



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

"EL BASAMENTO DEL BLOQUE DE LOS CABOS, BAJA CALIFORNIA SUR,
CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS, ISOTÓPICAS Y GEOCRONOLÓGICAS"

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

HERMES ROCHIN GARCÍA

TUTOR:

DR. PETER SCHAAF
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM

MÉXICO D.F.

DICIEMBRE 2015



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

Dedico con amor y admiración este trabajo a Astrid, mi compañera de vida y a mis hermanos por todo su apoyo, paciencia y comprensión.

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México, al Instituto de Geofísica y al Posgrado en Ciencias de la Tierra, por la oportunidad y el espacio que me han otorgado para continuar mi superación académica.

A mi asesor el Dr. Peter Schaaf por su apoyo para realizar este proyecto, por su paciencia con sus estudiantes y por compartir su conocimiento y amistad.

Al Dr. José Antonio Pérez Venzor por su colaboración en el trabajo de campo y contribuir con sus ideas y correcciones en este trabajo.

Al apoyo del personal académico del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica, en especial a la M. en C. Gabriela Solís Pichardo por su ayuda en el laboratorio y al Ing. José Teodoro Hernández Treviño por su colaboración en campo y sobre todo por brindarme todo su apoyo y amistad.

Al Dr. Bodo Weber por su apoyo en las mediciones de U-Pb en la universidad de Arizona.

A los Doctores Fernando Ortega Gutiérrez, Luis Alberto Delgado y Luigi Solari, por sus valiosos comentarios y enriquecedoras ideas aportadas a este trabajo durante su revisión.

A todos mis amigos y compañeros de la maestría especialmente a Ana, Jorge, Fernando y Nancy con quienes compartí muchos buenos momentos en el posgrado.

Al CONACYT por la beca otorgada para mis estudios de maestría.

Investigación realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM IN113012 “El basamento de la Cordillera en el W-NW de México” e IN112314 “Anatomía y petrogénesis del batolito de Puerto Vallarta y su relación con los intrusivos del NW México”. Agradezco a la DGAPA-UNAM la beca recibida.

ÍNDICE DE CONTENIDO

RESUMEN	I
ABSTRACT	III
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	3
2 ANTECEDENTES	6
2.1 OBJETIVO.....	6
2.2 HIPÓTESIS DE TRABAJO	6
2.3 UBICACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	7
2.4 TRABAJOS PREVIOS	9
2.5 GEOLOGÍA DEL BLOQUE DE LOS CABOS	11
2.5.1 <i>Complejos Metamórficos</i>	11
2.5.1.1 Complejo Metamórfico de Todos Santos (CMTS)	11
2.5.1.2 Complejo Metamórfico de Sierra La Gata (CMSLG)	11
2.5.1.3 Complejo Metamórfico del Borde Oriental (CMBO)	13
2.5.2 <i>Ensamblajes Plutónicos</i>	13
2.5.2.1 Ensamblaje Plutónico Pretectónico	13
2.5.2.2 Ensamblaje Plutónico Postectónico	14
2.5.3 <i>Sistemas de diques</i>	15
2.5.4 <i>Rocas Volcánicas</i>	15
2.5.5 <i>Formaciones Sedimentarias</i>	15
3 MUESTREO	17
3.1 MUESTRAS DEL COMPLEJO METAMÓRFICO SIERRA LA GATA (CMSLG).....	17
3.2 MUESTRAS DEL COMPLEJO METAMÓRFICO TODOS SANTOS (CMTS)	19
3.3 MUESTRAS DEL COMPLEJO DEL BORDE ORIENTAL (CMBO)	25
4 METODOLOGÍA ANALÍTICA	28
4.1 GEOQUÍMICA.....	28
4.1.1 <i>Preparación de las muestras</i>	28
4.1.2 <i>Elementos mayores</i>	29
4.1.3 <i>Elementos traza y tierras raras</i>	29
4.2 GEOCRONOLOGÍA.....	30
4.2.1 <i>Datación de zircones mediante LA-MC-ICPMS</i>	31
4.3 ISOTOPIA DE RB, SR, SM Y ND	32
4.3.1 <i>Preparación de la muestra</i>	32
4.3.2 <i>TIMS</i>	33

5 RESULTADOS	35
5.1 PETROGRAFÍA	35
5.1.1 Petrografía de rocas ígneas.....	35
5.1.2 Petrografía de rocas metamórficas.....	37
5.2 GEOQUÍMICA.....	46
5.2.1 Elementos Mayores.....	46
5.2.1.1 Rocas plutónicas.....	47
5.2.1.2 Rocas metamórficas.....	51
5.2.2 Elementos Traza.....	55
5.2.3 Diagramas de Tierras Raras y Multielementos.....	59
5.3 ISOTOPIA DE RB, SR, SM Y ND	63
5.4 GEOCRONOLOGÍA.....	66
6 DISCUSIÓN	70
6.1 CARACTERÍSTICAS GEOQUÍMICAS DEL BASAMENTO DEL BLOQUE DE LOS CABOS.....	70
6.1.1 Rocas plutónicas.....	70
6.1.2 Ortogneises	70
6.1.3 Paragneises	71
6.2 GEOCRONOLOGÍA.....	71
6.3 RELACIÓN DEL BLOQUE DE LOS CABOS CON LAS PROVINCIAS DEL NW DE MÉXICO.....	73
6.4 PROVENIENCIA DE LOS ZIRCONES DETRÍTICOS DE LAS UNIDADES METAMÓRFICAS DEL BLC	76
6.5 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL BASAMENTO DEL BLC	77
7 CONCLUSIONES	80
8 REFERENCIAS.....	81
ÍNDICE DE FIGURAS	88
ÍNDICE DE TABLAS	90
ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS	90
APÉNDICE A RESULTADOS ANALÍTICOS DE ELEMENTOS TRAZA	
APÉNDICE B RESULTADOS DEL ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICO MEDIANTE EL SISTEMA U-PB EN ZIRCONES	

Resumen

El Bloque de los Cabos (BLC) se localiza en el extremo sur de la península de Baja California. La geología de la región está conformada principalmente por cuerpos plutónicos y un basamento metamórfico, los primeros tienen composiciones que van desde gabros hasta granodioritas y granitos, formando grandes bloques que se expresan como altos topográficos del relieve y su distribución se encuentra dentro de las regiones conocidas como: Sierra El Novillo, el Sistema Montañoso Central y el bloque La Trinidad.

El basamento del BLC está constituido esencialmente por rocas metamórficas de protolitos ígneos y sedimentarios, en mayor proporción ortogneises y paragneises distribuidos dentro de tres regiones importantes: Al NE del BLC está aflorando el Complejo Metamórfico de la Sierra La Gata, al NW el Complejo Metamórfico de Todos Santos y al E el Complejo Metamórfico del Borde Oriental. Las unidades metamórficas alcanzaron un metamorfismo de grado medio-alto en facies de anfibolita, evidenciado por las fases minerales de sillimanita y hornblenda. En este basamento fueron emplazados los cuerpos plutónicos de edad mesozoica (80 a 130 Ma) provocando un segundo evento metamórfico de alta temperatura y baja presión que generó la formación de zonas migmatíticas.

El estudio del basamento del BLC consistió en el muestreo de las principales unidades metamórficas alrededor de los intrusivos del Sistema Montañoso Central que es donde están mejor expuestas, así como muestras de granitoides, una de ellas en la Isla Espíritu Santo al norte de la provincia. El análisis geoquímico e isotópico de Rb, Sr, Sm y Nd fue realizado en 12 muestras y datos geocronológicos se obtuvieron a partir de zircones individuales de 5 muestras de rocas metamórficas.

La geoquímica de los cuerpos plutónicos revela que estos están asociados a un magmatismo calci alcalino en un ambiente de arco magmático así como la evidencia de procesos de asimilación-cristalización fraccionada durante su emplazamiento, lo cual puede observarse con el comportamiento de los elementos mayores y traza. La relación de los valores isotópicos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y las edades modelo de Nd (t_{DM}) de los granitoides varían entre sí, lo cual indica un distinto origen durante su emplazamiento, como lo es el caso del granito de la Isla Espíritu Santo el cual tuvo involucrado en su génesis una mayor asimilación de material cortical.

A partir de la geoquímica isotópica de las unidades metamórficas del BLC, se deduce que tienen una proveniencia sedimentaria originada a partir de material cortical más antiguo; la región de Todos Santos y la porción oriental muestran protolitos sedimentarios pertenecientes a distintos ambientes de depósito y posiblemente relacionados a distintas etapas de la evolución geológica del BLC. En Todos Santos predominan las rocas metamórficas de clase pelítica que se asocian a sedimentos marinos, mientras que en el Borde Oriental encontramos unidades de sedimentos calcisilicatados pertenecientes a un ambiente de plataforma continental.

La datación de zircones individuales mediante LA-MC-ICPMS de los paragneises muestran diversidad en sus edades de proveniencia; la población de zircones más joven pertenece al Cretácico Tardío con una edad de 80 Ma, pero la población más dominante para tres de las cinco muestras es entre 265-226 Ma, edades posiblemente asociadas a un arco magmático del Pérmico-Triásico. En las muestras también existen edades de proveniencias más antiguas con origen Grenvilliano (1250-920 Ma).

Los resultados sugieren que la evolución del BLC se encuentra íntimamente relacionada a la evolución geológica conjunta del occidente de México, como lo son los batolitos de la Sierra de Juárez-San Pedro Mártir, los batolitos del sur de Sinaloa y el Bloque de Jalisco, ya que durante el Cretácico formaron parte de un arco magmático distribuido por todo el margen occidental del territorio mexicano. La relación más estrecha es entre el BLC y el batolito de Jalisco debido a que no sólo los cuerpos plutónicos comparten edad y características geoquímicas, sino que también los complejos metamórficos del BLC con el Complejo Yelapa, expuesto en el batolito de Puerto Vallarta tienen correlación.

Abstract

The Los Cabos Block (BLC) is located in the southern part of Baja California peninsula. Its geology is principally formed by intrusive bodies ranging from gabbroic to granitic composition, forming huge blocks expressed as high topographic landscape relief and its distribution is within regions known as: Sierra El Novillo, Sistema Montañoso Central and La Trinidad Block.

The basement of the BLC essentially consists of metamorphic rocks with sedimentary and igneous protoliths such as paragneisses and orthogneisses distributed in three main regions: the Metamorphic Complex of the Sierra La Gata in the NE, the Metamorphic Complex of Todos Santos in the NW, and the Metamorphic Complex of Borde Oriental in the E. The metamorphic units reached a medium-high metamorphic grade in the amphibolite facies, as evidenced by the mineral phases sillimanite and hornblende. Within this basement Mesozoic plutons (80 to 130 Ma) were emplaced, which caused a second high temperature and low pressure metamorphic event with the generation of migmatitic areas.

The study of the BLC basement consisted in the sampling of the main metamorphic units around the intrusive bodies of the Sistema Montañoso Central, where the metamorphic rocks are better exposed, as well as granitoids, one them in Espiritu Santo Island to the north of the province. The geochemical and isotopic analyses were performed on 12 samples and additionally U-Pb geochronological data were obtained from zircons of 5 metamorphic rocks.

The geochemistry of plutons reveals that these are associated with calc alkaline magmatism in a magmatic arc environment, and underwent assimilation-fractional crystallization processes during emplacement, which is emphasized in their major and trace element patterns. The isotopic ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and depleted mantle model ages (T_{DM}) of the granitoids are heterogeneous, suggesting different magmatic sources, especially in the case of the Espiritu Santo Island granite, which had experienced greater assimilation of crustal material.

The isotope geochemistry of the BLC metamorphic units, point to a sedimentary origin, originated from older crustal material. Todos Santos region and the western portion show sedimentary protoliths from different depositional environments, possibly related to different stages in the geological evolution of the BLC. Todos Santos is dominated by metamorphic rocks of pelitic origin, associated to a marine sediment source, while in the Borde Oriental region the sediment units display a calc-silicate composition, corresponding to a continental shelf environment.

The U-Pb age determinations of individual zircons by LA-MC-ICPMS of the paragneisses show diversity in their provenance ages. The population of the youngest zircons belongs to a Late Cretaceous age of 80 Ma, but the most dominant population for two of the five samples is around 265-226 Ma, which may be associated to a Permian-Triassic magmatic arc. There are also samples with older provenance ages of Grenvillian origin (1250-920 Ma).

The results suggest that the evolution of the BLC is closely related to the geological evolution of provinces of western Mexico, such as the batholith of the Sierra de Juarez-San Pedro Martir, the batholith of southern Sinaloa, and the Jalisco block. During the Cretaceous these provinces were part of a magmatic arc that extended throughout the western margin of Mexico. The closer relationship exists between the BLC and the batholith of Jalisco which share similar pluton ages and geochemical characteristics. Additionally, the BLC metamorphic complex can be well correlated to the Yelapa complex, exposed as basement in the NW part of the Puerto Vallarta batolith.

1 Introducción

El Bloque de Los Cabos (BLC) o Complejo Plutónico de La Paz (Figura 1.1) es una provincia geológica separada tectónicamente del continente y su geología contrasta con las provincias aledañas. Diversos autores (Helenes y Carreño, 1999; Schaaf et al., 2000; Ortega-Rivera, 2003; Fletcher et al., 2007) han relacionado los cuerpos plutónicos del BLC con la región del bloque de Jalisco, ya que presentan características litológicas y edades semejantes. Estas rocas plutónicas son las más representativas de la geología del bloque, pero también existe una proporción importante de cuerpos metamórficos distribuidos en tres complejos metamórficos expuestos alrededor de los intrusivos ígneos o embebidos en éstos aflorando como cuerpos “colgantes”. Las características estructurales y petrológicas de los complejos metamórficos permitirán una mejor interpretación de la evolución geológica del BLC, así como tener una idea de la proveniencia de sus protolitos sedimentarios y su relación con otros cuerpos similares expuestos en otras regiones del NW de México.

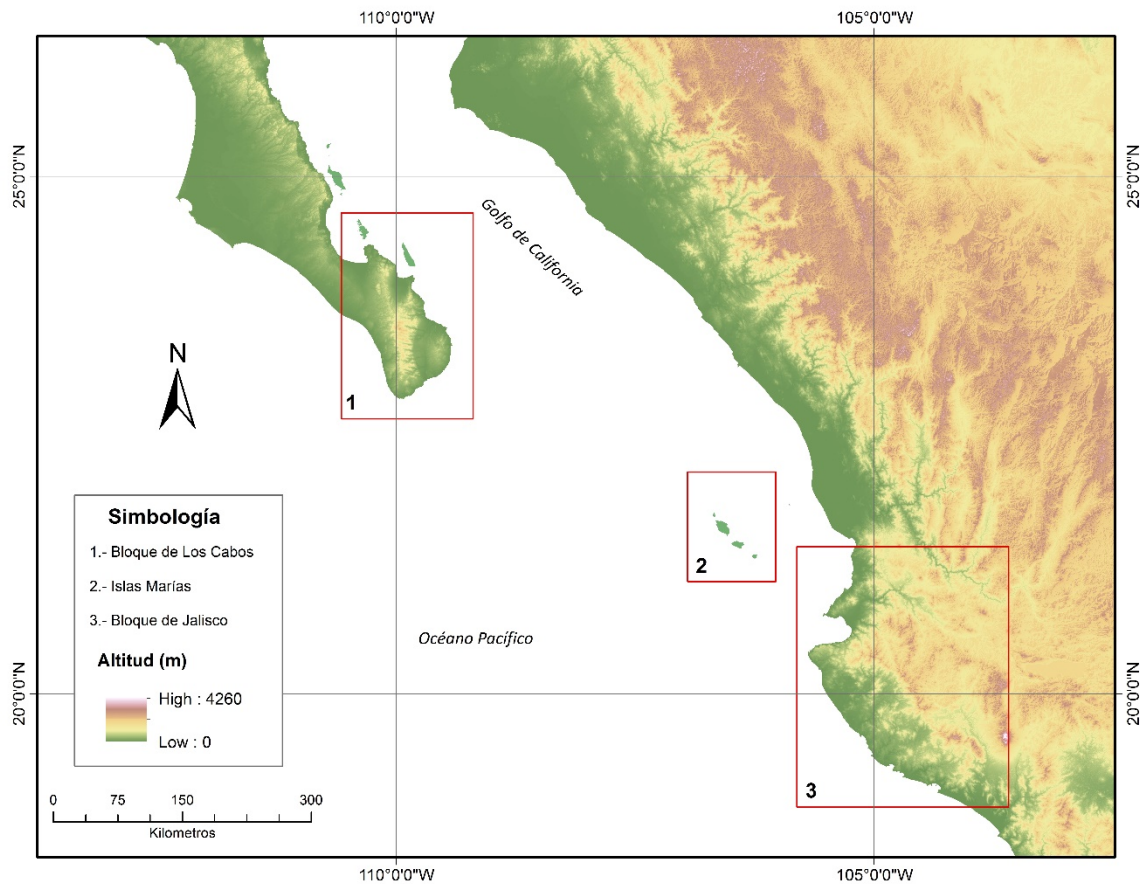


Figura 1.1 Ubicación de las provincias: 1.- Bloque de Los Cabos, 2.- Islas Marías y 3.- Bloque de Jalisco. Valores de altitud tomados de Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 © INEGI 2015.

Para el estudio del basamento del BLC se realizó una etapa de muestreo, enfocada en los tres complejos metamórficos de la región NE y porción central del BLC denominados de manera informal por Pérez-Venzor (2013) como: Complejo Metamórfico de la Sierra

La Gata, Complejo Metamórfico de Todos Santos y Complejo Metamórfico del Borde Oriental (Figura 1.2). Las muestras colectadas consistieron principalmente en granitoides, ortogneises y paragneises; durante la colecta de material se consideró la posibilidad de utilizarse para estudios de geoquímica, isotopía y separación de zircones para datación de cristales individuales.

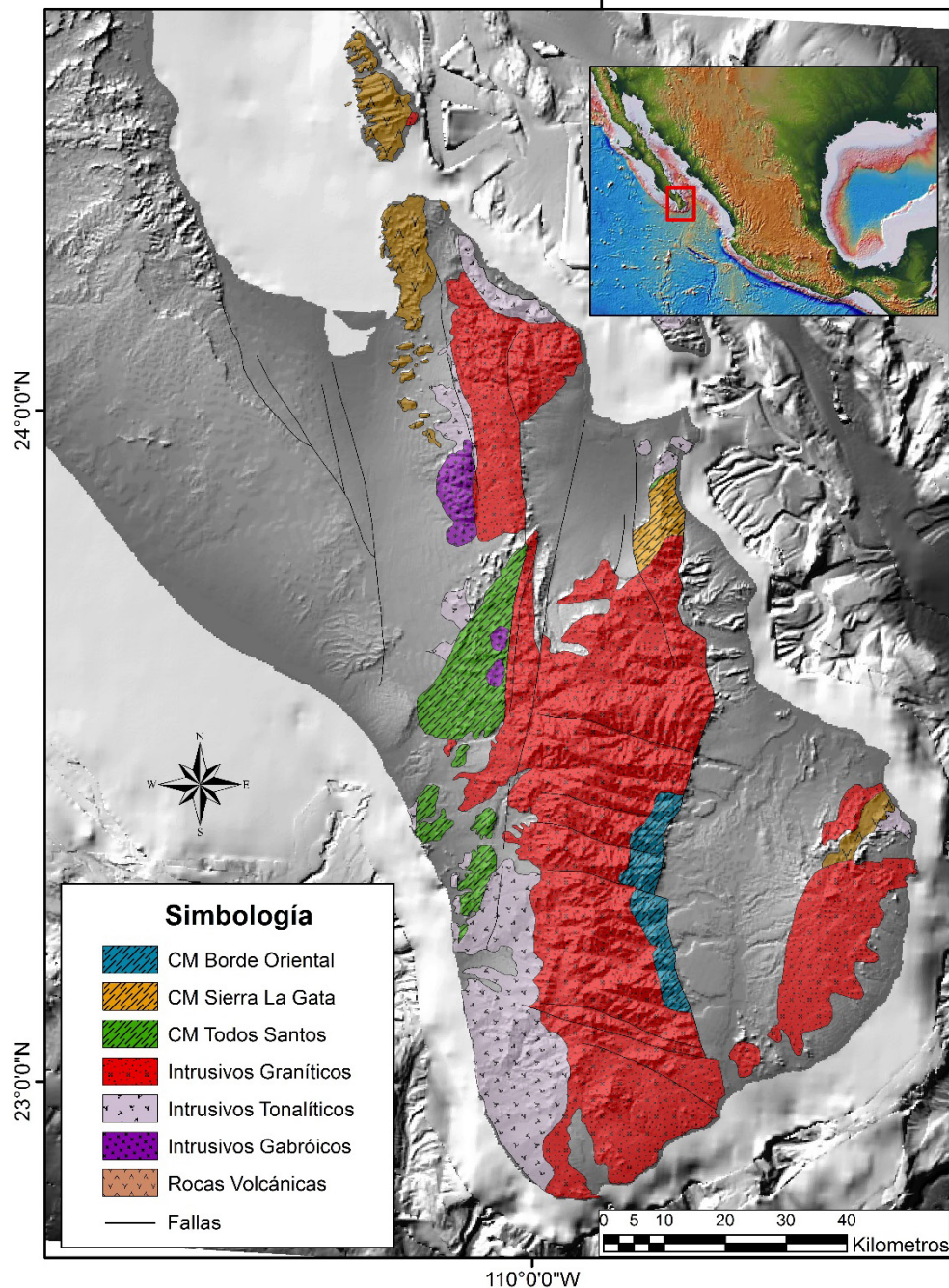


Figura 1.2 Complejos metamórficos (CM) que conforman el basamento del BLC. Mapa geológico tomado y modificado de Pérez Venzor (2013).

1.1 Marco geológico regional

La península de Baja California incluye cinco provincias geológicas (Figura 1.3) propuestas por Ortega-Gutiérrez et al. (1992).

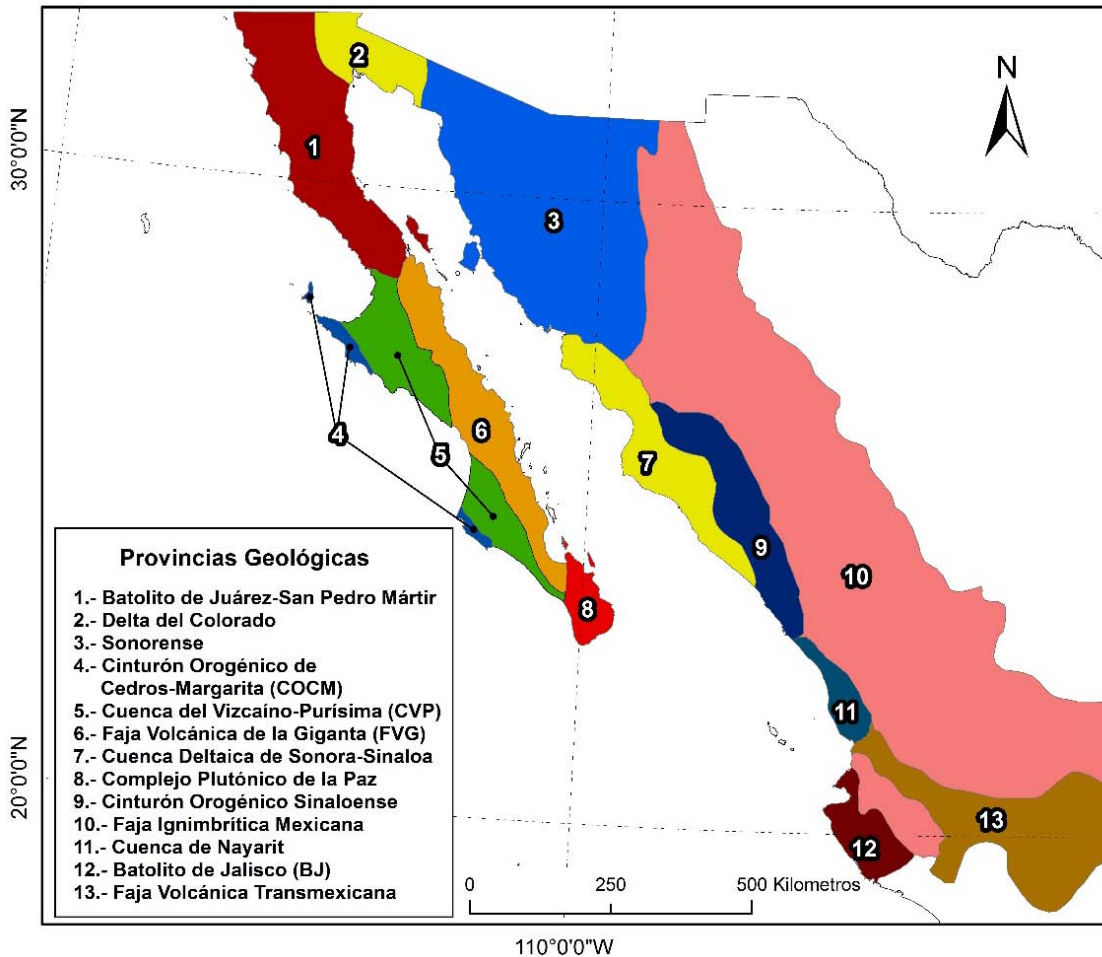


Figura 1.3 Provincias geológicas del NW de México. Tomado y modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (1992).

Al norte está la provincia del Batolito de Juárez-San Pedro Mártir la cual es la continuación de la provincia del Cinturón Batolítico Peninsular de E.U.A. siendo uno de los batolitos de mayor dimensión y de los mejores expuestos en México. Generalmente suele dividirse al batolito en una zona occidental caracterizada por plutones tipo I (ricos en magnetita), con afinidad de un ambiente de arco de islas; una zona oriental con plutones más jóvenes de tipo I y S (ricos en ilmenita), de afinidad continental relacionados a un arco magmático cretácico y una zona de transición con secuencias clásticas y vulcanoclásticas con un origen tectónico incierto (Torres-Carrillo et al., 2011). La deformación ocurrida durante el Cretácico Temprano divide a los cuerpos intrusivos en dos etapas: Una prebatolítica dominada litológicamente por tonalita del Jurásico (151.6 Ma U-Pb en zircones) con pantallas de rocas metamórficas más antiguas y una etapa batolítica representada por seis unidades intrusivas que varían composicionalmente desde gabros hasta granitos (Peña-Alonso et al., 2015).

En Baja California Sur afloran principalmente las provincias geológicas de la Faja Volcánica de la Giganta (FVG), la Cuenca del Vizcaíno-Purísima (CVP) y el Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita (COCM):

La FVG está constituida por rocas volcánicas piroclásticas, flujos de lava y areniscas continentales, a las cuales se les ha denominado en su conjunto como "Grupo Comondú" (Hausback, 1984; Umhoefer et al., 2001); éste se divide en tres miembros, el inferior que está representado por sedimentos clásticos continentales de edades que van desde los 30 a los 19 Ma, el miembro medio conformado por depósitos piroclásticos y brechas con espesores de aproximadamente 750 m depositados entre los 19 a 15 Ma, y por último el miembro superior constituido por flujos de lava andesíticos y brechas que van de los 15 a los 12 Ma.

En la provincia de la cuenca del Vizcaino-Purissima las rocas más antiguas datan del Triásico Tardío (Lozano-Romen, 1975) y se encuentran representadas por rocas volcánicas y sedimentarias parcialmente metamorizadas, las cuales fueron descritas por Mina (1956) como formación San Hipólito, sobreyaciendo están rocas sedimentarias del Cretácico Superior cubiertas por secuencias del Mioceno y Plioceno de la Formación Comondú.

El Cinturón Orogénico de Cedros-Margarita está compuesto por rocas que presentan dos afinidades, una oceánica que exhibe secuencias ofiolíticas y estructuras de melange de edad jurásica (Rangin, 1978), y una afinidad de cuenca asociada a un arco de islas evidenciada por el depósito de litarenitas volcánicas con bloques de calizas arrecifales (Finch et al., 1979; Gastil et al., 1981).

