	20°46'38.30"	20°45'23.27"	20°44'24.20"	20°56'33.24"	20°51'8.27"	20°56'38.77"	20°47'17.22"	20°07'17.02"
Elementos mayores (wt.%)													
SiO <sub>2</sub>	70.93	60.73	45.69	61.93	47.55	61.88	56.17	58.40	49.07	49.55	49.43	50.10	51.52
TiO <sub>2</sub>	0.32	0.78	1.17	0.50	1.05	0.75	0.95	0.94	1.61	2.14	1.64	1.71	0.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.72	17.27	16.85	18.39	15.64	16.94	17.83	17.34	18.22	15.27	16.63	16.53	10.77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	2.39	6.26	12.40	4.95	10.10	5.89	7.60	6.91	8.91	11.64	10.23	10.14	9.90
MnO	0.04	0.11	0.21	0.13	0.14	0.11	0.12	0.11	0.13	0.19	0.14	0.13	0.14
MgO	0.71	2.44	6.14	0.84	7.21	2.21	3.76	3.17	4.00	4.90	6.74	6.45	13.73
CaO	2.21	5.58	12.63	4.29	12.86	5.04	6.50	6.46	9.46	8.38	8.81	7.55	8.71
Na <sub>2</sub> O	3.70	4.10	2.12	5.53	2.62	4.22	4.13	3.55	3.98	3.63	3.36	3.68	2.23
K <sub>2</sub> O	4.23	1.82	1.35	1.79	0.97	2.09	2.19	2.06	2.18	1.53	1.03	1.31	0.88
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.22	0.24	0.16	0.53	0.21	0.27	0.27	0.73	0.56	0.44	0.48	0.21
PXC	0.26	0.46	0.96	1.15	0.98	0.32	0.38	0.44	1.72	2.22	1.54	1.93	1.06
Suma	99.65	99.75	99.75	99.65	99.65	99.65	99.90	99.65	100.00	99.99	100.00	100.00	100.00
Elementos traza(ppm)													
Li	15.71	21.11	21.31	15.71	19.11	20.82	70.54	23.99	15.14	21.15	22.61	14.40	14.93
Be	1.46	1.57	0.97	1.97	1.25	1.61	1.93	1.62	2.34	1.69	1.43	1.36	0.85
P	0.14	0.19	0.24	0.16	0.54	0.19	0.27	0.28	0.72	0.57	0.44	0.47	0.20
Sc	0.34	11.07	30.28	5.72	29.66	8.22	16.16	13.62	18.78	20.59	25.03	18.52	27.87
Ti	0.31	0.70	1.12	0.47	1.02	0.65	1.02	0.93	1.59	2.12	1.57	1.63	0.84
V	25.18	109.55	360.64	16.82	252.55	91.01	154.42	129.54	225.71	278.83	223.81	229.21	162.84
Cr	260.98	171.55	208.30	172.65	364.49	181.64	104.87	185.16	154.20	113.39	261.59	132.31	922.29
Co	3.22	10.97	39.79	3.86	30.07	9.17	21.83	14.79	23.29	30.24	36.52	28.91	58.52
Ni	4.40	6.09	71.31	3.10	111.67	5.36	16.25	11.14	32.35	26.85	97.79	47.39	337.82
Cu	2.09	8.04	85.73	3.12	29.69	8.82	34.27	13.11	51.95	50.16	49.57	97.78	66.63
Zn	34.21	72.21	102.34	73.80	83.40	69.80	84.74	88.85	95.81	109.52	88.22	105.17	72.85
Ga	15.90	19.54	18.18	20.52	18.19	18.75	20.86	21.74	21.55	20.68	18.90	18.89	12.87
Rb	111.75	45.65	40.79	35.69	16.87	53.87	68.48	62.97	26.80	44.49	16.60	20.94	20.07
Sr	300.18	538.34	636.24	546.02	780.95	471.20	728.28	647.19	1846.97	632.32	533.40	479.24	421.05
Y	9.16	22.32	24.60	19.52	21.67	20.34	20.16	19.81	24.90	33.32	27.86	27.33	12.14
Zr	128.89	154.88	65.11	303.01	91.69	208.44	187.48	65.39	221.38	196.09	177.73	172.49	68.96
Nb	4.86	6.95	4.44	8.91	7.18	7.11	8.50	7.73	12.24	12.52	11.92	9.54	4.98
Mo	1.50	1.59	1.18	1.86	0.80	1.35	1.17	2.46	1.83	2.33	1.58	1.54	0.94
Sn	0.88	1.60	2.52	1.20	1.09	1.46	1.15	1.41	1.54	1.95	1.45	1.40	0.70
Sb	0.16	0.40	1.08	0.72	1.15	0.32	0.17	0.14	0.10	0.39	0.20	0.11	0.09
Cs	3.03	2.42	2.72	1.44	1.05	2.42	2.98	1.83	4.73	0.93	0.40	0.15	0.88
Ba	1322.73	873.94	237.33	915.99	355.16	880.70	837.09	904.28	966.93	595.76	419.04	416.19	404.75
La	32.09	16.52	9.60	27.89	14.71	25.41	27.04	32.19	43.14	22.49	20.06	17.82	13.01
Ce	61.50	37.25	23.61	50.33	30.79	46.62	52.51	62.45	94.55	51.92	45.60	41.82	28.08
Pr	6.80	5.06	3.47	5.95	4.16	5.73	6.26	7.37	12.65	7.25	6.24	5.80	3.66
Nd	23.61	21.27	16.84	22.48	18.73	22.01	24.31	27.79	49.75	31.30	26.49	25.23	15.37
Sm	3.94	4.76	4.61	4.44	4.64	4.44	5.15	5.30	9.15	7.37	6.04	5.89	3.34
Eu	0.98	1.24	1.30	1.85	1.39	1.20	1.47	1.43	2.43	2.14	1.74	1.73	1.02
Tb	0.39	0.67	0.75	0.60	0.67	0.61	0.59	0.66	0.95	1.07	0.86	0.87	0.43
Gd	2.91	4.26	4.64	3.94	4.40	3.91	3.98	4.45	7.18	7.12	5.78	5.76	3.03
Dy	1.78	3.91	4.46	3.40	3.81	3.54	3.38	3.50	4.92	6.34	5.13	5.21	2.40
Ho	0.34	0.77	0.86	0.68	0.74	0.70	0.66	0.67	0.91	1.23	1.00	1.03	0.46
Er	0.93	2.16	2.37	1.93	2.02	2.00	1.91	1.84	2.42	3.31	2.70	2.78	1.18
Yb	0.87	2.09	2.25	1.98	1.93	1.99	1.79	1.69	2.09	2.99	2.49	2.54	1.02
Lu	0.14	0.31	0.33	0.31	0.29	0.30	0.28	0.25	0.30	0.44	0.37	0.38	0.15
Hf	3.40	3.78	1.81	6.54	2.30	4.96	4.35	1.64	5.14	4.47	3.92	3.84	1.74
Ta	0.30	0.77	0.40	0.52	0.42	0.42	0.59	0.71	0.66	0.78	0.69	0.58	0.29
W	0.22	0.34	0.71	0.35	0.43	0.25	0.14	0.23	0.19	0.63	0.31	0.25	0.20
Tl	0.57	0.33	0.28	0.25	0.19	0.40	0.40	0.40	0.11	0.28	0.05	0.11	0.11
Pb	12.07	9.57	6.38	15.57	4.32	9.81	9.36	10.15	10.61	9.23	5.25	5.05	3.24
Th	9.93	2.45	1.46	7.88	2.26	5.49	4.68	6.79	3.89	2.93	1.51	1.51	1.81
U	1.41	1.15	0.67	1.44	0.88	1.31	1.52	0.80	1.33	1.28	0.52	0.59	0.42

Tabla 7.1 Concentraciones de elementos mayores y traza. También se incluyen la clasificación de la roca y su ubicación. Los datos de elementos mayores se obtuvieron mediante FRX y los elementos traza con ICP-MS.

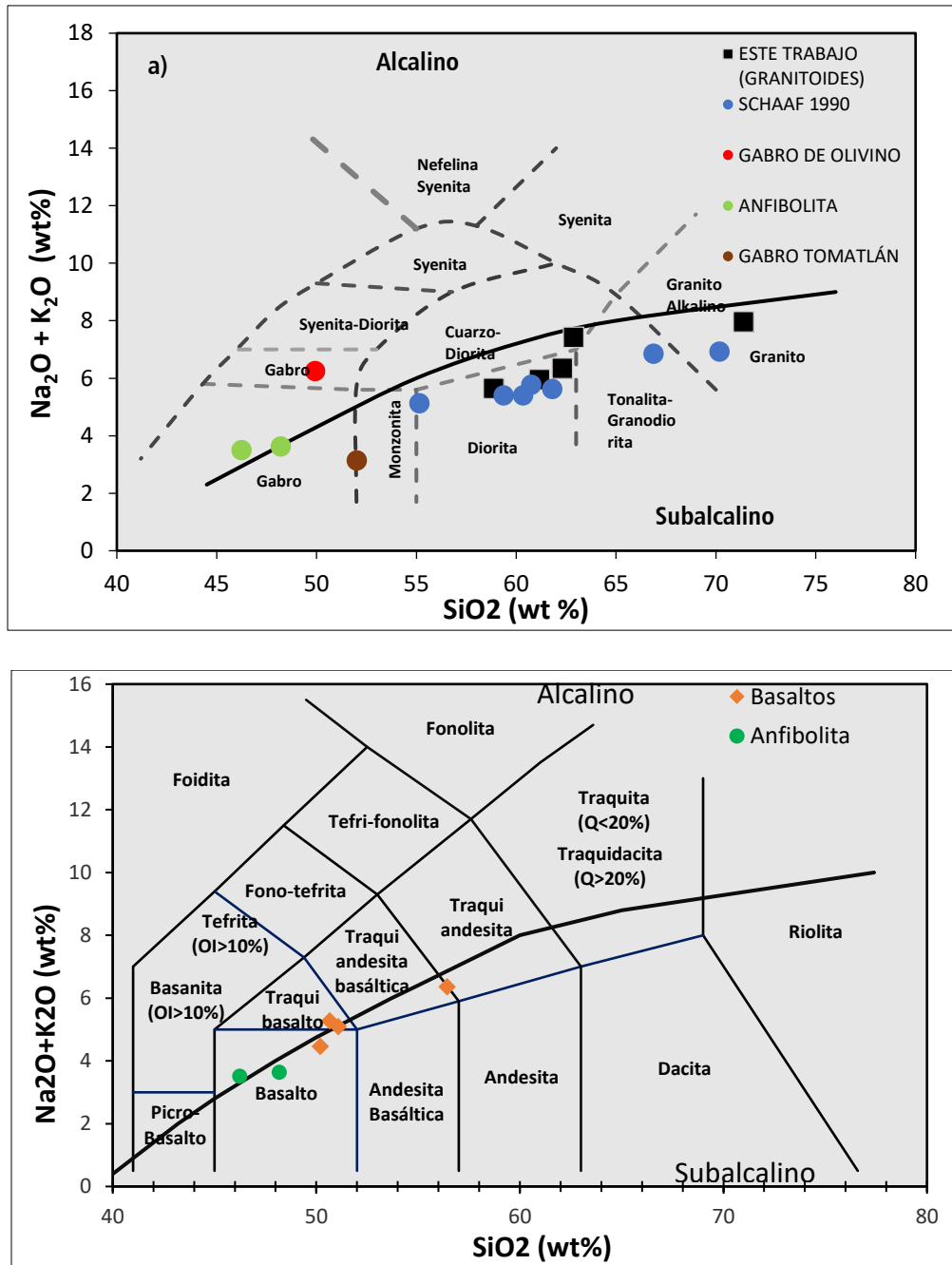


Figura 7.1 a) diagrama TAS modificado por Wilson (1989), de Cox et al., (1979) para las rocas plutónicas y la orto-anfibolita. b) diagrama TAS de Le Bas et al., (1986) para rocas volcánicas y orto-anfibolita. La línea negra curvada en ambos diagramas divide a las rocas alcalinas de las subalcalinas (Irvine y Baragar, 1971).

Los diagramas (Fig. 7.1a) muestran que las rocas del ensamble batolítico de la zona de Punta Mita (Cuarzo monzodiorita) se agrupan entre el 58% y 64% de sílice acotado en el campo de las dioritas con una muestra en el campo de la cuarzo-diorita. Las granodioritas y tonalitas cubren los campos de tonalitas y granitos. La diorita contiene un 55% de sílice, y se encuentra entre los campos de la monzodiorita y diorita. Toda la suite de rocas intrusivas de PM a excepción del gabro de olivino (PMO-1718) está dentro

del campo de magmas subalcalino y pertenecen al grupo calco-alcalino según el diagrama AFM (7.2). El gabro de olivino se encuentra dentro del campo alcalino. El gabro de hornblenda (gabro Tomatlán) contiene un 51% de sílice y se encuentra dentro del campo de los gabros, es de carácter subalcalino y se encuentra en el campo toleítico según el diagrama AFM. La orto-anfibolita se encuentra en el campo de los gabros según el diagrama TAS (Fig. 7.1a) y en el campo de los basaltos en el diagrama TAS para rocas extrusivas (Fig. 7.1b). En el diagrama AFM una de las muestras de la orto-anfibolita grafica en el límite calcoalcalino-toleítico, mientras que la segunda está dentro del campo toleítico (Fig. 7.2). Lo anterior no determina un protolito claro para las anfibolitas, por lo que los análisis químicos restantes esclarecerán la naturaleza de la litología.

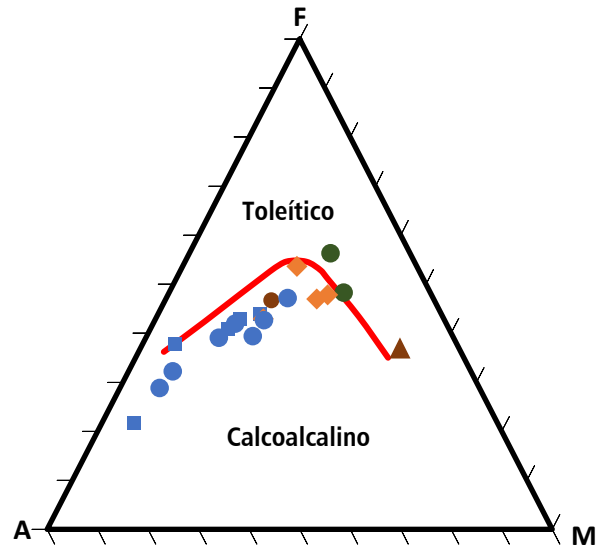


Figura 7.2 Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971). Línea negra divide a las rocas toleíticas de las calcoalcalinas. Misma simbología que la figura 7.1.

Los basaltos presentan varias composiciones, sus datos se distribuyen en los campos de los basaltos, traqui-basaltos y traqui-andesita basáltica (Fig. 7.1b). Las muestras graficadas se encuentran en el límite entre los magmas alcalinos y subalcalino, siendo 3 muestras entre los magmas subalcalinos y uno dentro de los magmas alcalinos. El diagrama AFM los caracteriza como magmas calco-alcalinos (Fig. 7.2).

En el diagrama de sílice vs potasio (Fig. 7.3) se puede observar la afinidad de los magmas batolíticos a la serie calco-alcalina de medio potasio, mientras que dos muestras grafican en la serie calco-alcalina de alto potasio. El gabro de olivino (PMO-1718) se encuentra dentro de la serie alcalina. Por otra parte, el gabro de Tomatlán grafica en la serie calco-alcalina de medio potasio. La orto-anfibolita reparte una muestra en la serie calco-alcalina de medio potasio y otra en el campo calco-alcalina de alto potasio. La misma situación ocurre con las muestras de basaltos con dos de sus muestras en la serie calco-alcalina de medio potasio y los dos restantes en la de alto potasio.

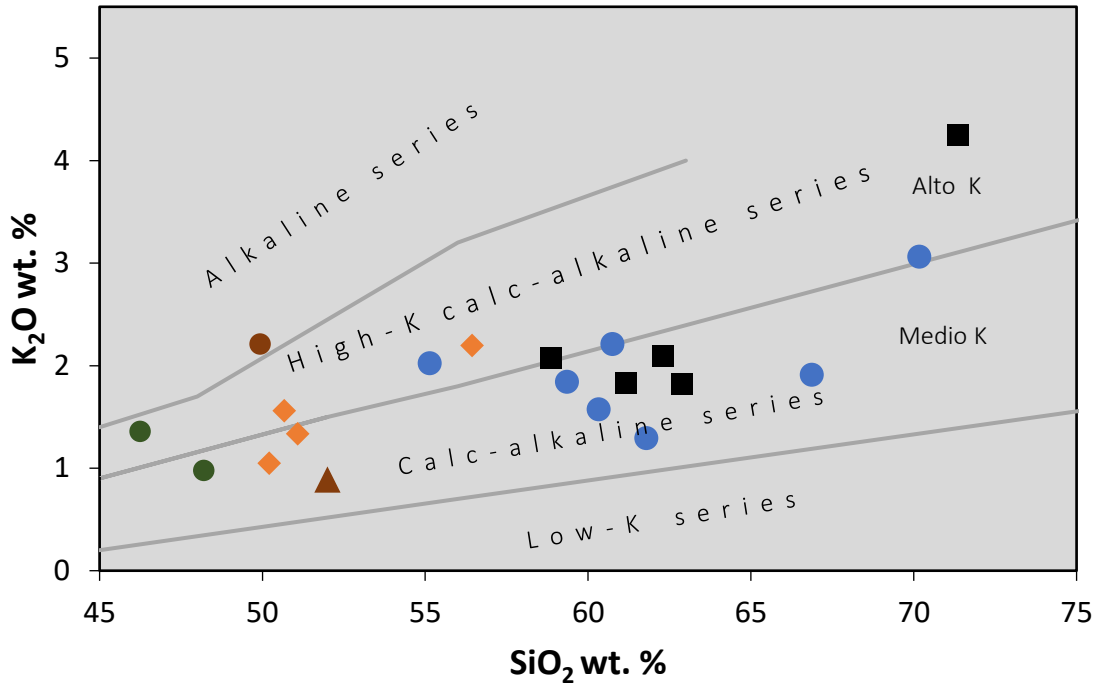
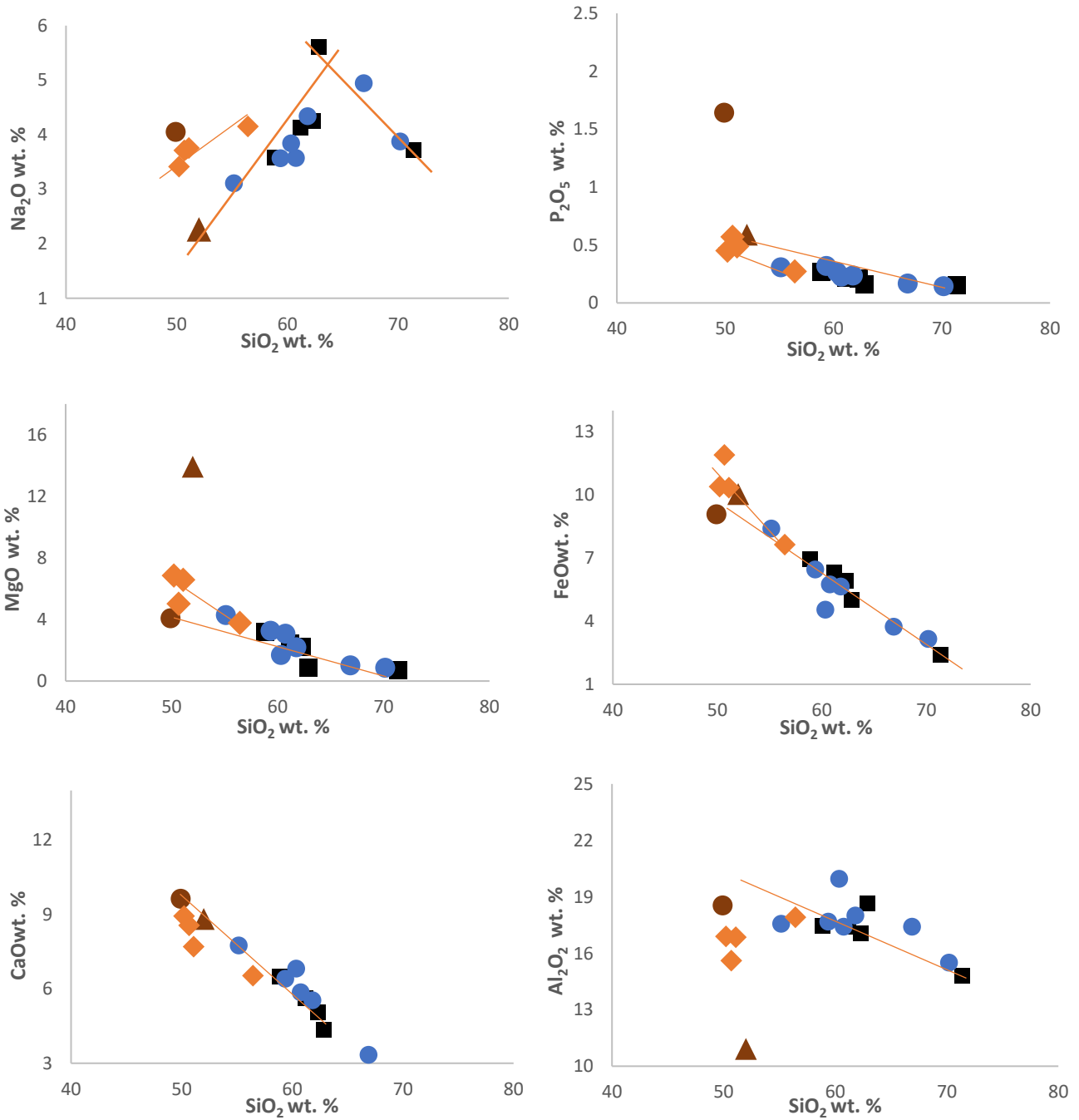


Figura 7.3 Diagrama SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O de alcalinidad (Pecerillo y Taylor, 1976), ver simbología figura 7.1.

Los diagramas Harker (Fig. 7.4) son de carácter bidimensionales donde se grafican los elementos mayores versus sílice. Estos diagramas se utilizaron para observar las relaciones entre dos suites magmáticas: las rocas pertenecientes a los granitoides-gabros de PM y los basaltos recientes. En general ambas suites muestran un enriquecimiento de Na<sub>2</sub>O y K<sub>2</sub>O (Fig. 7.4) mientras aumenta la sílice, para el resto de los óxidos (FeO, CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, TiO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) se nota una disminución o correlación negativa con respecto al aumento de sílice.

Se puede observar que en la gráfica de Na<sub>2</sub>O existe una tendencia positiva para el ensamble batolítico, posteriormente se muestra una tendencia negativa a partir de 63%. Así también, se observa una tendencia positiva para el ensamble de rocas basálticas. Las dos suites presentan una tendencia negativa bien marcada con respecto al FeO. La gráfica de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> muestra una tendencia negativa para en el ensamble batolítico, mientras que para los basaltos la tendencia pareciera positiva. En general ambas suites muestran tendencias negativas en el MgO, FeO y MnO pueden atribuirse a una diferenciación magmática por fraccionamiento de minerales como olivino y piroxeno. Para el caso de del Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y el CaO las tendencias negativas se puede atribuir a la cristalización de plagioclasas y piroxenos cálcicos, lo cual empobrece a los magmas de dichos elementos. A priori, podría pensarse el de que el gabro de Punta Monterrey es un magma parental a los demás granitoides de la zona de Punta Mita, estableciendo una relación lineal en la mayoría de las gráficas, pero se observa una discrepancia en los elementos como el Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y el P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>

lo cual no esclarece este hecho. No se toma en cuenta el gabro de Tomatlán para correlacionar los procesos de evolución magmática debido a su distancia geográfica, sin embargo, como se mencionó anteriormente es para fines de comparación debido a que es el gabro más cercano a la zona de Punta Mita hasta ahora descubierto.





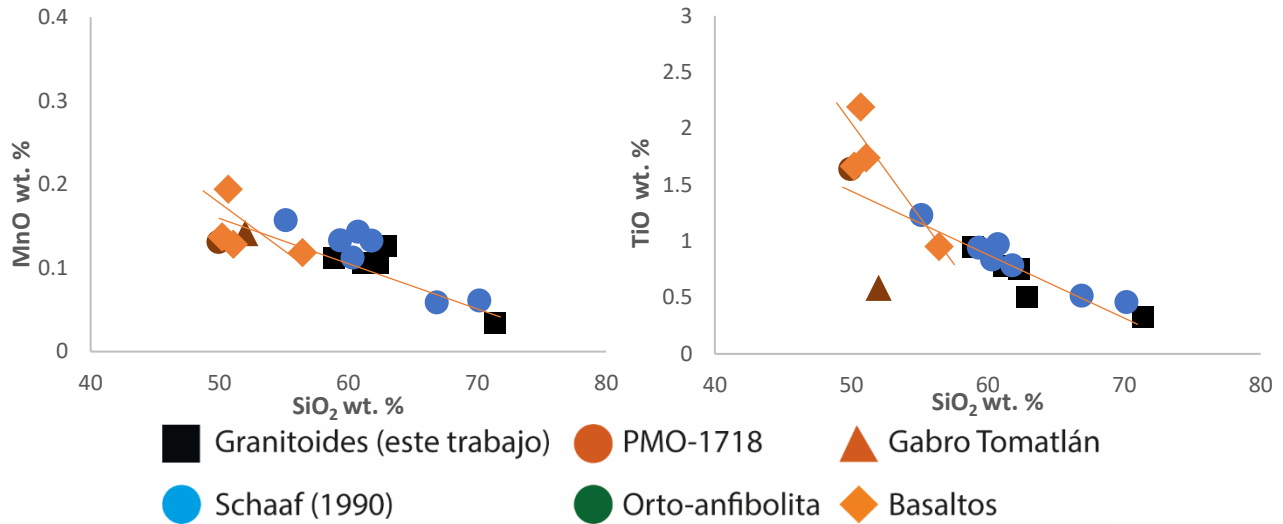


Figura 7.4 Diagramas Harker para las rocas de la zona de Punta Mita donde se muestra la variación de los elementos mayores en función de su contenido en sílice (valores en porcentaje en peso). Los datos se muestran junto a los datos de Schaaf (1990).

El índice de saturación de aluminio "ASI" por sus siglas en inglés (Fig. 7.5) muestra que los granitoides de PM son mayormente metaluminosas lo cual es consistente con la petrografía ya que, si el  $ASI < 1$ , las muestras desarrollan fases cálcicas como hornblenda o augita, y presentan una ausencia de fases como la muscovita o fases sódica-ferromagnesianas (Frost et al., 2001). Las muestras con un índice  $ASI > 1$  consistentemente muestran un mayor desarrollo de fases como la biotita y un

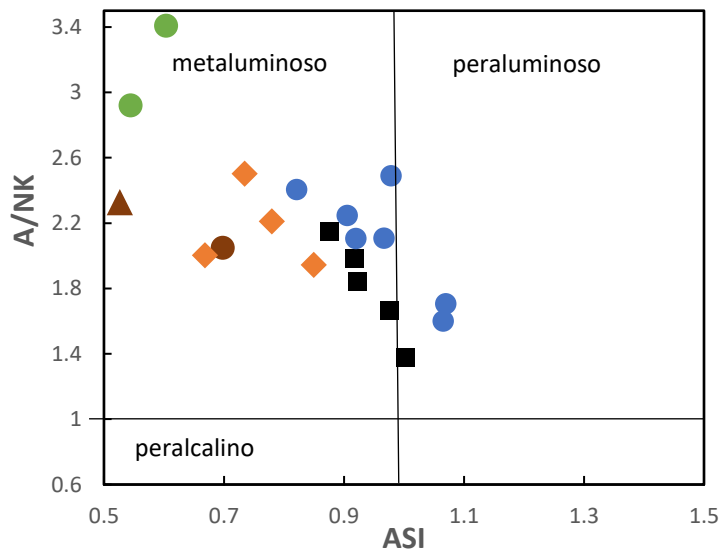


Figura 7.5 Diagrama de saturación en alúmina (ASI) vs. A/NK (Frost et al., 2001) mostrando los campos para rocas metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas. Misma simbología 7.1 y 7.4.

pobre o nulo desarrollo de fases como la hornblenda o augita. Lo mismo aplica para las demás suites de rocas (anfibolita, gabros y basaltos) ya que no presentan el desarrollo de alguna fase aluminosa como la muscovita, cordierita, granate o algún polimorfo del aluminio.

## 7.2 Elementos traza

Los análisis de elementos traza fueron realizados por el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del centro de Geociencias de la UNAM. El procedimiento de preparación y medición de las muestras se encuentra en la página de internet del laboratorio (Dirección electrónica 2).

El uso de los elementos traza tiene como objetivo afinar la caracterización de las rocas ígneas y metamórficas de la zona de Punta Mita (tabla 7.1). Además, el estudio de estos componentes resulta bastante útil en la determinación de ciertos procesos petrogenéticos que no es posible observar con elementos mayores.

Se emplearon graficas tipo Harker (Fig. 7.6) para caracterizar el comportamiento de los elementos traza en los granitoides Punta Mita. Para estos casos se utilizaron elementos con distintas afinidades geoquímicas, por ejemplo, los elementos litófilos de radio iónico grande LILE (Large Ion Lithophile Elements), representados por el Sr, Ba y los elementos de alto potencial iónico HFSE (High Fiel Strength Elements) como el Y, Th, Zr y Nb.