Al extremo sur de la península de Baja California aflora el Complejo Plutónico de la Paz, también denominado Bloque de los Cabos (Schaaf et al., 2000), formado por cuerpos plutónicos, primordialmente tonalitas y granitos de edad mesozoica emplazados dentro de una secuencia metamórfica (Pérez-Venzor, 2013).

Es importante dentro del contexto regional mencionar además de las provincias anteriores que conforman a la península de Baja California, a las provincias relacionadas con el Bloque de Los Cabos (BLC) y que se encuentran en lados opuestos del Golfo de California, es decir el Cinturón Orogénico Sinaloense y el Batolito de Jalisco (Figura 1.3).

El Cinturón Orogénico Sinaloense comprende parte de los estados de Sonora y Sinaloa. Las rocas más antiguas datan del Paleozoico Temprano y pertenecen a un complejo de rocas metamórficas denominado "Complejo Sonobari" (De Cserna y Kent, 1961), cuyo basamento está conformado por el gneis Francisco que fue datado mediante zircones individuales, estableciéndose su edad máxima de depósito en 509 ± 29 Ma con proveniencias paleo y meso proterozoicas de Laurencia (Vega-Granillo et al., 2013). Dentro de esta provincia podemos encontrar en la región de Sinaloa dos zonas importantes donde afloran rocas plutónicas que dan continuidad a la región batolítica

de Sonora, y son conocidas como Complejo Batolítico de Sinaloa-Durango-Nayarit (Ortega-Gutiérrez et al., 2014). Estas son la región del grupo El Fuerte (Mullan, 1978), y la porción central de Sinaloa en el área de Mazatlán (Henry et al., 2003; Cuéllar-Cárdenas et al., 2012), identificándose tres etapas evolutivas para estos cuerpos batolíticos: la primera formada por gabros emplazados aproximadamente a los 135 Ma, posteriormente la intrusión de rocas pre o sintectónicas a los 90 Ma y por último un conjunto de rocas postectónicas emplazadas entre los 90 a 45 Ma (Henry et al., 2003).

Por otra parte, el Bloque de Jalisco (BJ) está conformado esencialmente por el Batolito de Puerto Vallarta (BPV), el cual es un conjunto de cuerpos graníticos del Cretácico, con edades de emplazamiento entre los 100 a 90 Ma y edades de enfriamiento entre los 75 y 80 Ma (Böhnell et al., 1992; Schaaf et al., 2000). La isotopía de Sr y Nd de los cuerpos plutónicos muestra grados variables de contaminación cortical producto de la interacción de los magmas con corteza más antigua, lo cual se ve reflejado en los valores de ϵ_{Nd} y edades modelo t-Nd las cuales alcanzan los 1.5 Ga (Böhnell et al., 1992). También dentro del BJ existen secuencias sedimentarias marinas y vulcanosedimentarias con un grado bajo de metamorfismo, las cuales afloran en diversas localidades. La datación de zircones individuales revelan edades máximas de depósito de 131 Ma, con proveniencias más antiguas que indican un origen continental autóctono del bloque (Valencia et al., 2013).

2.1 Objetivo

Los estudios realizados hasta el momento han sido enfocados principalmente en el conocimiento de las rocas ígneas que conforman el Bloque de Los Cabos (BLC), sin que hasta el momento se tengan edades de las rocas más antiguas que conforman su basamento; por lo tanto este trabajo tiene como principal objetivo obtener edades representativas a partir de la datación en zircones individuales referentes a las rocas metamórficas que conforman el basamento. También se realizará un aporte respecto a la relación existente dentro del BLC entre el complejo metamórfico, el complejo ígneo y la generación de zonas migmatíticas durante su evolución geológica. De igual manera este trabajo contribuirá al conocimiento de la relación existente entre el BLC y las áreas del occidente de México, como lo son la zona batolítica del sur de Sinaloa, el Batolito de Puerto Vallarta y las Islas Marías, comparando las características geológicas, geocronológicas e isotópicas para poder tener una visión más completa de su aspecto anterior a la apertura del Golfo de California.

2.2 Hipótesis de trabajo

Los estudios previos realizados en el área muestran que las edades de los cuerpos intrusivos oscilan entre los 80 y 120 Ma, mientras que a la edad de los cuerpos metamórficos de la región de Todos Santos en una primera aproximación se les asignó edades desde el Paleozoico Tardío hasta el Mesozoico temprano (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989). Las dataciones en zircones dan una edad máxima de depósito para las unidades metasedimentarias del basamento del BLC e información de su evolución geológica antes de su separación del continente causada por la apertura del Golfo de California.

Los resultados previos reportados por Schaaf et al. (2000), Pérez-Venzor (2013) y Pompa-Mera (2014) mostraron similitudes petrológicas, geoquímicas e isotópicas de los cuerpos plutónicos de las provincias del Bloque de Los Cabos, el Bloque de Jalisco y la Isla María Madre. Se pretende confirmar la hipótesis de la evolución conjunta de estas provincias con el estudio de las rocas del basamento para tener un comparativo de los cuerpos metamórficos del BLC con las unidades metamórficas presentes en el Bloque de Jalisco (Valencia et al., 2013), El Fuerte, Sinaloa (Vega-Granillo et al., 2008) e Isla María Madre (Pompa-Mera, 2014).

2.3 Ubicación del área de estudio

La península de Baja California está localizada en el extremo occidental del territorio mexicano delimitada al este con el Mar de Cortés o Golfo de California y al oeste con el Océano Pacífico. El área de interés se centra en la porción meridional de la península de Baja California, la cual también recibe el nombre de Bloque de Los Cabos (Aranda-Gómez y Pérez Venzor, 1988; 1989; Schaaf et al., 2000) o Complejo Plutónico de La Paz (Ortega-Gutiérrez et al., 1992; Pérez-Venzor, 2013). La nomenclatura de esta región, respecto a los terrenos tectonoestratigráficos de México, difiere de acuerdo a la interpretación de diversos autores, por ejemplo lo han considerado como parte del terreno Alisitos (Campa y Coney, 1983), como un terreno individual denominado Pericú o terreno Los Cabos (Sedlock et al., 1993; Sedlock, 2003) o como parte del terreno compuesto Guerrero (Keppie, 2004).

Los rasgos geomorfológicos más sobresalientes (Figura 2.1) corresponden a: La Sierra La Laguna, el Bloque de La Paz, La Sierra La Gata y el Bloque La Trinidad. Mientras que las partes bajas están conformadas por cuencas sedimentarias terciarias denominadas: Cuenca de San José del Cabo, Cuenca de San Juan de Los Planes y por último la región del Valle de La Paz (Pérez-Venzor, 2013)

El basamento del BLC está expuesto alrededor del sistema montañoso central o Batolito de Los Cabos dentro de la región de Todos Santos. También existen otros afloramientos en la región del Borde Oriental y en la Sierra la Gata teniendo los principales accesos a través de las carreteras federales 1, 19 y de la carretera estatal 286. Es importante mencionar que estas regiones son las únicas en donde afloran las unidades metamórficas por tal motivo no se incluyeron otras áreas en el muestreo, como por ejemplo el Bloque La Trinidad.

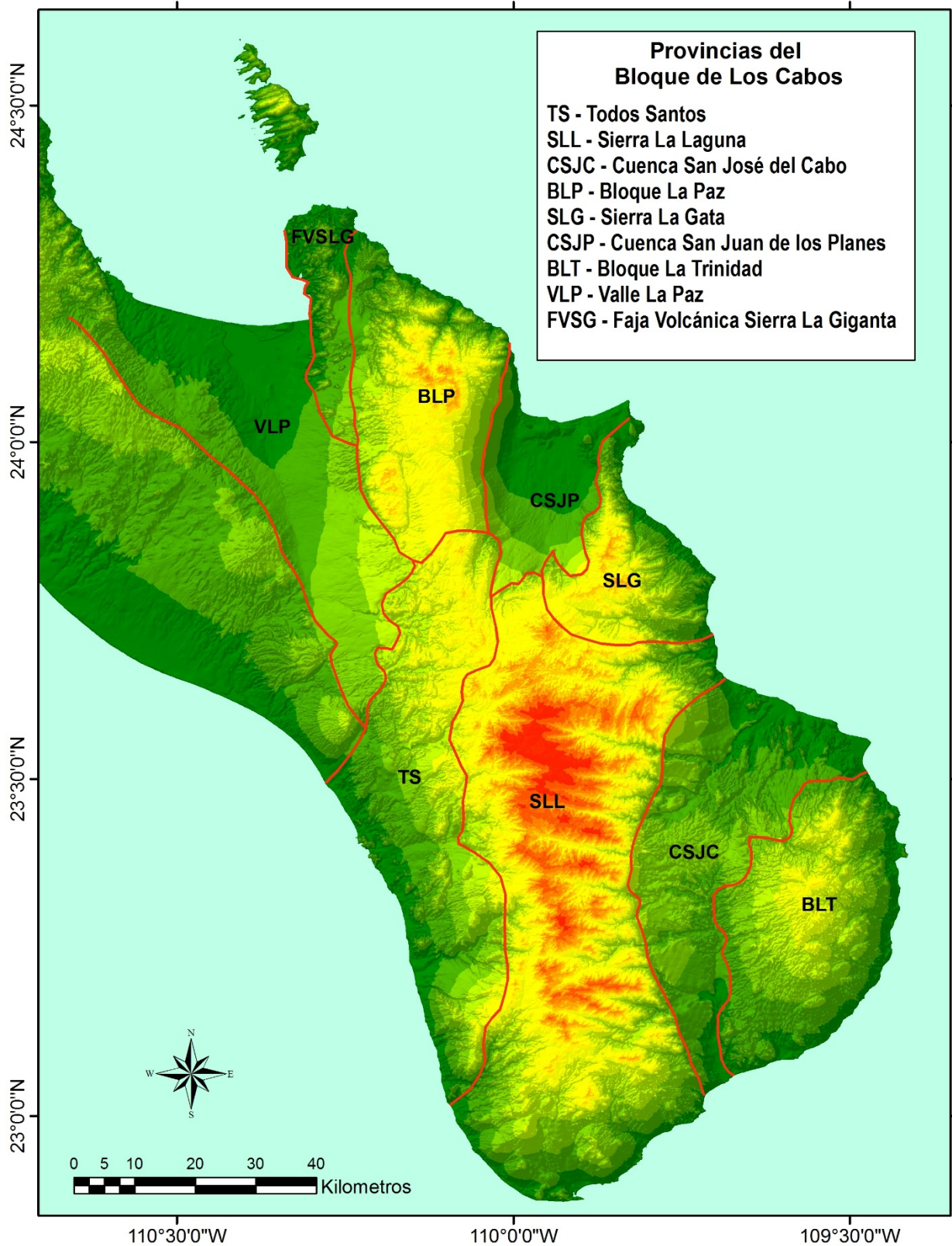


Figura 2.1 Regiones del Bloque de los Cabos, tomado y modificado de Pérez Venzor (2013).

2.4 Trabajos previos

La península de Baja California fue descrita como parte de una cadena de cuerpos plutónicos que se extiende desde las Sierras Peninsulares del sur de California hasta los estados de Nayarit, Colima y Jalisco formando un antiguo arco que cruzaba la península de Baja California extendiéndose por toda la orilla occidental de México (Gastil et al., 1976). Los autores realizaron el reconocimiento general de la geología y describen las unidades pre-batolíticas del sur poniente como unidades metamórficas de grado alto con presencia de sillimanita y andalucita, realizando una clasificación general de los cuerpos plutónicos, ellos proponen una zona occidental donde afloran rocas fechadas entre los 95 y 145 Ma datadas mediante Plomo Alfa y Rb-Sr, y una zona oriental de aproximadamente 80 Ma. De igual forma obtienen diversas edades de enfriamiento por K-Ar utilizando hornblendas, micas y feldespatos, las cuales dan una primera aproximación en el cálculo de la tasa de enfriamiento y exhumación de la zona.

La cartografía del área de estudio fue desarrollada principalmente por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1986; 1988 y 1989) quienes describieron la geología y estratigrafía de las regiones de Punta Coyotes, Todos Santos e Isla Espíritu Santo. En estos trabajos proponen un modelo evolutivo para la región y una clasificación litodémica informal de distintas unidades intrusivas que van desde gabros hasta granitos *sensu stricto*, también reconocen una importante porción de secuencias metamórficas que constituyen las rocas más antiguas del área dentro de las cuales se emplazaron plutones mesozoicos, alcanzando grados metamórficos medios a altos con desarrollo de zonas migmatíticas. Los protolitos de dichas secuencias metamórficas fueron interpretados como lutitas y grauvacas para la filita El Cardonozo, y en el caso del gneis de Punta Lobos y el mármol Todos Santos como arcosas, calizas y margas (Figura 2.2).

El Bloque de Los Cabos ha sido sujeto a diversas interpretaciones respecto a su paleo posición antes de la apertura del Golfo de California como lo muestran los trabajos realizados por Helenes y Carreño (1999), quienes se basan en el aporte sedimentario y correlación presente entre las cuencas terciarias asignándoles una posición cercana al Bloque de Jalisco. A su vez se han realizado estudios paleomagnéticos los cuales muestran una relativa estabilidad tectónica de la península de Baja California durante el Cretácico, teniendo el BLC una posición cercana al batolito de Puerto Vallarta anterior a la apertura del Golfo de California, sin embargo, el BLC muestra una evolución diferente a la del resto de la península (Böhnel et al., 1992; Schaaf et al., 2000; Pérez-Venzor, 2013).

Las edades de los cuerpos batolíticos del área de estudio han sido obtenidas mediante diversos sistemas isotópicos, principalmente K-Ar y Rb-Sr (Gastil et al., 1976; Fizzell et al., 1984; Schaaf et al., 2000; Solé et al., 2007; Pérez-Venzor, 2013), resultando edades que fluctúan entre los 150 y 70 Ma. La mayoría reflejan sobre todo edades de enfriamiento y no de emplazamiento, teniendo un patrón descendente de manera general en dirección NW-SE. Los cuerpos plutónicos varían ampliamente en su contenido de SiO₂ mostrando un claro patrón de diferenciación magmática por procesos de cristalización fraccionada y de asimilación-cristalización fraccionada dentro de un ambiente de arco magmático como lo revela

la geoquímica de elementos mayores y traza, en dos etapas principales, una sintectónica y una postectónica (Pérez-Venzor, 2013).

Para el área existen edades reportadas en zircones los cuales corresponden a muestras de sedimentos detríticos recientes y rocas sedimentarias terciarias tomadas a lo largo del margen del BLC (Fletcher et al., 2007). El análisis probabilístico obtenido muestra edades con una distribución predominante (90%) de 120 a 65 Ma dentro de las cuales el 28% corresponde a un intervalo entre los 120 a 90 Ma, presentando también de manera general edades más antiguas en el lado occidental (entre 170 y 75 Ma) que en el oriental (de 100 a 90 Ma).

El cuerpo batolítico del BLC se relaciona con otros cuerpos plutónicos de Baja California, Sonora, Sinaloa, Nayarit y Jalisco los cuales están asociados al magmatismo producido por la subducción de la placa de Farallón, durante el Jurásico y su cúspide durante el Cretácico, periodo en donde son emplazados a lo largo del margen del pacífico. Los cuerpos plutónicos tienen similitudes en sus firmas isotópicas y en los procesos de cristalización fraccionada y asimilación de corteza antigua que dio origen a sus magmas silícicos (Ortega-Gutiérrez et al., 2014).

Respecto a las rocas metamórficas, estas son interpretadas principalmente como de origen sedimentario depositados dentro de una misma cuenca (Pérez-Venzor, 2013). Sin embargo, en ambientes sedimentarios distintos, los cuales atravesaron por un proceso de metamorfismo regional de alta temperatura con desarrollo de zonas de migmatitas y un evento posterior de metamorfismo de contacto sobrepuesto son observadas tanto en la región de Todos Santos en la margen Pacífico como en la Sierra La Gata en la margen del Golfo de California. Con base en las relaciones de campo y edades de los cuerpos ígneos la edad del protolito considerada para la unidad metamórfica va desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Inferior (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988 y 1989). La deformación que dio origen a estas secuencias metamórficas es descrita por Cuellar et al. (2012) como compresiva y progresiva con dos etapas: la primera a los 105 Ma y la segunda a los 85 Ma en donde la paragénesis mineral sugiere que esta deformación ocurrió de forma dúctil en condiciones de alta temperatura (450-650 °C) y baja presión (<450 MPa).

Por último Pérez-Venzor (2013) reporta una edad de 75 Ma en los cuerpos de ortogneises, quien la interpreta como una edad de recalentamiento ya que se encuentran en contacto con los cuerpos plutónicos de edades similares.

2.5 Geología del Bloque de los Cabos

De acuerdo con sus características litológicas y estratigráficas las unidades del BLC fueron agrupadas en complejos metamórficos, ensamblajes plutónicos y formaciones sedimentarias (Pérez-Venzor, 2013). Los complejos metamórficos se encuentran expuestos principalmente dentro de las regiones de Todos Santos en el poniente, Sierra La Gata al norte y el Borde Oriental del sistema montañoso del Bloque de los Cabos. Los ensamblajes plutónicos se encuentran distribuidos en la Sierra de Las Cruces, Sierra El Novillo, Sierra de la Laguna, Sierra La Gata y Sierra la Trinidad. Por último las formaciones sedimentarias se componen por la cuenca San José del Cabo, San Juan de Los Planes y Valle La Paz (Pérez-Venzor, 2013) (Figura 2.2).

2.5.1 Complejos Metamórficos

2.5.1.1 Complejo Metamórfico de Todos Santos (CMTS)

El CMTS estudiado por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989) y Pérez-Venzor (2013), lo forma una serie de franjas con orientación N-S de rocas metamórficas que se componen principalmente de metasedimentos que incluyen: pizarra, esquisto, mármol, metasedimentos milonitizados y paragneis (Figura 1.2 y 2,2), aunque también se pueden encontrar afloramientos de ortogneises que corresponden al gneis tonalítico "La Buena Mujer"

Las unidades de pizarras y filitas afloran principalmente en la región de Todos Santos en el arroyo La Muela y en la región de El Triunfo. Predomina la filita de grano fino que presenta una buena esquistosidad con porfidoblastos de andalucita que forma grupos de cristales con sus ejes largos paralelos a la foliación. Hacia el oriente la paragénesis de las rocas cambia hacia un grado metamórfico más alto apareciendo minerales como la sillimanita y el granate. Solé et al. (2007) obtuvieron una edad de 74 Ma dentro de la unidad metamórfica de metapelitas denominada "El Cardonozo" reportada por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989), esta edad es interpretada como la edad de metamorfismo.

El gneis Punta Lobos (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989; Pérez-Venzor, 2013) aflora en las colinas y acantilados de las playas de Punta Lobos, San Pedrito y Los Viejos (Figura 2.2). En esta unidad consiste de rocas bandeadas cortadas por diques pegmatíticos y andesíticos. El bandeamiento del gneis refleja cambios composicionales asociados a su protolito. Podemos encontrar bandas claras de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico intercaladas con bandas verdosas con cuarzo, plagioclasa, hornblenda y epidota.

2.5.1.2 Complejo Metamórfico de Sierra La Gata (CMSLG)

Las rocas metamórficas de la Sierra La Gata (Figura 1.2) incluyen principalmente paragneises, ortogneises, gneis migmatítico y migmatitas (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1995). La presencia de andalucita en las rocas metamórficas en el centro-sur y de sillimanita en el centro-norte de la Sierra La Gata, permitió inferir el cambio

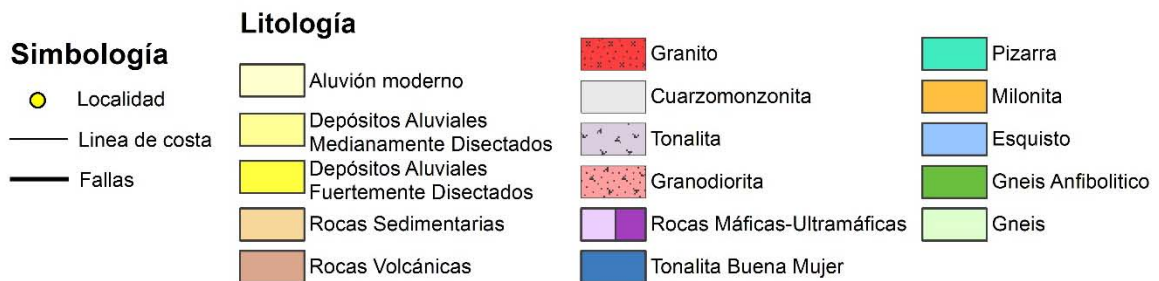
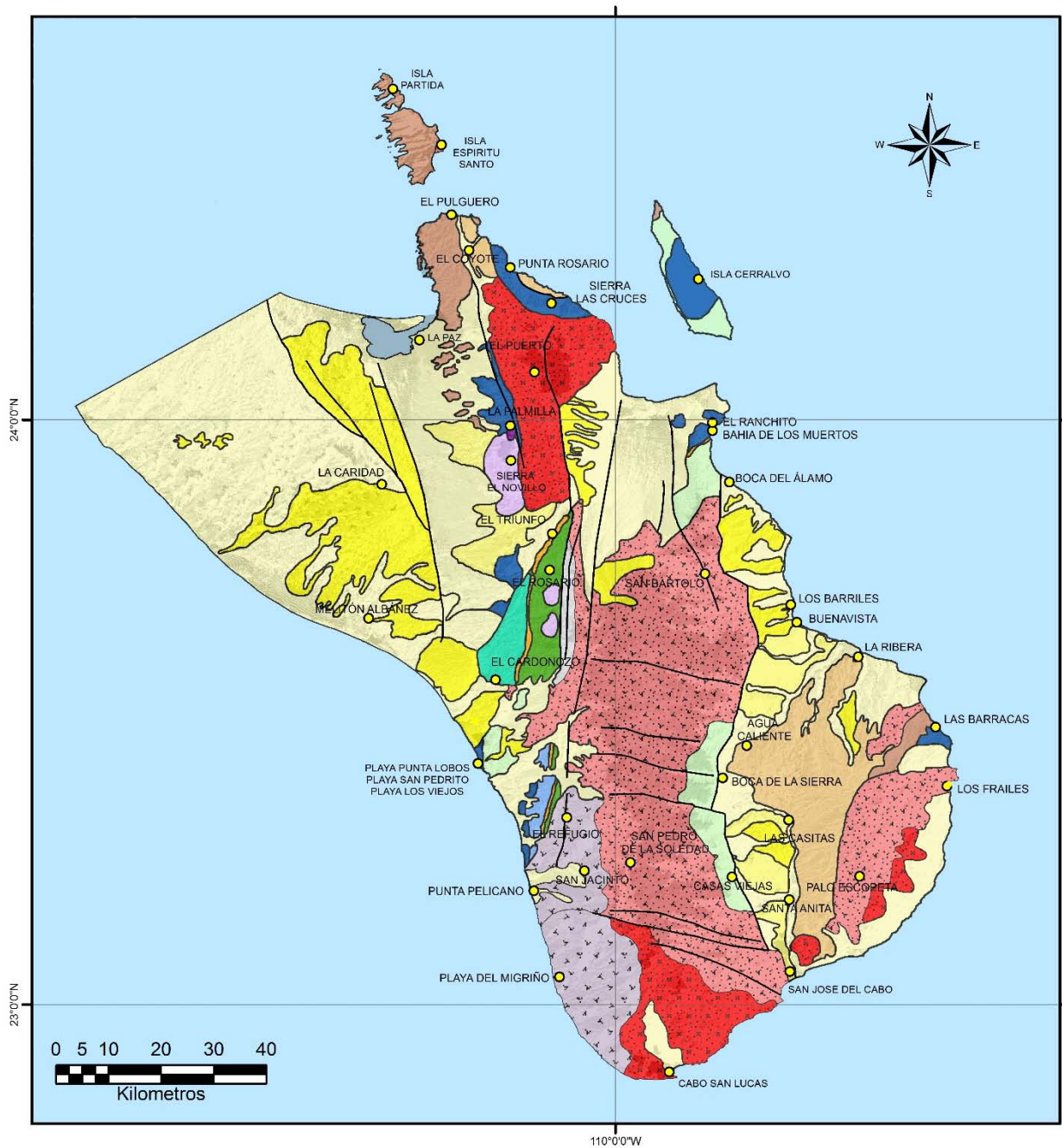


Figura 2.2 Mapa geológico del Bloque de Los Cabos tomado y modificado de Pérez-Venzor (2013).

progresivo del grado de metamórfico hacia el noreste. Las migmatitas presentan diversas estructuras (agmatita, flebita, estromatita, nebulita) en respuesta a sus distintos grados de anatexis (Pérez-Venzor, 2013).

Las migmatitas están distribuidas por toda la Sierra La Gata y es posible reconocer las zonas de neosoma y paleosoma, en donde el neosoma forma capas discontinuas alternadas de leucosoma (cuarzo y plagioclasa) y melanosoma (biotita y sillimanita). Hacia la localidad de El Ranchito al norte del CMSLG, es posible encontrar migmatitas con estructuras de nebulitas, las cuales presentan manchas o parches formados principalmente por biotita y sillimanita.

2.5.1.3 Complejo Metamórfico del Borde Oriental (CMBO)

El CMBO está compuesto por dos unidades metasedimentarias principales: la primera se denomina Unidad Portezuelo (Pérez-Venzor, 2013), en la cual se encuentran esquistos cuarzo feldespáticos, esquistos de mica, paragneises y gneises anfibolíticos; la segunda es la Unidad de Calcisilicatos El Mezquite (Pérez-Venzor, 2013), compuesta por rocas metamórficas de afinidad calcárea con intercalaciones de esquistos y gneises anfibolíticos; esta unidad se caracteriza por la presencia de bandas de color castaño oscuro y gris de tamaños variables que forman pequeños pliegues. El contacto de la Unidad Portezuelo con los cuerpos plutónicos llega a generar zonas migmatíticas y también se pueden encontrar bloques de metasedimentos dentro de las rocas ígneas. Dentro del CMBO es posible reconocer también rocas metamórficas de origen ígneo, representadas por el Ortogneis Boca de la Sierra y el Gneis Anfibolítico de La Palma (Pérez-Venzor, 2013).

2.5.2 Ensamblajes Plutónicos

Las rocas plutónicas del BLC representan el grupo de rocas más representativas de la región siendo dominantes las rocas granodioríticas. De manera general pueden dividirse en dos grandes grupos de acuerdo con el estudio realizado por Pérez-Venzor (2013), en el cual, de acuerdo a la etapa en que fueron emplazados son divididos en: Ensamblaje Plutónico Pretectónico y Ensamblaje Plutónico Sintectónico a Postectónico.

2.5.2.1 Ensamblaje Plutónico Pretectónico

Las rocas pretectónicas se encuentran distribuidas en las regiones de Todos Santos, Sierra Las Cruces (Figura 2.2) y Sierra La Gata, la variación composicional va desde las rocas máficas y ultramáficas (gabros y dioritas) hasta rocas más evolucionadas representadas por tonalitas y granitos.

Los intrusivos máficos de la región de La Sierra El Novillo y La Palmilla (Figura 2.2) reportadas y documentadas por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1988, 1989) y Schaaf et al. (2000) son estructuras elípticas de textura uniforme y grano medio a fino, con la característica de que presentan bandeamiento primario de plagioclasa e hiperstena con orientación N-S. Las edades reportadas para el complejo gabroico de la Sierra El Novillo por Schaaf et al. (2000) en muestras de tonalitas y hornblendita, con edades de intrusión de 129 Ma (isócrona de Rb-Sr) y edades de enfriamiento de 116 Ma a partir de roca entera y biotitas. Kimbrough et al. (2015) reportaron edades

de U-Pb en zircones de estos cuerpos gabroicos de 109 y 102 Ma. Las rocas máficas de las regiones de Todos Santos y El Rosario se distribuyen en cuerpos casi circulares y en contacto con las unidades metamórficas presentando bandas de plagioclasa y hornblenda con rumbo NE y diques pegmatíticos que cortan a toda la secuencia ígnea y metamórfica (Pérez-Venzor, 2013).