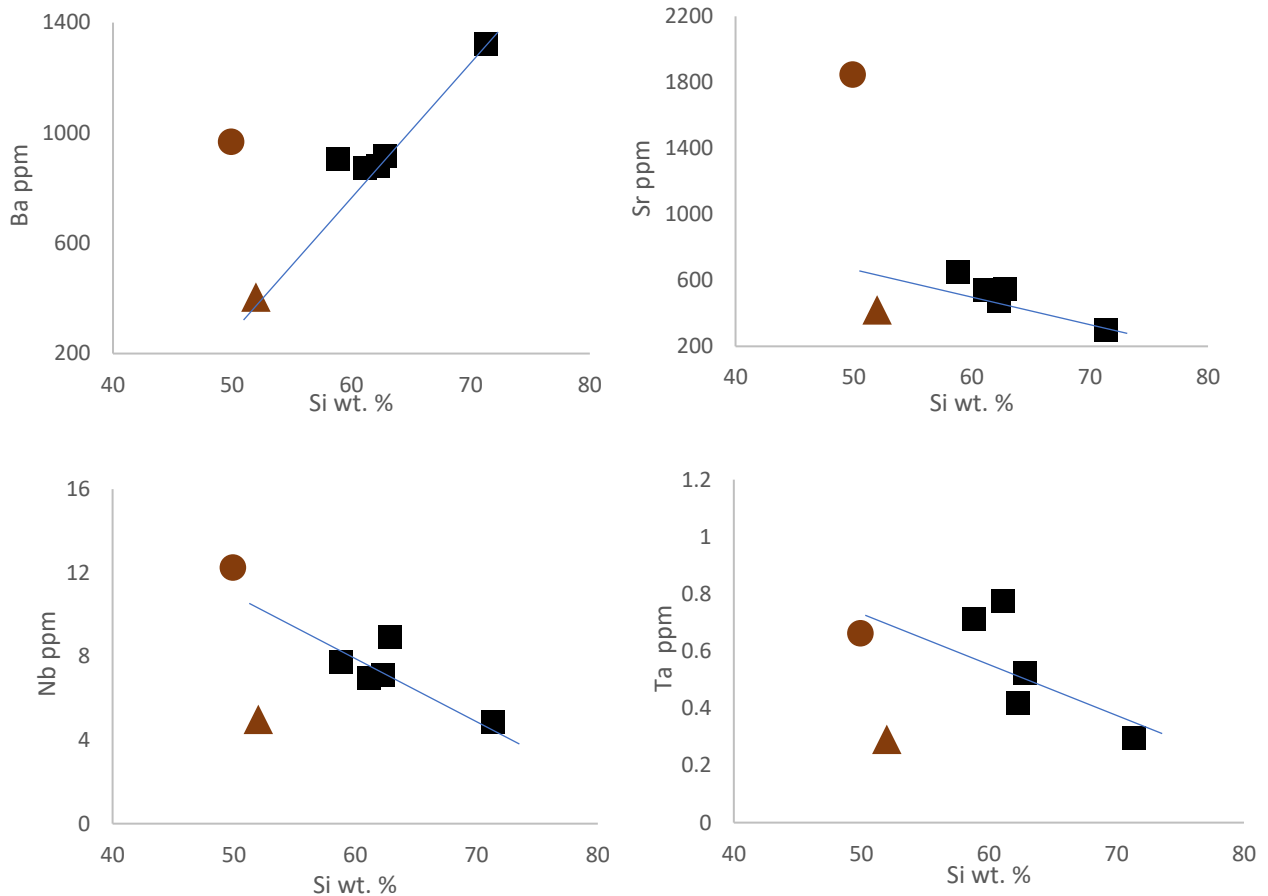
En los elementos incompatibles (LILE) como el Ba y Sr se observan una correlación positiva y negativa respectivamente. Comúnmente el Ba sustituye al K en los feldespatos potásicos y micas, mientras que el Sr sustituye al Ca en la plagioclasa, por lo que en las rocas más evolucionadas aumenta la concentración de Ba y disminuye la de Ca.

Las concentraciones de Nb y Ta son de 4-14 ppm y 0.2-0.8 ppm, respectivamente. Ambos elementos presentan correlaciones negativas. El gabro de olivino (PMO-1718) presenta una concentración mayor en ambos elementos, mientras que el gabro de Tomatlán muestra correlación negativa con las demás muestras de los granitoides. Estos elementos generalmente particionan en fases minerales ricas en titanio (p. ej. titanita, anfíbol, óxidos de Fe-Ti, etc.), además, las bajas concentraciones de estos elementos, generalmente se asocian a fluidos relacionados a subducción.

El Ni y V muestran correlaciones negativas; en la gráfica del vanadio se puede observar una relación lineal en todas las muestras, mientras que, para el Ni de la muestra PMO-1718 presenta una concentración anormalmente alta de Ni (337 ppm), la cual no se coloca en la gráfica ya que la escala de las ordenadas podría distorsionar los datos. Existe la posibilidad de la existencia de un mineral de níquel (pentlandita o niquelina) presente en la muestra PMO-1718, la cual no fue posible de detectar con técnicas convencionales en el microscopio petrográfico. El Ni es compatible con fases de composición máfica como olivino y

clinopiroxeno fraccionados en las primeras fases de cristalización, mientras que el V es muy compatible con óxidos de Fe-Ti.

Por último, los valores observados en los elementos como el Zr y Hf poseen correlaciones positivas para los granitoides de Punta Mita; la roca con un mayor contenido de sílice (Fig. 7.6) muestra un valor distinto sin tener una relación directa con los granitoides. Los gabros no presentan alguna correlación con las demás muestras, siendo la muestra PMO-1718 la que contiene una mayor concentración de estos dos elementos. Tanto el Zr como el Hf son elementos muy incompatibles y normalmente no sustituyen en las fases mayores de silicatos, sin embargo, estos pueden sustituir al Ti en fases accesorias como titanita y rutilo. Se ha observado el desarrollo de titanita en la mayoría de las litologías, posiblemente las inflexiones en el comportamiento de Zr y Hf pueden deberse al hecho de que no son magmas cogenéticos.



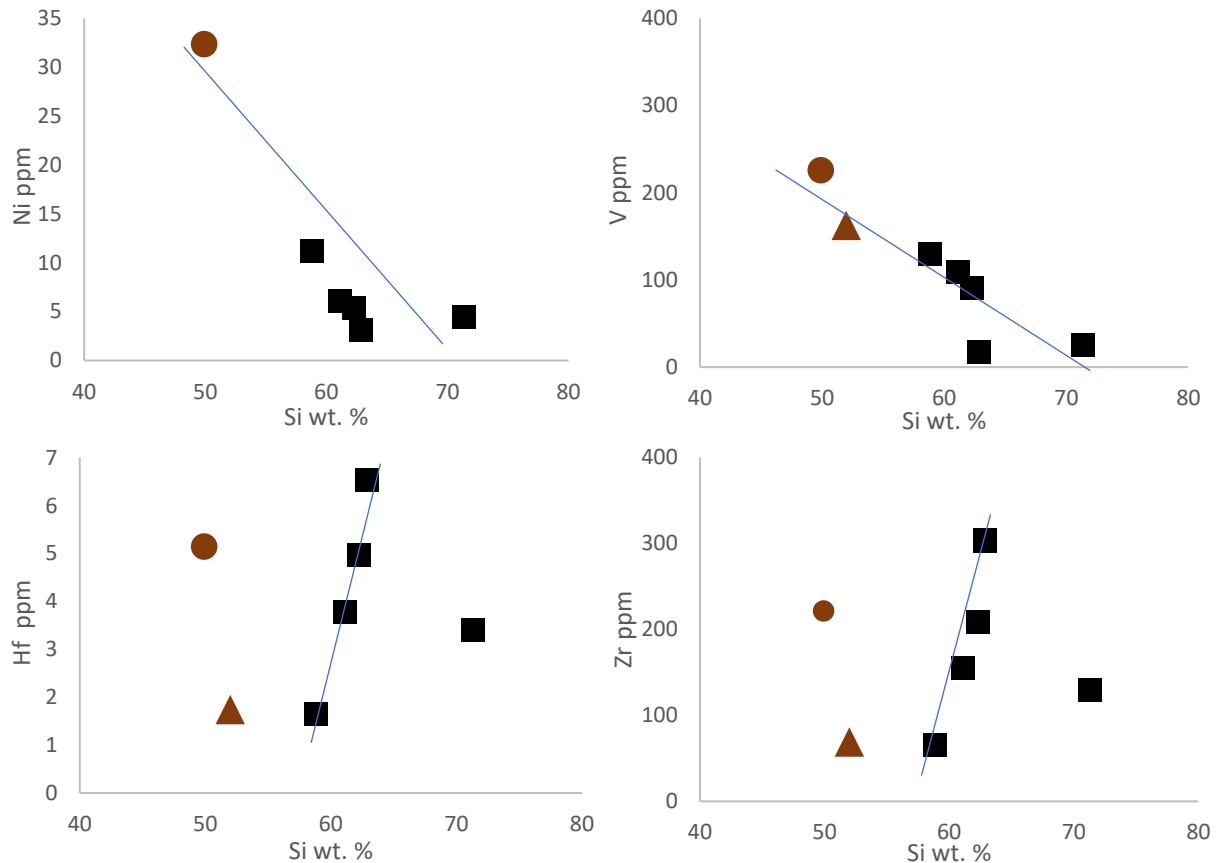


Figura 7.6 Diagrama Harker, donde se muestra la variación de los elementos traza de las rocas plutónicas (ppm) en función de su contenido en sílice (porcentaje en peso). Ver simbología en figura 7.4 y explicación en el texto.

Con el propósito de establecer la relación con el ambiente tectónico de formación perteneciente a las litologías detectadas en este trabajo, se emplearon los diagramas de discriminación tectónica los cuales usan elementos como el La, Yb, Th y Nb' (Nb' se refiere a  $Nb + (Ta \cdot 17.9) / 2$  o también llamado MORB normativo). Estos diagramas (Fig. 7.7a y b) se utilizaron para los gabros, basaltos y para la orto-anfibolita (rocas máficas). En ambos diagramas las orto-anfibolitas se encuentran en el campo de arcos continentales, sin embargo, en el diagrama Nb'/La vs La/Yb (Fig. 7.7b) una de las muestras tiende a estar en el límite con los arcos de islas. Tanto el gabro de olivino y Tomatlán se encuentran en el ambiente de arcos alcalinos, siendo en el diagrama de Th/Nb' vs La/Yb (Fig. 7.7a) donde el gabro de Tomatlán se encuentra cercano al límite de arcos continentales. Los basaltos muestran cierta dispersión en el diagrama Th/Nb' vs La/Yb (Fig. 7.7a) sus muestras se distribuyen en los campos de arcos continentales, islas oceánicas y rocas alcalinas. En el siguiente diagrama de Nb'/La vs La/Yb (Fig. 7.7b) se muestran 3 basaltos en los arcos continentales y una muestra en el campo alcalino.

Así también, se emplearon los clásicos diagramas de discriminación tectónica que usan Ta vs Yb y Rb vs Nb+Y de Pearce et al. (1984) para el ensamble plutónico. Toda la suite de granitoides en ambos diagramas (Fig. 7.7c y d) están dentro del campo de los arcos volcánicos.

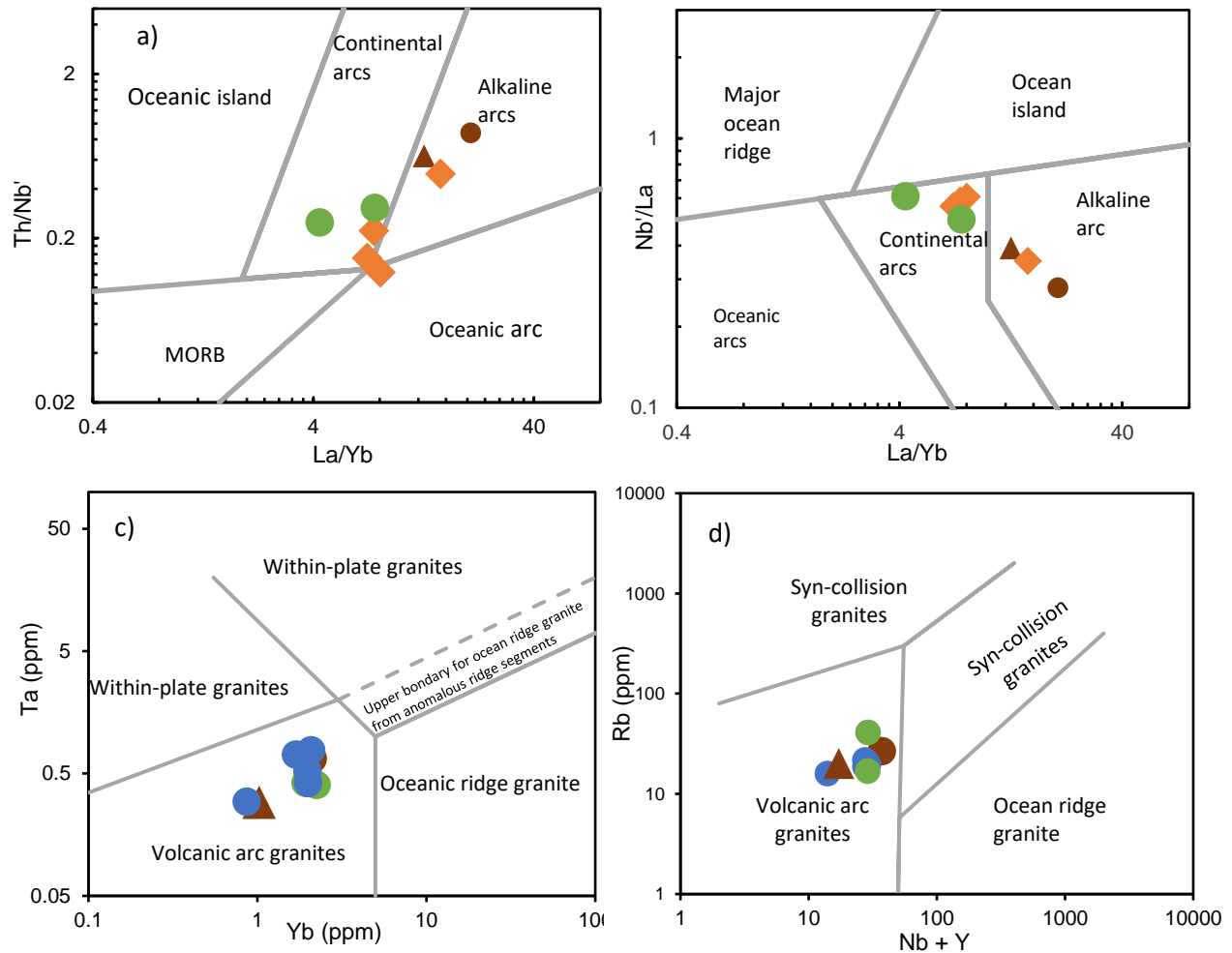


Figura 7.7 Diagramas de discriminación tectónica de Hollocher et al. (2012): a)  $La/Yb$  vs  $Th/Nb'$  b)  $La/Yb$  vs  $Nb/La$ . Diagramas de discriminación tectónico de Pearce et al. (1984): a)  $Ta$  vs  $Yb$  b)  $Rb + Nb + Y$ . Simbología en Figura 7.4.

### 7.3 Diagramas Multielementos

Los diagramas multielementales (Fig. 7.8 y 7.9) presentan a los elementos más incompatibles del lado izquierdo (LILE) y compatibles de lado derecho (HFSE). Los granitoides de PM (gabros incluidos) presentan un enriquecimiento de elementos incompatibles como el Cs y Ba (Fig. 7.8). También evidencian el típico empobrecimiento de Nb y Ta producido en magmas de subducción y en ambientes corticales; otra anomalía observable es la del Pb, cuyo comportamiento se asocia a una contribución cortical. Casi todas las muestras

en el gráfico de granitoides de Punta Mita (Fig. 7.8) presentan ligeras anomalías positiva de Sr, mientras que una de las muestras de los granitoides tiene (PMO-01c, tabla 7.1) una anomalía negativa de este mismo elemento. Con respecto al Zr y Hf manifiestan un comportamiento heterogéneo para todas las muestras con anomalías negativas y positivas, así como tendencias relativamente planas. En lo referente a los elementos de HSFE, el gabro de punta Monterrey (PMO-1718) muestra un enriquecimiento con respecto a las demás muestras del ensamble plutónico de Punta Mita.

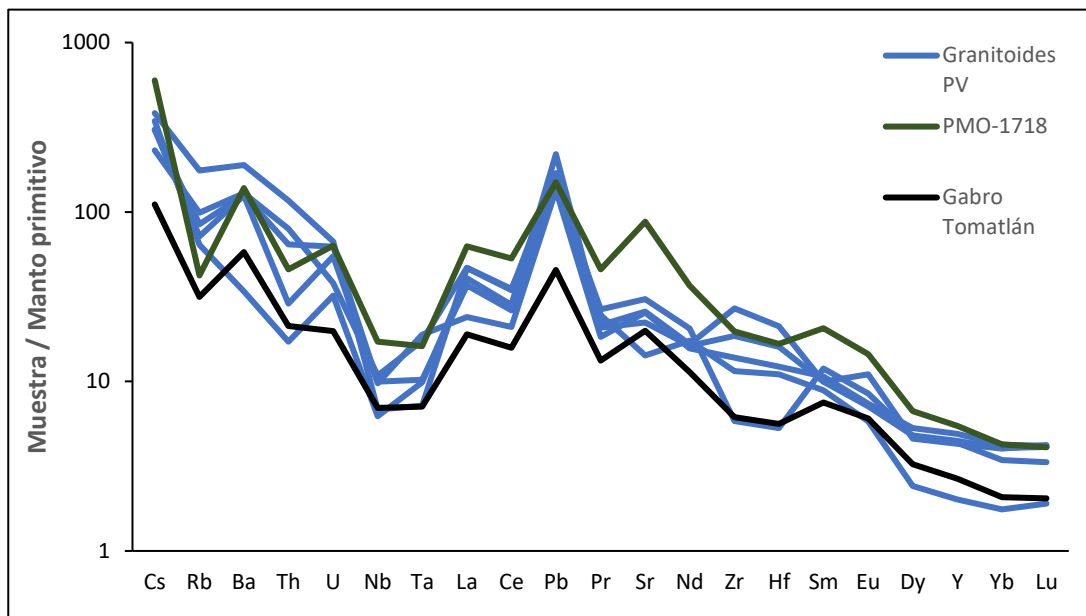


Figura 7.8 Diagrama de multielementos para las muestras de granitoides y gabros normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

En la gráfica de multielementos (Fig. 7.9) donde se incluyen las orto-anfibolitas y los basaltos manifiestan una señal típica de un ambiente cortical. Los elementos de radio iónico grande (LILE) se encuentran enriquecidos con respecto a los de alto potencial (HFSE). El patrón que muestran las orto-anfibolitas es ligeramente más contrastante que el de los basaltos, por ejemplo, las orto-anfibolitas muestran una marcada anomalía positiva de Sr y un par de anomalías en el Zr y Hf, similar a los granitoides de Punta Mita. La muestra PM-5 perteneciente al grupo de basaltos, presenta un empobrecimiento de Cs lo cual difiere de las demás muestras de esta misma suite.

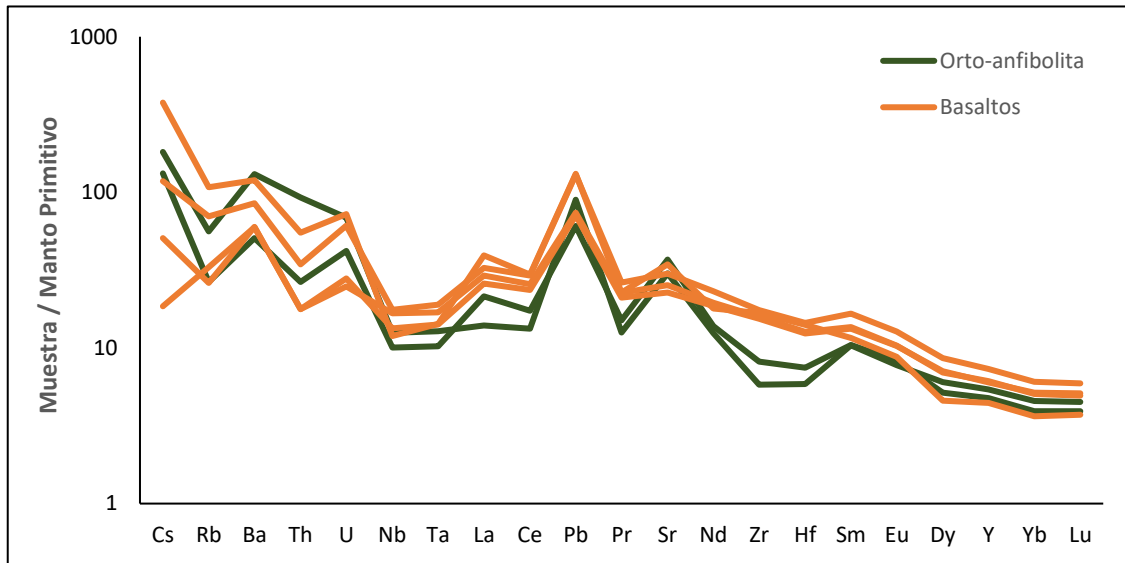


Figura 7.9 Diagrama de multielementos para las muestras orto-anfibolitas y basaltos normalizados al manto primitivo (Sun y McDonough, 1989).

#### 7.4 Elementos de Tierras Raras

Los diagramas de REE (rare earth elements) por sus siglas en inglés fueron normalizados con respecto a la condrita de Nakamura (1976). Los granitoides de Punta Mita (gabros incluidos) muestran una pendiente marcada por el enriquecimiento de tierras raras ligeras (LREE) y un empobrecimiento de tierras raras pesadas (HREE), las cuales tienden a tener una pendiente ligeramente plana (Fig. 7.10). El comportamiento anterior descrito es típico de rocas de ambiente cortical o arcos magmáticos. La muestra PMO-1718 (gabro punta Monterrey) es la que presenta un mayor enriquecimiento de REE, mientras que el gabro de Tomatlán muestra la menor concentración de REE. La muestra PMO-05B presenta una anomalía positiva de Eu y la muestra PMO-01c (ambas del grupo "granitoides") presenta la menor concentración de tierras raras pesadas (HREE).

Los diagramas de REE para los basaltos y la orto-anfibolita (Fig. 7.11), presentan comportamientos similares a las litologías previamente descritas. La señal típica de ambientes corticales se observa también en estas litologías con un enriquecimiento de LREE con respecto a las HREE, produciendo inclinaciones moderadas en los patrones de fraccionamiento. Cabe destacar que el comportamiento para las orto-anfibolitas es más plano, es decir, existe un menor fraccionamiento entre las LREE/HREE indicando un magma más primitivo que el resto. Es evidente una ligera anomalía de Ce para un par de muestras de basaltos (PMO- 1720 y PMO-1733).



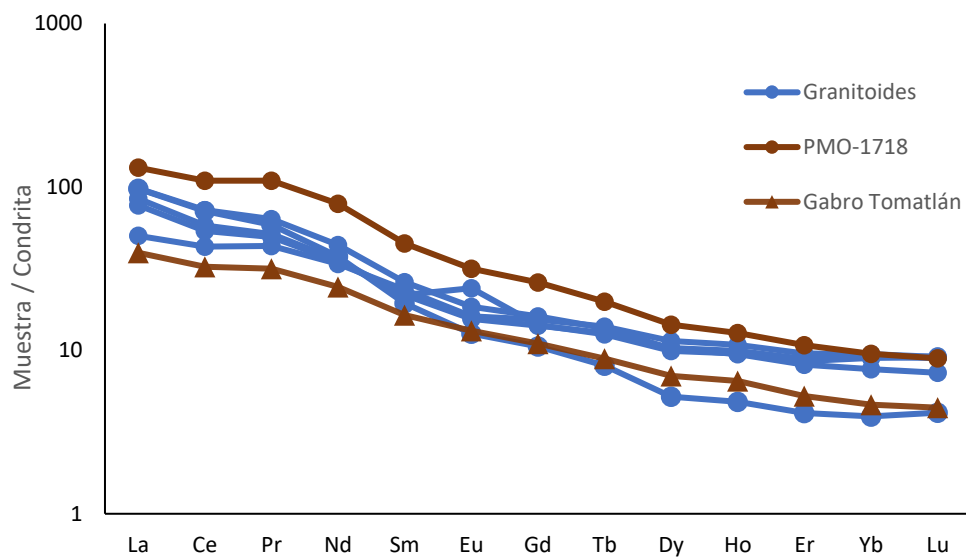


Figura 7.10 Diagrama de tierras raras (REE) para las rocas plutónicas de PM normalizados con respecto a la condrita de Nakamura (1993).

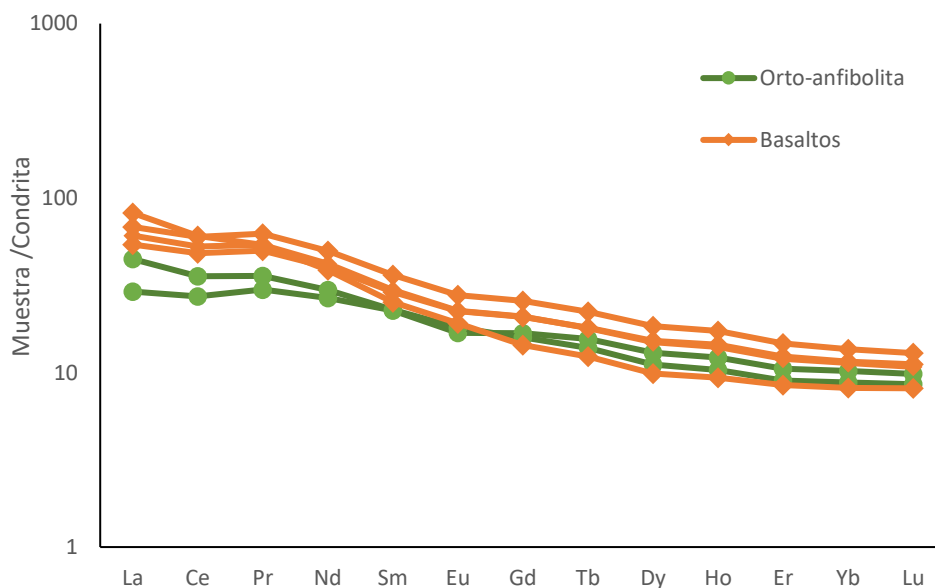


Figura 7.11 Diagrama de tierras raras (REE) para las muestras de basaltos y orto-anfibolita normalizados con respecto a la condrita de Nakamura (1993).

## 7.5 Isotopía de Sr y Nd

Se procesaron 13 muestras para los análisis isotópicos de Rb, Sr, Sm y Nd. Fueron procesadas siete rocas plutónicas, cuatro volcánicas y dos metamórficas. Para la preparación de las muestras

se seleccionó una de las alícuotas mencionadas al inicio del capítulo, la cual fue utilizada para la digestión química y posterior separación de elementos antes mencionados. Los procesos químicos fueron hechos en su totalidad dentro del laboratorio de química ultra-pura del LUGIS, donde a su vez se determinó la concentración de Rb, Sr, Sm y Nd mediante dilución isotópica. Una vez separados los elementos fueron utilizados los espectrómetros de masas de ionización térmica (TIMS) del LUGIS, un Finnigan MAT 262 y un Thermo-Scientific TRITON PLUS. Los detalles de la metodología analítica de los sistemas de Rb-Sr y Sm-Nd pueden ser consultadas en Schaaf et al. (2005).

Las relaciones isotópicas, así como las concentraciones obtenidas mediante dilución isotópica y espectrometría de masas se encuentran en la tabla 2 de anexos. Los valores iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  y  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  fueron recalculados a 80 Ma para los plutones, 120 Ma para la anfibolita y 10 Ma para las rocas volcánicas. Las edades modelo de Nd ( $T_{\text{DM}}$ ), fueron obtenidas con parámetros del manto empobrecido ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513089$  y  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2128$ ) promedio para los xenolitos de lherzolita de espinela de la localidad Joya Honda, San Luis Potosí (Schaaf et al., 1994).

En la figura 7.12 se muestra el diagrama  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial vs  $\epsilon\text{Nd}$  inicial de los valores obtenidos en este estudio junto con los datos de Puerto Vallarta de Schaaf (1990), Díaz-López (2016) y Gutiérrez-Aguilar (2018). Las orto-anfibolitas muestran relaciones iniciales de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.70394 y 0.70368 y  $\epsilon\text{Nd}$  de 6.25 y 5.97, lo que sugiere que estos magmas derivan de una fuente ígnea de origen mantélico sin tanto o nulo aporte de material cortical. Respecto a las edades modelo, se observan valores relativamente similares de 0.38 y 0.49 Ga para las dos muestras. Las rocas gabroicas de punta Monterrey y Tomatlán presentan un valor de  $\epsilon\text{Nd}$  similar de 3.6 y 3.9 respectivamente, mientras que la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  varía de entre 0.70455-0.70373 respectivamente. Estos valores reflejan una fuente mantélica posiblemente con una ligera influencia de corteza continental. En lo que refiere a las edades modelo para el gabro de olivino presenta un  $T_{\text{DM}} = 0.45$  Ga y para el gabro de Tomatlán un  $T_{\text{DM}} = 0.52$  Ga.

Respecto a los granitoides se pueden observar dos agrupaciones en las muestras por el valor de  $\epsilon\text{Nd}$  que poseen: tres (PMO-1704, PMO-05b y PMO-1709) tienen un valor positivo de entre 0.4 y 0.6 con un valor de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  entre 0.70460 y 0.70462. El segundo grupo (PMO-1701C y PMO-1713) posee valores de  $\epsilon\text{Nd}$  negativos de entre -0.41 Y -1.16, mientras que sus valores de

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  son muy similares al grupo anterior de entre 0.70479 y 0.70503. Las edades modelo son similares para todas las muestras, entre 0.74 y 0.86 Ga. Los valores obtenidos para los granitoides reflejan una fuente magmática mantélica con una influencia importante de la corteza terrestre.

Las rocas volcánicas presentan valores similares entre sí a excepción de la muestra PMO-1712. Esta última muestra un valor de  $\epsilon\text{Nd}$  positivo de 1.12 y un  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de 0.704563, mientras que las demás muestras presentan un  $\epsilon\text{Nd}$  de entre 3.5-3.96. Los valores de la relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  varían entre 0.704134 y 0.704423; en relación con la primera muestra este último grupo presenta valores más primitivos con una menor interacción con la corteza terrestre. Además, los valores de  $T_{\text{DM}}$  fluctúan entre 0.51 y 0.6 Ga para todas las muestras, por lo que es posible inferir un origen común entre los basaltos.

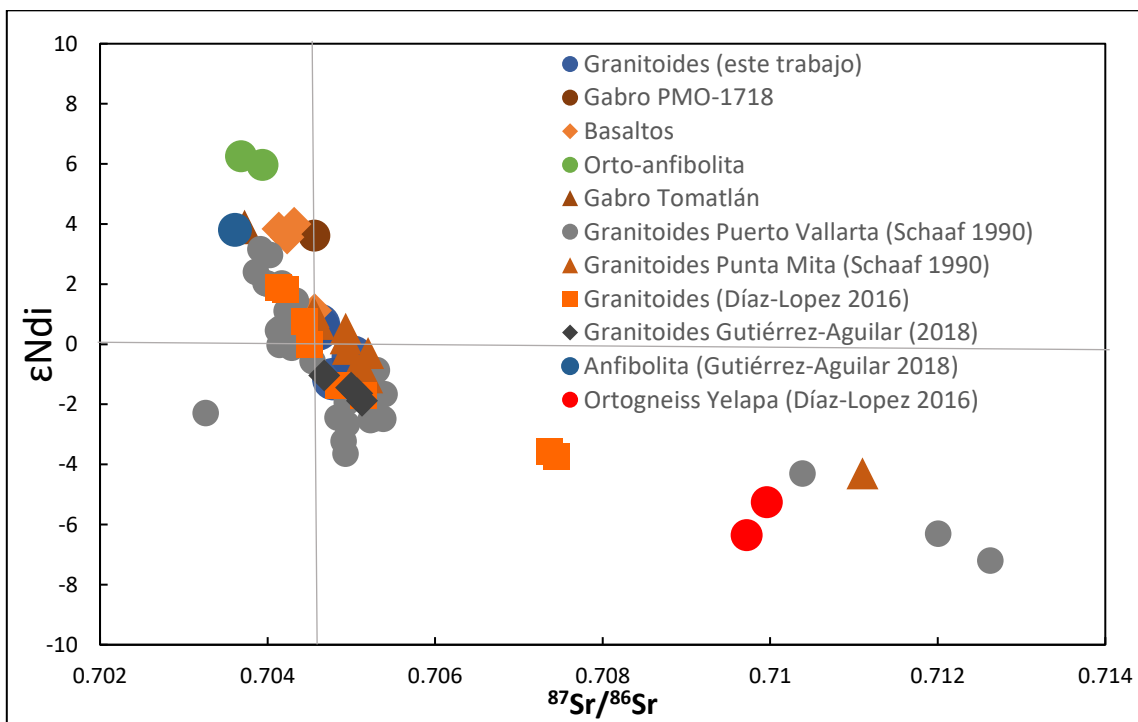


Figura 7.12 Correlación de valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  inicial vs  $\epsilon\text{Nd}$  inicial de este estudio junto con los datos de Puerto Vallarta de Schaaf (1990), Díaz-López (2016) y Gutiérrez-Aguilar (2018).

## 8. GEOCRONOLOGÍA Y CONDICIONES FÍSICAS (BATOLITO Y ANFIBOLITA)

El zircón es el mineral más usado para obtener edades isotópicas en los procesos geológicos. Una de sus características más importantes es su comportamiento altamente refractario, evitando su disolución en posteriores eventos (p. ej. fusión parcial o condiciones de alta temperatura en metamorfismo). Por lo que, la geocronología en zircón es esencial para la reconstrucción e interpretación de la evolución de la corteza, aportando edades de eventos magmáticos, de protolitos y eventos metamórficos, que quedan registrados en la estructura física y química del zircón (Scherer et al., 2007).

En el presente capítulo se presentan los datos geocronológicos obtenidos mediante el sistema U-Pb con ablación láser de 4 muestras de granitoides. También son incluidos la presión y temperatura en los granitoides y la anfibolita mediante varias fases minerales que serán explicadas más adelante.

### 8.1 Geocronología

La metodología para la separación y obtención de minerales individuales (zircones) se puede consultar en Meza-García (2010). Esta se llevó a cabo en el Laboratorio de separación de mineral de LUGIS (Instituto de Geofísica).

Los análisis de las relaciones de U-Pb fueron obtenidos con la técnica analítica de ablación láser acoplada con espectrometría de masa cuadrupolar en plasma de Ar (LA-ICPMS, por sus siglas en inglés) en el Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias de la UNAM, siguiendo la metodología de Solari et al. (2010).

Las edades  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  y  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  fueron calculadas con el software libre IsoplotR de Vermeesch (2018) el cual se utiliza de manera online (dirección electrónica 3). Con este software se calcularon diagramas de concordia y diagramas de media ponderada, mejor conocida como TuffZirc, el cual se trata de un algoritmo (Ludwig y Mundil, 2002) que es insensible a la pérdida de Pb y a la herencia, sin perder de vista la valiosa información que proveen los errores analíticos. Los datos de los zircones individuales se puede consultar en la tabla 3 (anexos).

### 8.1a Granitoides de Punta Mita

La cuarzo monzodiorita (PMO-1704) fue recolectada en la carretera que recorre de la Cruz de Huanacastle a Sayulita. Se realizaron 40 mediciones y se descartaron 10 mediciones por errores analíticos o por ser discordantes. La distribución de datos es entre 77-84 Ma. A partir de los 30 análisis fue posible establecer una edad de cristalización de  $79.97 \pm 0.38$  correspondiente al Cretácico superior (Fig. 8.1 a y c).

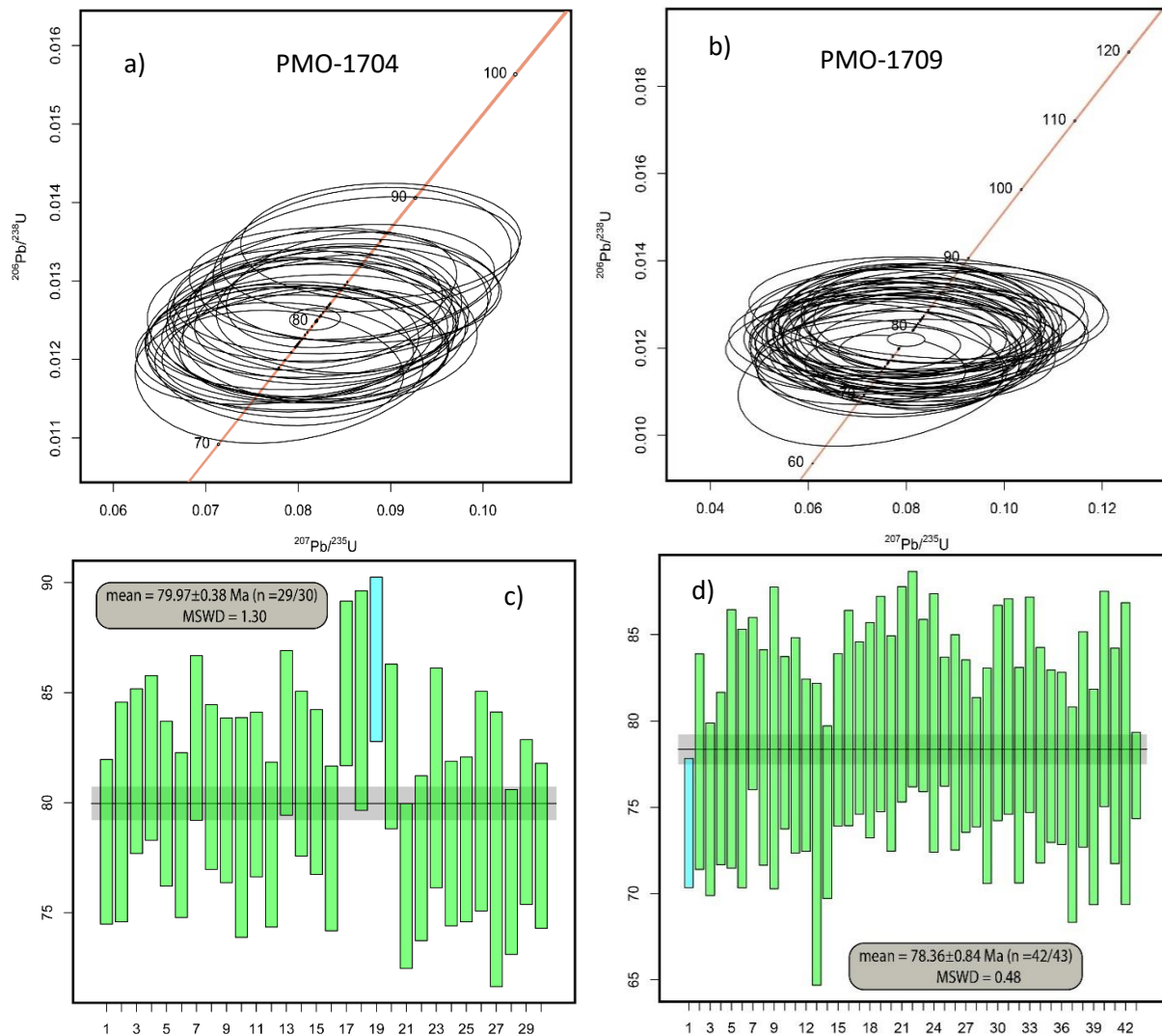


Figura 8.1 a) diagrama de concordia de la cuarzo monzodiorita (PMO-1704) b) diagrama de concordia de la muestra cuarzo monzodiorita (PMO-1709) c) diagrama de media ponderada de las edades para la muestra PMO-1704 b) diagrama de media ponderada de las edades de la muestra PMO-1709.

Otra de las muestras estudiadas fue la PMO-1709 recolectada cerca de la población Higuera Blanca. Fue posible realizar 50 mediciones descartándose 8 por errores analíticos significativos o, por ser discordantes, teniendo una distribución de edades entre 77.1-83.5 Ma. Se obtuvo una edad perteneciente al Cretácico superior de  $78.36 \pm 0.84$  Ma, que es interpretada como la edad de cristalización (Fig. 8.1b y d).

La muestra PMO-1713 (cuarzo monzodiorita) colectada cerca del poblado La Cruz de Huanacastle. Fueron realizadas un total de 31 mediciones obteniendo una distribución de edades de entre 76 y 88 Ma (Fig. 8.2a y c). Se calculó una edad de cristalización para el granitoide de  $79.23 \pm 0.84$  Ma (Cretácico superior). Así también, se obtuvieron zircones de diques aplíticos que están intrusionando a la anfibolita (PMO-1705b), las cuales cuentan con una edad de cristalización de  $77.02 \pm 0.84$  Ma (Fig. 8.2b y d).

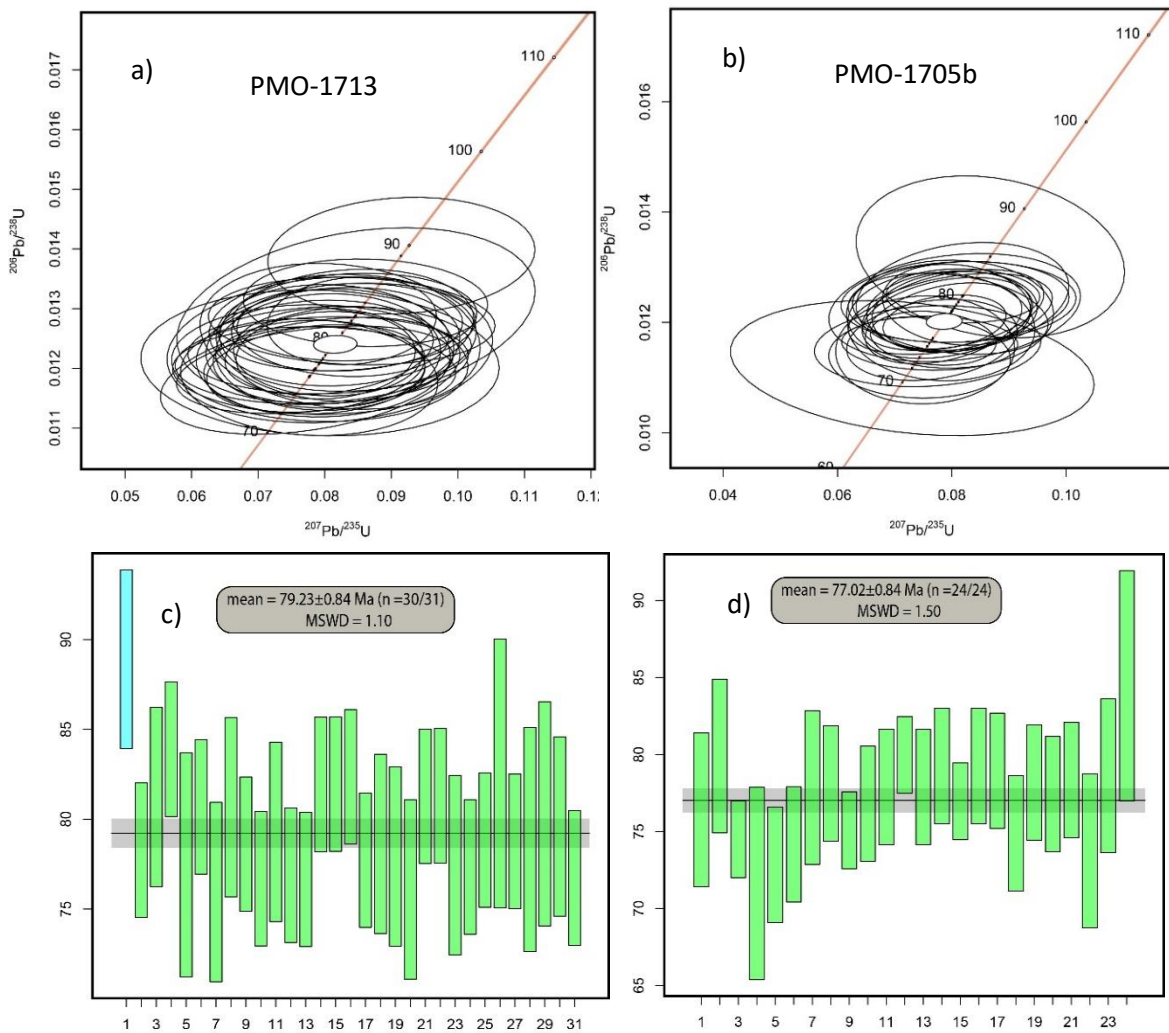


Figura 8.2 a) diagrama de concordia de la muestra PMO-1713 b) diagrama de concordia de la muestra PMO-1705b c) diagrama de media ponderada de las edades para la muestra PMO-1713 b) diagrama de media ponderada de las edades de la muestra PMO-1705b.

### 8.1b Gabro de Tomatlán

Fue posible obtener zircones del gabro de Tomatlán (PVF-1725). Esta unidad se encuentra relativamente cercana a la zona de estudio, pero debido a su relevancia en el contexto regional en este trabajo se reporta la edad de cristalización del gabro de Tomatlán siendo de las primeras dataciones realizadas en este tipo de rocas en el BPV. Se pretendía obtener una edad comparativa con el gabro de olivino de la zona de PM, desafortunadamente no se pudo separar zircones de dicha muestra. La edad de cristalización en la muestra PVF-1725 o gabro de Tomatlán es de  $83.37 \pm 0.44$  Ma perteneciente al Cretácico superior (Fig. 8.3).

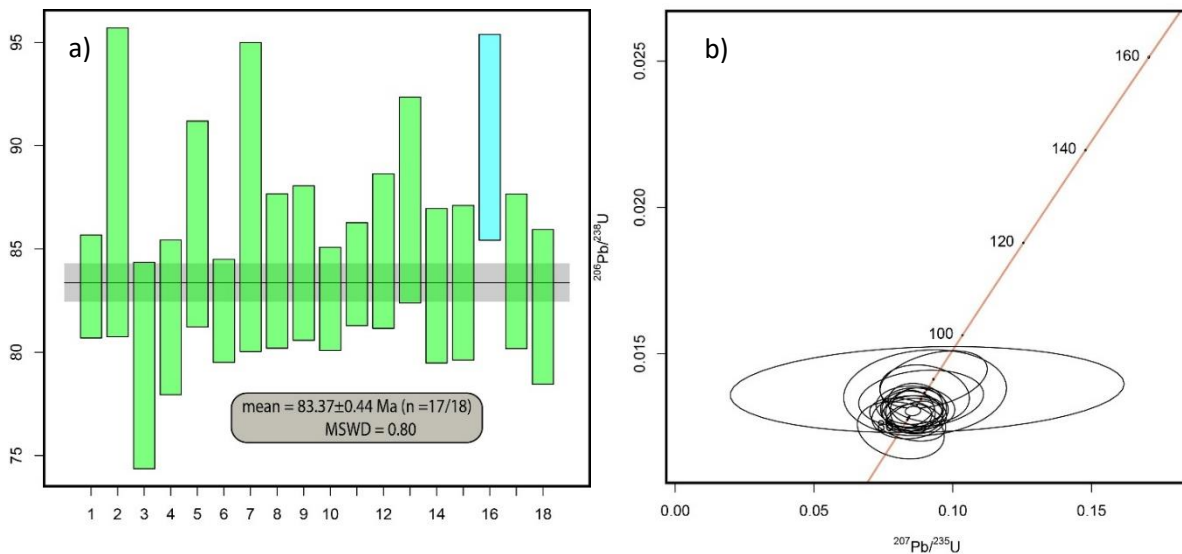


Figura 8.3 a) Diagrama de concordia de la muestra PVF-1725 b) Diagrama de media ponderada para los zircones de la muestra PVF-1725.

### 8.2 Tierras raras en zircones

Los zircones contienen significantes cantidades de tierras raras, las cuales pueden ser útiles como trazadores geoquímicos. Su estudio es relevante por dos razones: primero, la cristalización y disolución se relaciona directamente con los procesos de transporte y liberación de elementos traza en los procesos de subducción. Segundo, la interpretación de los elementos traza es muy útil a la hora de interpretar las edades (Rubatto and Hermann, 2007).

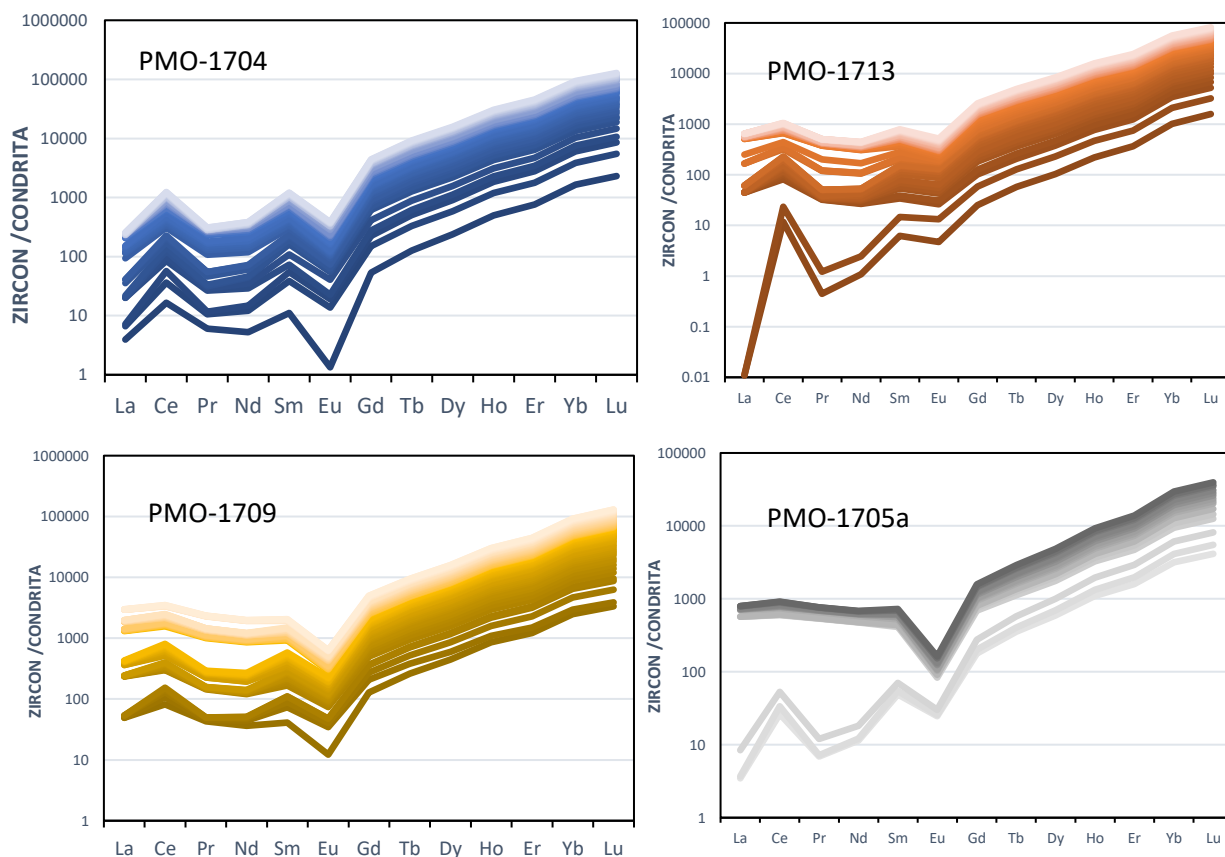
Las concentraciones de los elementos traza están concentrados en la tabla 4 (Anexos). Los diagramas de REE se normalizaron con respecto a la condrita de Nakamura (1993). En general, se observa un enriquecimiento relativo de tierras raras pesadas (HREE) con respecto a las tierras raras ligeras (LREE) para



todas las muestras. La muestra PMO-1704 presenta una anomalía positiva de Ce y una anomalía negativa de Eu. La anomalía de Eu se asocia a la cristalización fraccionada de feldespatos.

La muestra PMO-1713 presenta dos zircones con un empobrecimiento muy marcado de LREE. En tanto, todos los demás zircones presentan una ligera anomalía positiva de Ce y una anomalía negativa de Eu. La muestra PMO-1709 presenta una agrupación de tres tendencias bien marcadas en las tierras raras ligeras, pero, en lo que respecta a las HREE se comportan similar todos los zircones de esta muestra. Así también, todos los zircones presentan una anomalía positiva de Ce y negativa de Eu.

La muestra PMO-1705b presenta dos distintos comportamientos: el primero muestra un comportamiento relativamente plano de La al Sm (LREE) y una anomalía típica de Eu mientras que para el segundo grupo se observan las típicas anomalías de Ce y Eu. Los zircones del gabro de Tomatlán solo muestran una anomalía positiva de Ce (PVF-1725) con el enriquecimiento típico de HREE.



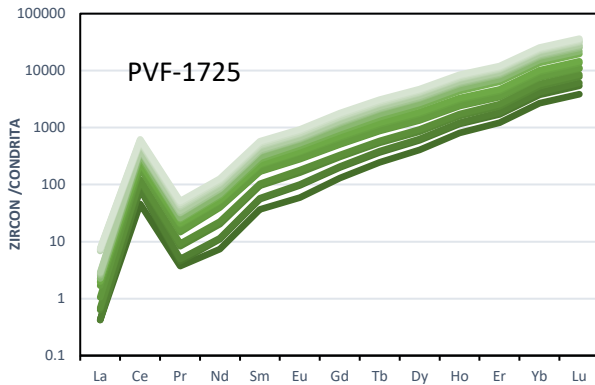


Figura 8.4 Diagramas de tierras raras en zircones normalizados respecto a la condrita de Nakamura (1993).

Debido a que las concentraciones de tierras raras en zircones de un amplio rango de rocas corticales y de distinto ambiente tectónico muestran en general un comportamiento similar, la química del zircón no es tan útil como indicador de la procedencia de la fuente (Hoskin e Ireland, 2000); sin embargo, permite identificar a grandes rasgos si es mantélica o cortical, ya que en las rocas de afinidad mantélica tienen un patrón normalizado casi plano en las tierras raras pesadas comparado con los zircones de origen cortical y con una anomalía de Eu no significativa (Hoskin y Schaltegger, 2003).

En general las muestras graníticas muestran un comportamiento típico para zircones generados en un ambiente cortical a excepción del gabro de Tomatlán (PVF-1725) que no muestra una anomalía negativa de Eu como el resto de las muestras, lo cual es normal para rocas primitivas como los gabros.

### 8.3 Geotermobarometría

Como parte de determinar la historia de las rocas y en general de regiones geológicas, los geólogos pasan gran parte de su investigación determinando la temperatura y/o presión de la formación de rocas ígneas y metamórficas (Winter, 2014). Se aplica el termino de termobarometría "convencional" al hecho de calcular las condiciones P-T de una reacción química en especial.

Las composiciones de los minerales que coexisten en equilibrio están relacionadas con las propiedades termodinámicas de los minerales, las cuales están sujetos a un rango de temperatura y presión. Los *termómetros* se caracterizan por ser reacciones que son sensibles a la temperatura, pero no tanto a la presión. Los *barómetros* se caracterizan por ser reacciones que son sensibles a la presión, pero no tanto a la temperatura.

Para aplicar un termómetro o barómetro proveniente de una asociación mineral en equilibrio, se necesita tener:

- 1.- la composición de todos los minerales que pueden tener una composición variable (p. ejem. una solución sólida).
- 2.- Los datos termodinámicos de las fases de interés.
- 3.- Tener una calibración que te permita relacionar la composición mineral a una presión o temperatura.

## 8.4 Granitoides

### 8.4a Ti en Zircón

El zircón en los sistemas ígneos es usualmente muy cercano a la composición  $ZrSiO_4$  (end member), el cual puede variar a  $HfSiO_4$  entre 0.5 y 2.5% (Sper, 1982). Entre todos los elementos traza que se encuentran en el zircón el Ti puede sustituir al Si, como indican los experimentos de Wark y Watson (2006) descritos a continuación. Watson et al. (2006) desarrollan una combinación y calibración empírica que describe la variación del titanio en el zircón con respecto a la temperatura.

$$\log Ti(ppm)_{zircón} = 6.01 - [5080/T (K)] \quad (1)$$

Posteriormente, en un estudio del batolito Spirit Mountain de Nevada, Clairbone et al. (2006) ajustaron la ecuación (1) para poder reflejar la  $a_{TiO_2}$  (actividad química del  $TiO_2$  en el zircón) con un valor de 0.7, basado en las condiciones apropiadas para la saturación de titanita y titano-magnetita, como se expresa a continuación:

$$T (^{\circ}C) = \frac{5080}{(6.01 - \log(0.7 \times ppm \text{ Ti zircon}))} - 273 \quad (2)$$

Ferry y Watson (2007) presentaron e implementaron los análisis termodinámicos de la sustitución del Ti en zircón, demostrando la dependencia de la sustitución de Ti en las dos actividades de  $TiO_2$  y  $SiO_2$  (usando el rutilo y cuarzo- $\alpha$  como estándares). Su revisión de la calibración del termómetro enfatiza los efectos de las actividades reducidas en la abundancia de Ti en el zircón, lo cual se expresa en:

$$\log Ti (ppm)_{zircon} = 5.711 - [4800 / T (K)] - \log (a_{SiO_2}) + \log (a_{TiO_2}) \quad (3)$$

Las ecuaciones 2 y 3 permiten construir una composición zonal de los zircones, pudiendo establecer temperaturas en los núcleos y bordes de un mismo zircón. Para las muestras de este trabajo se nota un rango de temperaturas entre 625°C y 722°C para las 3 muestras analizadas (PMO-1704, PMO-1709, PMO-17013). Los núcleos arrojan las temperaturas más altas (722°) lo cual marca el inicio de la cristalización de esta fase en el magma. El error analítico de este termómetro es de  $\pm 40^{\circ}C$ .

#### 8.4b Al en Hornblenda

Para este termómetro se utilizaron dos versiones que se enfocan en el contenido del Al en la hornblenda. La primera es una recalibración de Anderson y Smith (1995) que revisaron los efectos de la temperatura en base a los datos experimentales de Johnson y Rutherford (1989), así como los de Schmidt (1992). Sus calibraciones dan como resultado la siguiente ecuación:

$$P \text{ (kbar)} = 4.7Al - 3.01 \cdot \left[ \left( \frac{T \text{ } ^\circ\text{C} - 675}{85} \right) \right] \times [0.530Al + 0.005294 (T \text{ } ^\circ\text{C} - 675)]$$

donde el Al es la suma de  $Al^{IV} + Al^{VI}$ . Este termómetro ha demostrado tener una amplia aceptación, principalmente en casos de reequilibrio sub-solido a escala de batolitos (Anderson, 2008).

La segunda versión es un barómetro desarrollado por Mutch et al. (2016) que es aplicable a granitoides con una paragénesis mineral conformada por: anfíbol+plagioclasa+ biotita+cuarzo+feldespatos-K+ilmenita/titanita/+magnetita+apatito, (mineralogía detectada en las muestras analizadas). La expresión para calcular la presión fue recalibrada usando una base de datos obtenida previamente y datos experimentales (Mutch et al., 2016), los cuales presentan una incertidumbre del 15% o de 0.5 kbar. La ecuación desarrollada es la siguiente:

$$P \text{ (kbar)} = 0.5 + 0.331 \times Al^{tot} + 0.995 \times (Al^{tot})^2$$

Los datos de los cálculos barométricos se colocan en la siguiente tabla, se colocan los datos promedio arrojados por los dos barómetros (kbar) y los datos graficados completos se colocan en el diagrama de presión vs  $Al_{TOT}$  (Fig. 8.5):

Tabla 8.1 presiones obtenidas con los distintos barómetros.

Muestra	Anderson y Smith (1995)	Mutch et al. (2016)
PMO-1704	4.2	3.8
PMO-1709	3.7	3.5
PMO-1713	4.5	3.9

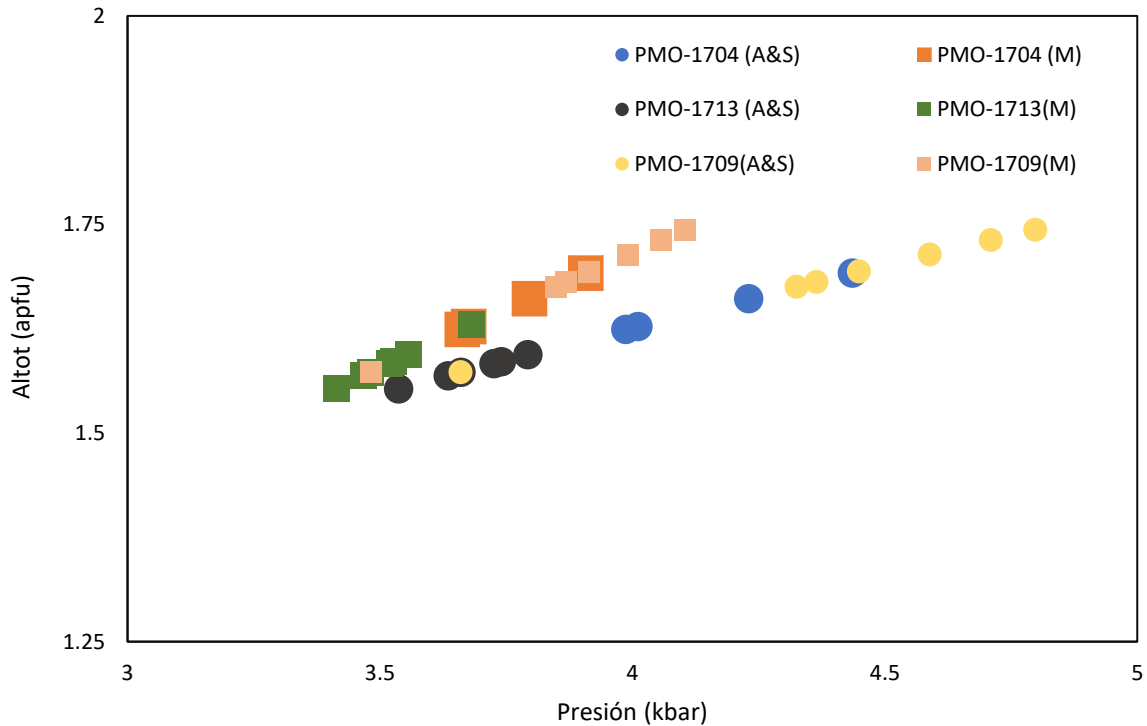


Figura 8.5 Diagrama donde se grafican el contenido de Al en la hornblenda (apfu) que varía respecto a la presión. Se muestran los datos obtenidos con los dos barómetros; A&S (Anderson y Smith, 1995) y M (Mutch et al, 2016).