El intrusivo Tonalita Buena Mujer (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1989) corresponde a cuerpos de tonalita, granodiorita y granito distribuidos en las regiones de Todos Santos y Sierra La Gata (Figura 1.2), aflora en franjas orientadas NNE-SSW. Esta unidad es intrusionada por el granito El Puerto (localidad El Puerto, Figura 2.2) en forma de diques leucograníticos, los cuales presentan una foliación tectónica y están débilmente deformados. Las dataciones realizadas en el granito El Puerto obtenidas mediante Rb-Sr en roca total y biotita muestran una edad de 98 Ma, 103 Ma para las edades de roca total y muscovita y 118 Ma para granate y roca total datados por el método Sm-Nd (Schaaf et al., 2000). Solé et al. (2007) reportaron una edad de 106 Ma en anfíboles datados mediante K-Ar, de un cuerpo microdiorítico que corta al intrusivo Tonalita Buena Mujer.

2.5.2.2 Ensamblaje Plutónico Postectónico

Este ensamblaje corresponde a las rocas plutónicas sin deformación penetrativa y consisten principalmente en granitos, granodioritas y tonalitas junto con diques tonalíticos, graníticos, pegmatíticos y diabásicos. Estas unidades afloran en la mayor parte del BLC principalmente en la Sierra La Laguna, en la Sierra La Gata y en el Bloque La Trinidad (Figura 2.1).

La granodiorita es la roca predominante dentro del BLC. Sus afloramientos han sido descritos y estudiados por Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989), Schaaf et al. (2000) y Pérez-Venzor (2013). Es una roca holocristalina de grano medio a grueso cortada por diques cuarzo feldespáticos, tonalíticos y andesíticos. Las dataciones en biotita y roca entera mediante el sistema Rb-Sr muestra edades de enfriamiento de 90 Ma y 115 Ma desde la edad de intrusión (Schaaf et al., 2000); hacia la región de Cabo San Lucas, Frizzell et al. (1984) reportaron una edad de 94 Ma utilizando el método U-Pb en zircones. En el Bloque La Trinidad también se encuentra esta unidad litológica, la cual fue descrita por Schaaf et al. (2000). En ella la granodiorita esta intrusionada por un cuerpo granítico (granito de Cabo Pulmo), pero esta área esta poco estudiada.

Los cuerpos tonalíticos tienen una amplia distribución tanto al este como al oeste del sistema montañoso central; una característica importante de esta unidad es que en ella se observan enclaves de composición intermedia a máfica, y está intrusionada por diques félsicos que llegan a formar intrusivos pequeños y una serie de diques aplíticos y andesíticos, estos últimos considerados como las fases intrusivas más jóvenes del BLC (Pérez-Venzor, 2013).

Los granitos *sensu stricto* se manifiestan en tres regiones principales: en la Sierra Las Cruces, de la región de La Paz, en Cabo Pulmo dentro del Bloque La Trinidad y en Cabo San Lucas (Pérez-Venzor, 2013). En el granito de La Sierra Las Cruces se encuentra en contacto intrusivo con la tonalita Buena Mujer ya que se observa una

zona de enfriamiento de cerca de un metro de espesor (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1988). Las edades reportadas por Frizzell et al. (1984) en biotitas y hornblendas datadas por K-Ar varían entre los 87 y 94 Ma, mientras que Schaaf et al. (2000) reporta edades de 93 Ma y Nieto-Samaniego et al. (2005) e Iriondo et al. (2005) obtuvieron edades entre 91 y 88 Ma (Ar-Ar en biotitas) y 97 Ma (U-Pb en zircones) para el granito de Las Cruces en la zona de la falla de San Juan de Los Planes. En el granito de Cabo San Lucas Pérez-Venzor (2013) reporta los datos geocronológicos disponibles que corresponden a los trabajos de Grove et al. (2003) quienes reportan edades entre los 80 y 90 Ma obtenidas en biotitas mediante K-Ar y Frizzell et al. (1984) quienes obtuvieron una edad de 84 Ma también en biotitas con el método de K-Ar.

2.5.3 Sistemas de diques

Dentro del BLC afloran diversos sistemas de diques diabásicos, tonalíticos, cuarzo feldespáticos y microdioríticos. Pérez-Venzor (2013) los agrupa como: sistemas de diques deformados y sin deformación. Los diques deformados son de composición diabásica y cuarzo feldespática, que afloran en la región de la Sierra La Gata (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1995) con espesores de aproximadamente 1.5 m. Los cuerpos diabásicos fueron datados mediante el método Ar-Ar por Garrow et al. (2002) en edad de 95 Ma. Por otro lado los diques sin deformación afloran en la Sierra La Gata principalmente como diques pegmatíticos, que suelen encontrarse paralelos a la foliación de los cuerpos metamórficos (Pérez-Venzor, 2013).

2.5.4 Rocas Volcánicas

Estas se encuentran en las regiones de la Faja Volcánica Sierra La Giganta y Bloque La Trinidad (Figura 2.1), pertenecen a la Provincia Volcánica Sierra La Giganta (Ortega-Gutiérrez et al., 1992) y se asocian a la Formación Comondú (Beal, 1948; Mina, 1957). La geología de estas unidades ha sido descrita por Hausback (1984) y Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1986, 1988). Las dataciones reportadas por Hausback (1984) dentro del área de Punta Coyote muestran una edad de 25 Ma (Oligoceno) para la base de la secuencia volcánica constituida por tobas riolíticas mientras que para la parte superior reporta una edad de 19.2 Ma. Las rocas volcánicas del Bloque La Trinidad se encuentran cubriendo el basamento cristalino y se les ha asignado una edad del Oligoceno-Mioceno inferior dadas sus similitudes con la Formación Comondú (McCloy, 1984, Martínez-Gutiérrez, 1994) aunque se desconoce su edad ya que no se han realizado dataciones isotópicas. Las unidades volcánicas en las islas Espíritu Santo y La Partida corresponden principalmente a ignimbritas miocénicas con presencia de paleocanales rellenos por conglomerados y derrames basálticos, teniendo correlación con los depósitos descritos en Punta Coyote (Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, 1986, 1988).

2.5.5 Formaciones Sedimentarias

Las rocas sedimentarias están distribuidas dentro de las cuencas de San José del Cabo, San Juan de Los Planes y Valle La Paz (Figura 2.1). La primera de ellas presenta un relleno sedimentario de ambientes marinos y continentales que van del Mioceno medio al presente (Pantoja-Alor y Carrillo-Bravo, 1966; McCloy, 1984). La secuencia sedimentaria ha sido dividida en varias formaciones denominadas: Calera, Trinidad,

El Refugio, El Chorro y Los Barriles (Martínez-Gutiérrez, 1994; Martínez-Gutiérrez y Sethi, 1997). Los depósitos de origen marino incluyen calizas, fangolitas y lutitas, mientras que los depósitos continentales corresponden a areniscas y conglomerados. Dentro de la cuenca de San Juan de Los Planes se encuentran depósitos de areniscas y sedimentos marinos terciarios, los cuales están cubiertos por abanicos aluviales pliocénicos. Por último la región del Valle La Paz está dominada por sistemas de abanicos aluviales conformados por arenas y gravas (Pérez-Venzor, 2013).

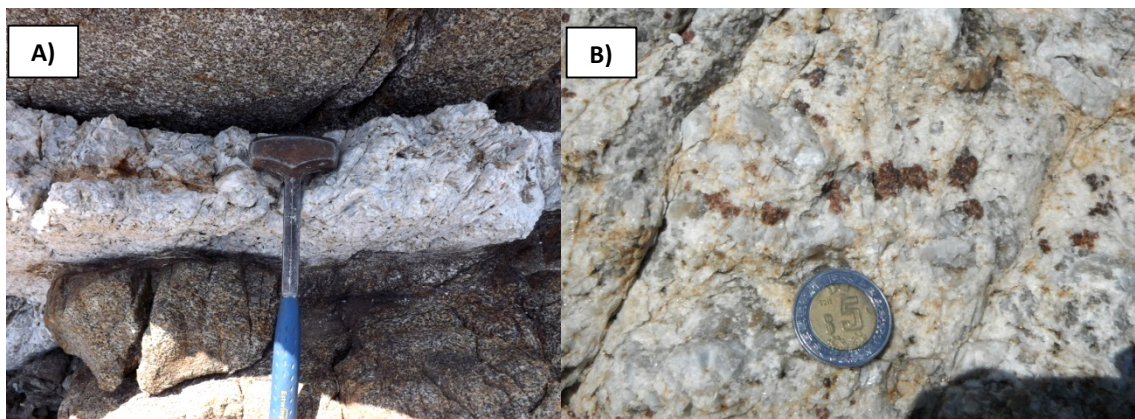
3 Muestreo

El muestreo se realizó en las unidades metamórficas y plutónicas que rodean al sistema montañoso central o Sierra La Laguna, dentro de los complejos metamórficos de Todos Santos, Sierra La Gata y Borde Oriental, además de una muestra de granito de la isla Espíritu Santo (Figura 1.2). Se colectaron un total de 30 muestras indicadas en el mapa de la Figura 3.1, incluyendo granitos, paragneises, ortogneises, esquistos y diques. Las localidades y unidades litodémicas mencionadas en este trabajo corresponden a las reportadas en los trabajos de Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1986), Aranda-Gómez y Pérez-Venzor (1989) y Pérez-Venzor (2013) y se resumen en la Tabla 3.1.

En este trabajo se hace mención de rocas migmatitas y ortogneises migmatíticos, podemos definir una migmatita como un proceso de fusión parcial que ocurre en rocas que contienen cuarzo y feldespato a temperaturas de 650-700°C en la presencia de exceso de H₂O. Durante la fusión parcial el feldespato potásico y albita son removidos y por consecuencia la roca remanente (restita) puede estar carente de elementos alcalinos. Pequeñas cantidades de fundido pueden prevalecer como bandas, cúmulos, lentes y parches cuarzofeldespáticos denominados leucosoma. El material restítico se forma de una gran cantidad de minerales máficos que dan la apariencia oscura del melanosoma (Bucher y Grapes, 2011). El termino paleosoma hace referencia a material intermedio entre melanosoma y leucosoma y se interpretan como zonas de la roca original que no fue afectada por la migmatización (Winter, 2001).

3.1 Muestras del Complejo Metamórfico Sierra La Gata (CMSLG)

Las muestras correspondientes al CMSLG son ROG13-2A, ROG13-2B, ROG13-2C, ROG13-3 y ROG13-4, las cuales fueron colectadas en las inmediaciones de las localidades de El Ranchito y Bahía de los Muertos (Figura 2.2), en la unidad litológica de gneis migmatítico, la cual es cortada por diques pegmatíticos (Fotografía 3.1). Las migmatitas muestran zonas que corresponden al paleosoma que preserva la estructura de la roca sin fundir. A sí mismo es posible distinguir estructuras de parches los cuales están formados por sillimanita y biotita (Fotografía 3.2).



Fotografía 3.1 Muestra ROG13-2B A) Dique félsico cortando el gneis migmatítico. B) Acercamiento al dique en donde se aprecia la paragénesis de cuarzo, feldespato, mica y granate.

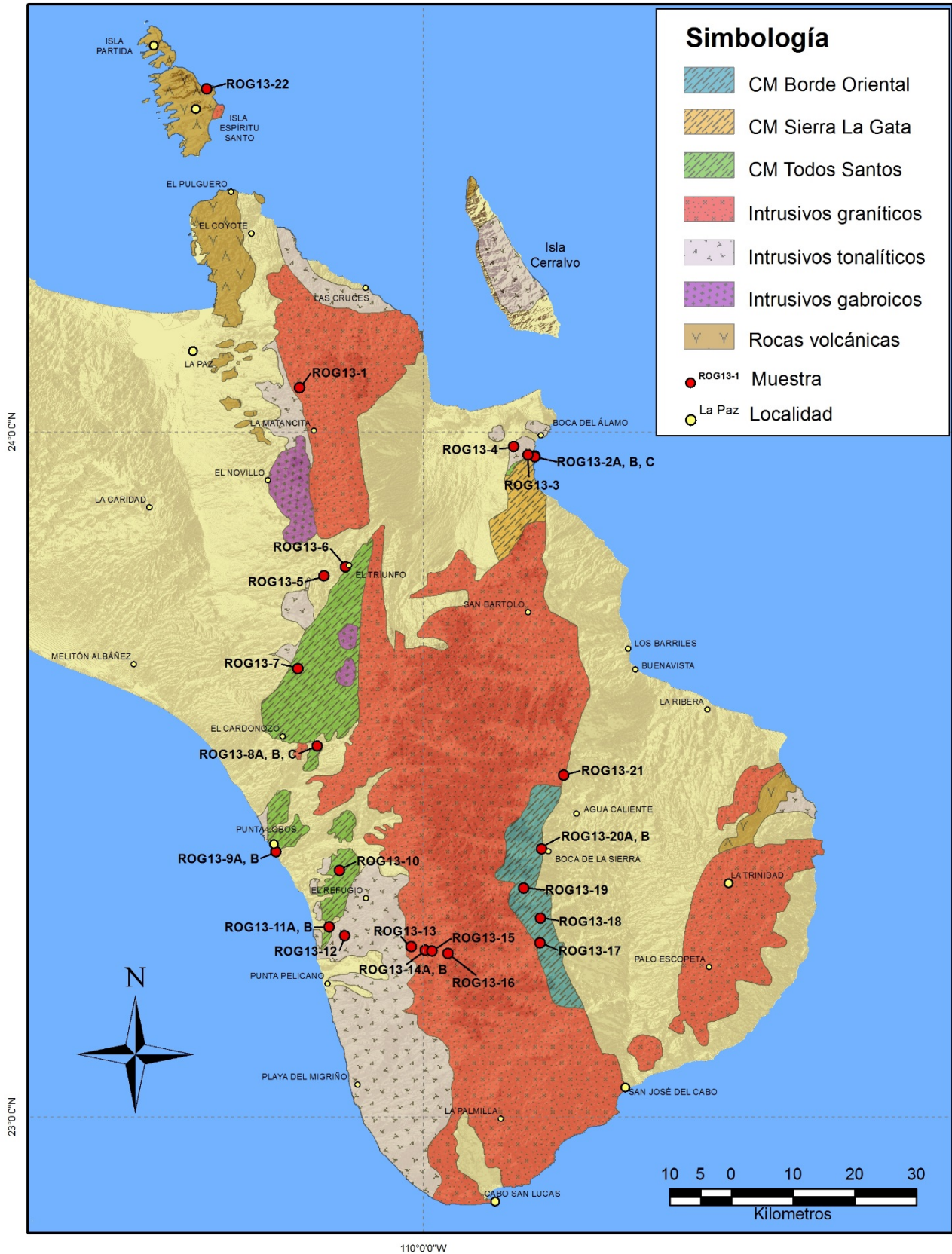
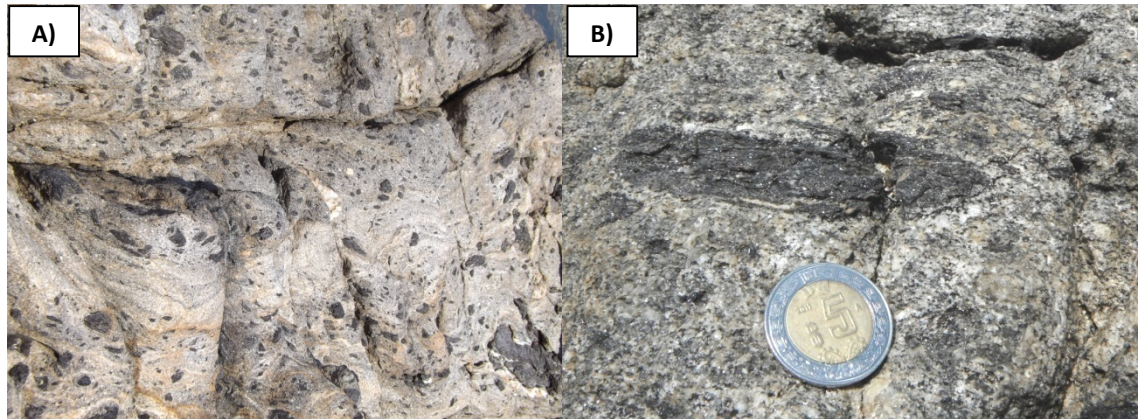


Figura 3.1 Mapa de muestreo en las unidades metamórficas y plutónicas del basamento del BLC. Geología tomada y modificada de Pérez-Venzor (2013).

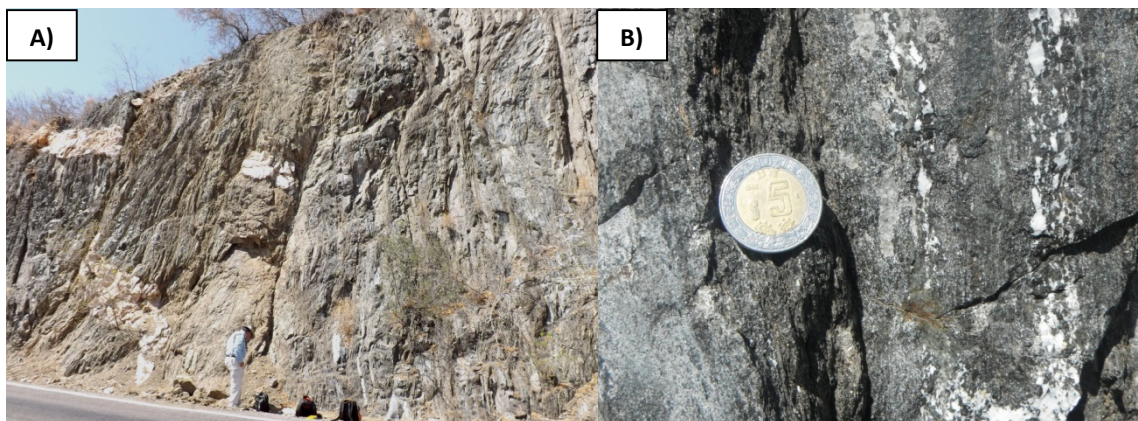
Las muestras ROG13-3 y ROG13-4 pertenecen a un paragneis que aflora en gran parte de la Sierra La Gata y está en contacto con un cuerpo tonalítico. Esta unidad litológica cambia transicionalmente hacia el este a la unidad de rocas migmatíticas. En muestra de mano se aprecia una mineralogía de cuarzo, feldespato, biotita y muscovita.



Fotografía 3.2 Muestra ROG13-2C A) Migmatita con estructura de parches. B) Los parches se observan con bordes difusos y se componen de biotita y sillimanita.

3.2 Muestras del Complejo Metamórfico Todos Santos (CMTS)

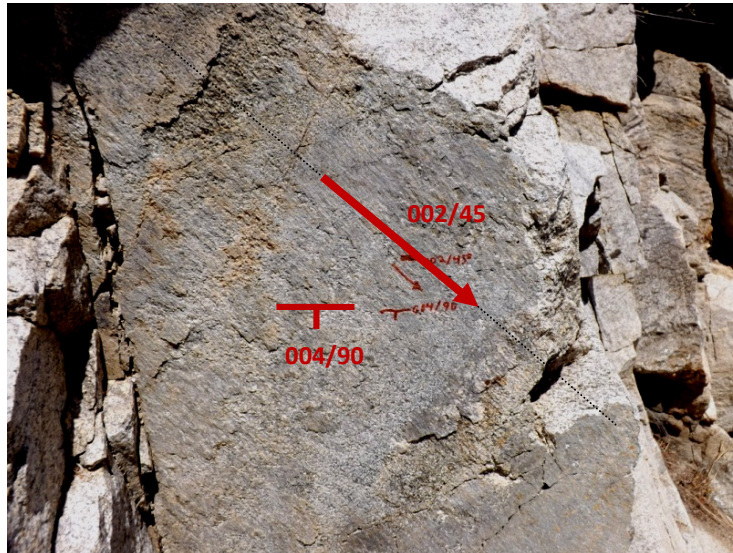
Dentro de la traza de la falla La Paz se colectó la muestra ROG13-1, la cual corresponde a un cuerpo de gneis anfibolítico con foliación de rumbo NW-SE con buzamiento casi vertical. En muestra de mano presenta una textura de grano fino con zonas con cuarzo segregado. En el afloramiento se aprecian diques aplíticos que cortan a la secuencia casi perpendicular a la foliación, además de fallas asociadas al sistema de la falla La Paz que afectan tanto al gneis como a los diques (Fotografía 3.3).



Fotografía 3.3 Muestra ROG13-1 A) Afloramiento del gneis anfibolítico en donde se aprecian los diques aplíticos y fallas que afectan a la secuencia. B) Gneis anfibolítico con segregados de cuarzo.

Cerca de la localidad El Triunfo se colectaron las muestras ROG13-5 y ROG13-6, las cuales pertenecen a unidades metasedimentarias en facies de anfibolita. La muestra ROG13-5 (Fotografía 3.4) también se encuentra sobre la traza de la falla La Paz y muestra planos de falla con rumbo NNE y buzamiento entre 75° y 90° W, con estrías

con un cabeceo de 45° . En muestra de mano exhibe una textura granoblástica fina con micas y cuarzo. La muestra ROG13-6 (Fotografía 3.5) tiene una composición similar a la anterior pero con una textura porfidoblástica, en donde se observan cristales de sillimanita de entre 1 y 3 cm de largo por 1 o 2 cm de ancho, el sobrecrecimiento de los cristales puede deberse a un proceso de recalentamiento, ya que esta área se encuentra cercana al contacto con los cuerpos intrusivos graníticos.

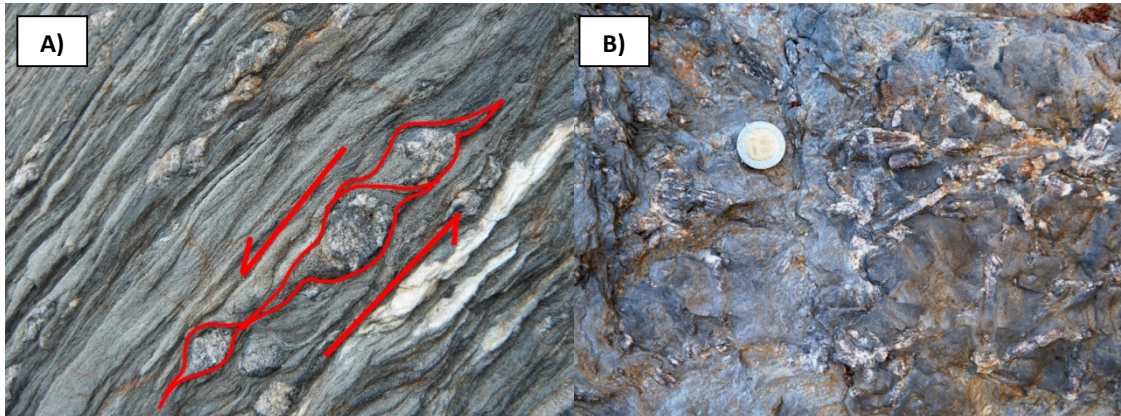


Fotografía 3.4 Plano de falla con estrías de la muestra ROG13-5.



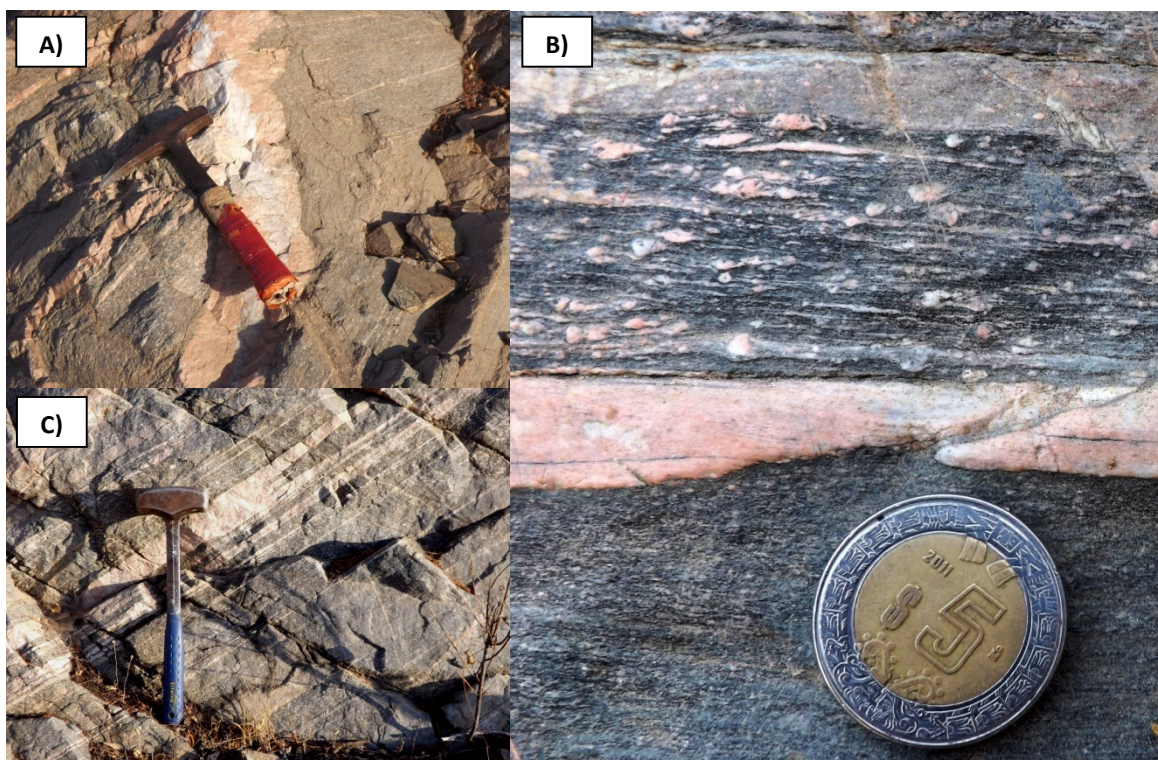
Fotografía 3.5 Muestra ROG13-6 Paragneis con porfidoblastos de sillimanita, en la localidad de El Triunfo.

Dentro del arroyo "La Muela" en la unidad de la filita El Cardonozo, aflora una secuencia de mica esquisto de textura milonítica, con porfidoblastos de andalucita formando estructuras sigmoides con sentido siniestro, la foliación tiene un rumbo general N10°E y echado de 50° NW. De esta unidad se extrajo la muestra ROG13-7 (Fotografía 3.6).



Fotografía 3.6 Muestra ROG13-7 A) Porfidoblastos de andalucita. B) Cristales de andalucita con ejes largos paralelos a la foliación.

Las muestras ROG13-8A, ROG13-8B y ROG13-8C (Fotografía 3.7) fueron tomadas dentro del arroyo Santa Inés y pertenecen a un cuerpo milonítico con un protolito ígneo (tonalita). En el afloramiento se observan bandas oscuras intercaladas con bandas rosadas, también se aprecian diques aplíticos que cortan a la foliación, algunos de ellos muestran un núcleo de sílice con bordes de feldespato potásico.



Fotografía 3.7 Muestra ROG13-8 A) Diques aplíticos con núcleo de sílice. B) Textura milonítica con fenocristales de feldespato potásico. C) Intercalación de bandas oscuras y rosadas con foliación de rumbo N80E y echado de 45° NW.

Al oeste de Baja California Sur en la región de Todos Santos, se encuentra la bahía de Punta Lobos, en esta localidad fueron colectadas las muestras ROG13-9A y ROG13-9B. La primera de ellas (Fotografía 3.8), pertenece al gneis de Punta Lobos el cual consiste en una secuencia meta sedimentaria que incluye calcisilicatos y algunos carbonatos. Los calcisilicatos de donde procede la muestra se aprecia en campo como una roca con bandas verdosas y blancas con foliación casi horizontal cortadas por diques aplíticos deformados. En muestra de mano se identifican pequeños cristales de granate.

La segunda muestra corresponde a un dique andesítico con textura porfidítica (Fotografía 3.9), que corta a la secuencia metamórfica, pero no está deformado, este tipo de diques se distribuyen por toda la provincia del BLC.



Fotografía 3.8 Muestra ROG13-9A. Secuencia de calcisilicatos subhorizontales cortada por diques aplíticos plegados.