## 8.5 Orto-Anfibolita

### 8.5a Al y Ti en Hbl

Este termobarómetro semicuantitativo fue desarrollado por Ernst y Liu (1998) para rocas máficas de tipo MORB. Este termómetro se basa en Isopleetas de  $Al_2O_3$  y  $TiO_2$  contenidos en anfíboles cálcicos, los cuales muestran un significativo aumento al mismo tiempo que las condiciones físicas aumentan.

Esta red petrogenética permite asignar un valor P-T empleando anfíboles cálcicos respecto al contenido de  $Al_2O_3$  y  $TiO_2$ . Durante enfriamientos lentos los anfíboles en exceso de titanio puede generar exsoluciones de rutilo y/o titanita, lo cual normalmente no redistribuye el  $Al_2O_3$ , por lo que debe de usarse con precaución realizando una previa petrografía. Los resultados arrojados se pueden observar en el diagrama 8.6, donde se observa un rango de temperaturas entre 690-740 °C y una presión de promedio de 7 kbar.

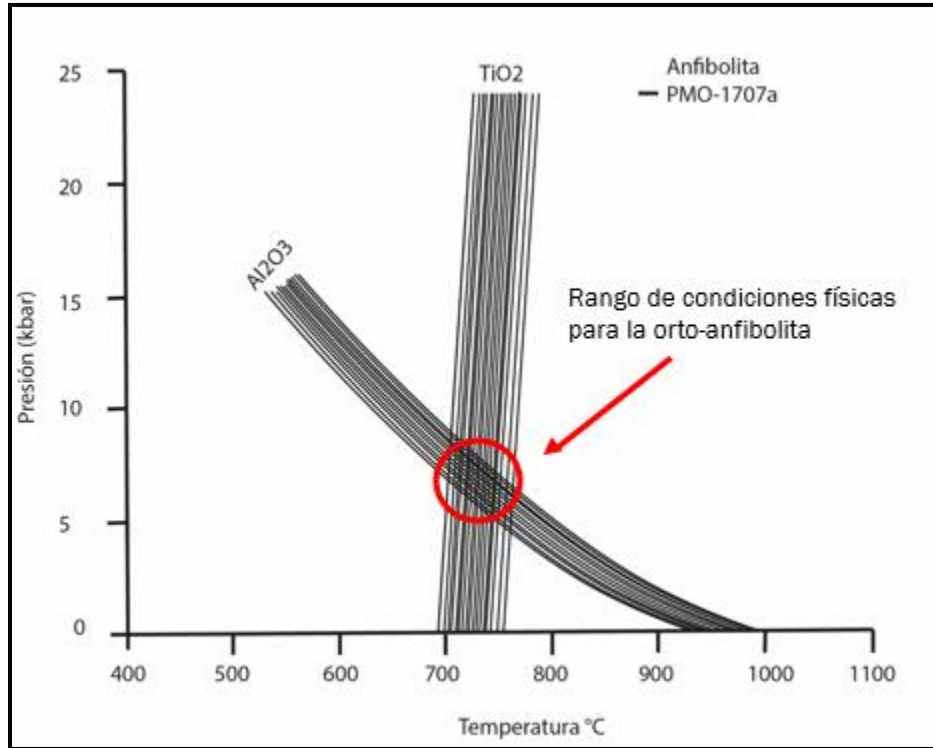


Diagrama 8.6 Isopletas de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  y  $\text{TiO}_2$  generados en base a los cálculos de Ernest y Liu (1998) para los anfíboles cálcicos de la muestra PMO-1707 (orto-anfibolita), para obtener los datos de presión y temperatura.

### 8.5b Barómetro del par Anfíbol-plagioclasa

Este barómetro desarrollado por Molina et al. (2015) el cual discute la dependencia entre el anfíbol-plagioclasa, en especial los coeficientes de partición de los elementos Al-Si  $D_{Al/Si}^{plg/amp}$  Si, y el coeficiente de partición del Mg entre anfíbol/liquido  $D_{Mg}^{anf/liq}$ ; los cuales responden a la temperatura y presión, esta última fue obtenida por medio de regresiones robustas de tipo estimadores MM. Además, Molina et al (2015) revelan mediante análisis estadísticos la dependencia de  $D_{Al/Si}^{plg/amp}$  a la presión y temperatura mediante la fracción de Al en el sitio-T1  $X_{Al}^{T1}$  y el contenido de albita en la plagioclasa  $X_{Ab}$ . Lo anterior deriva a una expresión barométrica:

$$P(\text{kbar}) = (8.3144 T (K) \ln D_{Al/Si}^{plg/amp} - 8.7 T(K) + 23377 X_{Al}^{T1} + 7579 X_{Ab} - 11302)/(-274)$$

(la precisión de este barómetro es de  $\pm 1.5$  a  $\pm 2.3$  kbar)



El barómetro anfíbol-plagioclasa es adecuado para una gran variedad de rocas con esta paragénesis presente en rocas metamórficas (anfíbolita a granulitas). La presente expresión P-T es consistente con una amplia variedad de termómetros y barómetros. El barómetro anfíbol-plagioclasa es especialmente útil para las rocas que son libres de cuarzo y/o granate.

Los cálculos fueron realizados entre los bordes de los pares anfíbol-plagioclasa, con un dato promedio de 6.7 kbar con una desviación estándar de los datos calculados de 0.7, siendo un dato bastante aceptable para la información recolectada en el par anfíbol-plagioclasa.

## 9. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

### 9.1 Ensamble Plutónico Punta Mita y su relación con el Batolito de Puerto Vallarta

Los granitoides de Punta Mita están separados en superficie del cuerpo principal del BPV por el Valle de Banderas y de acuerdo con las características a continuación presentadas pertenecen a mismo grupo de cuerpos intrusivos. El origen del Valle de Banderas es aún controversial y existen varias teorías las cuales se mencionan en el Capítulo 3 de este trabajo, es posible que la teoría desarrollada por Gutiérrez et al., (2016) sea la más acertada para el origen de esta estructura debido a los tipos de estudios geofísicos que realizaron (sísmica, magnéticos y batimétricos).

#### *9.1a Características geoquímicas del Ensamble Plutónico Punta Mita*

Las muestras de rocas intrusivas reportadas en este trabajo varían desde los gabros hasta los granitos, mostrando una composición amplia para las rocas en esta zona. Según el diagrama TAS y lo observado en campo (Fig. 7.1a) las rocas con composiciones de intermedias a félsicas son las más abundantes. Todas las muestras están dentro del campo subalcalino (Fig. 7.1a) y según el diagrama AFM son rocas calco-alcalinas (Fig. 7.2). Su índice de saturación de alúmina (ASI) agrupa a la mayoría de las muestras dentro del campo de las rocas metaluminosas con un par de muestras dentro del campo de las rocas peraluminosas (Fig. 7.5) mostrando un contenido mayor de minerales micáceos en lámina delgada. Las condiciones mencionadas son características típicas de rocas de arcos volcánicos (Frost y Frost, 2008).

Los diagramas de discriminación tectónica en donde se utilizaron elementos como el Ta, Yb, Y, Rb y Nb (Pearce et al., 1984) clasifican a estas rocas en un ambiente de arco magmático (Fig. 7.7). A su vez, la firma geoquímica de elementos traza muestra características propias de corteza continental, como se puede observar en la concentración mayor de elementos incompatibles con empobrecimiento de los elementos compatibles respecto al Manto Primitivo (Fig. 7.8). Los patrones de tierras raras (REE) muestran un enriquecimiento mayor en las tierras raras ligeras que las pesadas (Fig. 7.10), típico de ambientes corticales.

Las firmas isotópicas de los granitoides muestran una asimilación cortical, reflejado en su relación de  $\epsilon_{Nd}$  de entre 1 y -2. Las edades modelo rondan entre 0.7 y 0.8 Ga lo cual es consistente con los datos obtenidos por Schaaf (1990) y Díaz-López (2016) para el resto del BPV. La edad modelo indican la existencia de una corteza antigua debajo del BPV. En la figura 9.1 se muestran los campos de las muestras analizadas en el BPV en trabajos anteriores (Schaaf, 1990; Diaz-López, 2016; Gutiérrez-Aguilar,

2018), se añade también el campo de las muestras analizadas por Schaaf (1990) en la zona de Punta Mita para observar la similitud de las muestras analizadas en este trabajo.

Si bien los granitoides de Punta Mita están separados por el Valle de Banderas del cuerpo central del BPV estos dos grupos de rocas coinciden en muchos aspectos como para considerar a los granitoides de PM parte del BPV. Uno de los aspectos principales es la similitud entre las características geoquímicas ya que ambos granitoides de PM y el BPV son rocas de arcos volcánicos. Además, las características isotópicas se encuentran dentro de los parámetros de  $\epsilon\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  del BPV (Fig. 9.1). El rango de edades modelo de Nd del BPV va de 0.5-1.2 Ga, mientras que para los granitoides de PM va de 0.74 a 0.86 Ga, por lo que encuentra dentro del rango del BPV. Además, los granitoides de PM se desarrollan en el mismo espacio temporal que el resto de BPV ( $\sim 80$  Ma).

Recientemente Schaaf et al. (2019) hablan sobre las similitudes del BPV con el Batolito de las Sierras Peninsulares (Peninsular Ranges Batholith). Esto se observa a partir de las similitudes mostradas entre el BPV con los granitoides del Bloque de los Cabos, ya que numerosas publicaciones (evidencia litológica y geofísica) proponen que existe una relación entre el Bloque de los Cabos con el Batolito de Peninsular Ranges (p. ej. Langenheim y Jachens, 2003; Schmidt et al., 2014; Kimbrough et al., 2015).

Schaaf et al. (2000) utilizan los datos geoquímicos, isotópicos, geocronológicos y paleomagnéticos obtenidos en ambos complejos para proponer la consanguinidad magmática entre estos grandes cuerpos intrusivos cretácicos (BPV y el bloque de Los Cabos). Recientemente Bandy et al. (2017) con base en datos de reflexión sísmica sugiere que la paleoposición del Bloque de los Cabos se encontraba entre las costas de Puerto Vallarta y Cabo Corrientes, el cual sigue sumando al hecho entre la relación del BPV y el bloque de los Cabos.

Por lo tanto, los granitoides de Punta Mita pertenecientes al BPV, pueden asociarse al Batolito de "Sierras Peninsulares", tal como lo demuestra Schaaf et al. (2019) con los datos obtenidos en la zona Centro-Sur del BPV.

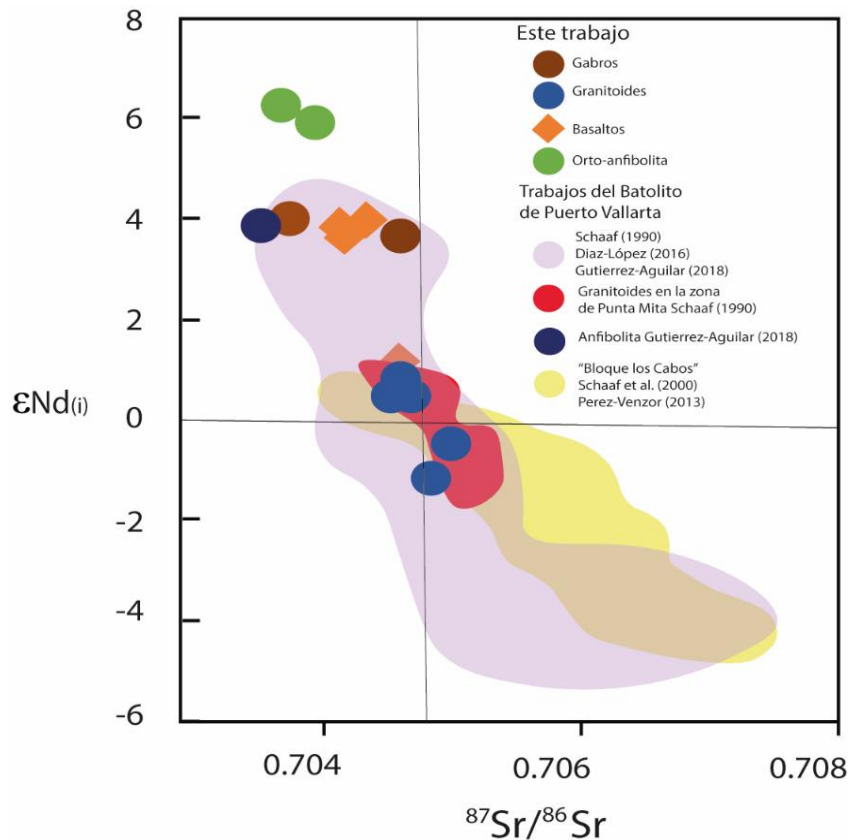


Figura 9.1 Relaciones isotópicas de las muestras analizadas en este trabajo en comparación con las demás muestras analizadas en el BPV y el bloque de los cabos.

## 9.2 Gabros

El gabro de Punta Monterrey o gabro de olivino tiene características geoquímicas distintas al resto de los granitoides de PM y en general distinto al resto del BPV. El análisis de elementos mayores de esta litología la clasifica como una roca perteneciente a los magmas alcalinos, enriquecido en elementos traza de HFSE (Fig.7.8). Con respecto a las tierras raras el gabro de Punta Monterrey también presenta un enriquecimiento de tierras raras ligeras y pesadas con respecto a los granitoides de PM (Fig. 7.10). Utilizando los diagramas de discriminación tectónica de Hollocher et al. (2012) el gabro de Punta Monterrey se encuentra en el campo de arcos alcalinos. Isotópicamente presenta un  $\epsilon Nd$  de 3.9 y una edad modelo de Nd igual 0.45 Ga, lo que implica un magma mantélico con poca o nula influencia cortical.

El gabro de Punta Monterrey fue datado por K-Ar en plagioclasas por Jensky (1974), obteniendo una edad de 10.1 Ma. Esta unidad se encuentra siendo cortada por basaltos recientes con edades similares a la que Jensky (1974) obtuvo en las plagioclasas para el gabro Punta Monterrey. Los basaltos normalmente presentan temperaturas mayores a los 800°C al momento de ser extruidas. Este proceso

pudo causar un reinicio en el sistema isotópico de K-Ar ya que se estiman temperaturas de cierre para las plagioclasas de aproximadamente 230°C (Harrison y McDougall, 1999).

La edad y origen del gabro de Punta Monterrey sigue siendo controversial ya que sus características alcalinas son contrastantes a las demás encontradas en la región, especialmente si se quiere asociar a la suite de granitoides de PM y en general con el resto del BPV.

El gabro de Tomatlán tiene características distintas al gabro de Punta Monterrey que permiten asociarlo al BPV. Se clasifica como un gabro de hornblenda que pertenece al grupo subalcalino y es de tipo toleítico según el diagrama AFM (Fig. 7.2). El gabro de Tomatlán se encuentra menos diferenciado que el resto de granitoides de PM como se observa en los diagramas de elementos traza y REE, a diferencia del gabro de Punta Monterrey que se encuentra más enriquecido que el resto de las rocas intrusivas (Fig. 7.8 y 7.10). El gabro de Tomatlán tiene un  $\epsilon_{Nd}$  de 3.6 y una edad modelo de Nd igual 0.52 Ga, este último valor entra en el rango de edades modelo que se han reportado para el BPV. Las características geoquímicas de elementos mayores y traza indican que el gabro de Tomatlán fue generado en un ambiente de arco magmático, además la edad de cristalización obtenida en zircones es de 83 Ma, lo cual es consistente para las edades reportadas en el BPV.

### 9.3 Termocronología de los granitoides de PM

En este trabajo se propone la termocronología de los granitoides de PM utilizando los datos geocronológicos previamente adquiridos (Tabla 9.1) y complementándolos con edades con zircones de este trabajo. Las edades obtenidas mediante zircones individuales están entre 77-79 Ma, las tierras raras en zircones confirman una fuente ígnea de los cristales analizados (Ver capítulo 8).

Material	Método	Muestra	Edad (Ma)	Autor
Zrn	U-Pb	PMO-1713, PMO-1709, PMO-1704, PMO-1705B	78-79	Este trabajo (4 muestras)
Zrn	U-Pb	Sayu 01	77.71	Duque-Trujillo et al., 2015
Zrn	U-Pb	Sayu 02	75.22	Duque-Trujillo et al., 2015
Hbl	K-Ar	MS 12A	72.8	Schaaf 1990
Hbl	Ar-Ar	Sayu 01	70.85	Duque-Trujillo et al.,2015
Hbl	K-Ar	MS 9B	68.4	Schaaf 1990
Bt	K-Ar	MS 9B	66.1	Schaaf 1990
Bt	K-Ar	MS12A	55.2	Schaaf 1990
Bt	Rb-Sr	MS10D	51.3	Schaaf 1990
Bt	Rb-Sr	MS10C	50.8	Schaaf 1990
Bt	Rb-Sr	MS10A	48.2	Schaaf 1990
Bt	Rb-Sr	MS10B	48.1	Schaaf 1990
Bt	Rb-Sr	MS52	48.1	Schaaf 1990
Bt	Ar-Ar	Sayu 01	48.71	Duque-Trujillo et al.,2015
Bt	Ar-Ar	Sayu 02	43.91	Duque-Trujillo et al.,2015

Tabla 9.1 Resumen de fechamientos realizados en minerales individuales en la zona de Punta Mita.

Los trabajos realizados en la zona se han enfocado en la datación de minerales individuales mediante Ar-Ar y K-Ar ya sea en micas u hornblendas (Zimmermann et al., 1988; Schaaf, 1990; Duque-Trujillo et al., 2015) los cuales han obtenido un rango de edades de 43 y 72 Ma. En la tabla 9.1 se resumen las edades obtenidas en la zona de PM donde se colocan los datos de manera cronológica, además de colocar el material datado y el autor correspondiente.

La figura 9.2 resume la termocronología del área colocando las diferentes fases minerales datadas. Tomando en cuenta las distintas temperaturas de cierre en los diferentes sistemas isotópicos para cada fase mineral, se puede realizar una historia térmica en los granitoides de PM. El zircón en el sistema isotópico de U-Pb tiene una temperatura de cierre de  $\sim 750^{\circ}\text{C}$ ; la hornblenda en el sistema K-Ar tiene una temperatura de cierre de  $\sim 550^{\circ}\text{C}$ , mientras que para la biotita tiene una temperatura de cierre de entre  $250\text{-}340^{\circ}\text{C}$  para K-Ar y Rb-Sr. A partir de esto se observa que un solo granitoide (Ms-9 Schaaf, 1990; PMO-1713 cuarzo monzodiorita de este trabajo) muestra un patrón de enfriamiento normal. Los zircons representan la edad de intrusión del batolito a  $\sim 78$  Ma, mientras que las hornblendas y biotitas presentan una edad 70 Ma y 66 Ma respectivamente, las cuales se toman como un patrón de enfriamiento normal o común. Esta es la única muestra que presenta estas características y representa una porción muy pequeña de todo el ensamble plutónico de PM.

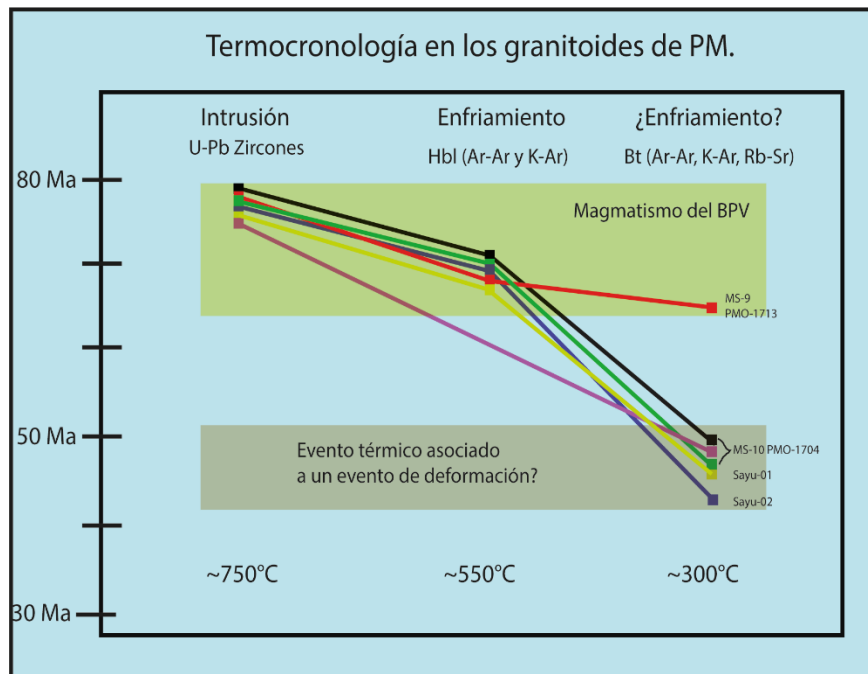


Figura 9.2 Termocronología para los granitoides de Punta Mita; explicación en el texto.



Todos los granitoides representa una edad de intrusiones en zircones de entre 77-89 Ma datados en este trabajo y edades de enfriamiento de hornblenda de entre 68 y 72 Ma (Fig. 9.2). El resto de las biotitas representan un rango de edades de entre 55 y 43 Ma lo cual representaría un periodo de enfriamiento de más de 25 Ma desde su intrusión lo cual es complicado para tomar en cuenta como un patrón de enfriamiento "normal". Por estas razones se cree que existe un evento térmico de baja temperatura (250-350°C) que reinició los sistemas isotópicos en las biotitas, pero no fue lo suficientemente alta como para reiniciar el sistema de la hornblenda. En la zona de Punta Mita no se pudo detectar algún evento magmático de esta edad que pueda explicar este fenómeno, sin embargo, se han reportado rocas con edades similares relativamente cercanas al área de estudio. Tal es el caso de Valencia et al. (2013) donde obtienen en la zona de Zacatlán y Amatlán de Cañas (80 km al este de Sayulita), granitoides con edades de intrusión de entre 59 y 61 Ma. Así también, Duque-Trujillo et al. (2015) reportan un granitoide de 65 Ma cerca de la ciudad de Tepic.

Este fenómeno también se ha documentado en otras zonas de la margen convergente mexicana, tal es el caso de Sierra Blanca en el Batolito de Sonora donde se han obtenido intrusivos con edades de 72 Ma (U-Pb en zircón) y edades de biotita de 54 Ma y 42 Ma en feldespatos mediante Ar-Ar (Enríquez-Castillo et al., 2009). Los autores argumentan que los datos obtenidos se explican como edades de enfriamiento (12°C/Ma) causado por una lenta exhumación.

Como se mencionó anteriormente una explicación a este fenómeno se puede atribuir a un evento de deformación asociado a la subducción. Este proceso puede generar un cambio en las isothermas por el engrosamiento de la corteza (Vanderhaeghe, 2010) llegando a temperaturas de ~350°C. No obstante, no existe algún estudio en el que se pueda apoyar esta idea dentro de la región del Terreno Guerrero. Sin embargo, se han reportado eventos de deformación por Fitz-Díaz et al. (2017) para el Eoceno (~50 Ma) dentro del cinturón de pliegues y cabalgaduras mexicano.

#### **9.4 Condiciones físicas de los granitoides de PM**

Las condiciones físicas (P-T) fueron determinadas a partir de datos químicos puntuales en hornblenda y zircón (Capítulo 8), cabe destacar que es la primera vez que se reportan datos de este tipo en todo el BPV. Usando Al en hornblenda se utilizaron dos barómetros: uno que depende de la temperatura (Anderson y Smith, 1995) y otro que depende solo del contenido de Al en la fase mineral (Mutch et al., 2016). A pesar de los dos barómetros utilizados, se obtuvo un rango constante de presión de entre 3.5-4.3 kbar. Lo anterior implica una cristalización de los granitoides a una profundidad aproximada de entre

12-15 km y acorde a los datos de titanio en zircón (Clairbone et al., 2006) un inicio de la cristalización del plutón de aproximadamente a 720°C.

Zona	Edades (Ma)	Presión (kbar)	Autor
Batolito de San Pedro Mártir			
Zona oeste	105-140	2.2	Schmidt et al, (2009)
Zona transicional	83-125	5.3	
Zona este	<83	4.9	
Batolito El Fuerte (Sinaloa)	98-101	2.2-0.5	McDonough (2005)
Batolito de Puerto Vallarta	79	3.5-4	Este trabajo
Batolito de Tierra Colorada	50	2.08-2.8	Hernández-Pineda et al, (2011)
Plutón de Acapulco	43	3.5-5	Morán-Zenteno et al. (1996)
Batolito Rio Verde	23-29	5.3	Hernández-Bernal y Morán-Zenteno et al. (1996)
Batolito de Pochutla y Huatulco	30-35.5	8.4-1.4	Schmidt et al, (1992) (falta tolson)
Plutón de Huatulco	29	3.7-4.4 y 5.4-7.0	Morán-Zenteno et al. (1996)
Plutón de San Marcos	31	3.4	Morán-Zenteno et al. (1996)

Tabla 9.2 Resumen de los datos de barometría de los intrusivos del margen pacifico mexicano.

Los datos de barometría en los intrusivos del margen Pacífico mexicano no son tan amplios ni variados, por lo tanto, con el objetivo de comparar los datos obtenidos en este trabajo se hizo una recopilación de los datos de barometría realizados en México en la tabla (9.2). En la comparación de estos datos existe cierta similitud en las condiciones de emplazamiento con los batolitos de San Pedro Mártir (Schmidt et al., 2009) el cual, también coincide con edades de emplazamiento y estos pertenecen al batolito de Sierras Peninsulares. También se observa similitud con el batolito de Rio Verde, Acapulco y San Marcos (Hernández-Bernal y Moran-Zenteno et al., 1996) los cuales son mucho más joven que los granitoides de PM, pero muestran condiciones de emplazamiento similares.

## 9.5 Ensamble metamórfico

### 9.5a Características de las rocas metamórficas

El bloque metamórfico en la zona de Punta Mita este compuesto por un conjunto meta-ígneo y metasedimentario. El conjunto meta-ígneo está conformado por orto-anfibolitas y meta-tonalitas; en cuanto a volumen de roca, las rocas de origen ígneo son las rocas con menor volumen observado en campo. El conjunto de rocas meta-sedimentarias está compuesto por meta-areniscas, calcosilicatos, mármoles y un paquete vulcanosedimentario. En campo la relación entre estos litotipos no es visible debido a la densa vegetación.

### *9.5b Orto-anfibolita*

La asociación mineralógica en la orto-anfibolita muestra las condiciones metamórficas de más alto grado en la asociación  $\text{anf-plg-cpx}\pm\text{bt}$ ; los datos barométricos obtenidos a partir de análisis químicos puntuales del par  $\text{hbl-plg}$  (Molina et al., 2015) dieron como resultado presiones promedio de 6 kbar y una temperatura de manera semi-cuantitativa (Ernest y Liu, 1998) con un rango de entre 680° y 740° C (ambos barómetros están calibrados en rocas máficas). Recientemente Wei y Duan (2018) realizaron una pseudosección para rocas máficas de tipo MORB, la cual permite comparar a la orto-anfibolita con respecto a las condiciones P-T en función de la mineralogía. El modelado realizado por Wei y Duan (2018) muestran una consistencia con los datos obtenidos mediante termobarometría convencional (P-T) (Fig. 9.3).

Los resultados geoquímicos de la anfibolita muestran un protolito de carácter ígneo de composición máfica. Las dos muestras analizadas se encuentran entre el límite alcalino – calco-alcalino según el diagrama TAS (Fig. 7.1 y 7.2). El comportamiento de elementos traza y tierras raras (REE) muestran bajas relaciones de LREE/HREE típico de magmas primitivos. Las relaciones isotópicas de Sr y Nd también indican un magma primitivo con valores de  $\epsilon\text{Nd}$  de  $\sim 6$ . Las edades modelos muestran una edad de entre 0.39 y 0.49 Ga implicando edades más jóvenes que los granitoides del BPV y por lo tanto una interacción con una corteza distinta a los plutones del BPV.

### *9.5c Metasedimentos*

Dentro del ensamble de rocas metasedimentarias, el grupo calco-silicatado es el que experimenta un metamorfismo similar al de la orto-anfibolita de acuerdo con las fases mineralógicas observadas. Hay que tener en cuenta que este tipo de rocas tiene una variable que juega un papel importante en el desarrollo de fases minerales como lo es la actividad de  $\text{CO}_2$  o  $\text{XCO}_2$  que afecta directamente al rango de temperatura a la cual se forman sus fases cristalinas (Bucher y Grapes, 2011). Sin embargo, se cree que la asociación  $\text{anf-plg-biotita}$  y el rompimiento de epidota coloca a esta unidad en la transición de esquistos verde e inició de las facies de anfibolita.

El análisis petrográfico en unidades como la metarenisca presentan una asociación  $\text{ab-kfd-qz-mica}$  blanca-grnt, mientras que la unidad vulcano-sedimentaria se observa una asociación de  $\text{plg-kfsd-ep(cloinozoizita)-qz}$ . Dichas asociaciones evidencian facies de esquistos verde, posiblemente en su parte alta. La aparición de cpx en las unidades metasedimentarias es controversial, es posible que esta fase mineral tenga un origen relacionado con el depósito sedimentario primario o se atribuya un

metamorfismo térmico de baja presión que favorece la aparición de este mineral, aunque las texturas detectadas no ayudan a determinar estos procesos.

En resumen, las condiciones descritas anteriormente implican un metamorfismo regional de mediano grado el cual se vio afectado por un proceso magmático posterior (80 Ma) caracterizado por la formación de grades plutones. No obstante, no se han observado texturas clásicas de un metamorfismo de contacto o por lo menos aun no se han encontrado. Es posible que la orto-anfibolita que desarrolla una textura típica de un metamorfismo orogénico o regional exprese las condiciones más altas de metamorfismo (entre los 680 y 720°C con presiones de hasta 6.5 kbar)

## 9.6 Contexto Regional

Regionalmente hablando, se han reportado complejos metamórficos cercanos al área de estudio. Recientemente Schaaf et al. (2019) reportan formalmente el "Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa" (CMCY) el cual consiste predominantemente en para-gneises, mica esquistos, anfibolitas (gneis) y ortogneises. Esta unidad presenta rasgos de fusión parcial (migmatitas) y en general se encuentran en facies de anfibolita. Las unidades meta-sedimentarias muestran edades máximas de depósito de entre 220 y 240 Ma (U-Pb en zircones) mientras que las unidades meta-ígneas muestran una edad de entre 120 y 130 Ma. Schaaf et al. (2019) reportan que las unidades meta-ígneas están cortando a las unidades metasedimentarias por lo que las unidades metasedimentarias son más antiguas.