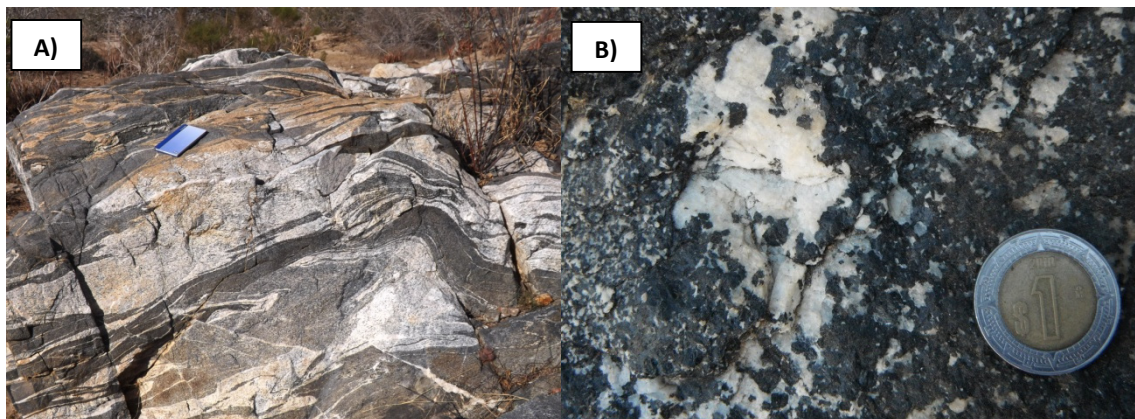
Fotografía 3.9 Muestra ROG13-9B. Dique andesítico no deformado con textura porfidica

La muestra ROG13-10 fue colectada dentro de la localidad denominada "La Polar" en donde aflora un cuerpo de mármol dentro de la unidad de metasedimentos; el mármol está en contacto con diques andesíticos (Fotografía 3.10).



Fotografía 3.10 Muestra ROG13-10. Cuerpo de mármol de la localidad "La Polar".

Hacia el borde occidental la Sierra La Laguna afloran ortogneises que han desarrollado zonas migmatíticas. El leucosoma muestra una mineralogía principalmente de cuarzo y feldespato, mientras que el melanosoma es principalmente de cristales de hornblenda (Fotografía 3.11). De estos cuerpos se extrajeron las muestras ROG13-11A y ROG13-11B. La primera de ellas fue tomada en una zona leucocrática de textura granular fina y la segunda en una región en donde la textura granular es más gruesa.

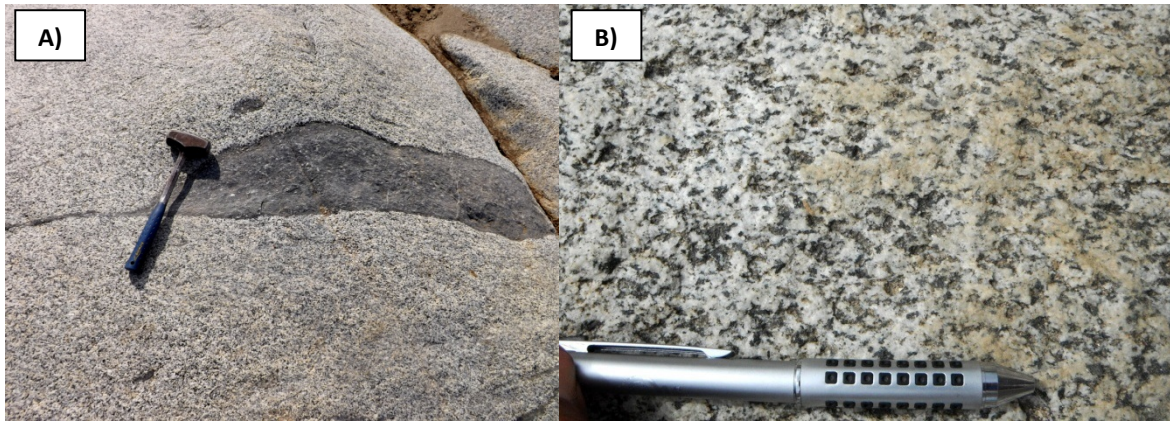


Fotografía 3.11 Muestra ROG13-11 A) Migmatita en la localidad cerro El Perico, se observan las zonas de leucosoma principalmente con cuarzo y feldespato y melanosoma con anfíboles y micas B) Cristales de hornblenda en la parte del melanosoma.

La muestra ROG13-12 pertenece a un ortogneis que aflora en las inmediaciones de la presa Benito Juárez. Solo se tomó una muestra para petrografía para corroborar que este gneis es el protolito de las muestras anteriores.

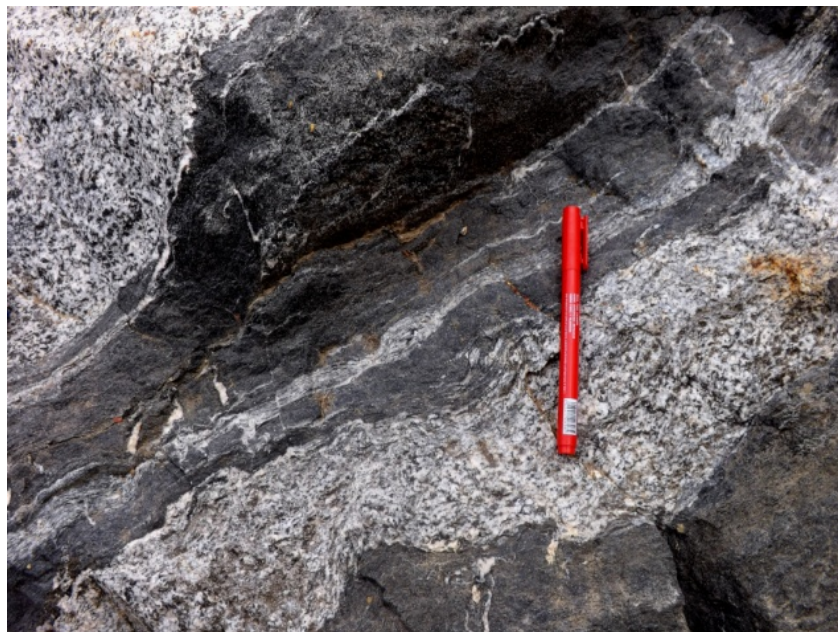
La parte central de la Sierra La Laguna, no pertenece propiamente a los complejos metamórficos que se definieron al inicio del capítulo, pero en esta parte afloran ortogneises y paragneises que se encuentran como ventanas que fueron exhumados

por plutones granodioríticos, los cuales corresponden a las muestras ROG13-13 y ROG13-16 (Fotografía 3.12) de las localidades El Remudadero y Cieneguitas respectivamente. Las rocas presentan una textura y mineralogía similar, pero la primera se caracteriza por presentar enclaves máficos que van desde unos centímetros hasta un metro de largo, los cuales evidencian procesos de mezcla magmática.



Fotografía 3.12 A) Muestra ROG13-13 Granodiorita con enclaves máficos alargados. B) Muestra ROG13-16 Granodiorita con textura inequigranular de grano medio a grueso.

Las muestras ROG13-14A, ROG13-14B y ROG13-15 también son de la Sierra La Laguna. ROG13-14A y ROG13-15 son rocas migmatíticas asociadas al contacto entre ortogneises y los intrusivos granodioríticos (Fotografía 3.13), mientras que la muestra ROG13-14B pertenece a un dique félsico con textura porfídica con cuarzo, feldespatos potásico y plagioclasa, también se observa pirita diseminada.



Fotografía 3.13 Muestra ROG13-15 Ortogneis migmatítico se observan bandas claras (leucosoma) y oscuras (melanosoma).

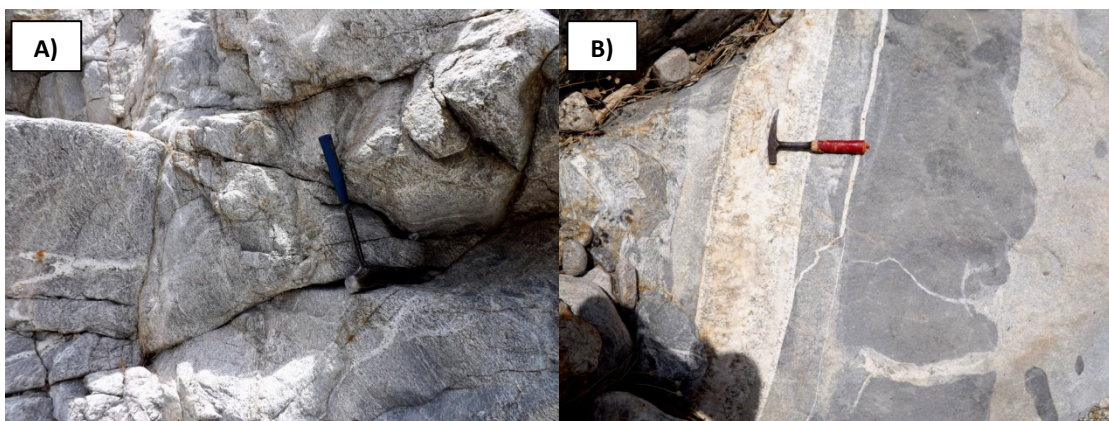
3.3 Muestras del Complejo del Borde Oriental (CMBO)

En el CMBO afloran cuerpos de gneises, paragneises y metasedimentos calcisilicatados. En la localidad de la Presa La Palma aflora una unidad de paragneises con zonas migmatíticas de donde se obtuvo la muestra ROG13-17. En el arroyo el Mezquite aflora una secuencia metamórfica de calcisilicatos y dentro de esta unidad se encuentran fragmentos de gneis anfibolítico de los que se colectó la muestra ROG13-18 (Fotografía 3.14).

La muestra ROG13-19 del arroyo Portezuelo y las muestras ROG13-20A y ROG13-20B del arroyo Boca de la Sierra pertenecen al ortogneis denominado Boca de la Sierra (Fotografía 3.15), el cual se extiende en gran parte del CMBO. En muestra de mano pueden observarse cuarzo, plagioclasa, biotita y granate.



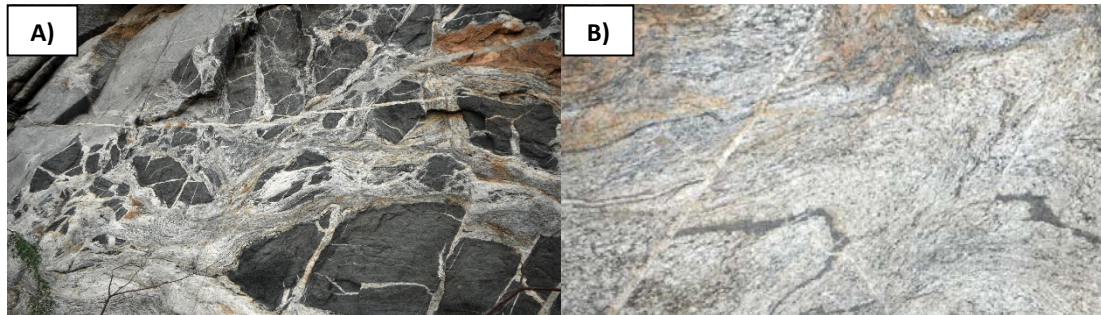
Fotografía 3.14 Muestra ROG13-18 Secuencia metamórfica de calcisilicatos, arrollo El Mezquite. Los fragmentos anfibolíticos se presentan como horizontes delgados intercalados con los calcisilicatos o en estructuras abudnadas y lentas como se aprecia en la imagen.



Fotografía 3.15 A) Muestra ROG13-19 ortogneis arroyo Portezuelo. B) Muestra ROG13-20 zona migmatítica, arroyo Boca de la Sierra.

La muestra ROG13-21 fue colectada dentro de la localidad del Rancho Sol de Mayo se caracteriza por la presencia de brechas magmáticas de un intrusivo félsico (Fotografía 3.16A) en donde se pueden encontrar afloramientos del ortogneis Boca de la Sierra (Fotografía 3.16B).

Por último dentro de la isla Espíritu Santo fue tomada la muestra ROG13-22, la cual es parte de un cuerpo granítico que aflora en la parte oriental de la isla (Fotografía 3.17), el granito está deformado mostrando cristales alargados orientados en un plano. En muestra de mano se distinguen cuarzo, plagioclasa, anfíbol y biotita.



Fotografía 3.16 Muestra ROG13-21 A) Brechas magmáticas arroyo Sol de Mayo B) ortogneis migmatítico.



Fotografía 3.17 Muestra ROG13-22, afloramiento de granito, parte oriental de la isla Espíritu Santo.

Tabla 3.1 Lista de muestras colectadas en campo. Las coordenadas se muestran en WGS84 UTM zona N12.

MUESTRA	Coordenadas UTM		Altitud m.s.n.m.	Localidad	Unidad Litodémica
	X	Y			
ROG13-1	583391	2661644	477	Rancho Moscú Carretera San Juan de los planes	Gneis anfibolítico ^{2,3}
ROG13-2A	618396	2650789	12	El Ranchito Ensenada de los Muertos	Gneis y gneis migmatítico ³
ROG13-2B	618396	2650789	12	El Ranchito Ensenada de los Muertos	Gneis y gneis migmatítico ³
ROG13-2C	618419	2650695	6	El Ranchito Ensenada de los Muertos	Gneis y gneis migmatítico ³
ROG13-3	617400	2650997	39	El Ranchito Ensenada de los Muertos	Gneis y gneis migmatítico ³
ROG13-4	615261	2652304	138	Carretera rumbo al triunfo	Gneis y gneis migmatítico ³
ROG13-5	587213	2631251	407	Carretera rumbo al triunfo km 169	Pizarra y Filita (franja B) ³
ROG13-6	590416	2632699	472	El Triunfo	Pizarra y Filita (franja B) ³
ROG13-7	583421	2616187	280	Arroyo la Muela	Filita el Cardonozo ²
ROG13-8A	586328	2603751	246	Arroyo Santa Inés (Presa)	Milonita Arroyo Grande ²
ROG13-8B	586328	2603751	246	Arroyo Santa Inés (Presa)	Milonita Arroyo Grande ²
ROG13-8C	586328	2603751	246	Arroyo Santa Inés (Presa)	Milonita Arroyo Grande ²
ROG13-9A	580307	2586587	49	Punta Lobos	Gneis Punta Lobos ²
ROG13-9B	580297	2586608	50	Punta Lobos	Gneis Punta Lobos ²
ROG13-10	589796	2583659	214	La Polar	Gneis anfibolítico y metasedimentos ³
ROG13-11A	588307	2574463	54	Cerro El Perico	Gneis anfibolítico (franja C) ³
ROG13-11B	588321	2574463	53	Cerro El Perico	Gneis anfibolítico (franja C) ³
ROG13-12	590675	2573110	90	Presa Benito Juárez	Gneis anfibolítico ³
ROG13-13	600564	2571376	246	Arroyo Remudias	Unidad Portezuelo ³
ROG13-14A	602702	2570808	315	Sierra La Laguna	Unidad Portezuelo ³
ROG13-14B	602702	2570808	315	Sierra La Laguna	Unidad Portezuelo ³
ROG13-15	603725	2570685	370	Sierra La Laguna	Unidad Portezuelo ³
ROG13-16	606071	2570328	710	Cieneguitas	Granodiorita Regional ³
ROG13-17	619823	2572101	323	Presa La Palma	Unidad Portezuelo ³
ROG13-18	619853	2576120	335	Arroyo Mezquite (La cascada)	Calcisilicatos El Mezquite ³
ROG13-19	617314	2580988	352	Arroyo Portezuelo	Unidad Portezuelo ³
ROG13-20A	619969	2587337	330	Arroyo Boca de La Sierra	Ortogneis Boca de la Sierra ³
ROG13-20B	619969	2587337	330	Arroyo Boca de La Sierra	Ortogneis Boca de la Sierra ³
ROG13-21	623145	2599251	263	Rancho Sol de Mayo	Ortogneis Boca de la Sierra ³
ROG13-22	569370	2709817	15	Isla Espíritu Santo	Augengneis granítico Pailebot ¹

Unidades litodémicas reportadas previamente por: ¹Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, (1986), ²Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, (1989), ³Pérez-Venzor, (2013).

4 Metodología analítica

4.1 Geoquímica

4.1.1 Preparación de las muestras

Primeramente 12 muestras de roca fueron elegidas a partir de las relaciones de campo y el análisis previo de su lámina delgada para seleccionar las muestras con menor alteración y llevar a cabo los procedimientos analíticos necesarios para la determinación de las concentraciones de elementos mayores y traza.

Fueron quebradas utilizando una prensa hidráulica del laboratorio de molienda del Instituto de Geología de la UNAM (Fotografía 4.1) obteniendo fragmentos adecuados de entre 4 a 6 cm de diámetro para la siguiente etapa en la quebradora de quijada. Estos fragmentos son lavados inicialmente con agua potable y posteriormente enjuagados con agua Mili-Ro (MRo) para eliminar cualquier producto de intemperismo superficial de la roca. Finalmente los fragmentos son distribuidos sobre una mesa y se cubren con papel absorbente dejándolos secar durante por lo menos doce horas.

El siguiente paso consistió en llevar los fragmentos de las muestras a la quebradora de quijadas. Este proceso fue realizado dentro del laboratorio de molienda del Laboratorio Universitario de Geoquímica isotópica (LUGIS) obteniendo como producto fragmentos de aproximadamente 5 mm.



Fotografía 4.1 Prensa hidráulica del Instituto de Geología, UNAM

Cada muestra es cuarteada antes de pasar al pulverizador separando tres alícuotas, una para contaminación otra para el análisis de elementos mayores y una última para obtener la concentración de los elementos traza, tierras raras y realizar la geoquímica isotópica.

Para el pulverizado de las muestras primeramente se utiliza la alícuota de contaminación la cual es colocada en el pulverizador y guardándose dentro de una bolsa de plástico con la clave de la muestra y la leyenda de “contaminación”, una vez contaminado el pulverizador con nuestra muestra es limpiada y colocada la alícuota que será ocupada para los análisis de fluorescencia de rayos X la cual es colocada dentro de un frasco de plástico marcado con la clave de la muestra el cual fue previamente lavado con agua potable, jabón y enjuagado con agua MRo. Por último se pulveriza la alícuota que será utilizará para los análisis de elementos traza, tierras raras e isotopía colocándola dentro de otro frasco de forma similar al anterior.

Es importante aclarar que para la preparación de cada muestra y en cada uno de los equipos utilizados, se realizó la limpieza y lavado de sus piezas utilizando agua, jabón, cepillo de cerdas metálicas secando con aire comprimido tanto al inicio del proceso, como entre la preparación de cada muestra o fracción y al finalizar el proceso de preparación para mantener la calidad de los análisis y reducir en lo posible la contaminación de las muestras.

4.1.2 Elementos mayores

El análisis de las muestras para la obtención de elementos mayores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5) efectuado en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X (FRX) del Instituto de Geología de acuerdo a la metodología descrita por Lozano-Santa Cruz et al. (1995). El análisis se realiza con un espectrómetro secuencial de rayos X modelo Siemens SRS 3000 equipado con un tubo de rodio y ventana de berilio de 125 micrómetros. Para la preparación de las muestras (perlas) utilizando 1 gramo de muestra en base seca la cual es fundida con 9 gramos de fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ y LiBO_2 , dentro de crisoles de Pt/5% Au a 1100 °C utilizando un sistema automatizado Claisse, modelo Fluxy con mecheros Fisher.

Complementariamente al análisis de FRX se realiza la cuantificación de la pérdida por calcinación (PCX) para lo cual es necesario calentar un gramo de muestra en base seca a 1000°C dentro de un crisol de porcelana durante una hora, para posteriormente dejar enfriar a temperatura ambiente, así de esta manera el PXC será igual a la diferencia entre el peso de la muestra seca y la muestra calcinada $\% \text{PCX} = (\text{peso seco} - \text{peso calcinado}) * 100$.

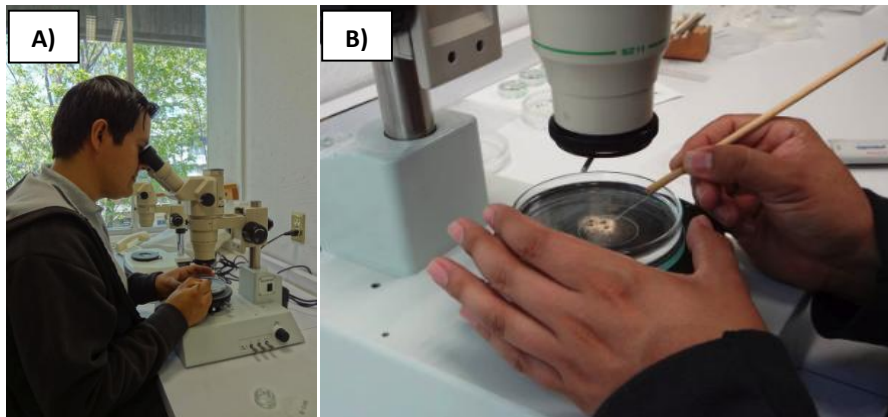
4.1.3 Elementos traza y tierras raras

Un total de doce muestras de las rocas que fueron seleccionadas para la determinación de concentraciones de elementos traza y tierras raras se analizaron en el laboratorio comercial Activation Laboratories Ltd. El análisis incluye las concentraciones de 43 elementos incluyendo tierras raras determinados mediante fusión de peróxido e ICPMS como se describe en su página de internet (www.actlabs.com). Los resultados analíticos completos se encuentran en el apéndice A.

4.2 Geocronología

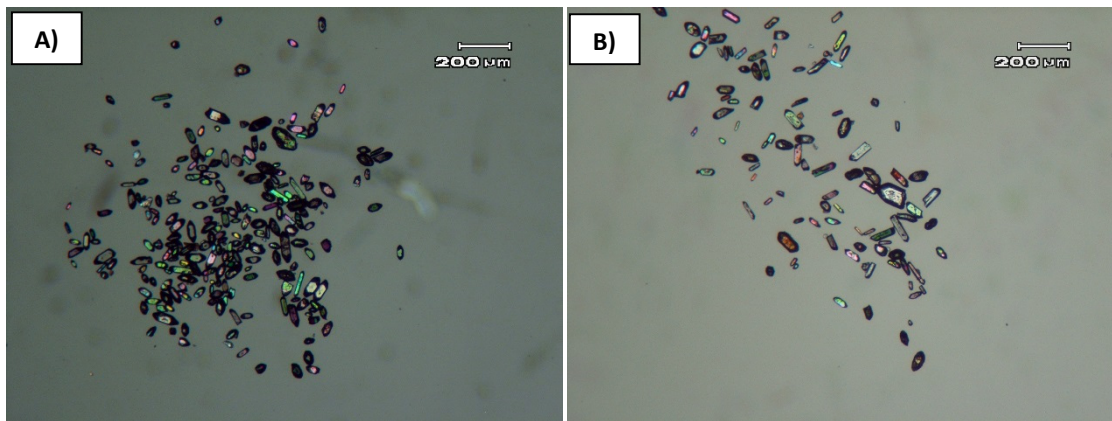
Para la preparación de las muestras y separación de zircones realizada de acuerdo a la metodología del laboratorio de separación de minerales del LUGIS (Meza-García, 2010). Primeramente las muestras fueron quebradas utilizando una prensa hidráulica, para posteriormente con el material obtenido separar una fracción utilizando materiales desechables como tamiz de forma individual para cada muestra y así evitar la contaminación entre ellas, la abertura de malla utilizada es de aproximadamente 0.25 mm.

Mediante decantación es separada la parte más ligera de la muestra, la cual consiste principalmente de limos y arcillas, colocando 100g de muestra dentro de un vaso de precipitados de 450 ml, dentro del cual es vertida suficiente agua para poder agitar la muestra de manera circular y verter parte del contenido después de dejarlo reposar lo suficiente para que los minerales pesados precipiten. Este proceso se repite las veces que sea necesario para eliminar en lo posible la mayor cantidad de minerales ligeros.



Fotografía 4.2 A) Separación manual de zircones con el microscopio estereoscópico. B) Acercamiento a la caja de petri con muestra en separación.

Una vez que obtenido este primer concentrado es trasladado a una cápsula de porcelana de 35 cm de diámetro para realizar el bateo de la muestra agitando con movimientos circulares de modo que los minerales más pesados se concentran en el centro, posteriormente inclinando el recipiente es retirada la mayor parte de la muestra, nuevamente se vuelve a realizar el bateo de la muestra inclinando el recipiente a la vez que se continua con el movimiento circular para formar una “estela” a lo largo de las paredes del recipiente para obtener un segundo concentrado, el cual se coloca dentro de una caja Petri con agua Milli-Q donde son separados individualmente los zircones a mano con ayuda de un microscopio estereoscópico y una aguja de acupuntura (Fotografía 4.2). Los zircones separados son movidos a una caja Petri más pequeña utilizando una pipeta para obtener el concentrado final de zircones (Fotografía 4.3), este proceso fue realizado para cada una de las muestras.



Fotografías 4.3 A) Concentrado de zircones para la muestra ROG13-17. B) Concentrado de la muestra ROG13-18.

4.2.1 Datación de zircones mediante LA-MC-ICPMS

La geocronología de zircones utilizando el método U-Pb mediante LA-MC-ICPMS (laser ablation multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry) se realizó en el LaserChron Center en Arizona (Gehrels et al., 2006, 2008). Los análisis son realizados mediante la ablación de los zircones con un láser Photon Machines Analyte G2 Eximer utilizando un spot de 30 micrómetros de diámetro. El material producto de la ablación laser es acarreado con helio hasta la fuente de plasma del Nu HR ICPMS (Fotografía 4.4), el cual está equipado con un tubo de vuelo lo suficientemente amplio para que los isótopos de U, Th y Pb puedan ser medidos simultáneamente. Todas las mediciones se realizan de manera estática, utilizando detectores Faraday con resistores de 3×10^{11} Ohm para ^{238}U , ^{232}Th , ^{208}Pb - ^{206}Pb y dinodos contadores discretos de iones para el ^{204}Pb y ^{202}Hg . La producción de iones es aproximadamente de 0.8 mV por ppm. Cada análisis consiste primeramente de 15 segundos de integración con el láser apagado (para los valores de fondo) 15 segundos de integración con el láser disparado y 30 segundos de demora entre mediciones para purgar el equipo entre la medición de cada muestra y preparar para el siguiente análisis. El punto de ablación es de aproximadamente 15 micrómetros de profundidad.

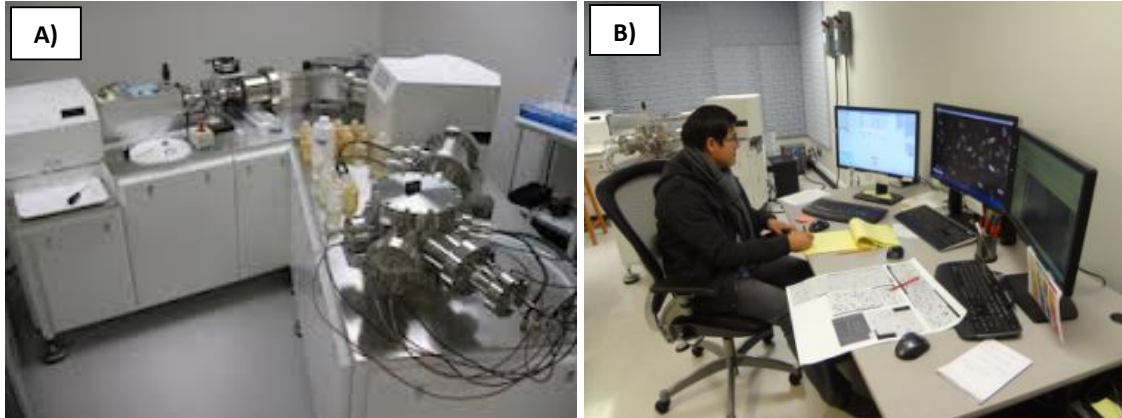
Para cada análisis los errores de medición de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son el resultado del error de medición de entre el 1 y 2% en la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Los errores en la medición de $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ también son del 1 a 2% (2 sigma) para granos con edades de 1.0 Ga pero sustancialmente mayores para granos más jóvenes debido a la baja intensidad de la señal de ^{207}Pb .