En el distrito minero de Cuale se reportan por primera vez rocas metamórficas por Berrocal y Querol, (1991). Posteriormente Bissing et al, (2008) lo describen como una unidad conformada por esquistos pelíticos, esquistos de sericita y meta-arcosas los cuales se encuentran foliados y metamorfoseados en facies de sub-esquisto verde, interpretando una edad dentro del periodo del Paleozoico tardío al Triásico.

Schaaf et al. (2019) reporta en la zona de Corrales ortogneises con características geoquímicas e isotópicas primitivas ( $\epsilon_{Nd} > 6$ ) con edades de cristalización del protolito de 132 Ma. Estas rocas se asocian a un régimen de arcos de islas que posiblemente se acrecionó y colisionó con el arco continental autóctono en el Cretácico temprano (Schaaf et al., 2019). Este sistema de arco de islas es nombrado "Arco Chimo" por los autores. La similitud entre las orto-anfibolitas de este trabajo con los ortogneises de Corrales en cuanto a sus características geoquímicas primitivas permite proponer una analogía con este tipo de rocas a falta de la confirmación de datos cronológicos.

Con lo anteriormente descrito es posible que la orto-anfibolita de Punta Mita presente dos posibles orígenes: el primero se observa en su comportamiento de elementos traza los cuales son patrones de una roca asociado margen continental (diagramas de multielementos y de discriminación tectónica). El segundo se refiere a la formación de estas rocas en un arco de islas que se acrecionó hacia el continente como lo proponen Schaaf et al. (2019) debido a su similitud en cuanto su comportamiento en la isotopía ( $\epsilon\text{Nd}$ , edad modelo) y tierras raras con el ortogneis de corrales.

Como se observa los diagramas de discriminación tectónica usados en el capítulo 7, se observa la afinidad a una corteza continental con respecto a las orto- anfibolitas (Fig. 7.7), sin embargo, al usar los diagramas de discriminación de Pearce y Cann (1973) se obtiene una discrepancia entre los basaltos de intraplaca y basaltos de arco de isla (Fig. 9.3).

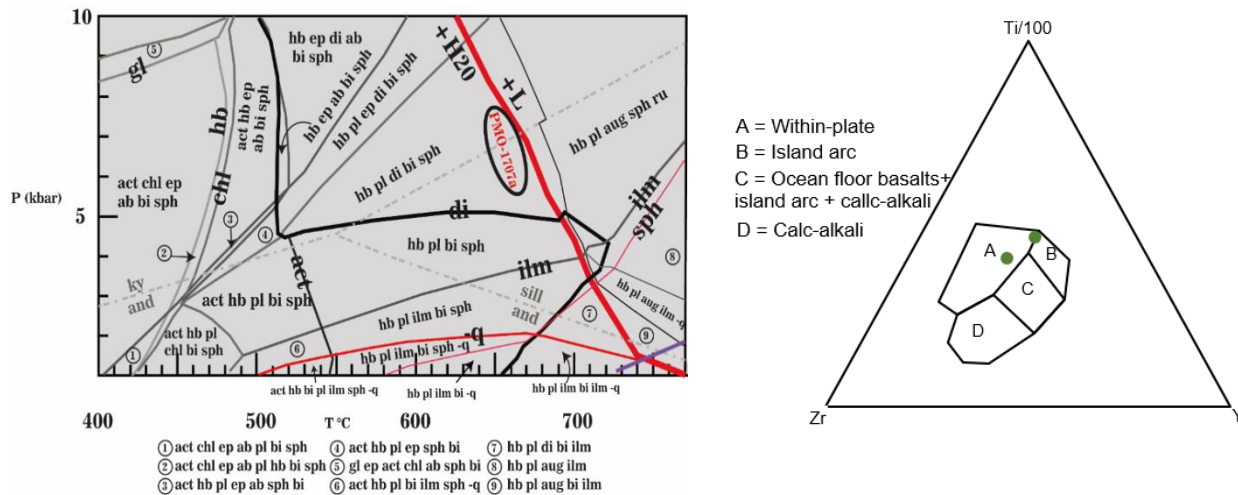


Figura 9.3 Izquierda: pseudosección modelada a partir de rocas máficas tipo MORB, tomado y modificado de Wei y Duan (2018). Se colocan en la imagen las posibles condiciones alcanzadas por la orto-anfibolita. Derecha: Diagrama de discriminación tectónica para rocas máficas de Pearce y Cann (1973) donde una muestra de la orto-anfibolita se encuentra dentro del campo A y el límite entre A y B.

La falta de datos geocronológicos para estas rocas convierte la tarea de asignar un origen a estas rocas en algo más complicado, pero con los datos obtenidos y la cercanía del CMCY se puede proponer una edad similar detectada en las anfibolitas de corrales (Schaaf et al., 2019) de entre 120 y 135 Ma para las orto-anfibolitas de PM. Existen datos termobarométricos obtenidos en el Complejo Sonobari (Vega-Granillo et al., 2016) de rocas anfibolíticas y ortogneis con rangos de presión de entre 7.5 y 8.0 kbar con rangos de temperaturas de entre 600°C y 700°C. Además, los autores presentan edades de zircones (U-Pb) con edades de entre 92-88 Ma obtenidos en leucosomas.

El proceso metamórfico que sufrieron estas rocas puede estar asociado a la existencia de un cinturón metamórfico a lo largo de la margen del Pacífico dentro del complejo "Peninsular Ranges". Este periodo de metamorfismo se encuentra en un rango entre 100-125 Ma, por ejemplo, en la isla Cedros en Baja California se obtuvieron edades en esquistos azules con una edad de entre 100-115 Ma datados por Baldwin y Harrison (1989). Otro ejemplo es de una anfibolita cercano a la zona de isla Cedros donde se obtuvo una edad de metamorfismo de 115 Ma por Bonini y Baldwin (1998). Más al norte Johnson et al. (1999) identifican ortogneises con edades de protolito de entre 132 y 129 Ma con posible edad del metamorfismo de entre 100-120 Ma. Además, Krummenacher et al. (1975) obtuvieron edades de metamorfismo de 100 Ma en hornblendas para una anfibolita. En el batolito de Sierras Peninsulares de la zona de Baja California, al sur de la falla de la falla Agua Blanca se reportan rocas con metamorfismo que alcanzó las facies superiores de anfibolita a aproximadamente 100 Ma de acuerdo con datos de Schimidt et al. (2014).

### 9.7 Basaltos

Este grupo litológico tiene la característica de estar cortando a los demás grupos litológicos desde el ensamble metamórfico hasta los granitoides. Geoquímicamente son rocas máficas que se encuentran entre el límite alcalino-subalcalino. En el diagrama de discriminación tectónica de Hollocher et al. (2012) que usa elementos traza como el Th, Nb, e Yb, clasifican a estas rocas dentro del grupo de rocas de arco continental con transiciones a basaltos de islas oceánicas y rocas alcalinas. El comportamiento de elementos traza muestra características de una asimilación cortical, como se puede observar en la concentración mayor de elementos incompatibles, con empobrecimiento de los elementos compatibles (Fig. 7.9). Las tierras raras muestran un ligero enriquecimiento en las tierras raras ligeras sobre las tierras raras pesadas. La firma isotópica para 3 muestras es muy similar, con valores de  $\sim \epsilon_{Nd}=4$ , mientras que una de las muestras presenta un valor con una mayor influencia cortical de  $\sim \epsilon_{Nd}=0.8$ ; sus valores de edad modelo ( $T_{Dm}$ ) varía entre 0.5-0.6 Ga para las 4 muestras.

Helenes y Carreño (1999) reportan que las unidades basálticas presentan flujos de lava y estructuras de lavas almohadilladas. Además, reportan que existen cuerpos basálticos que se encuentran interestratificados con areniscas y limolitas calcáreas que contienen microfósiles pertenecientes al Mioceno Superior. Por lo que lo que el proceso de sedimentación y la actividad ígnea se presentó hace aproximadamente 10 Ma. Jenschky (1974) realizó dataciones de roca total y feldespatos en rocas basálticas de la zona de Punta Mita mediante K-Ar obteniendo edades de  $\sim 10$  Ma.



El magmatismo que originó a estas unidades se puede asociar a un adelgazamiento de la corteza relacionado a la apertura del golfo de California generando un magmatismo de tipo alcalino. Este magmatismo de una corteza adelgazada normalmente sufre muy poca diferenciación, pero en el caso de estas muestras se observan con una leve interacción con la corteza continental reflejada en el patrón de elementos traza y relaciones isotópicas.

En este trabajo se apoya la idea de que el magmatismo basáltico de Punta Mita tiene un origen de tipo alcalino y no se asocia al magmatismo de la Faja Volcánica Trans-mexicana. Esta actividad puede ser asociada al magmatismo generado en la Mesa de Cacaxtla (Arrieta-García 2017) que es claramente alcalino y se asocia a la apertura del Golfo de California.

### **9.8 Modelo de evolución geológica para la zona de Punta Mita**

Considerando las características geoquímicas e isotópicas de los granitoides estudiados (77-83 Ma), el ambiente de formación de estas rocas corresponde a las de un margen continental en un entorno tectónico de subducción, mostrando múltiples episodios de magmatismo de arco, como deformación orogénica relacionada a la convergencia entre las placas oceánicas del Pacífico (Farallón) y la placa continental de Norteamérica.

Los granitoides de PM se asocian directamente al BPV perteneciente al cinturón de plutones cretácico-terciarios que afloran en la margen suroccidental de México (González-Partida et al., 1987; Köhler et al., 1988, Schaaf, 1990; Böhel et al., 1992; Schaaf et al., 1995 y 2003; Valencia et al., 2013), separados localmente del cuerpo central por la estructura del valle de Banderas en un evento tectónico del Mioceno (Arzate et al. 2006; Álvarez, 2007; Gutiérrez et al., 2016).

La interacción entre el ensamble metamórfico en Punta Mita y el BPV muestran distintitos procesos y niveles corticales asociados a la formación del orógeno en los procesos de subducción. Por lo tanto, la orto-anfibolita ( $\sim 700^{\circ}\text{C}$  y 6 kbar) y el calco-silicato muestran un ambiente metamórfico de mediano a alto grado, mientras que la meta-arenisca, la metatonalita y las rocas volcanosedimentarias muestran un metamorfismo de bajo grado. Los granitoides muestran presiones de 3.5-4.3 kbar de presión que implica un emplazamiento a una profundidad de entre 12-14 km. En el Paleoceno-Eoceno se registró una actividad que reinició los sistemas isotópicos de K-Ar en las biotitas (Schaaf, 1990; Duque-Trujillo et al., 2015), posiblemente asociado a un evento térmico o evento de subducción que se refleja en la actividad

magmática de los plutones datados por Valencia et al. (2013) más adentrados al continente en la zona de Amatlán-Atenguillo.

Finalmente, en el Mioceno medio-tardío ocurre un evento tectónico asociado a la apertura del Golfo de California que crea la estructura del Valle de Banderas (Arzate et al. 2006; Álvarez, 2007; Gutiérrez et al, 2016). Este adelgazamiento crea un magmatismo de tipo intraplaca o alcalino que genera -el emplazamiento de cuerpos máficos en la zona de Punta Mita.

En la Figura 9.4 se resume la historia geológica de la zona de Punta Mita: A) el proceso geológico comienza con la acumulación de sedimentos de tipo psamíticos (posiblemente pelíticos también), con componentes calcáreos en una margen continental pasiva o apta para la acumulación de sedimentos. Estas litologías debieron depositarse en el Jurásico o incluso antes, si se toma como un homólogo a las rocas los metasedimentos datados por Valencia et al. (2013) y Schaaf et al. (2019) en el CMCY, donde se obtuvieron edades máximas de depósito de entre 220 y 240 Ma, por lo que se interpreta un ambiente de sedimentación en el Triásico tardío. B) para el Jurásico superior esta margen se torna a una zona de subducción con metamorfismo y magmatismo asociado (Schaaf et al., 2019). Como evidencia de este fenómeno se tiene a la unidad vulcanosedimentaria en la Zona de Punta Mita datada por Valencia que presenta edades de 157 y 135 Ma. Este episodio se relaciona al arco jurásico mexicano reportado en diversas localidades dentro de la margen pacífica de México; el cual perdura hasta el Cretácico Temprano (Tosdal et al., 1989; Bartolini, 1998; Valencia et al., 2013; Schaaf et al., 2019). C) Como se mencionó anteriormente la orto-anfibolita puede varios orígenes la primera se asocia a una margen continental activo relacionado con la subducción bajo la placa norteamericana (Fig. 9.4c). La segunda se asocia con el arco Chimo propuesto por Schaaf et al. (2019) (Fig. 9.5). Este arco se forma en el Cretácico temprano y rocas como los gabros de Complejo Novillo en Baja California Sur con edades de entre 109-115 Ma (Schaaf et al., 2000; Kimbrough et al., 2015), las monzodioritas de 136 Ma en Sinaloa (Arrieta-García, 2016) y posiblemente los gabros de Jilotlán con edades de 114 Ma (Villanueva-Lascuarín et al., 2016) puedan ser parte de este arco (Schaaf et al., 2019). Existe la posibilidad que la actividad metamórfica que se observa en la zona de Punta Mita se asocie al Cinturón Metamórfico Barroviano del Cretácico Medio el cual ha sido estudiado por numerosos autores (p. ej. Camilleri and Chamberlain 1997; Johnson et al., 1999; Henry et al., 2003; DeCelles 2004; Mattinson et al., 2007 Cruz-Uribe et al., 2008; Pérez-Venzor 2013; Hoisch et al., 2014; Schmidt et al., 2014; Vega-Granillo et al., 2016) que se extiende desde el sur de Idaho en EU hasta pasando por Baja California y por toda la zona cordillerana del Pacífico Mexicano hasta Nayarit y corresponden a rocas de mediano a alto grado de metamorfismo (picos máximos de ~9 kbar y ~800°C de P-T) normalmente expuestos en complejos metamórficos del Cenozoico Medio

(DeCelles 2004). En este trabajo se apoya la idea de que las rocas metamórficas expuestas sean parte de este cinturón metamórfico y este cinturón metamórfico podría extenderse más hacia el sur.

D) Para el Cretácico Tardío comienza la actividad magmática calco-alkalina formado por varios pulsos de composición intermedia a félsica típica de la región de Puerto Vallarta, esta actividad tuvo una actividad entre los 85-77 Ma que consolidan al BPV (Zimmermann et al., 1988; Köhler et al., 1988; Schaaf, 1990; Schaaf y Martínez-Serrano, 1997; Schaaf et al., 1995 y 2003; Valencia et al., 2013; Valencia et al., 2013; Duque-Trujillo et al., 2015; Schaaf et al., 2019). Las evidencias presentadas en este trabajo indican que los granitoides se generaron a partir de la fusión parcial del manto con una asimilación cortical observado en los trazadores geoquímicos y firmas isotópicas. Respecto a la isotopía, las edades modelos y las relaciones isotópicas muestran valores muy similares que implican la participación de una corteza Neoproterozoica (0.6-0.9 Ga). Se ha documentado la existencia de depósitos volcánicos asociados que puede representar la contraparte volcánica del BPV, los cuales presentan un rango de edades de entre 83 a 53 Ma (Valencia et al., 2013) y su contacto tectónico con el BPV es aún incierta.

E) La edad registrada en las biotitas por Schaaf (1990) y Duque-Trujillo et al. (2015) muestran una actividad térmica en la región que homogenizó las relaciones isotópicas de esta fase mineral (ver sección 9.3 de la discusión) en el Paleoceno. Se ha propuesto un cambio de ángulo de subducción que produce una reconfiguración de la placa subducida adquiriendo una geometría semi-horizontal. Consecuentemente a este fenómeno ocurre una migración del magmatismo hacia dentro del continente; este hecho se ha reportado en las regiones de Atenguillo, Zacatongo, Amatlán, Zacoalco y Tepic (Allan, 1986; Valencia et al., 2013; Duque-Trujillo et al., 2015) donde se describe una actividad plutónica y depósitos de 53 a 63 Ma.

El proceso tectónico que dejó expuesto las rocas batolíticas y metamórficos pueden llegar a ser muy complejo. A gran escala pueden existir dos procesos principales en los cuales se ha discutido para esta zona: el primero es el paso del Bloque de Chortis a través del margen Pacífico Mexicano hacia el sureste hasta su posición actual; y segundo la erosión tectónica asociada al proceso de erosión por subducción, el cual es reconocido como el factor más importante en el margen suroccidental (Schaaf et al., 1995).

Finalmente, en el Mioceno temprano inicia la actividad de la apertura de Golfo de California la cual impulsa de manera directa la separación del bloque de Punta Mita del cuerpo batolítico central, generando la estructura del Valle de Banderas. La apertura del golfo de California adelgaza la corteza y da paso a un magmatismo máfico de tipo intraplaca o alcalino que corta a todas las unidades

preexistentes en la zona de Punta Mita. Al mismo tiempo existe una acumulación de sedimentos que se intercalan con los depósitos volcánicos (Helenes y Carreño, 1990).

### MODELO DE EVOLUCIÓN PARA EL AREA DE ESTUDIO

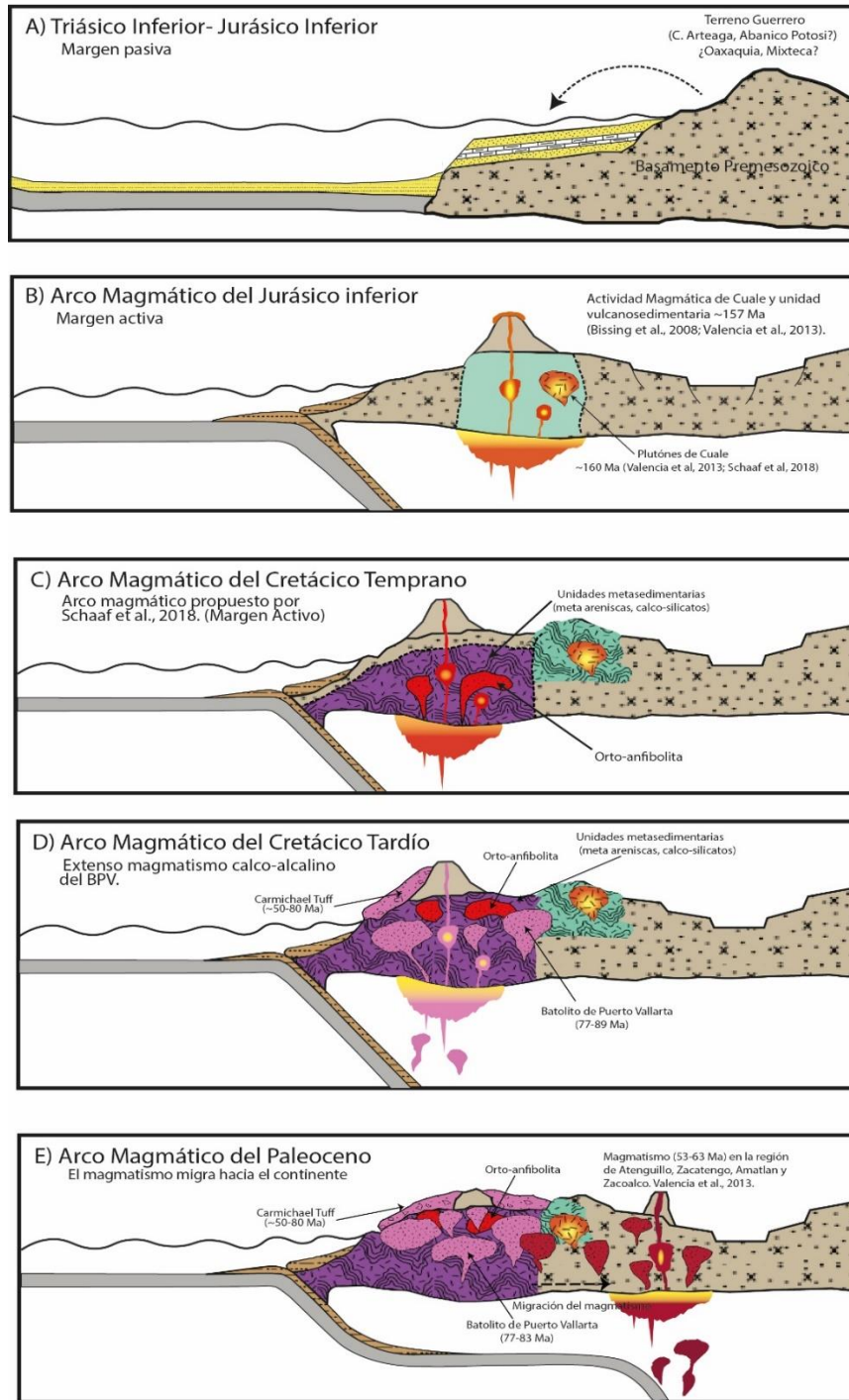


Figura 9.4 Modelo de evolución para el área de Punta Mita, explicación en el texto.

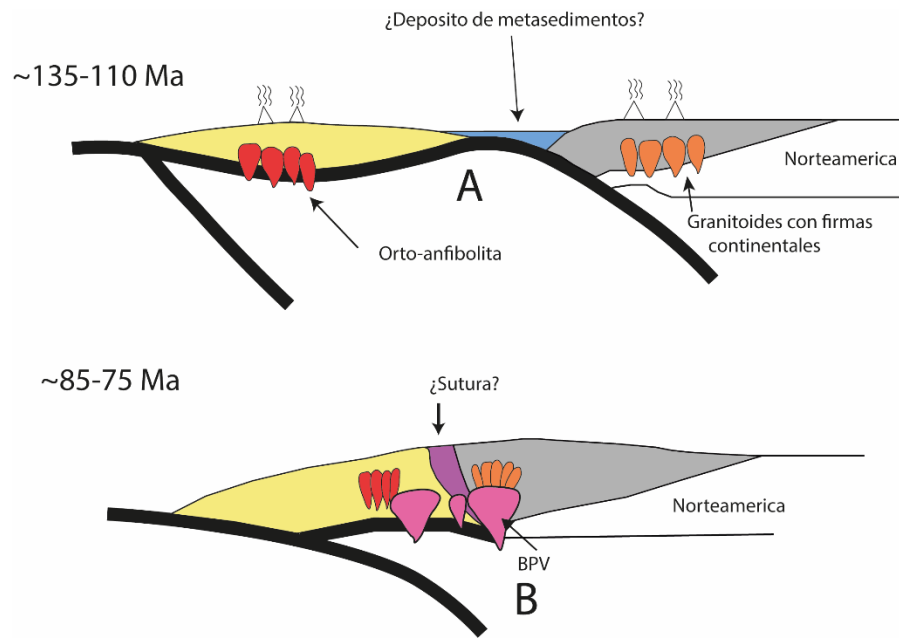


Figura 9.5 Modificado de Johnson et al. (1999). Posible modelo para la formación de la orto-anfibolita en A) se observa un modelo de doble subducción en el cual la orto-anfibolita se forma en un arco de islas el cual se explica por su comportamiento primitivo (Tierras raras y firma isotópica) propuesto por Schaaf et al. (2019). Simultáneamente existe un magmatismo asociado a subducción relacionada a la margen de Norteamérica. B) Acreción del arco de islas al continente mientras el magmatismo asociado a subducción continúa dando origen al BPV

## 9.9 CONCLUSIONES

- Las rocas metamórficas detectadas en la zona de Punta Mita están agrupadas en litodemas metasedimentarios (vulcano sedimentario, metareniscas, mármol y calcosilicatos) y metaígneos (orto-anfibolita y meta-tonalita). Este conjunto metamórfico presenta un metamorfismo regional que va desde esquistos verdes hasta facies de anfibolita.
- La geoquímica de la orto-anfibolita abre paso a dos posibles orígenes: el primero se asocia a un arco de islas (Arco Chimo) y el segundo a un magmatismo asociado a un complejo de subducción en una margen continental (Placa de Norteamérica).
- En base a los estudios petrográficos los granitoides de la Zona de Punta Mita se clasifican mayormente en cuarzo monzodioritas y cuarzo dioritas con variaciones menores a granodioritas y tonalitas. Los granitoides muestran características típicas de un magmatismo calco-alcálido de medio a alto K asociado a un margen de subducción continental. Esta característica también es consistente con la química mineral detectada en las muestras de granitoides seleccionada y el comportamiento de elementos traza y tierras raras.
- Los protolitos sedimentarios debieron depositarse antes del tiempo Cretácico, ya sea en el Jurásico o incluso en el Triásico como se reportan en esquistos pelíticos detectados en el Complejo Metamórfico Chimo Yelapa. La edad de los protolitos ígneos debe rondar entre 120-140 Ma, mientras que la edad de la unidad vulcano-sedimentaria presenta un rango de edades de entre 137-150 Ma (Valencia et al., 2013). La edad del metamorfismo debe cubrir un rango de edades de entre 100-125 Ma.
- El rango de edades obtenido en zircones (77-79) Ma para los granitoides de la zona de Punta Mita representa la edad de cristalización de las rocas plutónicas, que a su vez corresponde a la edad de emplazamiento del Batolito de Puerto Vallarta. Esta edad concuerda con las edades reportadas para los trabajos realizados en el BPV.
- Las condiciones físicas calculadas a partir de termobarometría convencional indican que el emplazamiento de los granitoides de PM fue a profundidades de entre 12-15 Km (3.5-4 kbar), con temperaturas de cristalización de  $\sim 750^{\circ}\text{C}$ . El posible pico metamórfico que experimenta la orto-anfibolita muestra presiones de entre 5.5-6.5 kbar y temperaturas de entre  $680^{\circ}\text{C}$  a  $710^{\circ}\text{C}$ .
- Las características isotópicas de los granitoides indican que proceden de fundidos derivados del manto con firmas primitivas o ligeramente evolucionadas contaminadas con componentes continentales (¿ensamble metamórfico?). Las edades modelos presentan una edad bastante

homogénea para los granitoides de entre 0.6-0.8 Ga. En distintas localidades de BPV se han detectado edades modelos de hasta 1.2 Ga por lo que el basamento del BPV no es homogéneo.

- La orto-anfibolita presenta edades modelos de entre 0.4-0.5 Ga y  $\epsilon Nd > 6$  por lo que muestra un contraste con respecto a los granitoides en la zona Punta Mita y en general de todo el BPV.
- El magmatismo máfico de tipo intraplaca o alcalino que prácticamente corta a todas las unidades preexistentes se origina por un adelgazamiento de la corteza producida por la apertura del Golfo de California.
- La actividad sedimentaria marina se deposita discordantemente a todo el complejo cristalino a partir del Mioceno tardío y se intercala con los depósitos máficos volcánicos de tipo intraplaca o alcalinos.



# Referencias Bibliográficas

- Abdel-Rahman, A.M. (1994): Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, 35, 525-541.
- Allan, J. F., (1986). Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 97, p. 473–485.
- Álvarez, R. (2002). Banderas rift zone: A plausible NW limit of the Jalisco Block. *Geophysical Research Letters*, 29, 55-1–55-4.
- Álvarez, R. (2007). Submarine topography and faulting in Bahía de Banderas, Mexico. *Geofísica Internacional*, 46, 93–116.
- Álvarez, R., López-Loera, H., & Arzate, J. (2010). Modeling the marine magnetic field of Bahía de Banderas, Mexico, confirms the half-graben structure of the bay. *Tectonophysics*, 489, 14–28.
- Anderson J.L., (1996). Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Trans R Soc Edinburgh* 87:125-138.
- Anderson, J. L., Barth, A. P., Wooden, J. L., & Mazdab, F. (2008). Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1), 121-142.
- Anderson JL, Smith DR (1995) The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *Am Mineral* 80:549-559.
- 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, 505-539.
- 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., Leuthold, J., & Sparks, R. S. J. (2015). Construction and evolution of igneous bodies: Towards an integrated perspective of crustal magmatism. *Lithos*, 230, 206-221.
- Arzate, J. A., Álvarez, R., Yutis, V., Pacheco, J., & López-Loera, H. (2006). Geophysical modeling of Valle de Banderas graben and its structural relation to Bahía de Banderas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23, 184–198.
- Bacon, C.R., (1977). High temperature heat content and heat capacity of silicate glasses: Experimental determination and a model for calculation. *American Journal of Science* 277, 109-135.
- Baldwin, S. L., & Harrison, T. M. (1989). Geochronology of blueschists from west-central Baja California and the timing of uplift in subduction complexes. *The Journal of Geology*, 97(2), 149-163.
- Bandy, W.L., Mortera-Gutiérrez, C.A.Q., Ponce-Nuñez, F. and Pérez-Calderón, D.A., (2017). Shallow structure of the Marietas Ridge, Bahía de Banderas. *Geos*, v. 37, p. 193.
- Bartolini, C. (1998). Stratigraphy, geochronology, geochemistry and tectonic setting of the Mesozoic Nazas Formation, north-central México. (Unpub Ph.D. thesis), University of Texas, El Paso, Texas.
- Berndt, C., Hensen, C., Mortera-Gutierrez, C., Sarkar, S., Geilert, S., Schmidt, M., ... & Muff, S. (2016). Rifting under steam—How rift magmatism triggers methane venting from sedimentary basins. *Geology*, 44(9), 767-770.
- Berrocal, G. L., & Querol-Sune, F. (1991). Geological description of the Cuale district ore deposits, Jalisco, Mexico: *Decade of North American Geology, Geology of North America*, v.
- Bissig, T., Mortensen, J. K., Tosdal, R. M., & Hall, B. V. (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(1), 141-159.
- Bohlen, S.R., (1987). Pressure –temperature –time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology* 95, 617 – 632.
- Böhnell, H., & Negendank, J. (1988). Paleomagnetism of the Puerto Vallarta intrusive complex and the accretion of the Guerrero terrain, Mexico. *Physics of the earth and planetary interiors*, 52(3), 330-338.

- Bonini, J. A., & Baldwin, S. L. (1998). Mesozoic metamorphic and middle to late Tertiary magmatic events on Magdalena and Santa Margarita Islands, Baja California Sur, Mexico: Implications for the tectonic evolution of the Baja California continental borderland. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8), 1094-1104.
- Bucher, K., & Grapes, R., (2011). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. New York, Springer, 524 p.
- Burg, J. P., & Gerya, T. V. (2005). The role of viscous heating in Barrovian metamorphism of collisional orogens: thermomechanical models and application to the Lepontine Dome in the Central Alps. *Journal of Metamorphic Geology*, 23(2), 75-95.
- Brown, M., & Solar, G. S. (1998). Granite ascent and emplacement during contractional deformation in convergent orogens. *Journal of Structural Geology*, 20(9-10), 1365-1393.
- Brown, M., (2001). Orogeny, migmatites and leucogranites: a review. *Proceedings of the Indian Academy of Sciences. A Earth and Planetary Sciences*, 110 (4), 313–336.
- Campa, U., & Ramírez, E. (1979). La evolución geológica y la metalogénesis del noroccidente de Guerrero. *Serie Técnico-Científica. Universidad Autónoma de Guerrero*, 1, 101.
- Campa, M. F., & Coney, P. J. (1983). Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- Castro, A. (2001). Plagioclase morphologies in assimilation experiments. Implications for disequilibrium melting in the generation of granodiorite rocks. *Mineralogy and Petrology*, 71(1-2), 31-49.
- Cawood, P.A., et al., (2009). *Accretionary orogens through Earth history*. Geological Society Special Publications, 1–36.
- Camilleri, P.A., and Chamberlain, K.R., (1997). Mesozoic tectonics and metamorphism in the Pequoop mountains and Wood Hills region, northeast Nevada: Implications for the architecture and evolution of the Sevier orogen: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 74–94.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., (1993). Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology* 21, 419–422.
- Centeno-García, E., Silva-Romo, G., (1997). Petrogenesis and tectonic evolution of Central Mexico during Triassic-Jurassic time. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 14, 244–260.
- Centeno-García, E., Corona-Chávez, P., Talavera-Mendoza, O., & Iriondo, A. (2003). Geologic and tectonic evolution of the western Guerrero terrane—a transect from Puerto Vallarta to Zihuatanejo, Mexico. Paper presented at the Geologic transects across Cordilleran Mexico, guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran section annual meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M., & Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Geological Society of America Special Papers*, 436, 279-308.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., (2011). Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123, 1776–1797.
- Centeno-García, E. (2017). Mesozoic tectono-magmatic evolution of Mexico: An overview. *Ore Geology Reviews*, 81, 1035-1052.
- Christensen, N.I., Mooney, W.D., (1995). Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. *Journal of Geophysical Research* 100, 9761-9788.
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspard, D., Sánchez, A., Yta, M., (1988). Unedescordance anté-albienne datée par une faune d'ammonites et de brachiopods de type thétisien au Mexique central. *Geobios* 21, 125–135.
- Claiborne LE, Miller CF, Walker BA, Wooden JL, Mazdab FK, Bea F (2006) Tracking magmatic processes through Zr/Hf ratios in rocks and Hf and Ti zoning in zircons: An example from the Spirit Mountain batholith, Nevada. *Mineral Mag* 70:517-543
- Clemens, J. D. & Vielzeuf, D., (1987). Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 86, 287-306.
- Clemens, J., & Watkins, J. M. (2001). The fluid regime of high-temperature metamorphism during granitoid magma genesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140(5), 600-606

- Clemens, J. D., (2006). Melting of the continental crust: fluid regimes, melting reactions and source rock fertility, En: Evolution and Differentiation of the Continental Crust, M. Brown y T. Rushmer (eds.). Cambridge University Press, 297" 331.
- Clemens, J.D., (2012). Granitic magmatism, from source to emplacement: a personal view, Applied Earth Science, 121:3, 107-136.
- 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.
- Collins, W.J., (2003). Slab pull, mantle convection, and Pangean assembly and dispersal. Earth and Planetary Science Letters 205, 225–237.
- Coney, P.J. (1970). The geotectonic cycle and the new global tectonics. Geological Society of America Bulletin 81, 739–748.
- Coney, P.J., (1972). Cordilleran tectonics and North American plate motions. American Journal of Science 272, 462–465.
- Conrey, R.M., Sherrod, D.R., Hooper, P.R., Swanson, D.A., (1997). Diverse primitive magmas in the Cascade Arc, Northern Oregon and Southern Washington. Canadian Mineralogist 35, 367-396.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., (1979). —The interpretation of igneous rocksII. George, Allen and Uwin. London.
- Cruz-Uribe, A.M., Hoisch, T.D., Wells, M.L., and Vervoort, J.D., (2008) Ages of Sevier thrusting from dating of metamorphic garnet using the Lu-Hf method: In AGU Fall Meeting Abstracts, v. 1, p. 2062.
- Dávila, V.M., Guerrero, M., (1990). Una Edad Basada en Radiolarios Para La Secuencia volcánica-Sedimentaria de Arcelia, Estado de Guerrero: Sociedad Geológica Mexicana. 10th Convención Geológica Nacional, Libro de Resúmenes, p. 83.
- De Angelis, S. H., Larsen, J., Coombs, M., Dunn, A., & Hayden, L. (2015). Amphibole reaction rims as a record of pre-eruptive magmatic heating: an experimental approach. Earth and Planetary Science Letters, 426, 235-245.
- Delgado-Argote, L.A., López-Martínez, M., York, D., Hall, C.M., (1992). Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico. Can. J. Earth Sci. 29, 1590–1604.
- de Silva, S. and Gosnold, W.D., (2007), Episodic Construction of batholiths: insights from the spatiotemporal development of ignimbrite flare up: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 167, 320-335.
- DeCelles, P.G., (2004) Late Jurassic to Eocene evolution of the Cordilleran thrust belt and foreland basin system, western USA: American Journal of Science, v. 304, no. 2, p. 105–168.
- Devine, J. D., Gardner, J. E., Brack, H. P., Laynet, G. D., & Rutherford, M. J. (1995). Comparison of microanalytical methods for estimating H<sub>2</sub>O contents of silicic volcanic glasses. American Mineralogist, 80(3-4), 319-328.
- Dewey, J.F., Bird, J.M., (1970). Mountain belts and the new global tectonics. Journal of Geophysical Research 75, 2625–2647.
- Dickinson, W.R., (1971). Plate tectonics in geologic history. Science 174, 107–113.
- Dickinson, W. R., & Lawton, T. F. (2001). Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. Geological Society of America Bulletin, 113(9), 1142-1160.
- Díaz-López, F. (2016). Geología, geoquímica y geocronología del Complejo Metamórfico Yelapa, basamento del Batolito de Puerto Vallarta, Jalisco [Tesis de Licenciatura]: México, D.F. Instituto Politécnico Nacional, 249 p.
- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M., Lonsdale, P., Bryan, S. E., ... & Solari, L. (2015). Timing of rifting in the southern Gulf of California and its conjugate margins: Insights from the plutonic record. Bulletin, 127(5-6), 702-736.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., (1998). The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico): geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center – comment. Tectonophysics 292, 321–326.00
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., (2000). Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco area, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation. J. S. Am. Sci. 13, 355–375.
- England, P. C. y Thompson, A.B., (1984). Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism: I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. Journal of Petrology, 25, 894-928.
- England, P., & Molnar, P. (1990). Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. Geology, 18 (12), 1173-1177.

- Enríquez-Castillo, M. A., Iriondo, A., Chávez-Cabello, G., & Kunk, M. J. (2009). Interacción termal entre magmas graníticos laramídicos y rocas encajonantes mesoproterozoicas: Historia de enfriamiento de intrusivos de la Sierrita Blanca, NW Sonora. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 61(3), 451-483.
- Ernst, W.G., 1971. Metamorphic zonations on presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 34 (1), 43–59.
- Ernst, W.G., (2005). Alpine and Pacific styles of Phanerozoic mountain building: subduction-zone petrogenesis of continental crust. *Terra Nova* 17 (2), 165–188.
- Ernst WG, Liu J (1998) Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti- contents of calcic amphibole in MORB - a semiquantitative thermobarometer. *Am Mineral* 83:952-969
- Essene, E. J. (1983). Solid solutions and solvi among metamorphic carbonates with applications to geologic thermobarometry. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 11(1), 77-96.
- Essene, E. J. (1989). The current status of thermobarometry in metamorphic rocks. Geological Society, London, Special Publications, 43(1), 1-44.
- Femenias, O. C., Mercier, J. C., Nkono, C., Diot H., Berza, T., Tatu, M. and Demaiffe, D. (2006) Calcic amphibole growth and composition in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *Amer. Minerl.*, v. 91, pp. 73-81.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., & Romero, F. (2000). Geology of the wester Mexican volcanic belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block. In: Delgado Granados H, Aguirre-Diaz G, Stock J (eds). Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico. *Geol Soc Am Bull, Spec Pap* 334, 64-83.
- Ferrari, L., Bergomi, M., Martini, M., Tunesi, A., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M., (2014). Late Cretaceous-Oligocene magmatic record in southern Mexico: the case for a temporal slab window along the evolving Caribbean-North America-Farallon triple boundary. *Tectonics* 33, 1738–1765.
- Ferry JM, Watson EB (2007) New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and zircon-in-rutile thermometers. *Contrib Mineral Petrol* 154:429-437
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., & Chávez-Cabello, G. (2017). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W. J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., (2001). A geochemical classification for granitic rocks, *Journal of Petrology*, v. 42(11), p. 2033-2048.
- Frost, B.R., y Frost, C.D., (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks, *Journal of Petrology*, v. 49(11), p. 1955-1969.
- Garzanti, E. (2016). From static to dynamic provenance analysis—Sedimentary petrology upgraded. *Sedimentary Geology*, 336, 3-13.
- Gastil, G., Miller, R., Anderson, P., Crocker, J., Campbell, M., Buch, P., Lothringer, C., Leier-Engelhardt, P., DeLattre, M., Hoobs, J., Roldán-Quintana, J., (1991). The relation between the Paleozoic strata on opposite side of the Gulf of California. In: Pérez-Segura, E., Jacques-Ayala, C. (Eds.), *Studies of Sonoran Geology*. Geological Society of America Special Paper 254, pp. 1–7.
- Glazner, A.F., Bartley, J.M., Coleman, D.S., Gray, W., Taylor, Z.T., (2004). Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers? *GSA Today* 14, 4-11.
- González-Partida, E., Torres-Rodríguez, V., Stussi, J., & Zimmermann, J. (1987). Análisis geoquímico de los granitoides aflorantes en el sector Puerto Vallarta-Río de Santiago, México: *Lithos*, 1, 33-49.
- Grove, T.L., Parman, S.W., Bowring, S.A., Price, R.C., Baker, M.B., (2002). The role of an H<sub>2</sub>O-rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from mt. Shasta region, N. California. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 142, 375-396.
- Guerrero-Suástegui, M., Ramírez-Espinosa, J., Talavera-Mendoza, O., Campa-Uranga, M.F., (1991). El desarrollo carbonatado del Cretácico Inferior asociado al arco de Teloloapan, Noroccidente del Estado de Guerrero. *Convención sobre la Evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoir*, pp. 67–70

- Guerrero-Suástegui, M., (2004). Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre del Sur, with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, southwestern Mexico. Unpublished PhD dissertation. Department of Earth Sciences, Memorial University, Newfoundland, Canada 600 p.
- Gutiérrez, C. A. M., Bandy, W. L., Núñez, F. P., & Calderón, D. A. P. (2016). Bahía de Banderas, Mexico: Morphology, magnetic anomalies and shallow structure. In *Geodynamics of the Latin American Pacific Margin* (pp. 3525-3551). Birkhäuser, Cham.
- Gutiérrez-Aguilar, F., (2018). Geocronología, isotopía Sr-Nd y modelado de fases de equilibrio: Avances sobre la patogénesis del Complejo Metamórfico Chimo-Yelapa en el estado de Jalisco, México. Tesis de Maestría Ciudad de México, Universidad Nacional Autónoma de México. 137 p.
- Hacker, B. R. (1993). Evolution of the northern Sierra Nevada metamorphic belt: Petrological, structural, and Ar/Ar constraints. *Geological Society of America Bulletin*, 105(5), 637-656.
- Hamilton, W., 1969. Mesozoic California and the underflow of Pacific mantle. *Bulletin of the Geological Society of America* 80, 2409–2430.
- Harrison, T. M. y MacDougall, I. (1999). *Geochronology and Thermochronology by the 40Ar/39Ar Method*. Oxford University Press on Demand.
- Helenes, J. y Carreño, A.L., (1999). Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics: *Journal of South American Earth Sciences*, 12, 589-605.
- Henry, P., Le Pichon, X., & Goffé, B. (1997). Kinematic, thermal and petrological model of the Himalayas: constraints related to metamorphism within the underthrust Indian crust and topographic elevation. *Tectonophysics*, 273 (1-2), 31-56.
- Hernández-Bernal, M. D. S., & Morán-Zenteno, D. J. (1996). Origin of the Rio Verde Batholith, southern Mexico, as inferred from its geochemical characteristics. *International Geology Review*, 38(4), 361-373.
- Hernández-Pineda, G. A., Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Méndez-Cárdenas, D. L., & Pérez-Arvizu, O. (2011). Petrogenesis and thermobarometry of the ~ 50 Ma rapakivi granite-syenite Acapulco intrusive: Implications for post-Laramide magmatism in southern Mexico. *Geosphere*, 7(6), 1419-1438.
- Hoisch, T. D. (1991). Equilibria within the mineral assemblage quartz+ muscovite+ biotite+ garnet+ plagioclase, and implications for the mixing properties of octahedrally-coordinated cations in muscovite and biotite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 108(1-2), 43-54.
- Hoisch, T.D., Wells, M.L., Beyene, M.A., Styger, S., and Vervoort, J.D., (2014). Jurassic Barrovian metamorphism in a western US Cordilleran metamorphic core complex, Funeral mountains, California: *Geology*, v. 42, no. 5, p. 399–402.
- Hollocher, K., Robinson, P., Walsh, E., & Roberts, D. (2012). Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Støren Nappe in extensions west and southwest of Trondheim, Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings. *American Journal of Science*, 312(4), 357-416.
- Huerta, A. D., Royden, L. H., & Hodges, K. V. (1998). The thermal structure of collisional orogens as a response to accretion, erosion, and radiogenic heating. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B7), 15287-15302.
- Irvine, T., y Baragar, W., (1971), A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Canadian journal of earth sciences*, v. 8, no. 5, p. 523-548.
- Jamieson, R. A., Beaumont, C., Nguyen, M. H. y Lee, B., (2002). Interaction of metamorphism, deformation, and exhumation in large convergent orogens. *Journal of metamorphic Geology*, 20, 9-24.
- Jensky, W. A. (1974). Reconnaissance geology and geochronology of the Bahia de Banderas area, Nayarit and Jalisco, Mexico. University of California, Santa Barbara.
- Johnson MC, Rutherford M J (1989) Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17:837-841.
- Johnson, S.E., Tate, M.C. and 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, p.743–746.

- Karason, H., Van der Hilst, R.D., 2000. Constraints on mantle convection from seismic tomography. In: Richards, M.R., Gordon, R., Van der Hilst, R.D. (Eds.), *The History and Dynamics of Global Plate Motion*. Geophysical Monograph. AGU, Washington, DC, pp. 277–288.
- Kimbrough, D.L., Grove, M., and Morton, D.M., (2015). Timing and significance of gabbro emplacement within two distinct plutonic domains of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California: *Geological Society of America Bulletin*, v. 127, p.19-37.
- Kohler, H., Schaff, P., Mttler-Sohnius, D., Emmerman, R., Negendank, J., Tobshall, H. (1988). Geochronological and geochemical investigations on plutonic rocks from the complex of Puerto Vallarta, Sierra Madre del Sur (Mexico). *Geofisica International*, 27, 519-542.
- Krummenacher, D., Gastil, R. G., Bushee, J., & Doupont, J. (1975). K-Ar apparent ages, Peninsular Ranges batholith, southern California and Baja California. *Geological Society of America Bulletin*, 86(6), 760-768.
- Langenheim, V.E. and Jachens, R.C., (2003). Crustal structure of the Peninsular Ranges batholith from magnetic data; implications for Gulf of California rifting: *Geophysical Research Letters*, v. 30, no. 11,
- Le Bas, M., y Streckeisen, A. L., (1991). The IUGS systematics of igneous rocks: *Journal of the Geological Society*, v. 148, no. 5, p. 825-833.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W. D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. y Youzhi, G., (1997). Nomenclature of amphiboles. En: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82, 1019–1037.
- Li, C., van der Hilst, R., Engdahl, E.R., Burdick, S., (2008). A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, doi:10.1029/2007GC001806.
- Lozano-Santa Cruz, R. y Bernal, J.P., (2005), Characterization of a new set of eight geochemical reference materials for XRF major and trace elements analysis: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14 (3), 329-359.
- Lucassen, F. y Franz, G., (1996). Magmatic arc metamorphism: petrology and temperature history of metabasic rocks in the coastal Cordillera of northern Chile. *Journal of Metamorphic Geology* 14, 249 – 265.
- Ludwig, K. R., & Mundil, R. (2002). Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs. In *Geochimica et Cosmochimica Acta* (Vol. 66, No. 15 A, pp. A463-A463). THE BOULEVARD, LANGFORD LANE, KIDLINGTON, OXFORD OX5 1GB, ENGLAND: PERGAMON-ELSEVIER SCIENCE LTD.
- Maldonado-Villanueva, R., 2011. Petrología metamórfica de la parcial central del Complejo Xolapa, región de Cacahuatpec-Amuzgos, Oaxaca. Tesis de Maestría, UNAM, 168 p.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Cerca-Martínez, M., Valencia, V., Serrano-Durán, L., Dickinson, W. R. (2009). Cretaceous–Eocene magmatism and Laramide deformation in southwestern Mexico: No role for terrane accretion. *Backbone of the Americas: Shallow subduction, plateau uplift, and ridge and terrane collision: Geological Society of America Memoir*, 204, 151-182.
- Martini, M., Ferrari, L., López-Martínez, M., Valencia, V., (2010). Stratigraphic redefinition of the Zihuatanejo area, South-western Mexico. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 27, 412–430.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., (2011). Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane. *J. Geol.* 119, 597–617.
- Martini, M., Solari, L., López-Martínez, M., (2014). Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: implications for the paleo-geography and origin of the Guerrero terrane. *Geosphere* (GES01055-1).
- Mattinson, C.G., Colgan, J.P., Metcalf, J.R., Miller, E.L., and Joseph, L., (2007). Late Cretaceous to Paleocene metamorphism and magmatism in the Funeral Mountains metamorphic core complex, Death Valley, California: *Geological Society of America Special Papers* 419, p. 205–223.

- Matsuda, T., Uyeda, S., (1971). On the Pacific-type orogeny and its model: extension of the paired belts concept and possible origin of marginal seas. *Tectonics* 11,5–27.
- McDonough, W.F. y Sun, S.S., (1995). The composition of the Earth, *Chem. Geol.*, v. 120, p. 223–253.
- McDonough, C. C. (2005). Characterization of the La Reforma Mini Basin and Range Province, and constraining the nature of the Seri Tahue terrane boundary, Tasajeras Quadrangle, northwestern Mexico.
- Mehnert, K. R., Busch, W. y Schneider, G., (1973). Initial melting at grain boundaries of quartz and feldspar in gneisses and granulites. *Neues Jahrbuch fur Mineralogie Monatschefter*, 165–183.
- Menand, T. (2011). Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review. *Tectonophysics*, 500(1-4), 11-19.
- Meza-García V.B., (2010). Estudio petrográfico, geocronológico y cartográfico de los domos riolíticos y de las ignimbritas riolíticas del sector El Ocotito-Papagayo, al sur de la Sierra de Alquitrán y Tierra Colorada, Estado de Guerrero, Instituto Politécnico Nacional, tesis de licenciatura, 132 p.
- Miyashiro, A., (1961). Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology* 2, 277–311.
- Miyashiro, A., (1967). Orogeny, regional metamorphism, and magmatism in the Japanese islands. *Meddfra Dansk Geol. Forening* 17, 390–446.
- Miyashiro, A. (1973). The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth and Planetary Science Letters*, 19(2), 218-224.
- Molina, J. F., Moreno, J. A., Castro, A., Rodríguez, C., & Fershtater, G. B. (2015). Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning. *Lithos*, 232, 286-305.
- Molnar, P. (1988). Continental tectonics in the aftermath of plate tectonics. *Nature*, 335(6186), 131.
- Monter, A.R., (2014). Structural and Stratigraphic Setting of the Rey de Plata Volcanogenic Massive Sulfide Deposit in the Guerrero Composite Terrane, Mexico. (Doctoral dissertation). Laurentian University of Sudbury (160 pp.).
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.
- Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., Gabites, J.E., (2008). Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero Terrane of Central Mexico: constraints from U-Pb age and Pb isotope studies. *Econ. Geol.* 103, 117–140.
- Mullan, H.S., (1978). Evolution of part of the Nevadan Orogen in northwestern Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89, 1175–1188.
- Mutch, E. J. F., Blundy, J. D., Tattitch, B. C., Cooper, F. J., & Brooker, R. A. (2016). An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(10), 85.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., Luna-Gonzalez, L., Schaaf, P., (2014). A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico. *Gondwana Res.* 26 (3), 834–868.
- Ortiz-Hernández, L.E., Chiodi, M., Lapierre, H., Monod, O., Calvet, P., (1992). El arco intraoceánico alóctono (cretácico inferior) de Guanajuato-características petrográficas, geoquímicas, estructurales e isotópicas del complejo filoniano y de las lavas basálticas asociadas: implicaciones geodinámicas. *Rev. Inst. Geol. UNAM* 9, 126–145.
- Ortiz-Hernández, L.E., Acevedo-Sandoval, O.A., Flores-Castro, K., (2003). Early Cretaceous intraplate seamounts from Guanajuato, central Mexico: geochemical and mineralogical data. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 30, 27–40.
- Oxburgh, E.R., Turcotte, D.L., (1971). Origin of paired metamorphic belts and crustal dilation in island arc regions. *Journal of Geophysical Research* 76, 1315–1327.
- Pantoja-Alor, J., Estrada-Barraza, S., (1986). Estratigrafía de los alrededores de la mina de hierro de El Encino, Jalisco. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 47, 1–15.



- Pantoja-Alor, J., Gómez-Caballero, J.A., (2003). Geologic features and biostratigraphy of the Cretaceous of southwestern México (Guerrero Terrane). In: Alcayde, M., Gómez-Caballero, A. (Eds.), *Geologic Transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the Field Trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting*, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4–7, 2003. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Special Paper vol. 1, pp. 229–260.
- Patiño-Douce, A. E. y Beard, J. S., (1995). R5tDehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 kbar. *Journal of Petrology*, 36, 707-738.
- Patiño -Douce, A. E. y Johnston, A. D., (1991). Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 202-218.
- Paterson, S. R., Pignotta, G. S., & Vernon, R. H. (2004). The significance of microgranitoid enclave shapes and orientations. *Journal of Structural Geology*, 26(8), 1465-1481.
- Pearce, J. A., y Cann, J. R. (1973). Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and planetary science letters*, 19(2), 290-300.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A. G., (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks II. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Pecerillo, A., y Taylor, R., (1976), Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Alban Hills (Roman comagmatic region) as inferred from trace element geochemistry: *Contrib. Mineral. Petrol*, v. 58, no. 6.
- Pérez-Venzor, J.A., (2013). Estudio geológico-geoquímico del borde oriental del Bloque de los Cabos, Baja California Sur, México [Ph.D. thesis]: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, 297 p.
- Pickett, D.A. y Saleeby, J.B., (1993). Thermobarometric constraints on the depth of exposure and conditions of plutonism and metamorphism at deep levels of the Sierra Nevada batholith, Tehachapi Mountains, California. *Journal of Geophysical Research* 98, 609 – 629.
- Powell, R. y Holland, T. J. B., 2010. Using Equilibrium Thermodynamics to Understand Methamorphism and Metamorphic Rocks. *Mineralogical Society of America, Elements*, 6 (5), 309-314.
- Quintero-Legorreta, O., (1992). Geología de la región de Comanja, Estados de Guanajuato y Jalisco. *Rev. Inst. Geol. UNAM* 10, 6–25.
- Ramberg, H. (1981). Gravity, deformation, and the earth's crust: In theory, experiments, and geological application. Academic press.
- Ramírez-Espinoza, J., Campa-Uranga, M.F., Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suástegui, M., (1991). Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas. *Congreso Evolución Geológica de México, Sociedad Mexicana de Mineralogía, Instituto de Geología, UNAM, Memorias*, pp. 163–166.
- Rapp, R. P., y Watson, E. B., (1995). Dehydration melting of metabasalts at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology*. Volume 36, 4, 894-931.
- Replumaz, A., Negredo, A.M., Guillot, S., der Beek, P.V., Villasenor, A., (2010). Crustal mass budget and recycling during the India/Asia collision. *Tectonophysics* 492(1–4), 99–107
- Rey, P., Vanderhaeghe, O., Teyssier, C., (2001). Gravitational collapse of the continental crust: definition, regimes and modes. *Tectonophysics*, 342 (3–4), 435–449.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakovon, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Sassi, F. P. (1999). Nomenclature of the micas. *Mineralogical Magazine*, 63(2), 267-296.
- Righter, K., and Carmichael, I. S. E., (1992). Hawaiiites and related lavas in the Atenguillo graben, western Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 104, p. 1592–1607.
- Righter, K., Carmichael, I. S. E., and Becker, T., (1995). Pliocene-Quaternary faulting and volcanism at the intersection of the Gulf of California and the Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, v. 107, p. 612–627.

- Roldán-Quintana, J., Gonzalez-Leon, C.M., Amaya-Martinez, R., (1993). Geologic constraints on the northern limit of the Guerrero Terrane in northwestern Mexico. In: Ortega-Gutiérrez, F., Coney, P.J., Centeno-García, E., Gómez-Caballero, A. (Eds.), 1st Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conference, Guanajuato México, Proceedings, pp. 124–127.
- Rosas-Elguera, J. E., Nieto-Obregon, J., and Urrutia-Fucugauchi, J., (1993). Ambiente estructural en la frontera Norte del bloque Jalisco, in Delgado-Argote L., and Martin-Barajas A., eds., *Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México*, Union Geofísica Mexicana, v. 1, p. 175–192.
- Royden, L. H., (1993). The steady-state thermal structure of eroding orogenic belts and accretionary prism; *Journal of Geophysical Research*. 98 (4), 487-507.
- Rudnick, R.L., Fountain, D.M., (1995). Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Review of Geophysics* 33, 267-309.
- Rubatto, D., y Hermann, J. (2007). Experimental zircon/melt and zircon/garnet trace element partitioning and implications for the geochronology of crustal rocks. *Chemical Geology*, 241(1-2), 38-61.
- Rushmer, T., (1991). Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107, 41-59.
- Rutter, M.J. y Wyllie, P.J. (1988). Melting of vapour-absent tonalite at 10 kbar to simulate dehydration-melting in the deep crust. *Nature*, 331, 159–160.
- Rutherford, M., Hill, P., 1993. Magma ascent rates from amphibole breakdown: an experimental study applied to the 1980–1986 Mount St. Helens Eruptions. *J. Geophys. Res.* 98 (B11), 19667–19685
- Sawyer, E.W., (2008). Atlas of migmatites. *The Canadian Mineralogist*. En: Special Publication, 9. NRC Research Press, Ottawa, Ontario, p. 371.
- Sawyer, E. W., (2001). Melt segregation in the continental crust: distribution and movement of melt in anatexitic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*, 19, 291–309.
- Sawyer, E. W., Casere, B., Brown, M., (2011). When the continental crust melts. *Elements*, Vol. 7, pp. 229-234.
- 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. (Dissertation), Ludwig-Maximilians Universität, München.
- Schaaf, P., Heinrich, W., Besch, T., (1994). Composition and Sm-Nd isotopic data of the lower crust beneath San Luis Potosí, central Mexico: Evidence from a granulite-facies xenolith suite. *Chemical Geology*, 118, p. 63-84.
- Schaaf, P., Moran-Zenteno, D., del Sol Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G. & Köhler, H. (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, 14, 1339-1350.
- Schaaf, P., y Martínez-Serrano, R. (1997). The Puerto Vallarta Batholith, an example for multicomponent parenthood of continental arc magmas. *International Association of Volcanology and Chemistry on the Earth's Interior (IAVCEI), General Assembly, Puerto Vallarta*, 24.
- Schaaf, P., Böhnel, H., & Pérez-Venzor, J. (2000). Pre-Miocene paleogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: geochronological and palaeomagnetic constraints. *Tectonophysics*, 318(1), 53-69.
- Schaaf, P., Hall, B., & Bissig, T. (2003). The Puerto Vallarta Batholith and Cuale Mining District, Jalisco, Mexico—high diversity parenthood of continental arc magmas and Kuroko-type volcanogenic massive sulphide deposits. Paper presented at the Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico.
- Schaaf, P., Stimac, J., Siebe, C., Macías, J.L., (2005), Geochemical Evidence for Mantle Origin and Crustal Processes in Volcanic Rocks from Popocatepetl and Surrounding Monogenetic Volcanoes, Central Mexico. *Journal of Petrology*, 46, 1243-1282.
- Schhaf, P., Diaz-Lopez, F., Gutierrez-Aguilar, F., Hernandez-Treviño, T., Solís-Pichardo, G., Arrieta-García, G., Solari, L., Ortega-Obregón, C. (2019). Geochronology, geochemistry, and Sr-Nd-O isotopes from the Puerto Vallarta igneous and metamorphic complex and its relation to Cordilleran arc magmatism in northwestern Mexico. *Lithos* (en prensa).

- Schellart, W.P., Rawlinson, N., 2010. Convergent plate margin dynamics: new perspectives from structural geology, geophysics and geodynamic modelling. *Tectonophysics* 483, 4–19.
- Scherer, E., Whitehouse, M., J., Munker, C., (2007). Zircon as a monitor of crustal growth. *Elements*, 3, 19-24.
- Schmidt MW (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contrib MineralPetro* 110:304-310.
- Schmidt, K. L., Paterson, S. R., Blythe, A. E., & Kopf, C. (2009). Mountain building across a lithospheric boundary during arc construction: The Cretaceous Peninsular Ranges batholith in the Sierra San Pedro Martir of Baja California, Mexico. *Tectonophysics*, 477(3-4), 292-310.
- Schmidt, K.L., Wetmore, P.H., Alsleben, H. and Paterson, S.R., (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. and Miller, F.K., eds., *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological Society of America Memoir* 211, p.645-668.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 278, 1-153.
- Singh, J., y Johannes, W. (1996). Dehydration melting of tonalites. Part II. Composition of melts and solids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125 (1), 26-44.
- Skjerlie, K. P., & Johnston, A. D. (1992). Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite-and amphibole-bearing tonalitic gneiss: implications for the generation of A-type granites. *Geology*, 20(3), 263-266.
- Solari, L.A. et al., (2010). Refining the age of magmatism in the Altos Cuchumatanes, western Guatemala, by LA-ICPMS, and tectonic implications. *International Geology Review*, 52(9), pp.977-98.
- Spear, F.S., Rumble, D. y Ferry, J.M., (1982). Linear algebraic manipulation of n-dimensional composition space. En: *Characterization of Metamorphism Through Mineral Equilibria*, Ferry, J.M. (ed.), *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 10, 53-104.
- Spear, F., S., (1993). *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*. Washington, DC, Mineral Society of America, 799.
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinosa, J., & Guerrero-Suástegui, M. (1995). Petrology and geochemistry of the Teloapan subterrane: a Lower Cretaceous evolved intra-oceanic island-arc. *Geofísica Internacional*, 34, 3-22.
- Talavera-Mendoza, O. y Guerrero-Suástegui, M., (2000). Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implication for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *J. S. Am. Earth Sci.* 13, 297–324.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G. E., Valencia, V. A., & Centeno-García, E. (2007). Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): New insights for the tectonic evolution of southwestern North America during the late Mesozoic. *Geological Society of America Bulletin*, 119(9-10), 1052-1065.
- Tardy, M., Lapiere, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier De Lépinay, B., Beck, C., Martínez, J., Talavera-Mendoza, O., Ortiz, E., Stein, G., Bourdier, J.L., Yta, M., (1994). The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonic America during the Cretaceous. *Tectonophysics* 230, 49–73.
- Tatsumi, Y., (1982). Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi Volcanic Belt, Southwest Japan .2. Melting phase-relations at high-pressures. *Earth and Planetary Science Letters* 60, 305-317.
- Thompson, A. B. y Connolly, A. D., (1995). Melting of the continental crust: Some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. *Journal of Geophysical research*, 100 (B8), 15565-15579.
- Tosdal, R. M., Haxel, G. B., & Wright, J. E. (1989). Jurassic geology of the Sonoran Desert region, southern Arizona, southeastern California, and northernmost Sonora: Construction of a continental-margin magmatic arc. *Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, 17, 397-434.