La interferencia del ^{204}Hg con el ^{204}Pb se contabiliza con la medición del ^{202}Hg durante la ablación laser y sustracción del valor del ^{204}Hg de acuerdo a la relación natural de 4.35 de $^{202}\text{Hg}/^{204}\text{Hg}$. La corrección del Hg no es muy significativa en la mayoría de los análisis a causa de su bajo valor de fondo (alrededor de 150 cps para la masa 204)

La corrección por Pb común es llevada a cabo utilizando el valor corregido por ^{204}Hg del ^{204}Pb y asumiendo una composición inicial de Pb de acuerdo a Stacey y Kramers (1975). Las incertidumbres de 1.5% para $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ y de 0.3% para $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ se aplican a estos valores de composición basados en la variación isotópica del Pb en rocas cristalinas modernas.

El fraccionamiento inter elemental de Pb/U generalmente es del 5%, mientras que el fraccionamiento aparente de los isótopos de Pb es de <0.2%.

Las concentraciones de U y Th son calibradas utilizando un zircón estándar de Sri Lanka, el cual contiene 518 ppm de U y 68 ppm Th (Gehrels et al., 2008).



Fotografía 4.4 A) Equipo Nu Plasma HR ICP MS. B) Medición de zircons en el laboratorio LaserChron Center, Arizona.

Los resultados analíticos completos están en el apéndice B y reportados dentro del capítulo de resultados, la incertidumbre se reporta con los valores 1 sigma e incluyen únicamente los valores de medición. Los análisis con valores discordantes mayores al 20% (en comparación de las edades de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$) no se consideraron posteriormente.

Las edades interpretadas obtenidas se muestran en diagramas de concordia de Pb^*/U y diagramas de probabilidad relativa utilizando las rutinas del programa Isoplot (Ludwig, 2008). Los diagramas de probabilidad muestran las edades con su incertidumbre (únicamente error de medición), como una distribución normal y se colocaron dentro de una sola curva las edades correspondientes a los zircons de una misma muestra.

4.3 Isotopía de Rb, Sr, Sm y Nd

4.3.1 Preparación de la muestra

Para cada una de las 12 muestras seleccionadas fueron preparados 0.12 g de muestra de roca pulverizada para la determinación de las masas y relaciones isotópicas del Rb, Sr, Sm y Nd mediante TIMS (Thermal Ionization Mass Spectrometry).

Las muestras son colocadas dentro de bombas de digestión (Teflon®) de 15 ml previamente pesadas y añadiendo un trazador (Spike) combinado de Sr-Sm-Nd para lo cual es necesario contar con las concentraciones de Nd de cada una de las muestras. Este Spike es agregado para conocer de manera más precisa la concentración de los isótopos mediante la técnica de dilución isotópica, en la cual al conocer la concentración y composición isotópica y el peso del Spike es posible determinar las concentraciones de la muestra después de que esta es analizada en el espectrómetro.

La digestión de las muestras se realiza agregando unas gotas de ácido perclórico (HClO_4) y hasta 7ml de ácido fluorhídrico (HF) dentro de parrillas de digestión durante 48 horas para romper la estructura de los silicatos y formar fluoruros. La muestra es evaporada y se agrega ácido clorhídrico (HCl 6N) colocándose nuevamente en las parrillas de digestión durante 24 horas para que la muestra forme cloruros. Después de la digestión la muestra es nuevamente evaporada y posteriormente es agregado HCl 2N manteniendo a la muestra en solución para el siguiente proceso.

Para evitar el error en la medición del Rb y Sr ya que ambos elementos cuentan con isótopos de masa 87, la muestra es dividida en dos para medirlos por separado (Split). La separación consiste en separar dependiendo de la concentración de Rb aproximadamente un 10% de la muestra dentro de otro recipiente de Teflón para la medición del Rb. A esta fracción de muestra se le agrega otro trazador de forma similar al anterior, obteniendo finalmente 2 vasos, el primero que será utilizado para la separación de tierras raras (REE) y Sr, el segundo será exclusivamente para la separación del Rb.

La separación de los elementos Rb, Sr, Sm y Nd se realiza utilizando columnas de intercambio iónico (columnas tipo Dowex) las cuales son columnas de vidrio de cuarzo o Pyrex con una resina inorgánica insoluble la cual retiene a los iones por adsorción, manejando columnas alargadas para la separación del Rb, Sr y REE, para la separación del Sm y Nd son utilizadas unas columnas más cortas y delgadas similares a las anteriores pero también pueden usarse columnas con otras resinas como polvo de Teflon® con HDEHP (Bis (2-ethylhexyl) hydrogen phosphate).

Antes de agregar las muestras dentro de las columnas de separación, las muestras fueron centrifugadas para la separar materia orgánica u otros componentes insolubles de algunas muestras.

Utilizando pipetas de Pasteur las muestras son agregadas en la cima de las columnas de intercambio iónico para posteriormente utilizando distintos ácidos y concentraciones son separados los elementos de interés, en este caso para el Rb, Sr, Sm y Nd se utilizan diferentes volúmenes y concentraciones de HCl de acuerdo a un manual interno elaborado para cada columna en específico.

Finalmente los elementos son colectados en pequeños recipientes de teflón de 1 ml para el Rb y de 1.5 ml para el Sr, Sm y Nd dejando evaporar por completo. Para hacer la medición en el espectrómetro se utiliza HCl 2N para obtener una concentración de entre 100 y 400 ng de muestra que es cargada con pipetas sobre filamentos de Renio para ser introducidas al espectrómetro de masas.

4.3.2 TIMS

Los análisis isotópicos de Sr y Nd fueron realizados utilizando un espectrómetro de fuente iónica térmica (TIMS) marca THERMO SCIENTIFIC TRITON PLUS; los de Rb y Sm en el espectrómetro FINNIGAN MAT 262, ambos dentro del LUGIS, Instituto de Geofísica de la UNAM.

El TRITON está equipado con 9 colectores ajustables Faraday mientras que el FINNIGAN cuenta con 8 colectores ajustables. Todas las mediciones se realizaron de manera estática.

Las muestras de Rb, Sr, Sm y Nd se cargaron como cloruros y se midieron como iones metálicos. Para el Rb y el Sm se analizaron 30 relaciones isotópicas mientras que para el Sr 60 y para el Nd 70 por cada muestra.

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 /raíz n. Todas las relaciones isotópicas de Sr y Nd se corrigieron por fraccionamiento de masas vía normalización a $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ y $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, respectivamente. Los valores del LUGIS para el estándar NBS 987 (Sr) son: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710241 \pm 11$ ($\pm 1\sigma$ abs, n = 28); para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511846 \pm 7$ ($\pm 1\sigma$ abs, n = 20).

La incertidumbre relativa de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$, y de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$ (1σ). La reproducibilidad relativa (1σ) de las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd por dilución isotópica 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: 0.05 ng Rb, 1.45 ng Sr, 0.21 ng Sm y 2.21 ng Nd (blancos de procedimiento total).

Para más detalles analíticos del procesamiento de muestras en el LUGIS estos están reportados en su página de internet (<http://www.geofisica.unam.mx/laboratorios/universitarios/lugis/index.html>).

Los procesos analíticos realizados para este estudio son resumidos en la Tabla 4.1, en donde están incluidas las coordenadas de localización y el tipo de roca.

Tabla 4.1 Procesos analíticos realizados en las muestras de este trabajo.

Muestra	Coordenadas UTM		Tipo de Roca	FRX	ICP	Isotopía Rb, Sr, Sm y Nd	Separación y datación de zircones
	X	Y					
ROG13-1	583391	2661644	Ortogneis	X	X	X	X
ROG13-2C	618419	2650695	Paragneis	X	X	X	
ROG13-4	615261	2652304	Paragneis	X	X	X	
ROG13-6	590416	2632699	Paragneis				X
ROG13-7	583421	2616187	Paragneis	X	X	X	
ROG13-8A	586328	2603751	Ortogneis	X	X	X	
ROG13-9A	580307	2586587	Paragneis	X	X	X	X
ROG13-11B	588321	2574463	Ortogneis	X	X	X	
ROG13-13	600564	2571376	Granodiorita	X	X	X	
ROG13-16	606071	2570328	Granodiorita	X	X	X	
ROG13-17	619823	2572101	Paragneis	X	X	X	X
ROG13-18	619853	2576120	Paragneis				X
ROG13-20A	619969	2587337	Ortogneis	X	X	X	
ROG13-22	569370	2709817	Granito	X	X	X	

5.1 Petrografía

Se elaboraron láminas delgadas para realizar la descripción petrográfica de las principales fases mineralógicas presentes dentro de las muestras tanto de rocas ígneas como metamórficas pertenecientes al basamento del BLC.

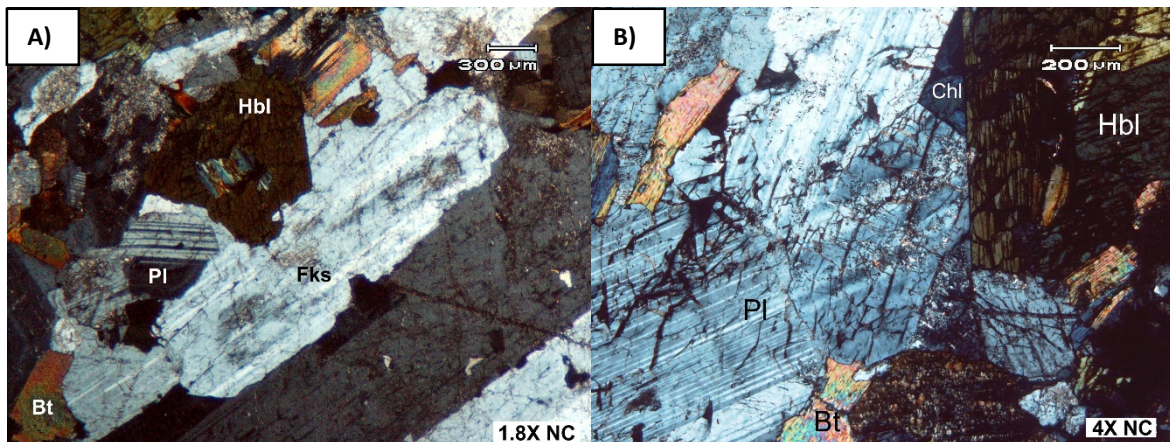
La nomenclatura de las fases minerales de acuerdo a Whitney y Evans (2010) es la siguiente: Cuarzo (Qz), Plagioclasa (Pl), Feldespato potásico (Kfs), Hornblenda (Hbl), Biotita (Bt), Muscovita (Ms), Clorita (Chl), Epidota (Ep), Anfíbol (Amp), Apatito (Ap), Ilmenita (Ilm), Sillimanita (Sil), Andalucita (And), Granate (Grt), Titanita (Ttn), Minerales opacos (Opq), Sericita (Ser), Zircón (Zrn).

5.1.1 Petrografía de rocas ígneas

Granodiorita ROG13-13

La roca muestra una textura holocristalina equigranular de grano medio, las fases minerales presentes son: plagioclasa, hornblenda, cuarzo, biotita y en menor proporción feldespato potásico (Fotografía 5.1 A), teniendo presente como accesorios algunos minerales opacos. En la muestra también se presentan como minerales de alteración clorita y sericita dentro de la hornblenda y las plagioclasas respectivamente.

La mayoría de las fases minerales exhiben contactos rectos entre sí, la plagioclasa y el feldespato potásico son predominantes y los cristales de hornblenda son euhedrales y subhedrales (Fotografía 5.1 B).

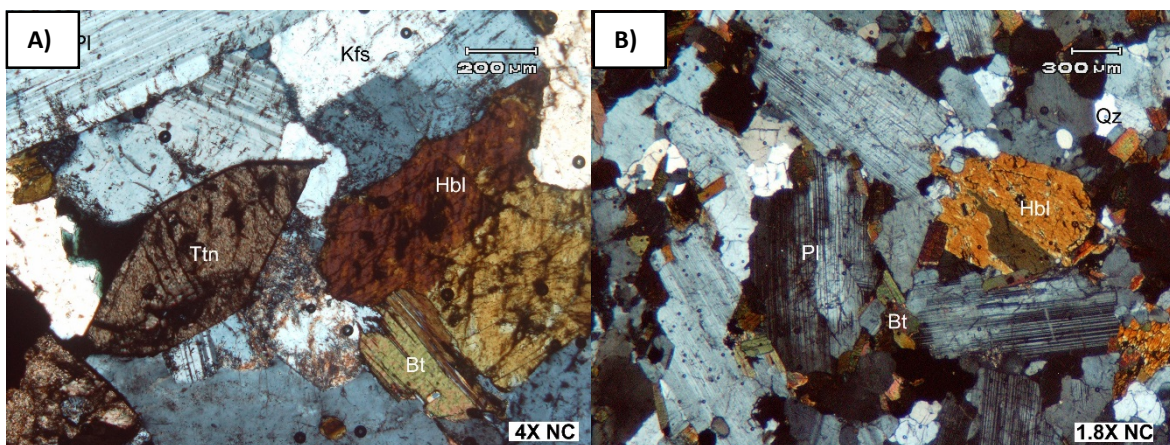


Fotografía 5.1 Muestra ROG13-13. A) Textura holocristalina con cristales subhedrales de hornblenda, plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita. B) Cristales euhedrales de hornblenda y plagioclasa junto con biotita y clorita.

Granodiorita ROG13-16

La textura presente es holocristalina inequigranular, siendo los cristales de mayor tamaño la hornblenda y las plagioclasas, la paragénesis mineral está compuesta por cuarzo, plagioclasa, hornblenda, biotita y feldespato potásico, como accesorio aparecen cristales euhedrales de titanita y minerales opacos (Fotografía 5.2 A).

Los contactos cristalinos se muestran en algunas zonas como rectos, a través de cristales euhedrales, sobre todo entre cristales de plagioclasa, y titanita, pero también se observan algunos cristales subhedrales con bordes corroídos, presentes entre la hornblenda, biotita y feldespato potásico. Los cristales de biotita se encuentran rodeando a los cristales de plagioclasa y hornblenda (Fotografía 5.2 B).

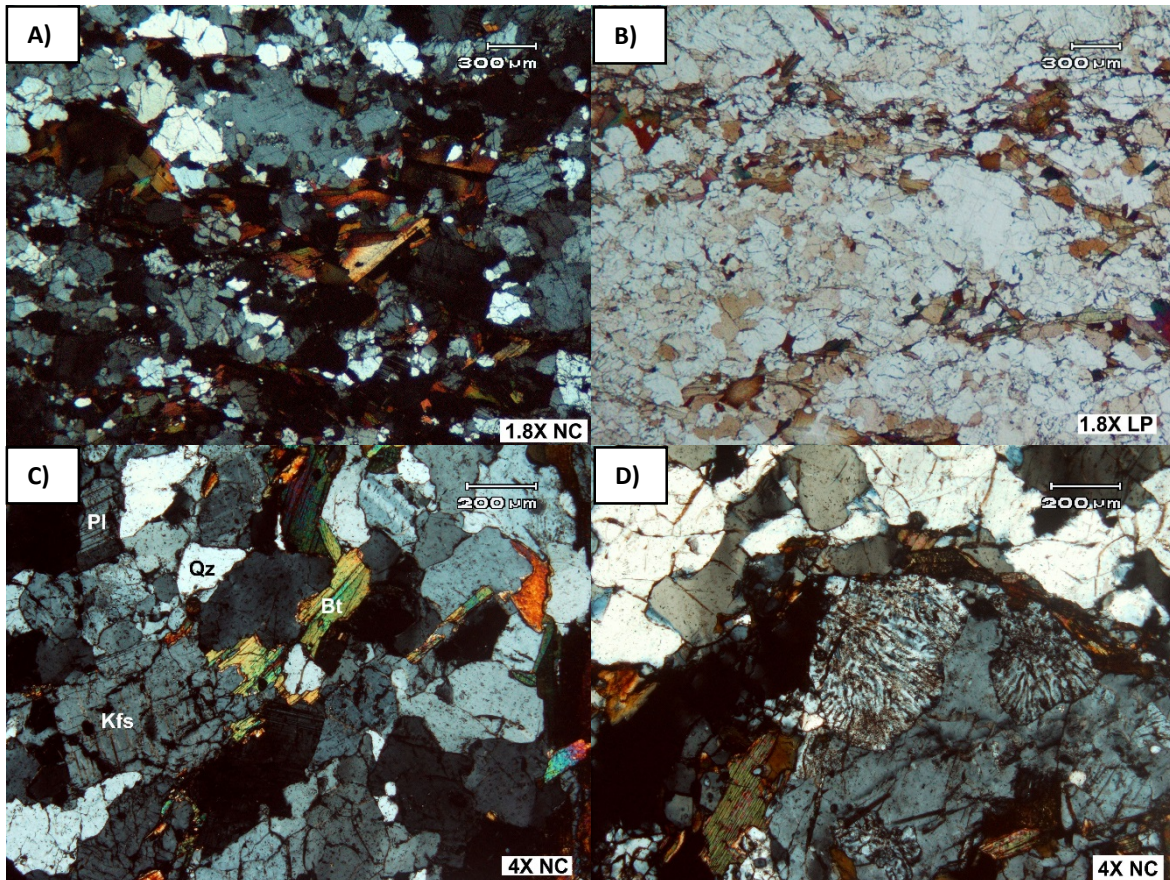


Fotografía 5.2 Muestra ROG13-16. A) Cristal euhedral de titanita rodeado por plagioclasa junto con cristal subhedral de hornblenda y biotita. B) Textura inequigranular de la muestra exhibiendo una paragénesis de Qz+Pl+Kfs+Hbl+Bt mostrando cristales subhedrales, también se observan segregados de cuarzo (esquina superior derecha).

Granito ROG13-22

Esta muestra presenta una paragénesis de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda y biotita (Fotografía 5.3 A), la deformación presente en la muestra es la causa de que los cristales de hornblenda y biotita se muestren alineados sin llegar a formar bandas bien definidas (Fotografía 5.3 B), también puede apreciarse que la textura es en cristales subidiomorfos con bordes parcialmente corroídos.

La textura es holocristalina inequigranular de grano medio a fino, los cristales de cuarzo y feldespato potásico se aprecian quebrados (Fotografía 5.3 C), las fases minerales más abundantes son el feldespato potásico, la plagioclasa y el cuarzo, los minerales máficos los constituyen la biotita y en menor proporción la hornblenda. En algunas partes de la lámina se aprecian texturas mirmequíticas (Fotografía 5.3 D)



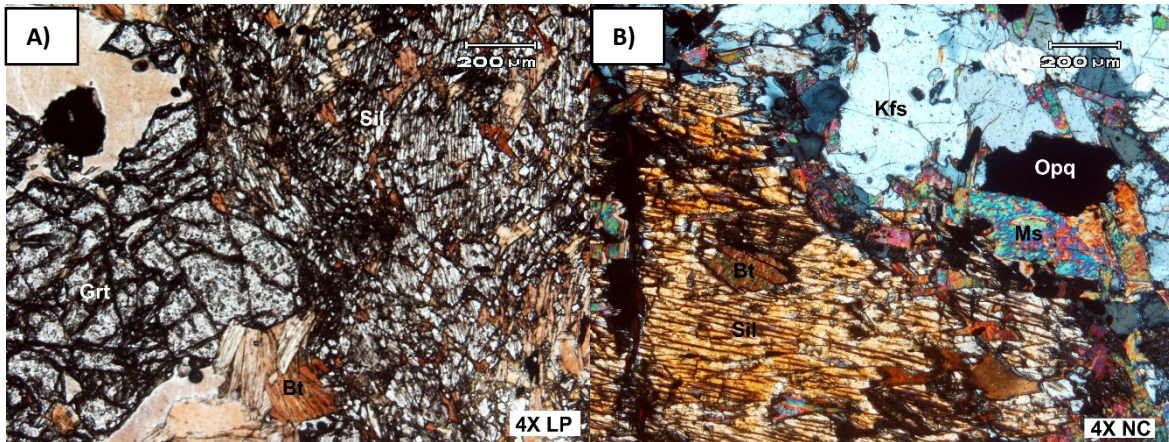
Fotografía 5.3 Muestra ROG13-22. A) La paragénesis presente en la muestra es de $Qz+Pl+Kfs+Hbl+Bt$. B) Lámina delgada vista con luz polarizada mostrando cristales de hornblenda y biotita. C) Cristales subidiomórficos de biotita, cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, además los cristales de feldespato potásico presentan micro fracturas. D) En algunas zonas de la lámina delgada se observan texturas mirmequíticas dentro de los feldespatos potásicos.

5.1.2 Petrografía de rocas metamórficas

Paragneis ROG13-2C

La lámina corresponde a una muestra de migmatita de la localidad El Ranchito, las fases minerales presentes son sillimanita, biotita, muscovita, granate, feldespato potásico y minerales opacos como accesorios. La textura es nematoblástica, formada predominantemente por cristales radiales de sillimanita. En algunas partes se observan cristales fibrosos de sillimanita como producto de la descomposición de la muscovita. La inestabilidad de la muscovita junto con la sillimanita nos indica una transición hacia condiciones de mayor temperatura (Fotografía 5.5 A), la generación de estos “parches” dentro de la migmatita está asociado al proceso de anatexis en donde las fases minerales que soportan mayor temperatura forman estos cúmulos (Fotografía 5.5 B).

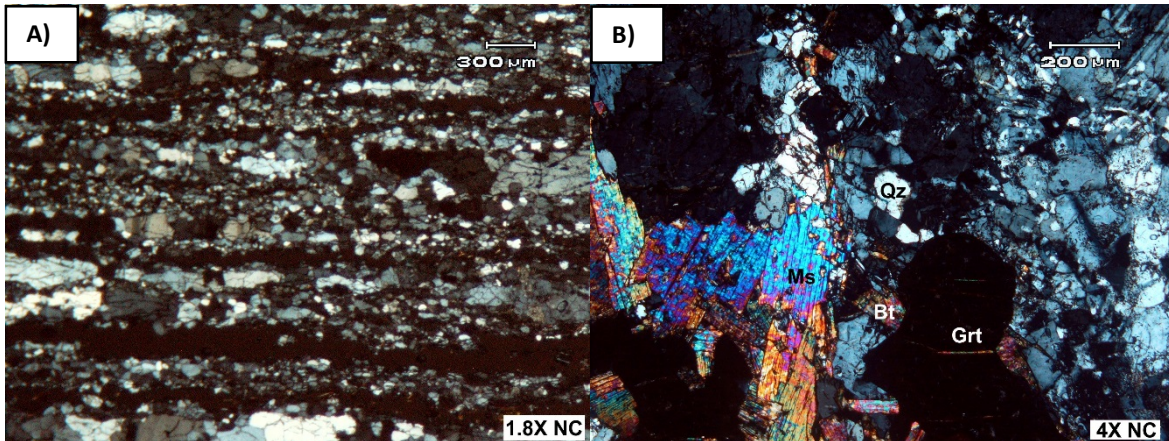
La muestra fue clasificada como paragneis migmatítico relacionado a un protolito pelítico ya que exhibe una gran cantidad alúmina a través de las fases minerales del granate, sillimanita y micas, las relaciones de campo muestran una transición de la muestra ROG13-4 (paragneis) hacia la zona de migmatitas.



Fotografía 5.5 Muestra ROG13-2C. A) Del lado izquierdo se observa un cristal subhedral de granate rodeado por cristales fibrosos de sillimanita, biotita y muscovita. B) Cristal de sillimanita con textura de reacción con biotita y muscovita.

Paragneis ROG13-4

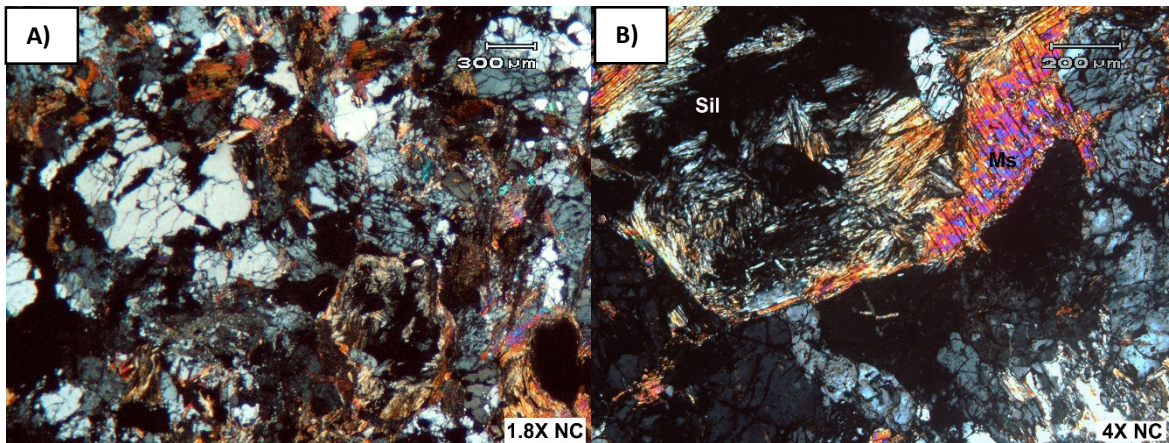
En lámina delgada esta muestra presenta una textura granoblástica formando bandas claras y oscuras (Fotografía 5.6 A), las fases minerales presentes son: cuarzo, feldespato potásico, granate, biotita y muscovita. El cuarzo es policristalino con bordes irregulares mientras que el granate presenta formas euhedrales con contactos rectos respecto a las otras fases minerales, asociado a una segunda etapa metamórfica de calentamiento (Fotografía 5.6 B). Los cristales subhedrales de biotita y muscovita suelen presentar su eje largo orientado de acuerdo al plano de foliación. La muestra se clasificó como paragneis y se relaciona con el paragneis migmatítico de la muestra anterior ya que al parecer se trata de la misma roca, solo que esta no muestra fusión parcial.



Fotografía 5.6 Muestra ROG13-4. A) Textura granoblástica formando bandas claras (Qz+fKs) y oscuras (Bt+Ms+Grt). B) Cristal euhedral de granate rodeado de feldespato potásico, cuarzo policristalino, biotita y muscovita en cristales anhedrales.