- Valencia, V. A., Righter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M., & Grove, M. (2013). The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166(3), 801-824.
- Valley, J. W., Bindeman, I. N., & Peck, W. H. (2003). Empirical calibration of oxygen isotope fractionation in zircon. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(17), 3257-3266.
- Vance, J. A. (1965). Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. *The Journal of Geology*, 73(4), 636-651.
- Van der Hilst, R.D., Widiyantoro, S., Obayashi, M., (1997). Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature* 386, 578–584.
- Vanderhaeghe, O. y Teyssier, C., (2001). Partial melting and flow of orogens. *Tectonophysics*, 342, 451–472.
- Vanderhaeghe, O., (2009). Migmatites, granites and orogeny: Flow modes of partially-molten rocks and magmas associated with melt/solid segregation in orogenic belts. *Tectonophysics*, 477, 119–134.
- Vanderhaeghe, O. (2012). The thermal–mechanical evolution of crustal orogenic belts at convergent plate boundaries: A reappraisal of the orogenic cycle. *Journal of Geodynamics*, 56, 124-145.
- Vega-Granillo, R., Solano, J. R. V., & Urbina, S. H. (2012). Island arc tholeiites of Early Silurian, Late Jurassic and Late Cretaceous ages in the El Fuerte region, northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(2), 492-513.
- Vega-Granillo, R., Sarmiento-Villagrana, A., Salgado-Souto, S., & Araux-Sánchez, E. (2016). PT conditions of earliest Late Cretaceous metamorphism in the Western Sonobari Complex, northwestern Mexico: tectonic implications. *International Geology Review*, 59(7), 812-828.
- Vermeesch, P., (2018). IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*.
- Vielzeuf D. y Montel, J. M., (1994). Partial melting of metagreywackes. Part I: "Fluid absent experiments and bphase relationships". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117, 375-393.
- Vielzeuf D., y Holloway J. R., (1988). Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 257-276.
- Wakabayashi, J. (2004). Tectonic mechanisms associated with P–T paths of regional metamorphism: alternatives to single-cycle thrusting and heating. *Tectonophysics*, 392(1-4), 193-218.
- Wark DA, Watson EB (2006) TitanQ: a titanium-in-quartz geothermometer. *Contrib Mineral Petrol* 152:743-754
- Watson EB, Wark DA, Thomas JB (2006) Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib Mineral Petrol* 151:413-433.
- Wei, C. J., y Duan, Z. Z. (2018). Phase relations in metabasic rocks: constraints from the results of experiments, phase modelling and ACF analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 474, SP474-10.
- Wiebe, R. A. (1968). Plagioclase stratigraphy; a record of magmatic conditions and events in a granite stock. *American Journal of Science*, 266(8), 690-703.
- Wilson, W., (1989). *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. London, Unwin Hyman, 466 p.
- Whitney, D. L., Miller, R. B. y Paterson, R., (1999). P-T-t evidence for mechanisms of vertical motion in a contractional orogen: north-western US and Canadian Cordillera. *Journal of Metamorphic Geology*, 17, 168 75–90.
- Whitney, D. N., Teyssier, C. y Kayon, A. K., (2004). Isothermal decompression, partial melting and exhumation of deep continental crust. En: *Vertical Coupling and Decoupling in the Lithosphere*, Grocott, J., McCaffrey, K.J.W., Taylor, G. & Tikoff, B (eds.). *Geological Society London Special Publications*, 227, 15–33.
- Winter, J. D. (2014). *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Essex, Inglaterra. Pearson Education Limited 738 pp.
- Zimmermann, J.-L., Stussi, J.-M., González-Partida, E., & Arnold, A. (1988). K-Ar evidence for age and compositional zoning in the Puerto Vallarta-Río Santiago batholith (Jalisco, Mexico). *Journal of South American Earth Sciences*, 1(3), 267-274.

## Direcciones electrónicas

Dirección electrónica 1

<https://www.gob.mx/sgm>

Dirección electrónica 2

<http://www.geociencias.unam.mx/geociencias/laboratorios/espectrometria/espectrometria.html>

Dirección electrónica 3

<http://pieter-vermeesch.es.ucl.ac.uk/shiny/IsoplotRshiny/R/>



# ANEXOS



**Tabla 1. Microanálisis químicos representativos de los principales grupos minerales**

Granitoides (Cuarzo monzodioritas)																							
Plagioclasa										Anfibol						Biotita							
Clave	1704-1	1704-2	1704-3	1709-1	1709-2	1709-3	1713-1	1713-2	1713-3	Clave	1704-1	1704-2	1709-1	1709-2	1713-1	1713-2	Clave	1704-1	1704-2	1709-1	1709-2	1713-1	1713-2
SiO2	58.39	60.16	57.41	59.27	59.04	60.26	57.85	55.62	57.35	SiO2	44.21	43.65	43.45	46.96	45.27	45.93	SiO2	37.60	36.97	37.54	37.37	37.10	38.15
Al2O3	26.51	25.81	26.52	26.25	26.18	24.95	26.36	27.47	27.01	TiO2	1.774	1.39	1.42	1.597	1.611	1.181	TiO2	1.86	2.88	2.98	2.29	2.45	2.12
CaO	7.17	6.56	8.08	7.24	7.30	6.20	7.81	9.20	8.23	Al2O3	9.179	9.486	9.704	7.864	8.8	8.708	Al2O3	15.72	15.62	15.69	16.47	15.93	15.88
K2O	0.06	0.08	0.11	0.13	0.19	0.09	0.11	0.17	0.22	FeO	18.18	19.44	18.31	16.61	18.04	18.65	FeO	19.71	19.81	20.90	21.94	20.02	19.70
Na2O	6.84	7.67	6.54	7.16	7.18	7.80	6.82	5.91	6.44	MgO	10.86	10.2	10.37	11.96	11.05	11.05	MnO	0.28	0.36	0.25	0.24	0.40	0.43
An	36.55	31.94	40.30	35.56	35.60	30.34	38.51	45.79	40.84	MnO	0.651	0.404	0.754	0.644	0.481	0.544	MgO	11.78	11.25	10.97	11.41	11.04	11.90
Ab	63.07	67.60	59.03	63.71	63.32	69.13	60.87	53.21	57.88	CaO	11.44	11.45	11.67	11.6	11.6	11.29	K2O	10.04	10.24	9.90	9.27	10.25	10.07
Or	0.38	0.46	0.67	0.73	1.08	0.98	0.62	1.00	1.28	Na2O	1.052	1.108	1.157	0.957	1.08	1.032	Na2O	0.09	0.11	0.14	0.05	0.13	0.22
Total	6.90	7.75	6.65	7.29	7.36	7.89	6.92	6.08	6.66	K2O	1.06	1.127	1.151	0.798	0.894	0.89	CaO	0.00	0.05	0.05	0.01	0.08	0.04
Normalización de acuerdo a 32 oxígenos y 20 cationes										Total	97.35	97.13	96.84	98.2	97.93	98.37	Total	96.98	97.13	98.24	98.99	97.18	98.24
										Normalización de acuerdo a 22 oxígenos y 15 cationes						Normalización de acuerdo a 11 oxígenos y 8 cationes							
Orto-anfibolita																							
Plagioclasa					Anfibol					Piroxeno													
Clave	1707-1	1707-2	1707-3	1707-4	Clave	1707-1	1707-2	1707-3	1707-4	Clave	1707-1	1707-2	1707-3	1707-4									
SiO2	51.25	55.48	58.09	56.88	SiO2	47.35	44.11	43.88	44.24	SiO2	52.20	51.81	52.43	52.00									
Al2O3	30.07	28.39	26.23	27.19	TiO2	1.24	0.99	1.07	1.22	Al2O3	0.54	0.96	0.37	0.55									
Na2O	4.22	5.65	6.91	6.43	Al2O3	7.00	10.20	11.47	10.83	FeO	9.13	10.51	10.35	10.32									
CaO	11.79	9.60	7.21	8.79	FeO	15.75	18.68	15.72	16.14	CaO	23.98	23.56	23.83	24.10									
K2O	0.07	0.10	0.08	0.09	MgO	12.23	10.25	11.41	11.57	MgO	12.98	11.79	11.82	12.14									
An	60.44	48.18	36.40	42.80	MnO	0.63	0.50	0.15	0.20	Wo	48.77	48.91	49.28	49.14									
Ab	39.15	51.24	63.13	56.67	Na2O	1.05	1.07	1.33	1.19	En	36.74	34.06	34.02	34.45									
Or	0.41	0.58	0.46	0.54	CaO	11.43	11.39	11.98	12.17	Fs	14.50	17.03	16.70	16.41									
Total	97.39	99.20	98.50	99.40	K2O	0.78	1.07	1.34	1.35	Total	98.84	98.67	98.8	99.14									
					Total	97.45	98.13	98.35	98.90	Normalización a 6 oxígenos y 4 cationes													

Muestra	Tipo de roca	Concentración (ppm) D.I.										Concentración (ppm) D.I.						
		<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	1 sd*	1 SE(M)	n	Rb	Sr	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	1 sd*	1 SE(M)	n	eNd	1s	Sm	Nd	(TDM) Ma
PMO-1701C	Cuarzo MonzoD	1.098	0.706034	33	4	58	111.90	295.01	0.098	0.512527	14	2	65	-2.17	0.27	3.61	22.19	748
PMO-1704	Cuarzo MonzoD	0.262	0.704899	34	4	57	49.55	547.05	0.132	0.512629	15	2	67	-0.18	0.29	4.56	20.97	864
PMO-1705A	Orto-anfibolita	0.182	0.704148	33	4	58	38.19	606.32	0.160	0.512915	16	2	56	5.40	0.31	4.43	16.77	498
PMO-1705B	Granito	0.199	0.704842	29	4	57	35.69	519.95	0.113	0.512627	17	2	68	-0.21	0.33	4.46	23.85	706
PMO-1707A	Orto-anfibolita	0.051	0.703741	32	4	58	13.04	740.06	0.146	0.512919	13	2	66	5.48	0.25	4.52	18.71	389
PMO-1709	Cuarzo MonzoD	0.371	0.705033	27	4	55	61.69	480.56	0.117	0.512624	15	2	68	-0.27	0.29	4.27	22.01	743
PMO-1712	Basalto	0.269	0.704602	33	4	59	65.74	707.55	0.111	0.512690	13	2	67	1.01	0.25	4.70	25.52	601
PMO-1713	Cuarzo MonzoD	0.270	0.705330	35	5	58	57.75	617.77	0.121	0.512577	15	2	67	-1.19	0.29	4.81	24.05	849
PMO-1718	Gabro de olivino	0.044	0.704608	29	4	58	28.18	1833.60	0.108	0.512777	14	2	67	2.71	0.27	8.70	48.61	455
PMO-1720	Andesita basal.	0.195	0.704347	25	3	55	41.65	619.09	0.138	0.512839	15	2	67	3.92	0.29	7.28	31.79	513
PMO-1733	Andesita basal.	0.083	0.704146	30	4	57	14.93	522.50	0.136	0.512831	13	2	66	3.76	0.25	5.83	25.99	510
PM-5	basalto	0.127	0.704251	37	5	59	19.60	446.82	0.139	0.512817	18	2	69	3.49	0.35	5.72	24.92	561
PVF-1725	gabro de hbl	0.121	0.703866	27	4	56	17.72	422.26	0.129	0.512803	19	3	48	3.22	0.37	3.26	15.27	522

Tablas 2 Isotopía de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd para las muestras analizadas en este trabajo. Los análisis isotópicos de Sr y Nd se realizaron con un espectrómetro de masas con fuente iónica térmica marca THERMO SCIENTIFIC MODELO TRITON PLUS; los de Rb y Sm en el espectrómetro marca FINNIGAN MAT 262 en el Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS), Instituto de Geofísica, UNAM. El TRITON cuenta con 9 colectores Faraday ajustables mientras que el Finnigan con 8. Todas las mediciones se hicieron de manera estática. Las muestras de Rb, Sr, Sm y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Se analizaron 30 relaciones isotópicas para Rb y Sm, 60 para Sr y 70 para Nd 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.  $1 SE(M) = 1\sigma_{abs} / \text{raiz } n$ . Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  y  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ , respectivamente. Valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr):  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710252 \pm 13 (\pm 1\sigma_{abs}, n = 74)$ ; para el estándar La Jolla (Nd):  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511847 \pm 3 (\pm 1\sigma_{abs}, n = 22)$ . La incertidumbre relativa de  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$ , y de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$  ( $1\sigma$ ). La reproducibilidad relativa ( $1\sigma$ ) 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).





Zrn_142	148	0.4607	0.055	0.0069	0.096	0.011	0.0125	0.0005	0.0050	0.0005	0.0587	80	3.2	93	10	410	240	80	3.2
Zrn_143	197	0.4747	0.052	0.0065	0.089	0.01	0.0127	0.0005	0.0042	0.0005	-0.1367	81.6	3.2	86.2	9.5	260	260	81.6	3.2
Zrn_144	149	0.4716	0.0489	0.0064	0.087	0.011	0.0123	0.0005	0.0043	0.0006	0.0942	78.6	3.4	84	10	220	260	78.6	3.4
Zrn_145	83.3	0.5630	0.331	0.029	0.934	0.082	0.0199	0.0009	0.0316	0.0024	0.3686	127.1	5.9	675	44	3590	140	3590	5.9
Zrn_146	190	0.5410	0.0602	0.0092	0.102	0.015	0.0129	0.0005	0.0047	0.0005	0.0981	82.4	3.3	102	15	520	320	82.4	3.3
Zrn_147	189	0.4565	0.0573	0.009	0.098	0.015	0.0130	0.0005	0.0037	0.0006	-0.1408	83.5	2.8	95	13	340	290	83.5	2.8
Zrn_148	210	0.4672	0.0456	0.0055	0.0845	0.0089	0.0126	0.0004	0.0036	0.0003	-0.0420	80.8	2.5	82.1	8.3	80	220	80.8	2.5
Zrn_149	86.7	0.3495	0.1	0.026	0.177	0.063	0.0124	0.0008	0.0095	0.0020	-0.1616	79.5	5	163	39	1360	380	79.5	5
Zrn_150	160	0.4794	0.0499	0.0079	0.08	0.012	0.0125	0.0006	0.0044	0.0004	-0.0729	79.7	3.5	78	11	130	300	79.7	3.5
Zrn_151	428	0.5537	0.0565	0.0073	0.095	0.012	0.0126	0.0003	0.0042	0.0004	-0.3542	80.9	2	92	11	360	250	80.9	2
Zrn_152	147	0.4281	0.0559	0.0075	0.102	0.012	0.0124	0.0005	0.0042	0.0006	-0.0345	79.5	3.2	97	11	400	250	79.5	3.2
Zrn_153	234	0.6692	0.0508	0.0052	0.0855	0.0082	0.0123	0.0004	0.0040	0.0003	-0.0415	78.9	2.3	84.3	8	280	220	78.9	2.3
Zrn_154	191	0.5812	0.105	0.015	0.185	0.022	0.0124	0.0005	0.0059	0.0006	0.0057	79.2	3.3	171	19	1590	270	79.2	3.3
Zrn_155	242	0.5509	0.0465	0.0047	0.0771	0.0073	0.0121	0.0003	0.0035	0.0003	0.0494	77.6	2.2	75	6.9	30	200	77.6	2.2
Zrn_156	163	0.4615	0.0485	0.0078	0.081	0.012	0.0120	0.0005	0.0040	0.0004	-0.0666	76.9	3	79	11	100	290	76.9	3
Zrn_157	197	0.5730	0.043	0.0064	0.078	0.012	0.0125	0.0005	0.0037	0.0004	0.1545	79.9	3.3	79	10	20	270	79.9	3.3
Zrn_158	140	0.4665	0.0536	0.0087	0.092	0.014	0.0127	0.0005	0.0040	0.0005	0.0013	81.5	3.3	88	13	170	300	81.5	3.3
Zrn_159	128	0.4408	0.056	0.0094	0.088	0.013	0.0121	0.0005	0.0048	0.0007	-0.1834	77.5	3.2	85	12	280	340	77.5	3.2
Zrn_160	276	0.6594	0.0525	0.0071	0.09	0.011	0.0127	0.0005	0.0042	0.0003	-0.1440	81.1	3	87.4	9.8	330	240	81.1	3
Zrn_161	197	0.5279	0.0454	0.0061	0.08	0.012	0.0130	0.0006	0.0041	0.0004	0.0679	83.4	3.8	77	11	-130	260	83.4	3.8
Zrn_162	178	0.4807	0.0572	0.0081	0.096	0.012	0.0123	0.0005	0.0040	0.0004	-0.0496	78.9	3	95	11	430	260	78.9	3
Zrn_163	215	0.5285	0.0502	0.0079	0.085	0.013	0.0122	0.0004	0.0043	0.0004	-0.0631	77.9	2.6	83	12	190	290	77.9	2.6
Zrn_164	259	0.6701	0.0517	0.0059	0.0844	0.0088	0.0122	0.0004	0.0039	0.0003	-0.1611	78.1	2.5	83.1	8.3	220	240	78.1	2.5
Zrn_165	169	0.5183	0.0451	0.0075	0.076	0.012	0.0122	0.0006	0.0036	0.0004	0.2206	78	3.6	74	12	-130	290	78	3.6
Zrn_166	217	0.4682	0.0608	0.0078	0.099	0.011	0.0118	0.0005	0.0045	0.0004	0.0305	75.3	3.4	98	11	660	250	75.3	3.4
Zrn_167	168	0.4530	0.0539	0.0075	0.089	0.011	0.0124	0.0005	0.0046	0.0004	-0.2442	79.4	3	86	10	300	270	79.4	3
Zrn_168	190	0.4756	0.0559	0.006	0.0893	0.0092	0.0119	0.0005	0.0042	0.0004	-0.2769	76.2	3.2	88.2	8.5	400	220	76.2	3.2
Zrn_169	152	0.5007	0.0485	0.0062	0.0835	0.0099	0.0127	0.0005	0.0044	0.0006	-0.0114	81.3	2.9	81.1	9.3	120	260	81.3	2.9
Zrn_170	168	0.5483	0.135	0.017	0.264	0.04	0.0139	0.0008	0.0101	0.0016	0.5613	89.2	4.9	240	31	2160	230	89.2	4.9
Zrn_171	166	0.5641	0.0773	0.0086	0.133	0.015	0.0128	0.0004	0.0060	0.0006	-0.0181	82.1	2.6	129	13	1050	250	82.1	2.6
Zrn_172	134	0.4166	0.0429	0.0076	0.072	0.013	0.0127	0.0006	0.0039	0.0006	0.1080	81.4	4.1	72	12	-140	310	81.4	4.1
Zrn_173	160	0.4670	0.0577	0.0092	0.096	0.015	0.0123	0.0005	0.0038	0.0005	0.1651	78.5	2.9	92	14	420	310	78.5	2.9
Zrn_174	186	0.5323	0.056	0.008	0.094	0.013	0.0123	0.0007	0.0040	0.0006	0.1288	78.6	4.2	93	12	380	280	78.6	4.2
Zrn_175	1291	0.3757	0.0483	0.0033	0.0803	0.0051	0.0120	0.0002	0.0041	0.0002	0.1507	77.2	1.3	78.4	4.8	120	150	77.2	1.3
Zrn_176	139	0.2412	0.055	0.024	0.087	0.054	0.0119	0.0008	0.0037	0.0062	0.0402	75.9	5.1	84	41	280	460	75.9	5.1

Tabla 3. Se presentan cada uno de los zircones analizados de los granitoides. Muestras: PMO-04 (Zrn\_001-Zrn\_044), PMO-1705b (Zrn\_045-Zrn\_077), PMO-1713(Zrn\_078-Zrn\_117), PMO-1709 (Zrn\_118-Zrn\_176).

(ppm)	P	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U
Zrn_001 1704	370.00	1.20	1,062.00	5.16	1.30	14.32	0.70	3.30	2.25	0.10	14.78	6.10	81.40	35.30	170.90	365.00	78.20	11,120.00	9.25	230.60	728.00
Zrn_002	350.00	1.30	1,440.00	2.03	0.88	17.20	0.52	4.36	5.58	0.96	26.70	9.70	119.00	49.00	228.00	483.00	108.00	7,950.00	5.18	203.00	409.00
Zrn_003	1,130.00	1.90	1,416.00	4.85	0.19	17.41	0.14	1.71	3.36	0.40	20.60	8.34	110.60	47.00	224.00	481.00	104.00	8,990.00	7.83	235.00	588.00
Zrn_004	2,090.00	1.30	922.00	3.23	4.22	24.70	1.74	8.90	3.64	0.29	14.00	5.37	73.50	30.50	148.50	326.00	71.00	9,410.00	5.60	140.70	428.00
Zrn_005	100.00	1.20	1,820.00	2.03	0.03	12.80	0.23	3.79	7.30	1.39	38.50	12.80	151.00	60.30	288.00	608.00	136.00	6,810.00	4.25	185.00	354.00
Zrn_006	820.00	0.00	2,490.00	3.42	0.02	21.50	0.30	5.80	10.90	1.06	54.40	18.90	223.00	85.20	378.00	705.00	142.00	9,690.00	9.70	356.00	730.00
Zrn_007	250.00	1.70	1,214.00	4.54	0.56	16.40	0.24	1.31	2.54	0.31	15.80	6.60	91.00	39.50	200.00	455.00	100.90	10,000.00	5.70	142.10	441.00
Zrn_008	1,600.00	1.30	608.00	1.76	4.50	24.10	1.48	8.80	3.50	0.31	10.30	3.90	48.00	20.50	96.20	216.00	47.10	9,660.00	3.47	105.20	267.00
Zrn_009	1,330.00	3.60	1,860.00	4.84	1.77	31.80	0.97	6.60	6.50	0.72	35.30	12.36	155.00	62.80	286.00	572.00	118.70	8,550.00	9.73	474.00	762.00
Zrn_010	200.00	2.70	1,336.00	5.79	0.03	15.56	0.03	0.95	2.61	0.15	19.70	8.52	110.30	44.70	214.00	420.00	90.60	10,030.00	8.18	205.00	621.00
Zrn_011	2,680.00	2.70	2,083.00	4.07	17.30	72.00	6.10	29.50	13.10	1.48	49.20	15.86	186.80	71.80	334.00	644.00	139.40	9,410.00	10.05	502.00	768.00
Zrn_012	2,250.00	2.50	1,646.00	3.70	6.70	30.60	2.40	14.20	7.60	0.66	31.90	11.45	140.10	56.80	258.00	516.00	108.50	9,620.00	6.78	207.00	516.00
Zrn_013	-140.00	1.00	1,002.00	3.11	0.39	15.40	0.17	1.29	2.41	0.26	14.40	6.01	80.50	33.40	161.30	344.00	74.00	10,490.00	5.93	177.30	471.00
Zrn_014	1,930.00	0.17	2,324.00	4.81	2.40	22.60	1.16	7.90	7.70	0.38	43.70	16.37	201.60	79.80	363.00	668.00	136.90	10,670.00	10.95	330.00	845.00
Zrn_015	100.00	0.00	597.00	2.71	0.00	7.10	0.02	0.19	1.31	0.14	8.50	3.61	45.10	19.30	92.80	196.00	44.80	11,650.00	4.85	96.00	342.00
Zrn_016	1,830.00	1.20	1,616.00	9.00	3.60	27.10	1.55	8.10	5.24	0.36	23.90	9.16	125.90	52.20	258.00	554.00	118.10	10,640.00	17.73	680.00	1,288.00
Zrn_017	770.00	1.40	973.00	3.25	4.20	23.00	1.65	8.10	3.60	0.28	15.10	5.78	73.90	31.10	153.90	331.00	71.50	10,610.00	5.88	165.40	475.00
Zrn_018	530.00	2.70	1,201.00	4.38	0.02	22.20	0.09	1.11	3.30	0.46	22.50	8.31	102.10	41.00	193.00	393.00	82.10	9,510.00	9.20	500.00	680.00
Zrn_019	1,060.00	8.80	3,430.00	10.10	2.27	73.40	1.26	14.50	19.70	2.58	87.70	28.20	312.00	119.00	522.00	991.00	201.00	7,010.00	24.28	2,260.00	1,818.00
Zrn_020	550.00	3.90	1,230.00	3.27	0.00	18.70	0.06	1.32	3.71	0.64	23.00	8.50	104.00	41.10	195.00	405.00	83.10	10,080.00	4.38	212.00	341.00
Zrn_021	3,840.00	0.69	1,325.00	6.58	17.60	59.00	6.40	29.80	8.30	0.38	21.90	7.91	105.90	43.70	212.00	439.00	90.40	12,340.00	11.38	289.00	883.00
Zrn_022	860.00	3.50	1,600.00	2.50	0.20	16.80	0.22	3.34	5.90	0.90	29.90	10.90	130.00	53.00	242.00	497.00	104.00	9,010.00	7.28	306.00	509.00
Zrn_023	1,290.00	1.00	2,810.00	3.14	2.90	29.70	1.52	14.30	17.10	2.66	69.70	22.90	254.00	95.80	426.00	832.00	170.00	8,920.00	8.78	481.00	688.00
Zrn_024	1,300.00	6.80	1,740.00	9.28	4.90	90.40	1.71	10.80	10.30	1.09	46.50	15.06	165.00	60.20	255.00	450.00	88.30	8,270.00	11.35	1,580.00	847.00
Zrn_025	670.00	1.60	647.00	2.42	0.03	7.11	0.02	0.53	1.44	0.22	8.90	3.42	47.90	21.10	104.70	247.00	54.90	9,720.00	2.31	49.90	183.00
Zrn_026	1,830.00	0.00	1,820.00	8.33	0.67	29.20	0.31	2.44	5.30	0.71	31.60	11.45	145.30	59.10	280.00	551.00	112.60	10,570.00	18.48	803.00	1,300.00
Zrn_027	540.00	1.00	3,900.00	4.36	0.03	38.70	0.81	11.74	20.50	3.63	92.40	31.60	360.00	133.10	581.00	1,073.00	215.00	7,920.00	15.90	880.00	1,154.00
Zrn_028	170.00	8.50	876.00	2.36	0.00	13.13	0.05	1.14	2.68	0.36	15.90	5.40	68.30	28.90	140.90	310.00	69.10	8,970.00	2.70	86.20	207.00
Zrn_029	970.00	2.00	5,190.00	13.81	0.03	73.40	0.39	7.42	16.90	1.43	94.70	35.40	435.00	172.00	809.00	1,591.00	324.00	7,260.00	27.78	1,517.00	2,030.00
Zrn_030	1,280.00	6.50	2,220.00	4.61	1.03	26.50	0.59	4.61	6.95	1.37	42.30	15.00	184.00	73.00	340.00	670.00	136.40	8,330.00	6.70	321.00	521.00
Zrn_031	660.00	0.69	715.00	2.87	0.00	8.20	0.02	0.46	1.13	0.16	9.83	3.89	55.30	23.00	116.80	259.00	53.80	11,110.00	4.40	98.10	342.00
Zrn_032	570.00	0.28	1,778.00	10.42	0.04	15.68	0.02	0.76	3.01	0.11	22.80	9.65	134.00	58.90	291.00	634.00	132.20	10,890.00	10.45	242.00	840.00

Zrn_033	-190.00	1.40	855.00	2.88	0.05	13.57	0.04	0.82	1.87	0.26	12.80	5.04	66.90	28.30	137.30	303.00	64.50	9,380.00	5.05	169.80	386.00
Zrn_034	-50.00	2.10	927.00	4.12	0.00	10.48	0.01	0.39	1.62	0.11	11.66	5.31	70.80	30.30	148.00	322.00	67.50	11,440.00	7.40	191.10	567.00
Zrn_035	30.00	1.80	1,890.00	2.67	0.03	18.60	0.19	4.16	6.90	1.29	38.80	13.60	163.00	62.70	288.00	574.00	115.00	8,940.00	5.50	243.00	425.00
Zrn_036	620.00	2.90	1,810.00	9.50	0.00	57.80	0.14	2.32	6.06	0.84	36.70	12.58	154.60	61.70	282.00	571.00	114.20	10,490.00	11.28	813.00	958.00
Zrn_037	-150.00	1.60	897.00	3.24	0.00	10.17	0.03	0.44	1.14	0.14	11.85	4.85	64.60	29.00	149.50	339.00	72.10	10,270.00	5.50	126.10	411.00
Zrn_038	550.00	2.40	2,870.00	4.31	0.00	42.00	0.28	6.20	13.30	1.52	67.00	21.90	259.00	97.00	438.00	840.00	164.00	9,680.00	10.23	680.00	790.00
Zrn_039	1,000.00	1.40	1,540.00	3.58	2.06	16.60	0.89	6.20	4.98	0.41	24.30	9.19	122.00	51.20	249.00	528.00	109.20	9,860.00	9.75	276.00	715.00
Zrn_040	170.00	1.00	1,096.00	4.32	0.01	16.00	0.04	0.96	2.79	0.36	14.80	5.76	80.60	35.30	185.00	485.00	117.00	14,400.00	17.53	218.00	1,530.00
Zrn_041	1,050.00	0.27	1,221.00	3.86	0.00	8.55	0.01	0.31	1.77	0.22	14.00	6.36	91.40	39.60	202.00	460.00	98.70	11,850.00	7.60	157.00	620.00
Zrn_042	2,290.00	1.00	1,351.00	5.52	3.70	25.20	1.56	8.10	5.40	0.37	21.30	7.85	108.60	44.30	214.00	448.00	90.20	12,330.00	10.33	331.00	817.00
Zrn_043	530.00	2.30	681.00	1.31	0.00	5.97	0.02	0.29	1.49	0.26	9.40	3.84	50.10	21.90	108.90	258.00	56.50	9,330.00	2.55	59.00	206.00
Zrn_044 1704	170.00	0.00	1,640.00	2.82	0.03	14.31	0.08	1.69	3.93	0.49	28.20	10.30	138.20	55.30	260.00	531.00	109.60	11,250.00	7.03	235.00	564.00
Zrn_045 1705a	210.00	3.00	977.00	3.49	0.00	8.67	0.02	0.56	1.98	0.28	12.50	5.37	72.50	32.30	161.70	362.00	77.80	9,970.00	4.64	123.70	369.00
Zrn_046	510.00	0.46	1,013.00	2.58	0.00	7.04	0.03	0.33	1.81	0.23	14.30	5.73	75.20	32.40	165.50	370.00	79.80	10,990.00	4.38	96.20	336.00
Zrn_047	-290.00	3.10	990.00	1.80	0.00	5.47	0.03	0.72	1.70	0.20	13.74	5.51	74.60	31.20	157.10	348.00	74.60	11,270.00	8.28	170.00	716.00
Zrn_048	950.00	16.80	732.00	1.52	0.00	6.04	0.02	0.76	1.67	0.38	12.10	4.02	57.70	24.00	116.60	233.00	51.50	9,140.00	3.93	132.00	335.00
Zrn_049	570.00	430.00	2,378.00	5.96	1.14	22.80	0.80	7.22	9.96	1.90	49.10	17.01	202.50	78.10	360.00	699.00	140.40	10,060.00	12.43	487.00	839.00
Zrn_050	200.00	15.90	518.00	1.97	0.07	6.28	0.03	0.42	1.18	0.07	6.61	2.46	36.20	16.20	81.80	204.00	46.00	10,310.00	5.55	102.10	452.00
Zrn_051	1,100.00	2.60	663.00	1.39	0.00	4.15	0.02	0.39	1.44	0.15	10.10	3.86	51.80	20.80	106.40	242.00	52.90	12,090.00	9.53	152.00	805.00
Zrn_052	1,000.00	2.50	1,600.00	1.91	0.00	8.50	0.20	2.45	6.00	0.86	31.40	11.10	138.00	52.00	242.00	468.00	98.00	8,770.00	5.78	186.00	454.00
Zrn_053	700.00	4.10	571.00	1.46	0.00	3.31	0.00	0.23	0.73	0.27	8.26	3.20	43.60	19.00	93.30	213.00	45.10	10,470.00	3.55	57.40	258.00
Zrn_054	1,820.00	3.00	1,329.00	5.41	1.56	16.80	0.57	3.79	3.21	0.35	20.50	8.06	106.70	44.80	216.40	443.00	89.60	10,770.00	6.00	192.00	500.00
Zrn_055	20,500.00	4.30	2,760.00	5.80	184.00	470.00	61.00	288.00	69.00	4.09	114.00	26.20	258.00	93.00	404.00	740.00	149.00	8,330.00	9.78	670.00	810.00
Zrn_056	620.00	2.60	960.00	2.13	0.01	5.70	0.11	1.76	3.60	0.48	19.30	6.70	80.00	30.70	154.00	317.00	64.40	11,530.00	8.33	223.00	690.00
Zrn_057	740.00	1.40	838.00	2.49	0.00	3.46	0.01	0.36	1.46	0.10	10.59	4.34	59.80	25.80	132.70	319.00	67.30	13,740.00	23.63	343.00	1,941.00
Zrn_058	600.00	4.10	1,070.00	2.85	0.06	6.72	0.05	1.70	1.84	0.13	12.00	4.92	63.90	31.20	165.00	416.00	90.00	11,000.00	34.25	770.00	2,530.00
Zrn_059	7,900.00	129.00	1,633.00	5.17	41.00	111.00	13.30	62.00	17.70	0.93	38.90	11.87	140.30	55.30	263.00	532.00	108.80	10,810.00	7.60	324.00	591.00
Zrn_060	4,400.00	1.30	646.00	2.20	8.30	28.50	4.10	19.00	6.40	0.24	13.50	4.00	50.00	20.79	103.30	231.60	50.80	12,620.00	12.98	194.60	992.00
Zrn_061	140.00	1.80	1,066.00	3.73	0.00	11.84	0.05	0.66	2.29	0.21	16.10	6.15	83.30	34.90	170.00	372.00	76.10	10,080.00	6.70	234.00	523.00
Zrn_062	620.00	1.30	1,994.00	2.68	0.00	12.35	0.09	1.58	5.75	0.41	36.50	13.67	176.20	67.80	321.00	632.00	127.50	11,270.00	6.85	246.00	565.00
Zrn_063	60.00	0.80	806.00	2.29	0.00	3.53	0.01	0.41	1.71	0.09	10.90	4.28	59.20	24.90	132.80	303.00	64.10	11,270.00	21.20	327.00	1,626.00
Zrn_064	220.00	3.50	773.00	2.48	0.05	5.74	0.03	0.37	1.27	0.12	9.50	4.10	56.80	25.00	124.80	296.00	63.90	10,720.00	3.96	79.00	323.00
Zrn_065	400.00	0.48	357.00	1.33	0.00	3.11	0.02	0.14	0.48	0.09	4.67	1.76	27.20	11.47	57.70	135.40	28.70	10,850.00	5.33	79.40	404.00

Zrn_066	730.00	0.83	1,310.00	0.90	0.03	8.50	0.24	4.05	7.00	1.21	32.90	10.60	117.00	45.30	201.00	391.00	82.00	7,180.00	2.00	96.00	154.00
Zrn_067	-200.00	1.22	1,862.00	8.52	0.00	24.32	0.08	1.95	5.69	0.14	40.20	13.79	170.70	64.70	287.00	497.00	94.90	9,430.00	11.18	446.00	863.00
Zrn_068	790.00	0.39	322.00	1.30	0.00	4.14	0.01	0.23	0.52	0.09	4.76	1.74	24.30	10.42	52.60	126.60	25.70	12,500.00	6.35	79.10	538.00
Zrn_069	1,900.00	1.40	1,079.00	2.99	1.87	18.30	0.80	3.70	3.29	0.30	17.00	6.54	86.10	35.60	171.20	366.00	74.90	10,640.00	8.08	206.00	636.00
Zrn_070	1,100.00	0.63	920.00	3.92	1.98	16.10	0.58	2.52	2.26	0.42	12.20	4.84	67.20	28.60	155.00	393.00	87.10	10,090.00	9.98	227.00	793.00
Zrn_071	12,800.00	2.60	2,230.00	3.85	17.80	52.00	6.00	27.10	12.80	1.54	50.60	16.80	198.00	74.90	345.00	670.00	133.50	9,120.00	9.65	372.00	727.00
Zrn_072	5,300.00	2.70	885.00	3.87	3.20	17.20	1.13	4.90	2.55	0.07	12.60	4.53	64.60	26.20	135.00	290.00	57.40	11,690.00	11.20	278.00	922.00
Zrn_073	3,700.00	2.50	1,580.00	2.41	0.02	8.92	0.07	2.43	4.75	0.65	29.20	10.60	132.00	53.20	250.00	500.00	101.70	8,900.00	5.33	183.00	430.00
Zrn_074 1705a	-400.00	1.60	1,450.00	1.26	0.11	9.84	0.41	5.06	9.20	2.44	40.30	12.00	137.30	48.50	220.00	431.00	84.00	8,040.00	4.58	190.00	350.00
Zrn_075 1713	3,600.00	1.10	521.00	1.29	0.00	10.28	0.05	0.68	1.26	0.37	6.95	2.77	35.30	15.60	81.90	223.00	53.80	11,360.00	5.55	186.00	410.00
Zrn_076	0.00	0.39	581.00	0.94	0.00	10.00	0.09	0.87	1.72	0.66	9.30	3.35	43.70	17.90	86.00	238.00	55.80	11,180.00	5.35	181.00	385.00
Zrn_077	17,300.00	2.90	703.00	1.96	14.70	50.00	3.60	15.30	4.00	0.99	12.00	3.79	49.70	20.80	112.50	296.00	67.80	11,410.00	7.10	257.00	585.00
Zrn_078	1,400.00	2.70	492.00	1.02	0.00	7.93	0.03	0.42	0.95	0.35	6.73	2.65	33.20	14.75	78.40	216.00	52.90	11,230.00	4.48	135.30	340.00
Zrn_079	400.00	8.60	708.00	0.75	0.16	9.22	0.12	1.98	3.00	0.89	15.10	4.87	55.80	22.20	108.20	239.00	52.40	8,500.00	2.87	124.00	200.00
Zrn_080	700.00	3.20	573.00	1.25	0.00	10.23	0.05	0.56	1.20	0.37	8.16	3.08	41.00	16.90	88.80	238.00	57.30	10,670.00	5.70	172.00	425.00
Zrn_081	-30,000.00	6.10	498.00	0.52	0.00	7.27	0.05	1.03	1.95	0.61	9.60	3.10	38.00	15.20	76.20	194.00	44.90	9,640.00	2.44	106.00	192.00
Zrn_082	20,000.00	360.00	839.00	1.97	0.00	14.38	0.06	0.92	2.03	0.66	12.40	5.02	62.10	25.50	130.30	312.00	69.80	10,230.00	8.18	391.00	620.00
Zrn_083	260,000.00	4.10	1,071.00	0.83	0.00	8.42	0.22	2.71	4.95	1.79	25.50	8.15	91.60	34.10	160.40	346.00	74.70	8,370.00	3.46	185.60	282.00
Zrn_084	40,000.00	4.90	780.00	0.95	0.01	10.90	0.13	2.11	3.15	1.16	17.20	5.70	73.00	27.80	128.00	292.00	68.00	9,540.00	4.40	211.00	347.00
Zrn_085	-30,000.00	3.60	843.00	2.33	5.30	33.90	1.36	5.40	3.08	0.98	15.90	5.28	65.60	25.90	131.90	325.00	74.40	10,640.00	11.25	509.00	858.00
Zrn_086	600.00	2.80	962.00	2.03	0.00	17.30	0.06	1.02	2.48	0.72	15.00	5.39	67.00	30.10	146.80	356.00	80.30	9,900.00	7.83	389.00	635.00
Zrn_087	-8,900.00	6.90	439.00	0.74	0.00	5.44	0.04	0.44	1.07	0.40	7.37	2.58	32.60	13.57	69.80	170.50	38.70	8,790.00	2.46	68.70	183.20
Zrn_088	4,900.00	57.00	355.00	0.81	0.00	3.45	0.01	0.06	0.51	0.14	3.66	1.58	21.40	10.00	55.90	184.00	43.40	15,030.00	9.00	86.60	774.00
Zrn_089	-51,000.00	4.60	1,077.00	0.78	34.90	80.00	8.00	33.10	9.60	2.79	27.50	8.25	91.20	34.70	163.00	367.00	81.20	8,310.00	4.33	289.00	350.00
Zrn_090	-600.00	3.40	1,142.00	1.96	0.00	14.30	0.09	1.47	2.46	0.76	17.60	6.87	87.30	36.10	177.00	408.00	91.00	9,590.00	6.38	294.00	521.00
Zrn_091	-1,500.00	1.10	431.00	0.84	0.00	8.31	0.02	0.42	1.21	0.33	6.49	2.28	30.60	13.31	66.30	172.10	40.50	10,380.00	5.03	175.50	401.00
Zrn_092	-23,000.00	2.60	1,570.00	3.50	27.00	79.00	9.40	38.00	12.90	0.96	38.80	11.73	138.40	54.10	251.00	498.00	103.50	9,940.00	9.25	268.00	658.00
Zrn_093	-88,000.00	10.60	883.00	1.30	87.00	191.00	20.30	87.00	17.00	2.13	29.30	6.77	73.40	27.50	131.50	293.00	66.20	9,440.00	2.94	136.00	247.00
Zrn_094	-2,400.00	3.50	1,220.00	2.02	0.06	10.70	0.13	2.40	5.90	1.64	36.40	11.20	118.00	39.90	162.00	298.00	64.20	11,260.00	6.05	480.00	466.00
Zrn_095	-1,400.00	3.20	1,170.00	1.10	0.63	18.20	0.40	4.90	7.08	2.01	31.10	9.20	103.00	37.50	175.00	363.00	79.00	6,720.00	7.08	464.00	499.00
Zrn_096	-1,100.00	7.40	1,236.00	1.50	0.03	9.15	0.11	1.90	4.00	1.06	24.50	8.97	107.60	40.40	179.80	339.00	72.20	8,290.00	2.14	117.30	167.20
Zrn_097	-11,300.00	3.70	2,190.00	4.64	8.20	44.80	3.80	16.30	9.60	0.91	42.90	15.08	188.00	72.30	334.00	646.00	129.70	11,030.00	26.33	835.00	1,990.00
Zrn_098	-900.00	5.30	453.00	0.81	0.00	6.50	0.03	0.99	1.38	0.54	8.00	2.80	35.00	13.90	71.00	175.00	41.60	8,850.00	3.68	102.70	267.00



Zrn_099	-100.00	2.30	415.00	1.00	0.00	9.35	0.02	0.37	1.10	0.34	6.70	2.46	29.50	12.57	65.60	172.30	41.50	11,130.00	5.90	211.00	431.00
Zrn_100	-2,200.00	4.60	890.00	1.65	3.30	22.80	0.98	4.80	3.74	0.78	16.70	5.63	68.40	27.10	136.40	322.00	73.10	9,730.00	5.25	241.00	424.00
Zrn_101	-2,200.00	5.20	815.00	1.44	0.01	11.93	0.07	0.91	2.01	0.80	13.00	4.86	60.40	24.60	123.70	294.00	67.70	10,090.00	6.78	305.00	526.00
Zrn_102	-5,000.00	7.50	1,004.00	2.17	4.70	23.00	1.44	6.00	3.70	0.70	17.80	6.12	79.70	32.20	157.30	347.00	76.60	8,260.00	5.45	198.00	430.00
Zrn_103	-3,000.00	4.30	544.00	0.91	0.00	10.67	0.03	0.77	1.69	0.55	9.02	3.45	42.10	17.27	86.20	203.00	47.60	9,830.00	4.79	197.00	391.00
Zrn_104	-600.00	0.81	509.00	1.02	0.05	11.32	0.04	0.72	1.54	0.53	8.38	3.04	39.00	15.60	79.20	196.50	45.40	10,450.00	8.05	314.00	593.00
Zrn_105	-400.00	8.10	1,282.00	1.12	0.01	11.91	0.24	3.34	5.01	1.73	25.20	8.61	104.20	41.20	191.90	427.00	94.70	8,150.00	5.29	269.00	402.00
Zrn_106	-300.00	4.40	835.00	0.83	0.02	6.79	0.14	2.35	3.41	1.37	16.70	5.75	69.30	26.30	127.60	280.00	63.30	8,150.00	2.80	127.30	221.00
Zrn_107	200.00	5.90	551.00	1.37	0.00	9.59	0.03	0.69	1.24	0.41	8.27	3.03	40.40	16.95	87.90	221.30	51.10	11,520.00	7.88	204.00	626.00
Zrn_108	-13,300.00	3.30	866.00	0.94	18.70	49.00	4.70	19.10	6.60	0.96	19.00	5.71	69.40	27.00	133.00	316.00	73.80	10,990.00	6.13	260.00	494.00
Zrn_109	-900.00	2.10	830.00	0.85	0.01	8.80	0.14	3.64	5.70	1.56	24.90	8.30	79.00	27.80	125.00	240.00	52.30	9,860.00	2.40	99.00	188.00
Zrn_110	-9,300.00	4.10	626.00	1.28	6.70	26.70	1.90	7.20	3.29	0.65	13.00	3.94	49.50	20.00	93.90	219.00	50.80	10,440.00	7.73	318.00	606.00
Zrn_111	-1,200.00	126.00	1,010.00	2.11	0.00	4.00	0.05	0.83	2.10	0.26	15.40	6.33	85.10	34.40	158.90	320.00	66.30	10,850.00	10.20	138.00	423.00
Zrn_112	100.00	5.30	915.00	0.62	0.00	6.33	0.18	2.55	4.52	1.19	20.60	6.72	79.80	31.00	139.00	287.00	63.20	8,450.00	2.41	114.00	187.00
Zrn_113	1,300.00	7.00	638.00	0.87	0.03	7.63	0.08	0.96	1.93	0.66	10.28	3.96	48.80	19.82	97.90	237.00	55.10	8,380.00	2.99	117.50	218.00
Zrn_114	-300.00	11.30	427.00	0.72	0.00	8.02	0.03	0.53	1.23	0.40	6.75	2.36	30.60	12.88	68.30	176.90	43.70	9,570.00	2.73	98.30	209.00
Zrn_115	-700.00	4.50	880.00	0.94	0.18	12.50	0.16	2.23	3.48	1.21	17.60	5.82	68.20	26.60	129.00	306.00	73.10	9,910.00	4.43	237.00	339.00
Zrn_116	5,000.00	5.10	524.00	0.85	0.00	8.41	0.04	0.50	1.17	0.55	8.11	2.95	39.00	16.40	81.40	198.00	46.50	9,620.00	3.92	159.00	305.00
Zrn_117 1713	2,500.00	3.70	1,137.00	1.08	0.02	13.67	0.24	3.62	5.69	2.03	26.80	8.69	92.80	35.50	165.90	385.00	86.70	9,270.00	5.44	308.00	428.00
Zrn_118 1709P	-24,300.00	5.50	1,750.00	3.49	16.10	71.00	5.00	23.00	8.30	0.94	35.30	12.60	152.00	60.50	275.00	547.00	113.20	10,490.00	5.55	362.00	452.00
Zrn_119	2,800.00	9.20	460.00	1.36	0.05	21.30	0.29	4.77	6.54	1.72	21.80	5.76	52.30	16.60	62.20	99.00	18.30	8,590.00	18.93	130.00	186.00
Zrn_120	-3,400.00	0.00	1,095.00	2.31	1.37	19.70	0.39	2.34	3.31	0.44	18.10	6.64	90.20	36.40	178.60	387.00	81.40	10,530.00	3.03	152.00	245.00
Zrn_121	-64,000.00	3.60	1,246.00	1.78	0.00	13.47	0.07	1.73	4.15	0.54	24.10	8.84	106.40	41.40	194.00	387.00	82.80	9,620.00	2.34	111.00	191.00
Zrn_122	61,000.00	1.70	239.00	0.94	0.00	7.56	0.03	0.13	0.27	0.03	2.28	0.98	15.10	6.94	38.70	117.70	28.10	11,960.00	1.49	34.20	117.70
Zrn_123	313,000.00	4.10	1,345.00	1.35	59.60	124.50	11.07	43.50	11.35	2.01	35.50	10.56	120.10	46.90	208.20	388.00	82.30	9,590.00	2.10	95.20	158.70
Zrn_124	10,000.00	5.00	1,037.00	1.17	0.70	8.90	0.37	2.70	4.31	0.74	21.60	7.76	94.60	35.40	163.60	316.00	66.10	9,070.00	1.69	59.90	143.10
Zrn_125	5,700.00	3.40	1,147.00	1.30	0.00	14.56	0.05	1.15	3.72	0.43	22.70	8.11	99.00	38.90	175.60	342.00	71.60	10,340.00	2.00	88.70	155.20
Zrn_126	9,000.00	3.40	1,141.00	1.34	0.12	15.40	0.13	1.22	3.15	0.40	21.50	7.54	97.70	38.20	181.00	364.00	79.00	9,970.00	2.25	96.40	174.00
Zrn_127	5,400.00	3.20	1,007.00	1.57	0.00	7.76	0.08	1.32	3.55	0.56	20.80	7.23	87.50	33.40	156.00	295.00	64.50	9,140.00	2.00	71.00	160.00
Zrn_128	7,500.00	7.20	1,562.00	2.33	1.64	19.20	0.62	4.10	5.29	0.71	30.40	11.16	135.50	54.00	243.00	468.00	99.80	9,890.00	3.05	129.00	227.00
Zrn_129	4,700.00	5.80	964.00	2.33	0.00	14.05	0.05	1.13	2.72	0.36	15.70	6.31	77.80	31.90	154.10	332.00	71.80	10,130.00	2.49	90.90	190.60
Zrn_130	5,700.00	6.10	949.00	1.49	0.46	10.03	0.18	1.64	2.69	0.49	18.10	6.64	83.90	33.20	152.00	294.00	62.40	10,130.00	1.90	64.80	144.10
Zrn_131	26,800.00	6.10	1,210.00	1.81	39.00	98.00	7.90	32.90	9.10	1.46	26.80	8.90	105.00	39.70	186.00	364.00	80.10	10,690.00	2.58	131.00	207.00

Zrn_132	1,900.00	2.10	1,152.00	1.71	0.00	16.30	0.09	1.73	3.72	0.66	20.60	7.40	91.70	37.60	179.60	404.00	90.80	10,150.00	2.94	135.30	220.80
Zrn_133	9,000.00	2.30	1,130.00	1.50	10.90	37.00	3.10	14.20	6.20	0.66	22.30	7.91	95.00	38.00	176.00	364.00	77.40	10,060.00	2.24	91.30	173.00
Zrn_134	3,600.00	4.20	1,700.00	2.05	2.08	22.90	0.52	4.10	6.60	0.70	31.40	11.90	139.00	56.20	261.00	519.00	108.00	9,870.00	4.40	207.00	301.00
Zrn_135	400.00	5.60	806.00	1.99	0.14	18.08	0.10	1.32	2.07	0.34	12.29	4.78	59.80	25.45	127.10	307.00	69.30	10,640.00	3.39	144.80	258.60
Zrn_136	1,500.00	4.20	1,579.00	1.61	2.40	21.80	0.87	5.90	7.15	0.89	33.10	12.05	141.70	54.20	246.00	462.00	96.80	10,140.00	2.35	117.20	197.50
Zrn_137	500.00	2.20	1,021.00	2.25	0.03	17.38	0.08	1.13	2.66	0.30	15.80	5.89	79.40	34.00	168.60	370.00	83.80	11,430.00	3.22	124.70	246.00
Zrn_138	900.00	4.30	888.00	2.09	0.00	14.84	0.03	0.91	2.16	0.28	14.00	5.80	72.80	29.10	144.10	304.00	67.40	10,710.00	2.48	94.00	191.30
Zrn_139	1,740.00	2.30	507.00	1.42	2.60	20.10	0.96	3.70	1.62	0.20	7.70	2.85	37.20	16.00	80.00	195.30	46.90	10,780.00	2.08	70.40	154.60
Zrn_140	1,480.00	2.90	915.00	2.13	0.08	16.03	0.08	0.96	2.40	0.28	14.60	5.48	73.10	30.00	147.60	320.00	70.10	10,500.00	2.60	89.30	195.20
Zrn_141	1,040.00	11.50	1,269.00	1.63	0.08	17.24	0.22	2.99	5.03	1.11	28.50	10.35	118.80	44.70	199.40	360.00	76.50	9,850.00	2.34	151.70	175.70
Zrn_142	1,470.00	7.20	1,085.00	1.84	0.64	15.40	0.32	1.64	3.14	0.46	19.40	7.19	93.80	37.30	174.00	342.00	74.30	10,240.00	2.08	68.60	148.90
Zrn_143	50.00	3.90	875.00	2.22	0.00	14.61	0.04	0.74	2.19	0.30	12.37	4.91	65.50	28.40	145.30	332.00	78.00	10,810.00	2.62	93.80	197.60
Zrn_144	2,000.00	4.90	883.00	1.98	4.20	23.20	1.33	7.60	4.26	0.40	17.40	5.94	75.10	29.90	137.10	276.00	60.70	11,010.00	1.96	70.60	149.70
Zrn_145	42,700.00	116.00	500.00	1.54	289.00	665.00	82.60	372.00	69.00	4.98	66.90	9.54	63.30	16.84	66.40	129.10	29.30	7,900.00	1.84	46.90	83.30
Zrn_146	2,030.00	4.90	1,413.00	1.81	7.30	35.20	3.20	13.30	6.90	0.80	32.50	10.47	126.00	49.30	220.50	428.00	92.20	10,240.00	2.52	102.90	190.20
Zrn_147	690.00	1.90	682.00	1.88	0.69	14.30	0.40	1.78	1.80	0.32	10.40	4.17	51.60	22.22	109.70	253.80	56.30	11,000.00	2.58	86.50	189.50
Zrn_148	620.00	4.60	940.00	2.08	0.17	15.78	0.10	1.15	2.06	0.25	14.44	5.51	73.80	30.80	152.70	338.00	76.20	10,610.00	2.79	98.30	210.40
Zrn_149 1709P	450.00	5.10	444.00	1.13	0.67	10.20	0.28	1.47	1.46	0.16	6.40	2.53	33.40	14.00	71.80	173.00	39.80	11,580.00	1.05	30.30	86.70
Zrn_150 1709G	1,240.00	3.80	821.00	1.98	9.96	38.90	3.39	15.20	5.23	0.48	17.50	5.82	71.90	28.00	130.50	268.00	57.90	10,050.00	2.16	76.90	160.40
Zrn_151	1,850.00	1.80	1,850.00	2.91	13.00	37.40	3.46	18.20	12.10	1.12	47.10	16.00	180.00	67.20	285.00	491.00	102.90	7,720.00	5.90	237.00	428.00
Zrn_152	530.00	3.20	520.00	1.35	4.94	21.90	1.49	6.65	1.97	0.27	8.72	3.05	39.40	16.80	84.90	201.00	46.60	11,190.00	1.83	63.10	147.40
Zrn_153	560.00	4.40	1,832.00	1.70	0.44	20.20	0.21	3.29	7.39	1.00	38.60	14.04	166.90	64.70	283.00	523.00	109.30	9,940.00	3.08	156.60	234.00
Zrn_154	19,500.00	7.80	1,004.00	1.77	145.00	290.00	27.00	101.00	21.00	5.40	35.00	8.70	92.90	35.20	157.10	306.00	67.20	10,590.00	2.65	111.00	191.00
Zrn_155	240.00	2.70	826.00	2.11	0.00	16.53	0.03	0.73	1.90	0.36	11.71	4.48	61.50	26.90	134.90	319.00	76.40	10,310.00	3.10	133.60	242.50
Zrn_156	410.00	5.90	717.00	1.86	0.02	13.83	0.08	0.88	1.71	0.20	10.72	4.28	57.10	23.60	115.50	252.00	55.60	10,990.00	2.11	75.50	163.60
Zrn_157	460.00	4.20	1,351.00	1.99	0.17	15.20	0.12	2.56	4.09	0.60	26.80	10.01	121.10	46.60	212.60	412.00	89.40	10,380.00	2.65	113.00	197.20
Zrn_158	480.00	5.70	954.00	1.62	0.00	12.00	0.03	1.09	2.05	0.29	16.50	6.14	80.70	31.60	151.00	317.00	67.80	10,900.00	1.87	65.40	140.20
Zrn_159	980.00	4.90	860.00	1.81	5.70	26.20	2.30	9.30	4.40	0.35	16.80	5.96	75.30	29.60	137.50	277.00	61.60	10,170.00	1.65	56.60	128.40
Zrn_160	1,350.00	2.60	1,546.00	1.68	6.50	30.40	1.08	6.50	5.96	0.89	28.00	10.20	128.10	51.30	243.00	506.00	111.40	11,950.00	3.55	182.00	276.00
Zrn_161	870.00	3.40	1,347.00	2.32	2.00	18.40	0.87	4.20	5.18	0.52	27.00	10.01	115.90	47.90	216.00	416.00	89.10	11,070.00	2.63	104.00	197.00
Zrn_162	330.00	0.62	711.00	1.80	0.04	13.59	0.03	0.42	1.58	0.30	9.11	3.79	50.70	22.20	114.10	290.00	68.60	10,680.00	2.29	85.80	178.50
Zrn_163	1,020.00	3.60	1,346.00	2.41	3.41	27.40	1.12	6.00	4.18	0.49	24.60	8.91	110.10	45.80	213.10	428.00	91.90	11,000.00	2.68	113.90	215.50
Zrn_164	410.00	5.80	726.00	1.77	1.74	21.10	0.63	3.52	2.01	0.41	11.03	4.20	55.30	23.10	113.70	273.50	63.50	11,220.00	3.26	173.70	259.20

Zrn_165	500.00	6.10	1,364.00	1.81	0.00	11.67	0.09	1.66	5.68	0.61	27.40	10.05	121.30	46.70	214.00	403.00	86.50	9,950.00	2.21	87.60	169.00
Zrn_166	2,370.00	4.60	1,262.00	2.73	15.70	53.50	4.67	21.40	6.61	0.73	24.10	8.42	107.90	42.10	206.00	420.00	93.70	11,370.00	2.49	101.60	217.00
Zrn_167	150.00	7.60	727.00	1.75	0.00	12.33	0.06	0.57	1.85	0.37	9.36	3.82	52.50	22.60	118.70	287.00	68.90	10,740.00	2.14	76.20	168.20
Zrn_168	60.00	6.40	1,138.00	2.31	0.05	16.14	0.05	1.07	3.43	0.34	20.30	7.76	96.70	38.30	183.60	377.00	82.90	10,710.00	2.41	90.60	190.50
Zrn_169	190.00	4.70	1,335.00	0.96	1.49	10.50	0.51	4.20	5.92	1.07	31.60	10.62	125.00	47.50	205.60	371.00	78.20	9,150.00	2.07	76.20	152.20
Zrn_170	21,400.00	5.10	1,502.00	1.32	315.00	750.00	99.00	452.00	88.00	6.80	111.00	18.70	163.00	53.10	223.00	384.00	81.10	9,530.00	2.45	92.50	168.70
Zrn_171	480.00	83.00	1,098.00	1.65	0.39	14.93	0.22	1.86	3.27	0.51	21.50	7.41	95.10	37.80	173.60	342.00	74.00	11,410.00	2.20	93.70	166.10
Zrn_172	440.00	4.10	726.00	1.87	2.40	18.50	0.86	4.00	2.43	0.30	11.90	4.49	58.90	24.20	117.60	251.00	54.70	11,040.00	1.82	56.20	134.90
Zrn_173	200.00	7.90	919.00	1.99	0.23	14.70	0.18	1.24	2.76	0.41	17.50	5.92	80.90	31.00	149.20	291.00	63.00	10,920.00	1.98	75.00	160.60
Zrn_174	370.00	2.20	1,330.00	2.14	0.00	16.30	0.08	1.72	4.66	0.50	26.60	9.20	116.00	45.80	213.00	414.00	89.00	10,640.00	2.30	99.00	186.00
Zrn_175	1,080.00	0.00	2,450.00	7.29	10.50	49.00	4.40	25.00	11.50	0.42	44.10	15.91	202.40	82.20	393.00	775.00	164.80	12,220.00	16.05	485.00	1,291.00
Zrn_176 1709G	50.00	0.00	164.40	0.83	0.00	6.44	0.01	0.10	0.16	0.07	1.13	0.69	9.34	4.72	27.40	86.00	23.50	12,680.00	1.76	33.70	139.70

Tabla 4. Concentración de elementos traza en zircons de los granitoides de Punta Mita, muestras PMO-1704, PMO-1705b, PMO-1709 y PMO-1713.