Paragneis ROG13-6

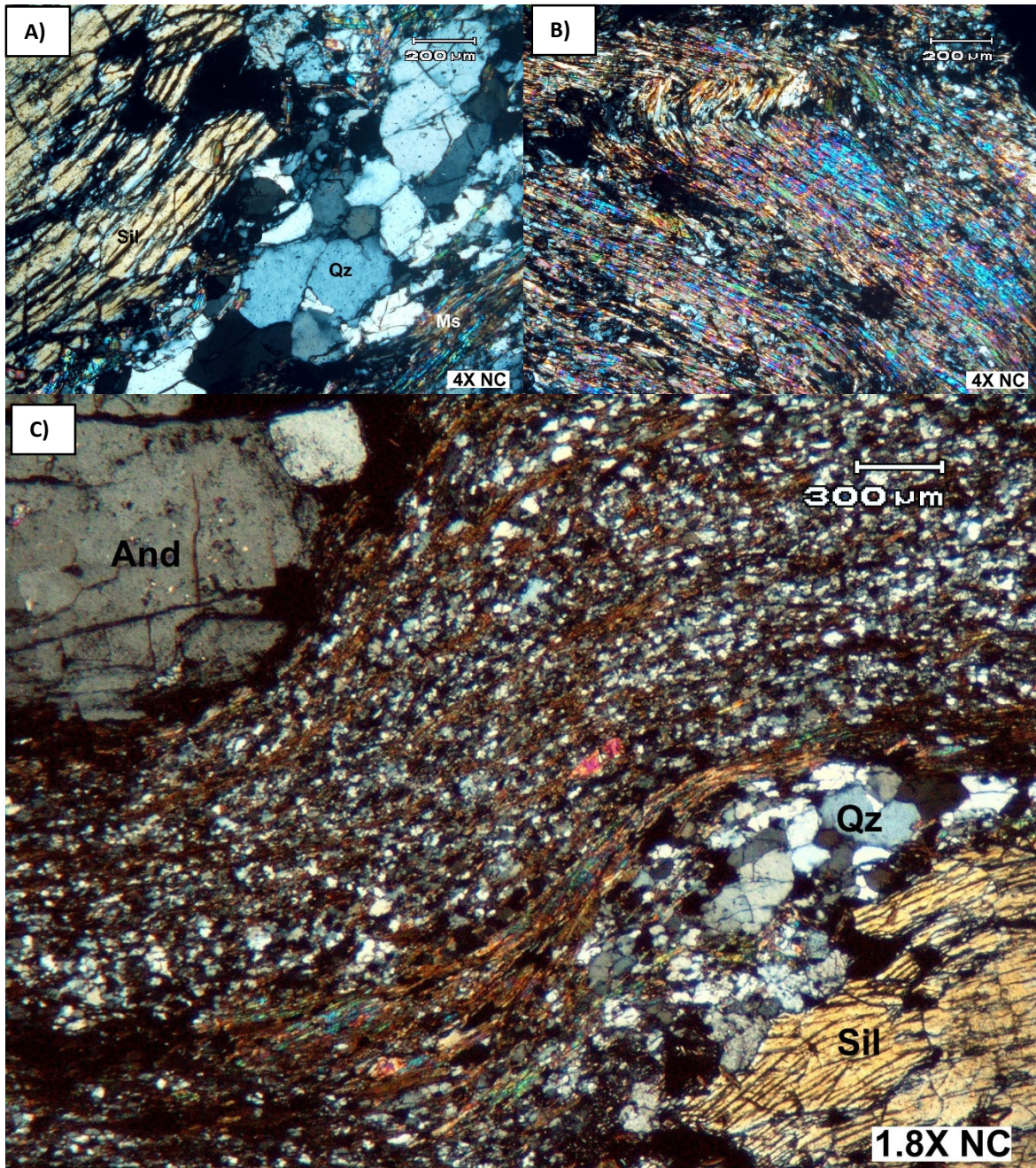
En esta muestra se observa una textura grano nematoblástica (Fotografía 5.7 A), en donde se alcanzan a distinguir feldespato potásico, sillimanita fibrosa y muscovita (Fotografía 5.7 B), los cuales se encuentran rodeados de cristales subhedrales de biotita y muscovita. La paragénesis está presente por cuarzo, feldespato potásico, sillimanita, biotita y muscovita, lo cual nos indica que la roca alcanzó las facies de anfibolita de alta temperatura (zona de sillimanita-feldespato potásico).



Fotografía 5.7 Muestra ROG13-6. A) Textura nematoblástica conformada por feldespato potásico y cristales fibrosos de sillimanita rodeados de biotita y muscovita. B) Muscovita con textura de descomposición a sillimanita fibrosa y feldespato potásico.

Paragneis ROG13-7

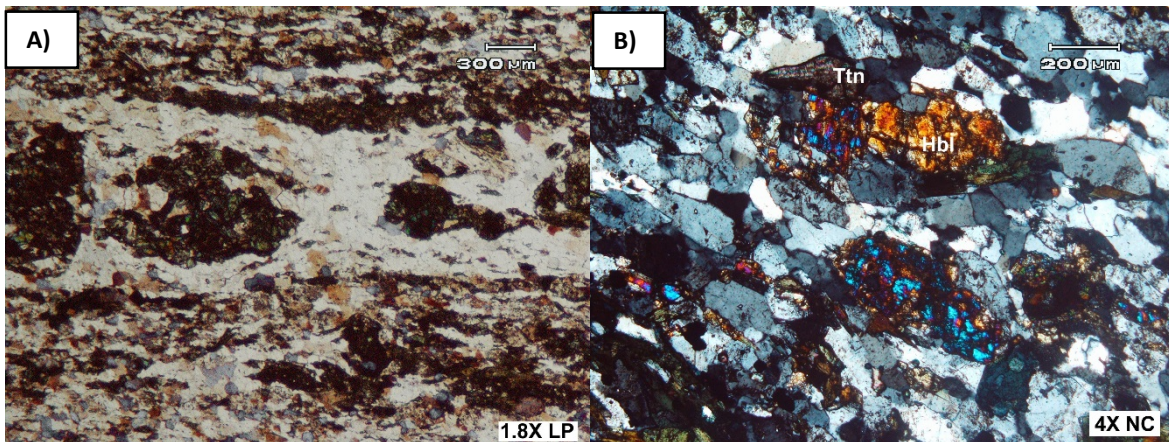
En muestra de mano es una roca esquistosa con fisilidad marcada con cristales grandes euhedrales de andalucita (var. chistolita) con un hábito radial con sus ejes mayores paralelos a la foliación. En lámina delgada presenta una textura pórfido lepidoblástica, en donde se aprecian porfidoblastos de andalucita y sillimanita, rodeados por cristales de cuarzo policristalino (Fotografía 5.8 A) y micas crenuladas (Fotografía 5.8 B). La coexistencia de los cristales de andalucita y sillimanita nos indican un cambio transicional de las facies de esquistos verdes hacia una de anfibolita (Fotografía 5.8 C). La muestra se clasificó como mica esquistos de andalucita en facies de esquistos verdes con transición hacia la facies de anfibolita causada por recalentamiento relacionado a un evento metamórfico de contacto.



Fotografía 5.8 Muestra ROG13-7. A) A la derecha cristal de sillimanita y banda de cuarzo poli cristalino. B) De manera general pueden observarse micropliegues de micas en la textura de la roca. C) La muestra exhibe una textura pórfido lepidoblástica con la presencia de porfidoblastos de sillimanita y andalucita marcando una transición entre facies metamórficas.

Paragneis ROG13-9A

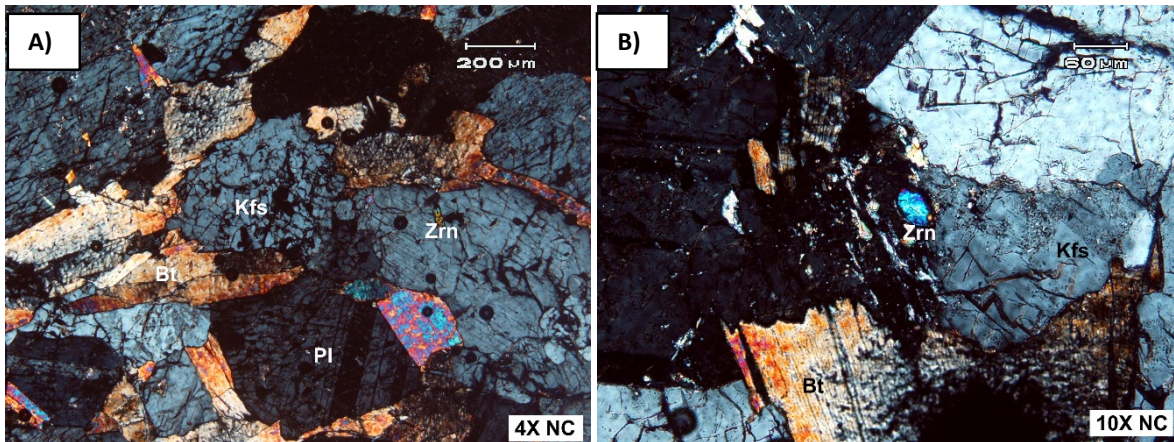
En lámina delgada esta muestra presenta una textura grano nematoblástica formada por cúmulos de hornblenda con alteración a clorita y epidota, rodeados de cristales félsicos de menor tamaño constituidos por cuarzo y feldespato potásico (Fotografía 5.10 A). El contraste de las bandas puede estar relacionada a la diferencia marcada de la composición original de las capas estratificadas. Los minerales accesorios presentes son el zircón y la titanita esta se presenta como cristales euhedrales o en algunos casos rodeando minerales opacos (Fotografía 5.10 B). La muestra fue clasificada como un paragneis en facies de anfibolita.



Fotografía 5.10 Muestra ROG13-9A. A) En la lámina delgada se observan bandas claras y oscuras las primeras de composición cuarzo feldespática y las segundas formadas por cúmulos máficos de hornblenda y epidota. B) Acercamiento a los cristales de hornblenda que se presentan con alteración y cristal de titanita presente como mineral accesorio.

Paragneis ROG13-17

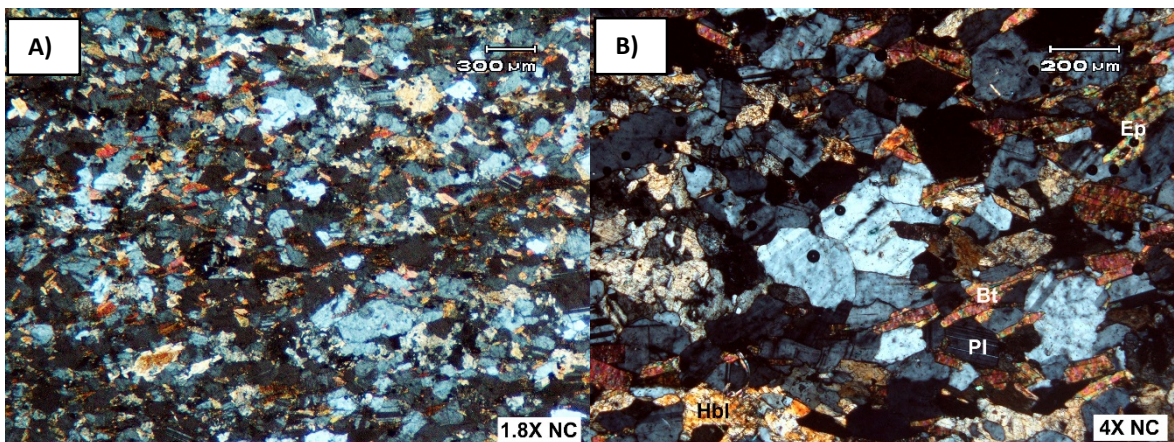
La muestra tiene una textura granoblástica de grano medio con bandas félsicas y máficas intercaladas. Las fases minerales presentes son cuarzo y feldespato potásico formando las bandas claras, plagioclasa, biotita y en menor proporción hornblenda, formando bandas oscuras. Los cristales de feldespato potásico presentan micro fracturas y en algunos casos texturas de exsolución (Fotografía 5.12 A). Se encuentran minerales opacos y zircón como minerales accesorios (Fotografía 5.12 B). La muestra fue clasificada como un paragneis en facies de anfibolita



Fotografía 5.12 Muestra ROG13-17. A) Los principales minerales que constituyen a la roca son: plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda y biotita. B) En la muestra se encuentran cristales de zircón como mineral accesorio, en la imagen se muestra junto con feldespato potásico y biotita.

Paragneis ROG13-18

En esta muestra se observan una textura granoblástica con bandas máficas de cristales hornblenda y biotita orientados con la foliación rodeando a cristales irregulares de cuarzo plagioclasa y feldespato potásico. Las bandas claras están constituidas principalmente de cuarzo y feldespato potásico (Fotografía 5.13 A). En ocasiones se observan cristales de titanita y epidota reemplazando a la plagioclasa (Fotografía 5.13 B). La muestra se clasificó como paragneis en facies de anfibolita.



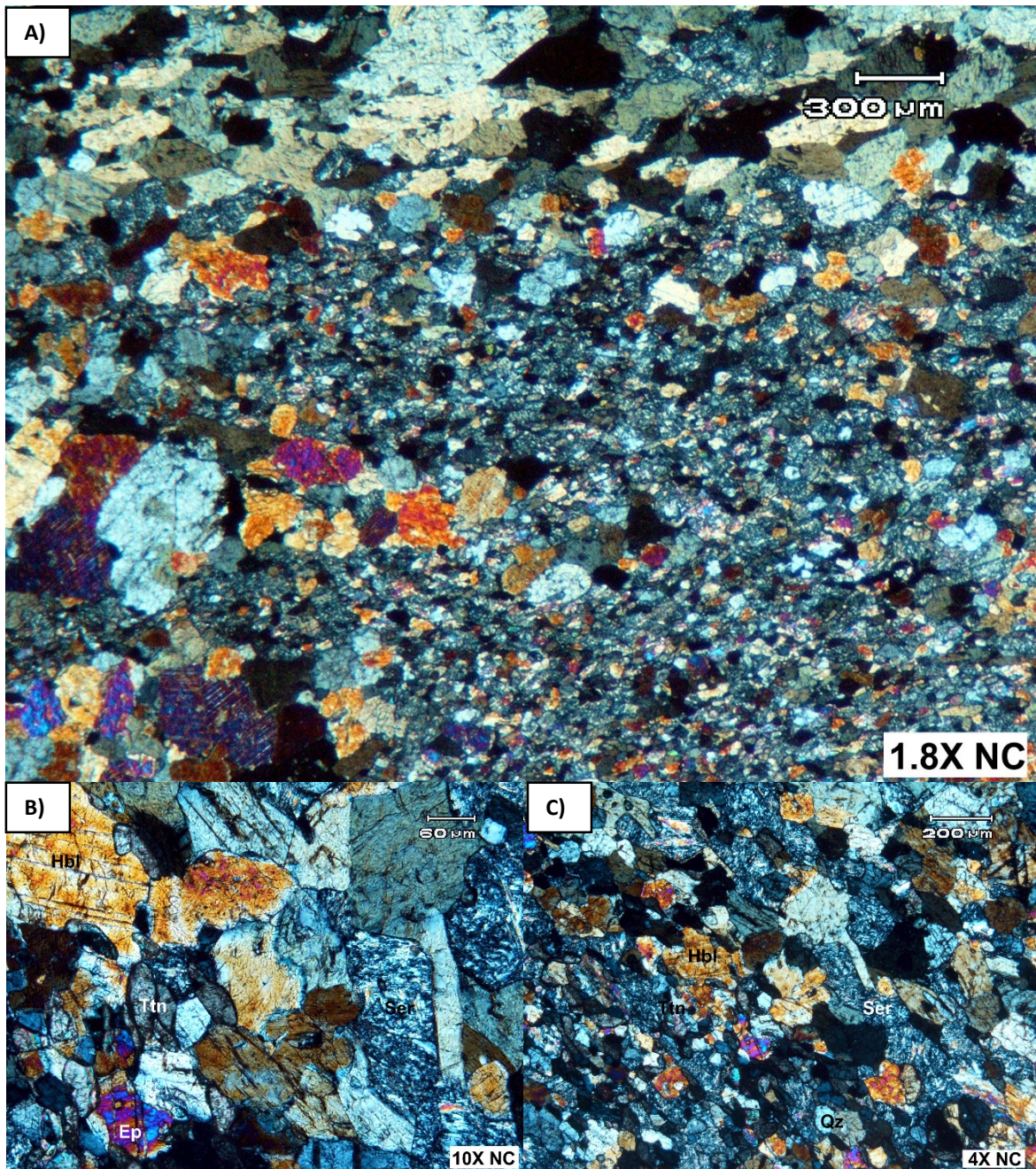
Fotografía 5.13 Muestra ROG13-18. A) La textura general de la roca es granoblástica se aprecian bandas máficas y félsicas. B) Acercamiento de la lámina delgada en donde se observa la paragénesis de Hbl+Kfs+Pl+Bt, es común encontrar a los cristales de hornblenda con alteración a epidota.

Ortogneis ROG13-1

En lámina delgada la muestra presenta una textura pórfido granoblástica, formando bandas claras y oscuras, las bandas claras están formadas principalmente por plagioclasa, mientras que las bandas oscuras suelen ser de grano más fino con algunos porfidoblastos subhedrales de hornblenda y plagioclasa (Fotografía 5.4 A) rodeados por cristales subhedrales de titanita (Fotografía 5.4 B). Se aprecian como minerales de

alteración epidota, clorita y sericita (Fotografía 5.4 C), el cuarzo presente se observa como segregado tomando formas redondeadas probablemente a causa de la reacción metamórfica.

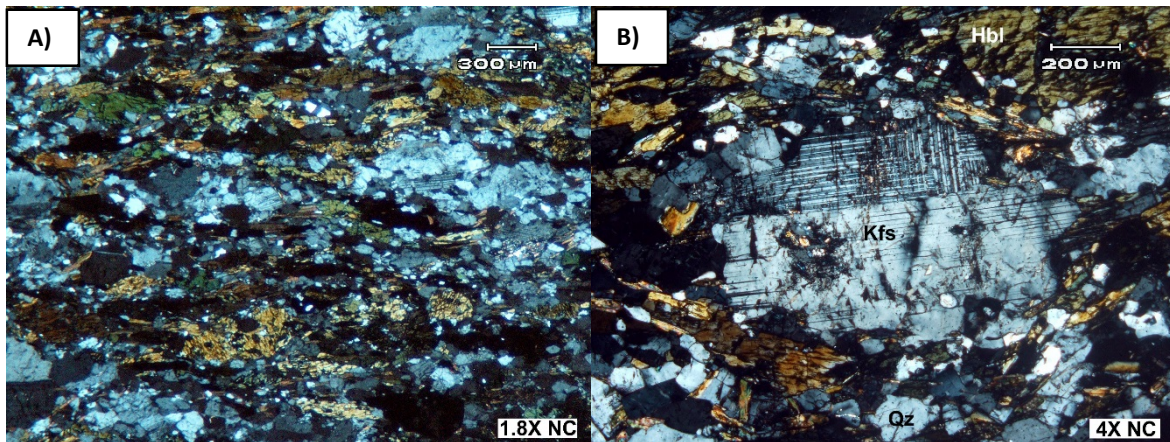
La muestra es de una clase química básica y fue clasificada como gneis anfibolítico; la paragénesis primaria de Hbl+Pl+Ap+Ilm por alteración muestra la paragénesis secundaria de Ep + Ttn + Bt + Chl + Ser + Qz.



Fotografía 5.4 Muestra ROG13-1. A) Textura general de la muestra formando bandas con porfidoblastos de hornblenda y plagioclasa. B) Acercamiento a cristales euhedrales de titanita rodeando por cristales de hornblenda y plagioclasa. C) Los cristales de hornblendas muestran alteración a epidota y los cristales de plagioclasas a sericita.

Ortogneis ROG13-8A

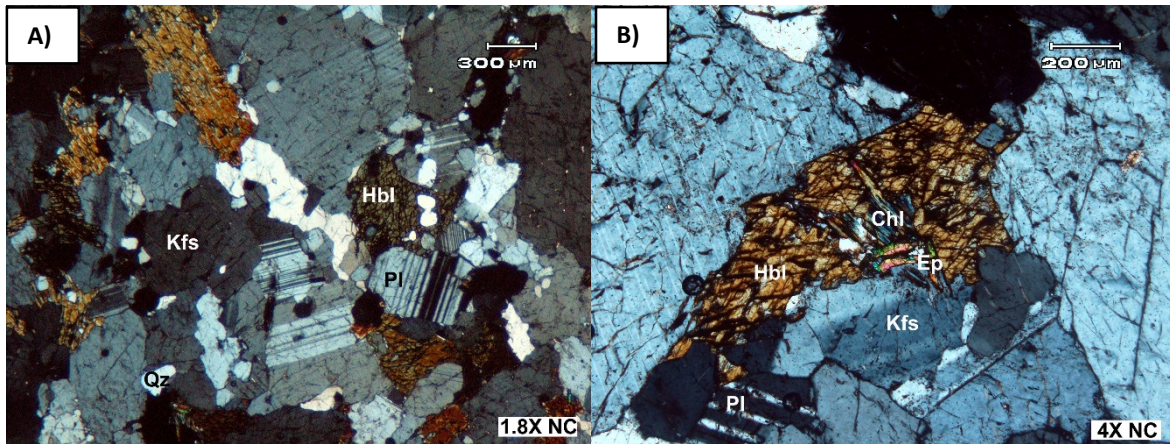
En muestra de mano se observa en la roca una textura milonítica. En lámina delgada se aprecia que la roca forma bandas máficas constituidas de hornblenda y biotita (Fotografía 5.9 A) que rodean formas ovoides félsicas formadas de feldespato potásico y cuarzo en algunos casos de tamaño entre los 300 a 600 μm . Los minerales máficos presentan un poco de alteración de clorita. La muestra se clasificó como una milonita de grado medio con temperaturas de formación entre los 500 a 650 $^{\circ}\text{C}$, ya que los porfidoblastos de feldespato de extinción ondulante que exhiben una estructura de núcleo-manto (Trouw et al., 2009).



Fotografía 5.9 Muestra ROG13-8A. A) en la lámina delgada se observa la textura milonítica con bandas máficas de Hbl+Bt y bandas claras cuarzo feldspáticas con porfidoblastos de feldespato potásico. B) Porfidoblasto de Kfs con estructura de núcleo-manto rodeado de minerales máficos y segregados de Qz.

Ortogneis ROG13-11B

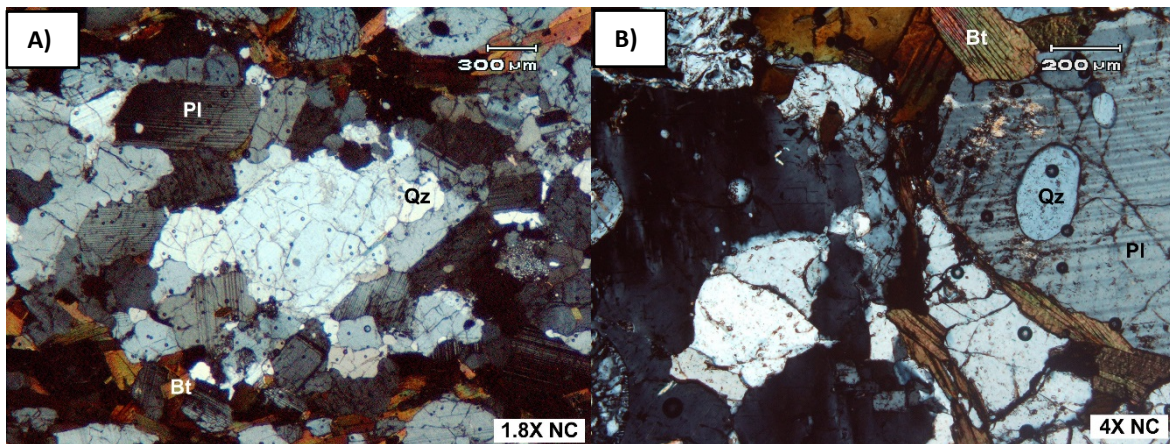
La paragénesis presente en esta muestra es de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y hornblenda con una textura granoblástica (Fotografía 5.11 A). En las plagioclasas se preservan las maclas, el feldespato potásico presenta micro fracturas y el cuarzo se encuentra en cristales anhedrales y en algunos casos como segregados dentro de otras fases minerales. Algunos cristales de hornblenda muestran alteración con presencia de clorita y epidota (Fotografía 5.11 B). La muestra pertenece a la clase química cuarzo feldspática y se clasificó como ortogneis migmatítico.



Fotografía 5.11 Muestra ROG13-11B. A) Textura granoblástica con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y hornblenda. B) Textura de Intercrecimiento de clorita y epidota dentro de un cristal de hornblenda.

Ortogneis ROG13-20A

En lámina delgada esta muestra presenta variaciones texturales en bandas claras y oscuras (Fotografía 5.14 A). Las bandas leucocráticas exhiben una textura granoblástica, las fases minerales presentes son cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. Las bandas mesocráticas son de textura lepidogranoblástica y están formadas principalmente por cristales subhedrales de biotita junto con cuarzo, el cual puede encontrarse como cristales anhedrales con extinción ondulante o como segregados dentro de otras fases minerales principalmente plagioclasa (Fotografía 5.14B). La muestra fue clasificada como un ortogneis.



Fotografía 5.14 Muestra ROG13-20A. A) Textura granoblástica con bandas claras de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico y bandas máficas de biotita. B) Acercamiento a textura de Intercrecimiento de cuarzo dentro de un cristal de plagioclasa.

5.2 Geoquímica

5.2.1 Elementos Mayores

Para el análisis de elementos mayores y traza fueron seleccionadas doce muestras (Tabla 5.1) de las cuales tres son granitoides (ROG13-13, ROG13-16 y ROG13-22), cuatro son Ortogneises (ROG13-1, ROG13-11B, ROG13-17 y ROG13-20A), y las cinco restantes son rocas metamórficas de protolitos sedimentarios (ROG13-2C, ROG13-4, ROG13-7, ROG13-8A y ROG13-9A). En la Tabla 5.2 muestra la composición mineralógica de acuerdo con la norma CIPW.

Tabla 5.1 Concentraciones de elementos mayores (en wt%) determinados por fluorescencia de rayos X en el LUGIS, UNAM. PxC= pérdida por calcinación, Ogn= ortogneis, Pgn= Paragneis, Gd= granodiorita, Grt= granito.

Muestra	Roca	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	P x C	Suma
ROG13-1	Ogn	42.89	3.45	12.39	9.80	0.19	7.89	18.23	0.57	1.81	1.35	1.14	99.74
ROG13-2C	Pgn	52.85	1.86	20.56	13.01	0.10	4.09	0.99	1.14	3.43	0.06	1.88	100.01
ROG13-4	Pgn	70.33	0.63	14.23	4.72	0.06	1.15	2.20	2.51	3.36	0.20	0.71	100.15
ROG13-7	Pgn	65.03	0.87	17.36	6.83	0.05	1.83	0.60	1.20	3.73	0.20	2.36	100.12
ROG13-8A	Ogn	56.38	0.76	15.99	9.03	0.16	3.74	6.68	2.84	3.27	0.33	0.65	99.87
ROG13-9A	Pgn	71.66	0.56	9.39	5.13	0.08	1.46	7.30	2.20	1.39	0.13	1.00	100.34
ROG13-11B	Ogn	63.73	0.20	18.36	3.13	0.07	1.96	6.63	5.14	0.34	0.14	0.18	99.93
ROG13-13	Gd	64.99	0.65	16.34	5.50	0.08	1.66	4.66	3.97	1.85	0.17	0.36	100.28
ROG13-16	Gd	64.09	0.60	15.57	5.31	0.09	2.24	4.44	3.74	3.48	0.18	0.29	100.07
ROG13-17	Pgn	70.37	0.44	15.21	3.38	0.08	1.63	2.75	3.61	2.08	0.13	0.75	100.47
ROG13-20A	Ogn	71.10	0.38	14.25	3.78	0.06	0.76	2.71	3.28	3.75	0.12	0.15	100.37
ROG13-22	Grt	73.26	0.28	13.87	2.83	0.05	0.84	2.48	3.26	3.60	0.07	0.29	100.88

Tabla 5.2 Norma CIPW de las doce muestras analizadas.

Peso %	ROG13-1	ROG13-2C	ROG13-4	ROG13-7	ROG13-8A	ROG13-9A	ROG13-11B	ROG13-13	ROG13-16	ROG13-17	ROG13-20A	ROG13-22
Cuarzo	0	19.84	34.9	37.66	6.55	39.13	15.66	20.55	15.45	31.95	29.11	32.51
Plagioclasa	25.62	14.28	30.89	11.92	44.74	30.09	69.44	54.53	46.7	43.44	40.48	39.44
Ortoclasa	4.51	21.85	20.64	22.61	20.4	8.64	2.29	11.79	21.42	12.73	22.96	22.21
Nefelina	2.61	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Leucita	5.3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Kalsilita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Corindon	0	13	2.81	10.62	0	0	0	0	0	2.24	0	0.1
Diopsida	44.39	0	0	0	8.61	15.17	5.01	1.11	4.99	0	0.1	0
Hiperstena	0	19.09	6.21	9.43	12.33	0	5.1	7.66	7.11	6.55	4.78	4.31
Wollastonita	0	0	0	0	0	2.4	0	0	0	0	0	0
Olivino	1.6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ilmenita	6.57	3.55	1.2	1.65	1.46	1.06	0.38	1.25	1.16	0.85	0.72	0.53
Magnetita	4.26	5.65	2.06	2.97	3.93	2.23	1.36	2.39	2.32	1.48	1.65	1.23
Hematita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Apatita	3.15	0.14	0.49	0.49	0.79	0.32	0.35	0.39	0.42	0.32	0.28	0.19
Zircon	0.06	0.09	0.04	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Perovskita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Chromita	0.03	0.13	0.09	0.07	0.03	0.06	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04
Total	98.1	97.62	99.33	97.45	98.85	99.13	99.63	99.73	99.63	99.63	100.14	100.59

5.2.1.1 Rocas plutónicas

La clasificación química de las rocas plutónicas se realizó de acuerdo al diagrama TAS (Total Alkalis vs Silica) propuesto por Cox et al. (1979) (Figura 5.1) el cual considera la suma total de los elementos alcalinos ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) contra el contenido de sílice (SiO_2). En el diagrama las muestras grafican en el campo de las rocas ácidas (granodioritas y granitos). Los resultados de este estudio son graficados en las siguientes figuras junto con los datos obtenidos en el Borde Oriental del BLC por Pérez-Venzor (2013). Las muestras ROG13-13 y ROG13-16 como granodioritas, pues no se realizó un conteo de puntos para poder presentar un diagrama más específico de clasificación.

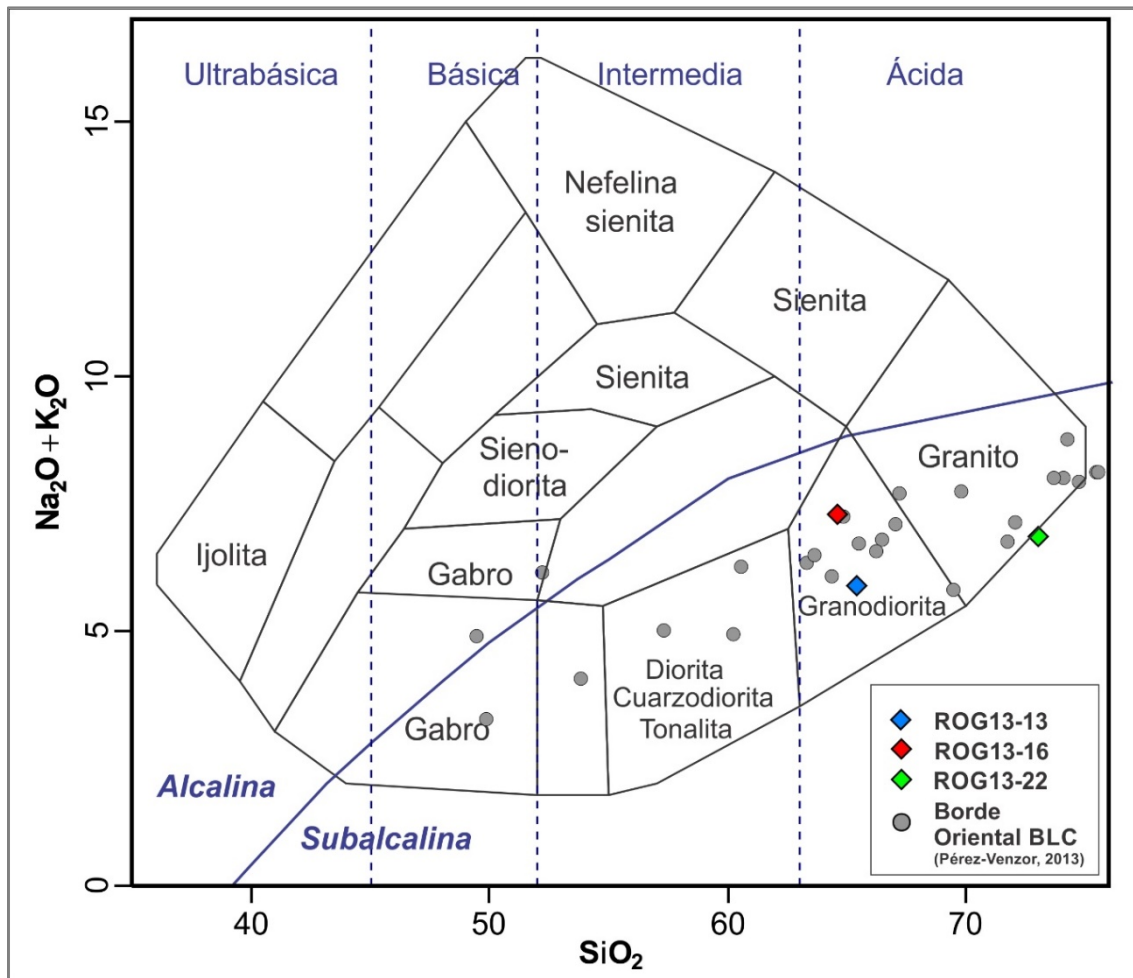


Figura 5.1 Diagrama TAS (Cox et al., 1979). La clasificación de las muestras de granitoides analizados corresponden a las rocas ácidas.

El diagrama de índice de hierro vs sílice (Frost y Frost, 2008), distingue los campos de las rocas de acuerdo con su enriquecimiento en hierro durante la diferenciación magmática y muestra a las rocas plutónicas del BLC dentro del área correspondiente a las rocas magnesianas (Figura 5.2) y el índice de calci-alcalinidad indica que el BLC pertenece a la serie Cálcica-Alcalina (Figura 5.3).

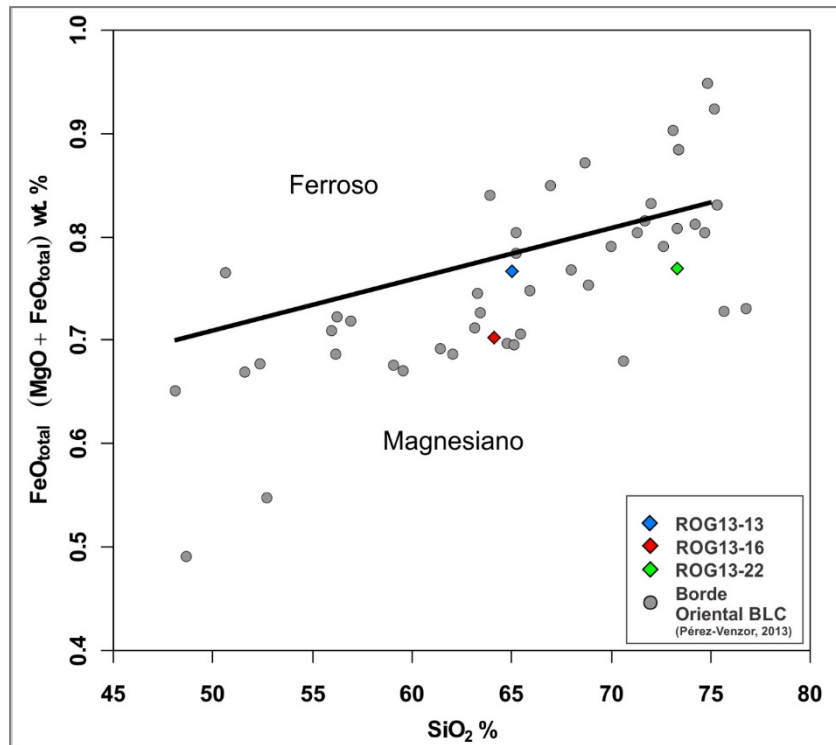


Figura 5.2 Diagrama de índice de Fe (Frost y Frost, 2008) para diferenciar entre el campo de las rocas graníticas ferrosas y magnesianas

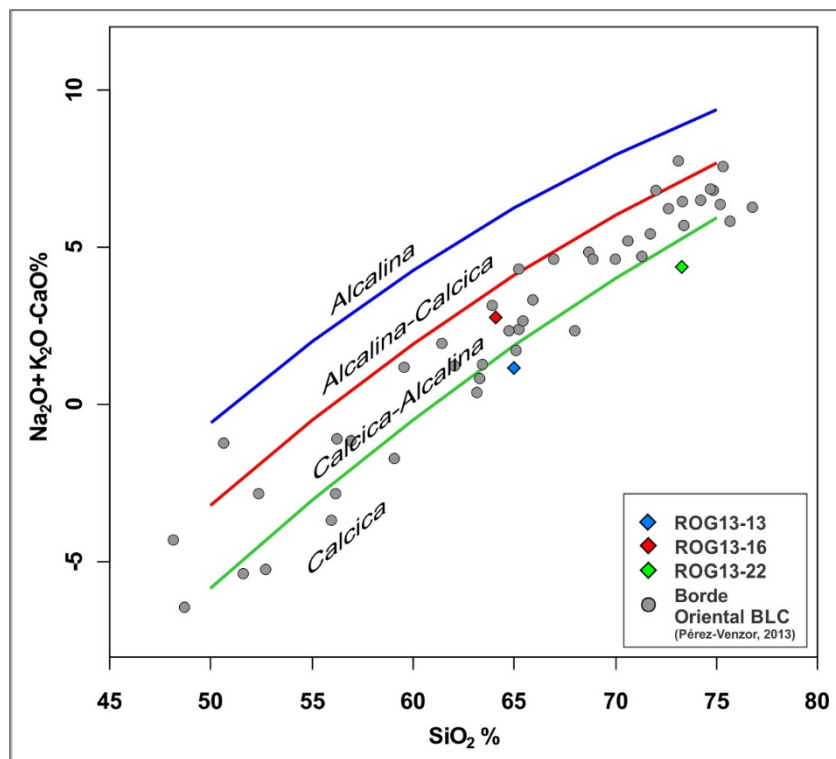


Figura 5.3 Índice de calci-alcalinidad modificado (Frost y Frost, 2008) para las rocas plutónicas del BLC.

El índice de saturación de alúmina versus el parámetro A/NK, representado por el cociente del contenido de alúmina entre la suma de las concentraciones molares de Na_2O y K_2O (Figura 5.4), indica que la clasificación de los cuerpos plutónicos del BLC se encuentra entre los campos de las rocas peraluminosas a metaluminosas.

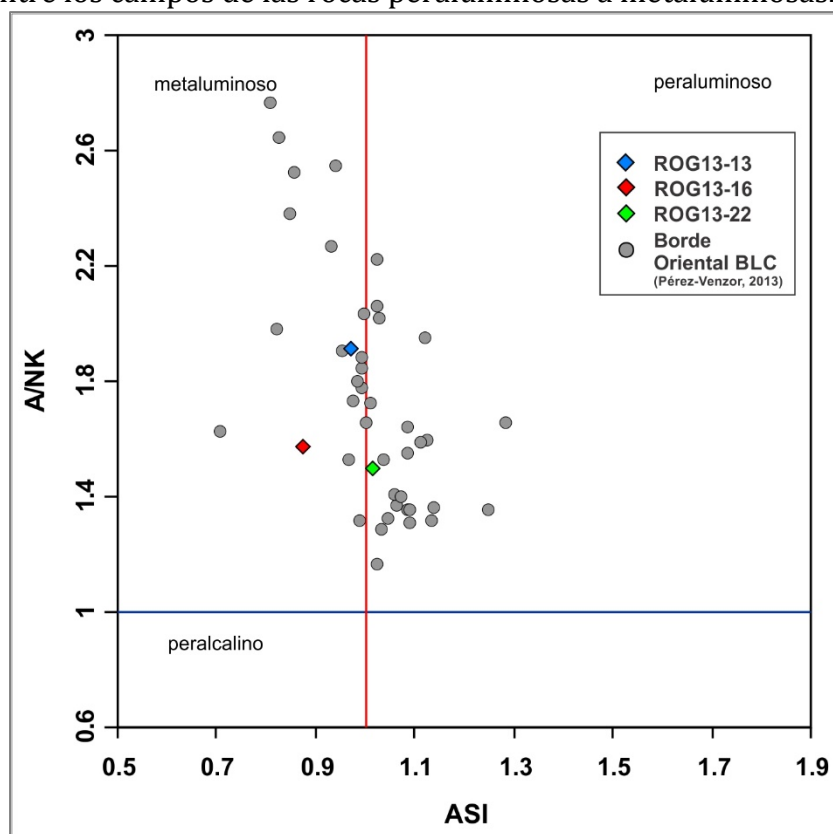


Figura 5.4 Diagrama de saturación en alúmina (ASI) vs. A/NK (Frost et al., 2001) mostrando los campos para las rocas graníticas metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas.

La Figura 5.5 corresponde a los diagramas Harker para óxidos de algunos elementos mayores en las rocas plutónicas. En ellos el K_2O se enriquece conforme aumenta el sílice, mientras que el Fe_2O_3 , CaO y Al_2O_3 tienen una relación inversa respecto al SiO_2 , el Na_2O tiene un patrón en el cual primero hay enriquecimiento y después del 65% del sílice disminuye la concentración, probablemente porque el líquido residual está más enriquecido en K_2O presente en minerales como la ortoclasa y las micas, mientras que el Na_2O presente en las plagioclasas sódicas tiende a disminuir al aumentar el contenido de SiO_2 aumentando el contenido de ortoclasa, lo cual evidencia un proceso de cristalización fraccionada. Finalmente el contenido de MgO disminuye rápidamente conforme aumenta el sílice hasta aproximadamente el 60% en donde la pendiente es más suave lo cual es el resultado de la cristalización temprana de minerales con altos contenidos de Fe y Mg.

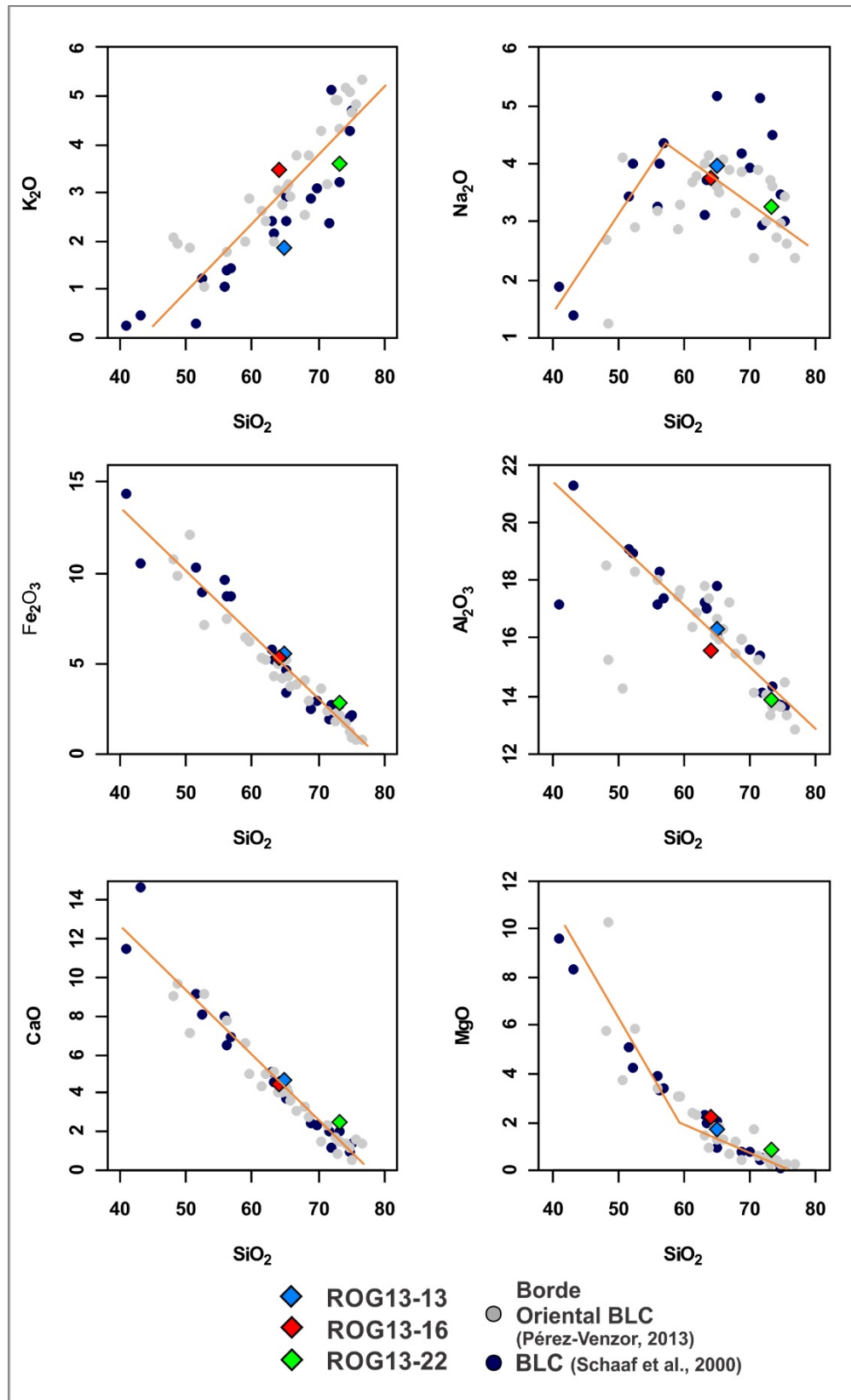


Figura 5.5 Diagramas Harker para rocas plutónicas donde se muestra la variación de los elementos mayores en función de su contenido en sílice (valores en porcentaje en peso). Los datos se muestran junto con los datos del Borde Oriental del BLC (Pérez-Venzor, 2013) y zona central del BLC (Schaaf et al., 2000).

5.2.1.2 Rocas metamórficas

Considerando una reducida movilidad de elementos mayores durante el metamorfismo como se muestra con los diagramas Harker y elementos traza que se exponen más adelante se clasificaron químicamente las 4 muestras de ortogneises utilizando el diagrama TAS de la misma manera en que se aplicó a las rocas plutónicas (Figura 5.6). Las muestras ROG13-11B y ROG13-20A grafican en el campo de las rocas ácidas, mientras que la muestra ROG13-8A tiene una composición intermedia y la muestra ROG13-1 grafica en el campo de las rocas ultrabásicas.

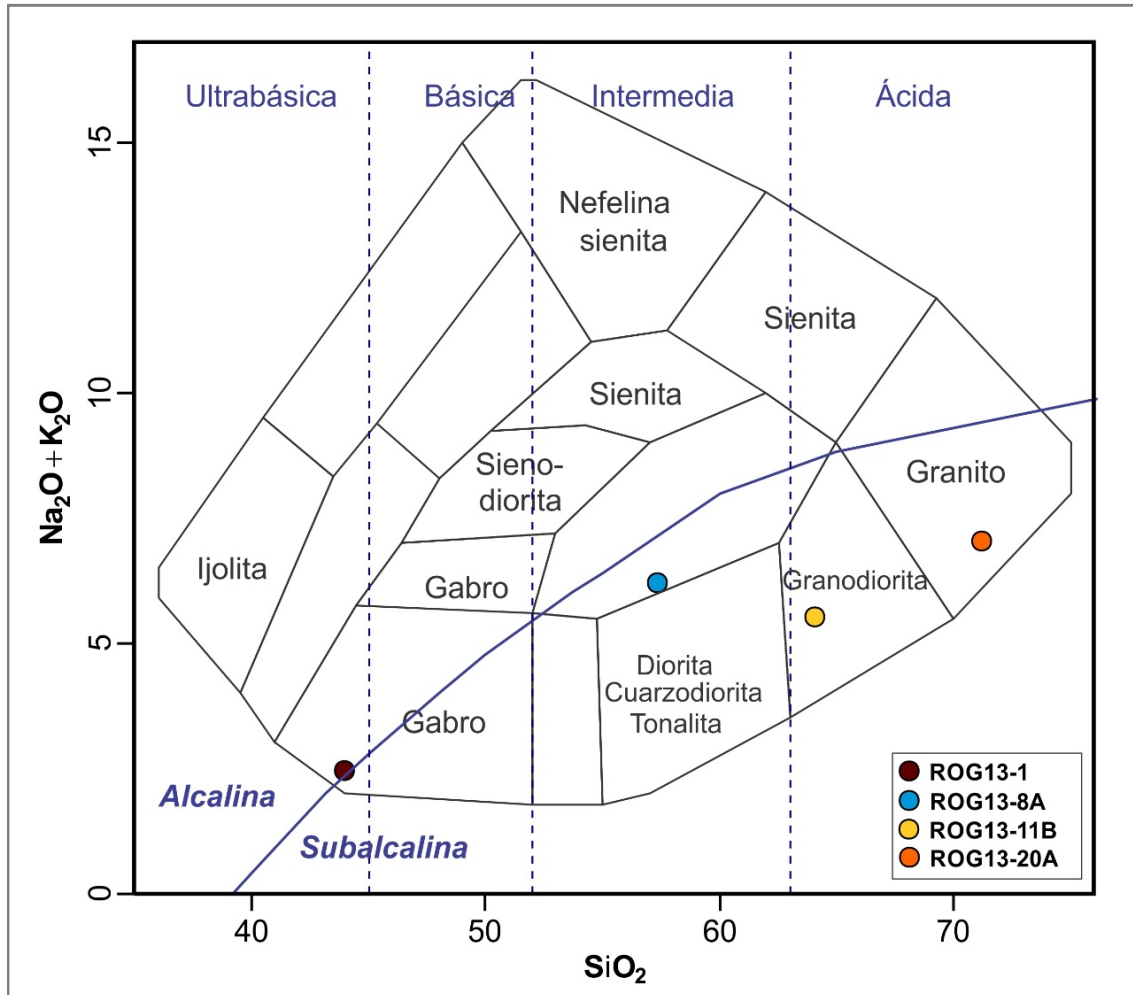


Figura 5.6 Diagrama TAS (Cox et al., 1979) donde se muestra la clasificación de las muestras de ortogneises.

Respecto al comportamiento de los álcalis, los ortogneises comparten similitud con los granitoides del Borde Oriental BLC (Pérez-Venzor, 2013), al graficar en el campo de los granitoides metaluminosos (Figura 5.7). Cabe aclarar que la muestra ROG13-1 no se encuentra dentro de estos diagramas ya que estos están diseñados para rocas ácidas a intermedias.

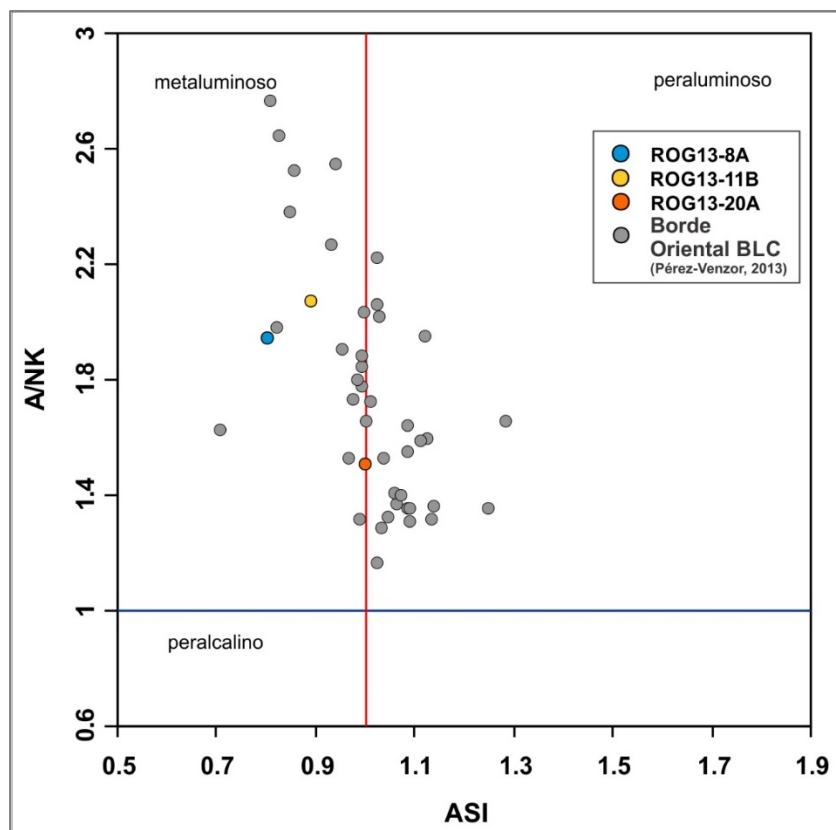


Figura 5.7 Diagrama de saturación en alúmina (ASI) vs. A/NK (Frost et al., 2001) para las muestras de ortogneises.

En el caso de los ortogneises los diagramas Harker (Figura 5.8), de manera general no se aprecia una gran dispersión de óxidos de elementos mayores excepto el K_2O siguiendo un patrón similar al de las rocas plutónicas del BLC (Schaaf et al., 2000; Pérez-Venzor, 2013), con una relación inversa de óxidos de CaO , Fe_2O_3 y MgO respecto a SiO_2 , de igual forma para el Al_2O_3 y Na_2O presentan un comportamiento acorde al BLC; El K_2O al ser muy móvil, si muestra una dispersión marcada para los ortogneises como se observa con la muestra ROG13-11B, la cual muestra un valor más bajo, probablemente por tratarse de un ortogneis migmatítico en donde el potasio se movilizó durante el proceso metamórfico.

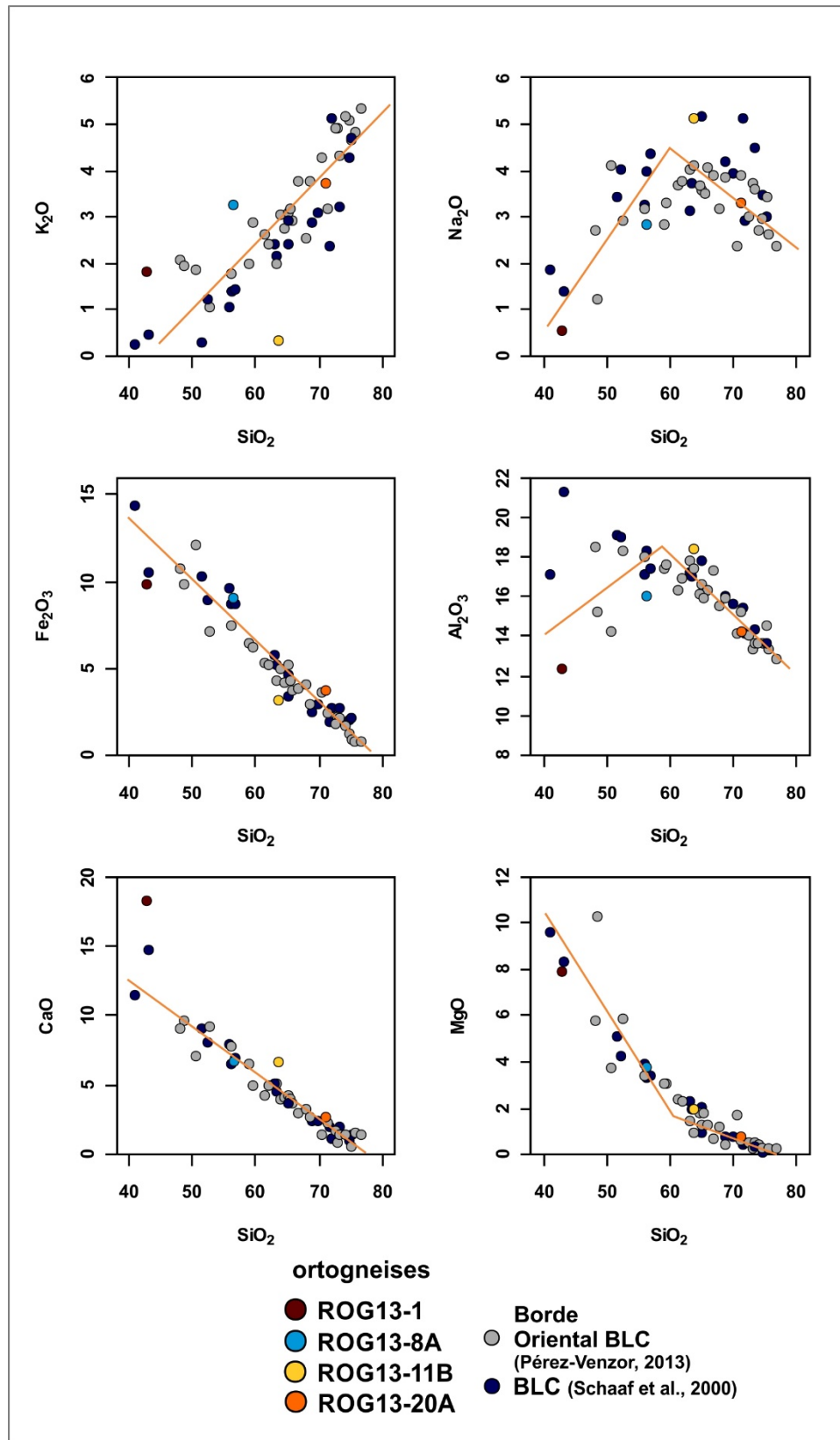


Figura 5.8 Diagramas para rocas metamórficas donde se muestra la variación de los elementos mayores en función de su contenido en sílice (valores en porcentaje en peso). Los datos se muestran junto con los datos del Borde Oriental del BLC (Pérez-Venzor, 2013) y zona central del BLC (Schaaf et al., 2000).

En la Figura 5.9 se muestra una clasificación química de sedimentos propuesta por Herron (1988), extrapolada para la interpretación de la composición de un posible protolito en el caso de rocas metamórficas con un origen sedimentario, considerando que la composición química original no ha tenido grandes cambios durante el metamorfismo (Do Campo y Guevara, 2005). Las rocas metamórficas analizadas grafican en los campos de las rocas pelíticas, grauvacas solo una muestra corresponde a litarenita.

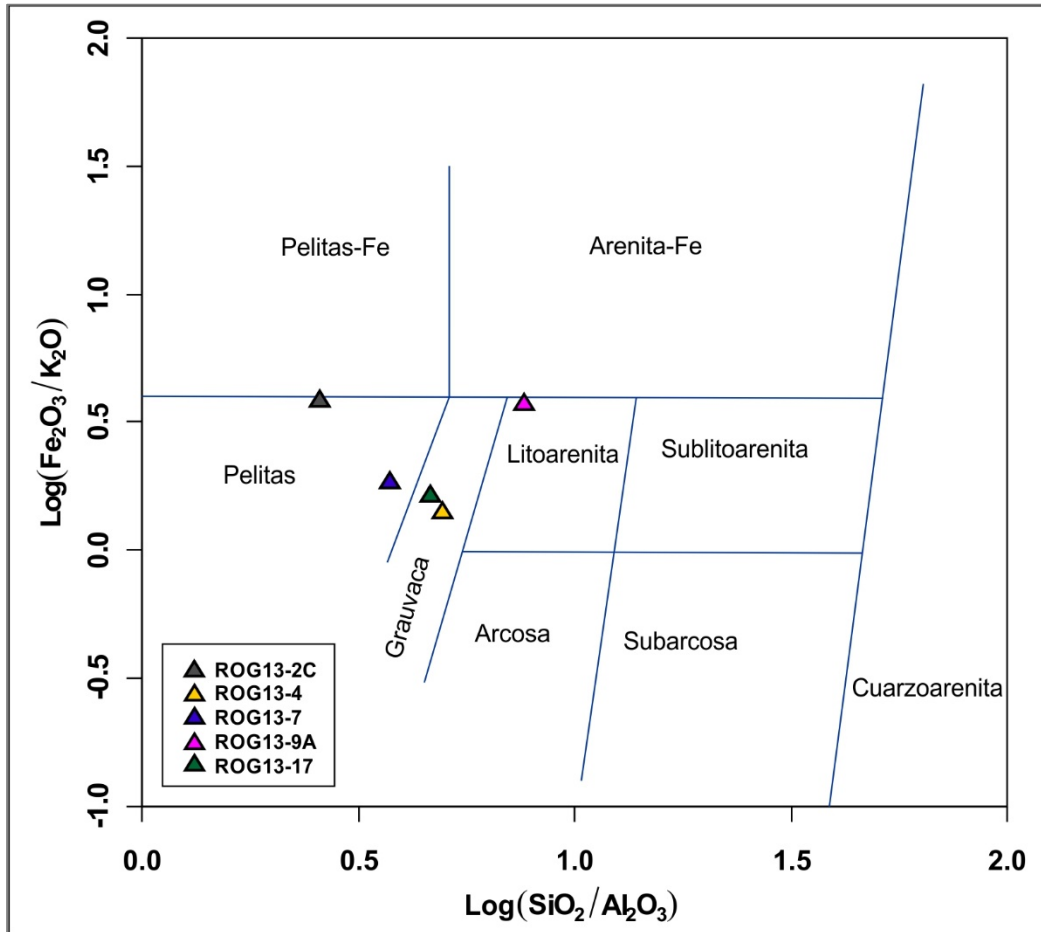


Figura 5.9 $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ versus $\log(\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O})$ (Herron, 1988; en Do Campo y Guevara, 2005) aplicado a las muestras de paragneises del BLC para caracterizar su protolito.

5.2.2 Elementos Traza

Para caracterizar el comportamiento de los elementos traza tanto de rocas ígneas como metamórficas también se elaboraron diagramas tipo Harker. En este caso se utilizaron elementos que presentan distintas afinidades geoquímicas como los elementos litófilos de radio iónico grande LILE (Large Ion Lithophile Elements), representados por el Sr, Ba y Rb y los elementos de alto potencial iónico HFSE (High Field Strength Elements), en este caso Y, Th, Zr y Nb.

El Rb y Ba son elementos incompatibles que sustituye al K en micas, feldespato potásico y hornblenda, el Sr sustituye al Ca en plagioclasas comportándose como elemento compatible a bajas presiones pero incompatible a alta presión donde la plagioclasa es inestable, el Th comúnmente se agrupa junto con los HFSE, es un elemento litófilo que tienen un comportamiento similar al de las tierras raras (REE), se asocia al enriquecimiento del magma en elementos incompatibles, el Zr puede sustituir al Ti en fases como la titanita y rutilo mientras que el Y se comporta como las REE y está fuertemente fraccionado en el granate y anfíbol, el Nb es un elemento muy incompatible que suele encontrarse en pequeñas concentraciones en magmas asociados a zonas de subducción.

Las rocas plutónicas en los diagramas Harker (Figura 5.10) muestran una relación positiva de Ba, Rb, y Th respecto al incremento de sílice; estos elementos suelen concentrarse en el líquido residual durante procesos de cristalización fraccionada, mientras que en el caso del Sr y Zr muestra una relación positiva para concentraciones de SiO₂ entre 40 y 60% pero la relación se invierte al incrementarse el sílice a partir del 60%. Esto es probablemente para el caso del Sr producto del fraccionamiento de la plagioclasa ya que al aumentar el contenido de SiO₂ las fases minerales de las plagioclasas cambian al incrementarse el contenido K₂O formando feldespato potásico.

En los ortogneises los elementos traza también tienen un comportamiento geoquímico similar a los intrusivos del BLC como se observa en los diagramas Harker (Figura 5.11), con correlaciones positivas de Ba, Rb, Th y Nb respecto a SiO₂, las concentraciones de Y y Zr no presentan una correlación clara. La muestra ROG13-1 difiere del resto al considerar elementos inmóviles como el Y, Th, Zr y Nb, teniendo una gran concentración de este último elemento.

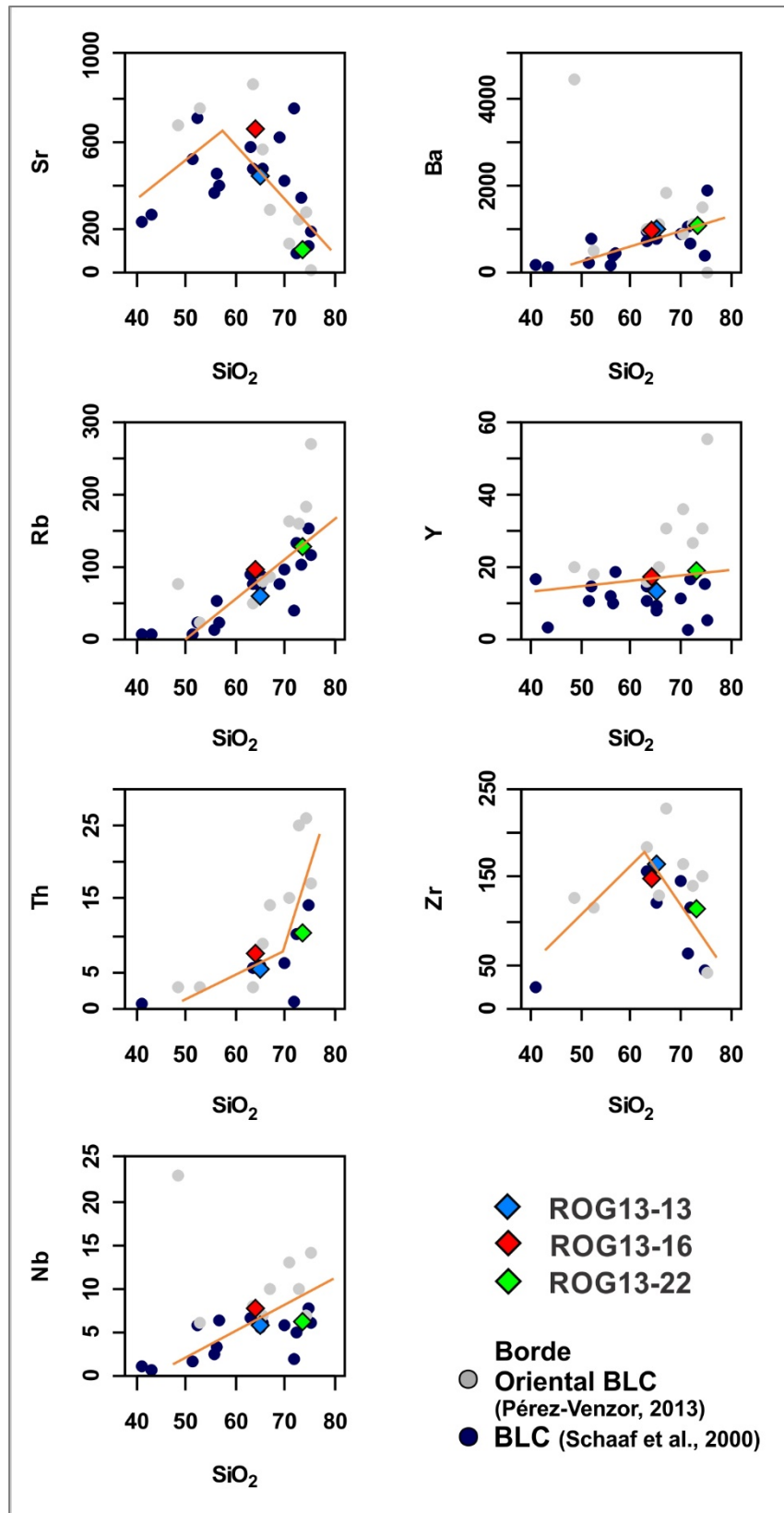


Figura 5.10 Diagramas Harker, donde se muestra la variación de los elementos traza de las rocas plutónicas (ppm) en función de su contenido en sílice (porcentaje en peso). Los datos de este trabajo se muestran junto con los datos del Borde Oriental del BLC (Pérez-Venzor, 2013) y zona central del BLC (Schaaf et al., 2000).

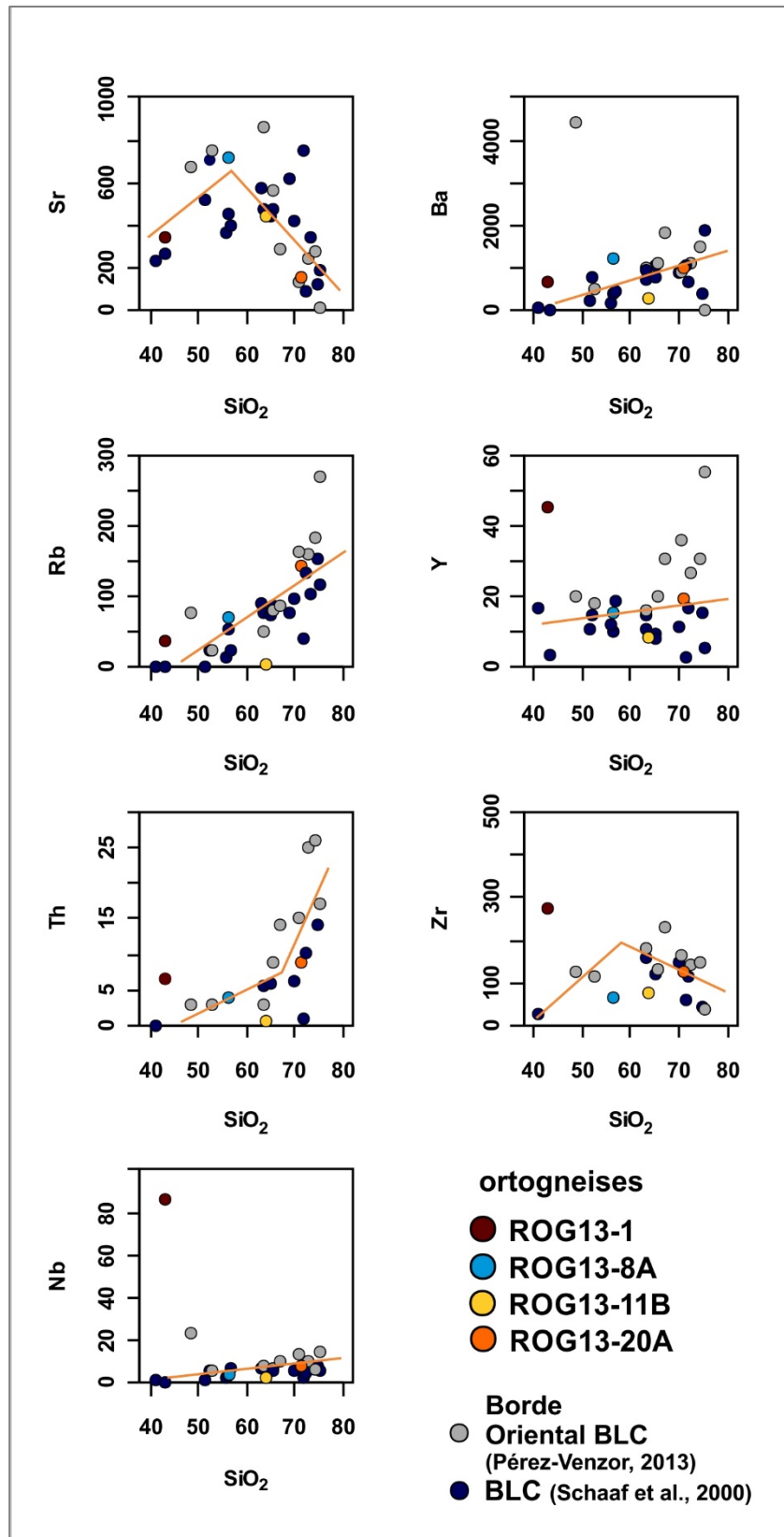


Figura 5.11 Diagramas Harker, donde se muestra la variación de los elementos traza de las rocas metamórficas (ppm) en función de su contenido en sílice (porcentaje en peso). Los datos se muestran junto con los datos del Borde Oriental del BLC (Pérez-Venzor, 2013) y zona central del BLC (Schaaf et al., 2000).

Utilizando el diagrama SiO_2 versus Zr/TiO_2 adaptado de Winchester y Floyd, fueron clasificados químicamente los ortogneises, el Zr y el Ti son considerados como elementos inmóviles durante el metamorfismo y el intemperismo (Winchester & Floyd, 1977), mostrando junto con la Figura 5.6 una idea del protolito plutónico de los ortogneises.

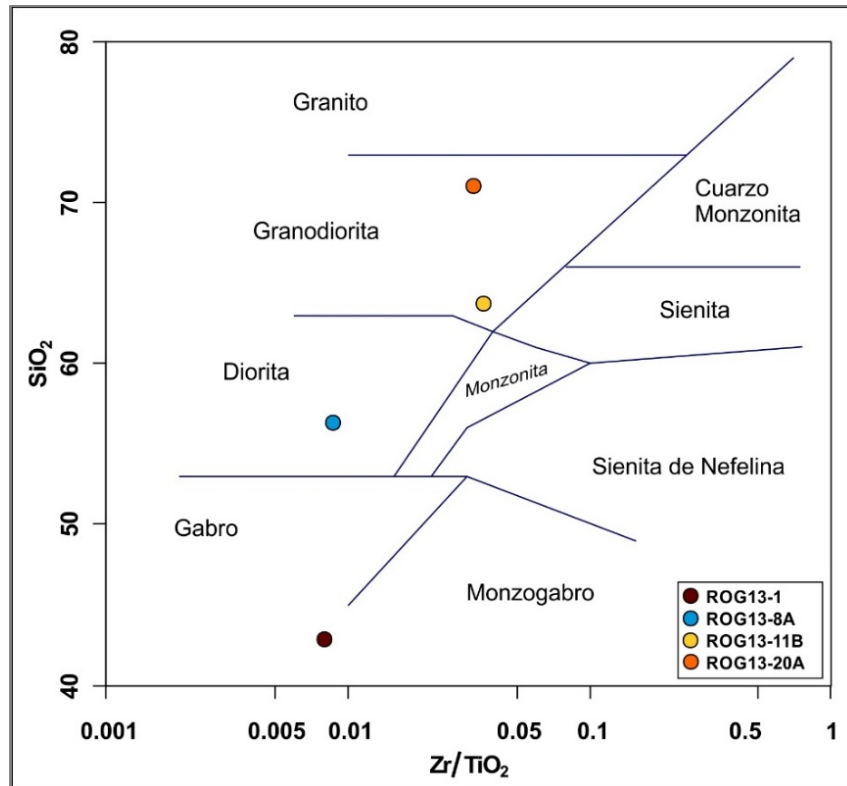


Figura 5.12 Diagrama SiO_2 vs Zr/TiO_2 (adaptado de Winchester & Floyd 1977; en Koraly et al., 2004).

Para determinar el ambiente tectónico de las rocas plutónicas y ortogneises se utilizó el diagrama de discriminación de Pearce et al. (1984) (Figura 5.13). Las muestras analizadas concuerdan con la tendencia regional del BLC, la cual pertenece a un ambiente de arco volcánico (Volcanic Arc Granites, VAG), sin embargo, la muestra ROG13-1 tiene un comportamiento diferente y grafica en el campo de los granitos intraplaca (WPG).

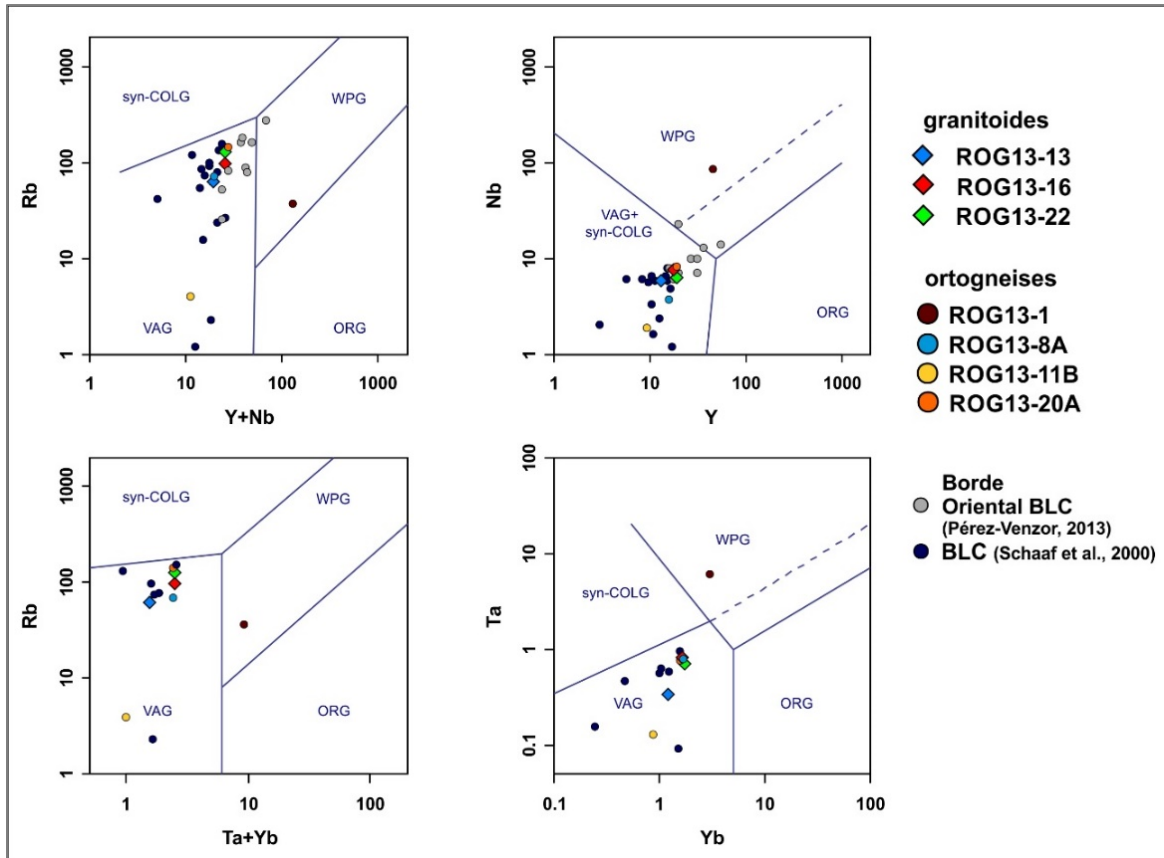


Figura 5.13 Diagramas de discriminación tectónica Pearce et al. (1984). VAG= granitos de arcos volcánicos, WPG= granitos intraplaca, synCOLG= granitos sin-colisionales, ORG= granitos de dorsal oceánica.

5.2.3 Diagramas de Tierras Raras y Multielementos

Para la elaboración de los diagramas de tierras raras (REE) y diagramas multielementos a partir de las concentraciones de los elementos traza, fue utilizado el programa GCDKit 3.00 (Janoušek et al., 2006) normalizando respecto a los valores del manto primitivo de McDonough y Sun (1995) para las REE; en el caso de los diagramas de multielementos, estos fueron utilizados los valores de NMORB de Sun y McDonough (1989), los diagramas obtenidos son mostrados junto con la tendencia regional, la cual se observa en las gráficas con una coloración gris y corresponde a los valores obtenidos en el Borde Oriental por Pérez-Venzor (2013).

Las muestras de granitoides (Figura 5.14) el patrón de REE grafican dentro del campo definido por las muestras del Borde Oriental del Bloque de Los Cabos, en donde vemos un enriquecimiento general en las concentraciones de REE Ligeras respecto al manto primitivo. Los datos grafican formando una pendiente ligeramente pronunciada que es típica de la corteza continental, observamos que está pendiente es muy clara para las tierras raras ligeras (LREE), mientras que para las tierras raras pesadas (HREE) el patrón tiende a aplanarse. La muestra ROG13-22 presenta una anomalía de Eu negativas.

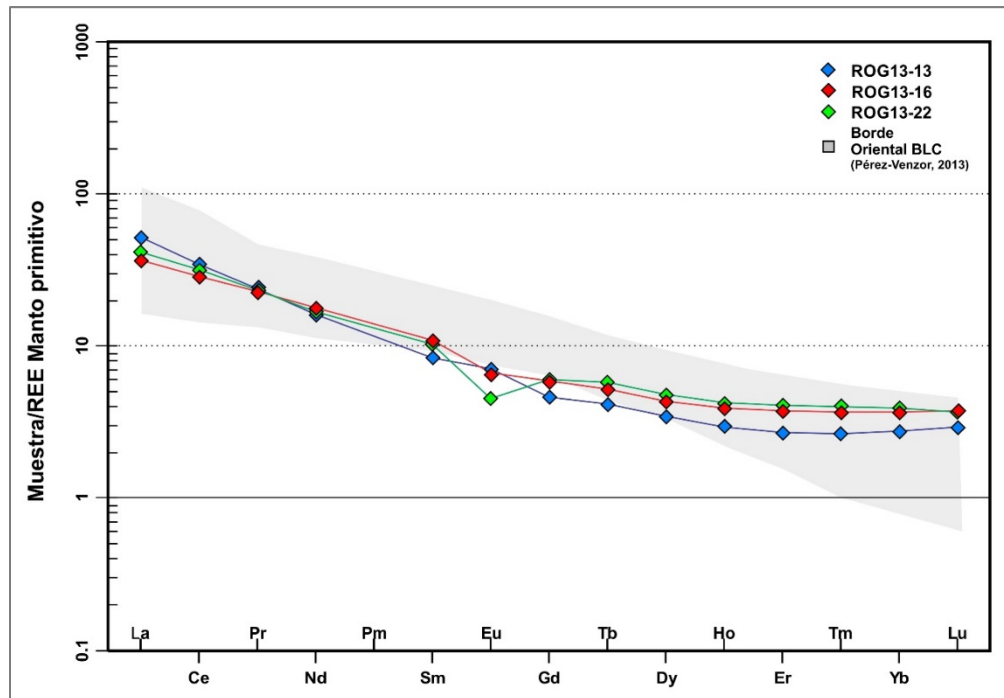


Figura 5.14 Diagrama de tierras raras (REE) para las muestras de granitoides, normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995; en Janoušek et al., 2006).

Dentro del grupo de los ortogneises (Figura 5.15). Los valores más altos de REE se observan en la muestra ROG13-1 (Gneis anfibolítico), la cual tiene una pendiente marcada más o menos constante mientras que la muestra con las concentraciones más bajas es la ROG13-11B (Ortogneis migmatítico) la cual se encuentra empobrecida en LREE respecto a la tendencia general.

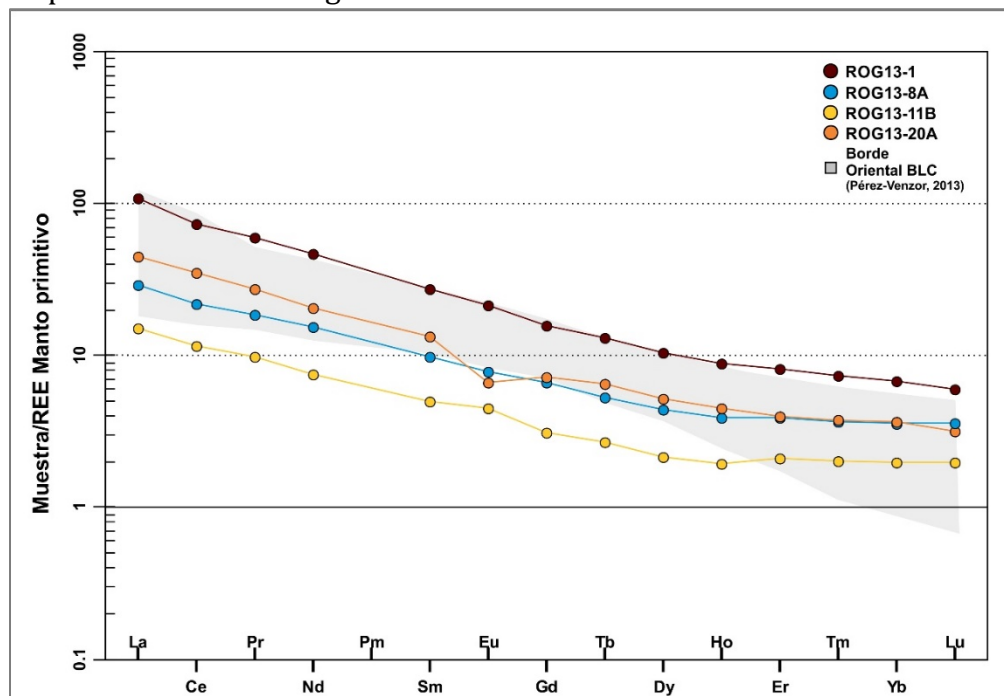


Figura 5.15 Diagrama de tierras raras (REE) para las muestras de ortogneises, normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995; en Janoušek et al., 2006).

En los paragneises los patrones de REE son característicos de corteza continental, con una pendiente pronunciada en las LREE y con una pendiente plana en las HREE. La muestra ROG13-2C es la que presenta la anomalía de Eu más marcada aunque también está presente en las muestras ROG13- 4, ROG13-7 y ROG13-9A. (Figura 5.16).

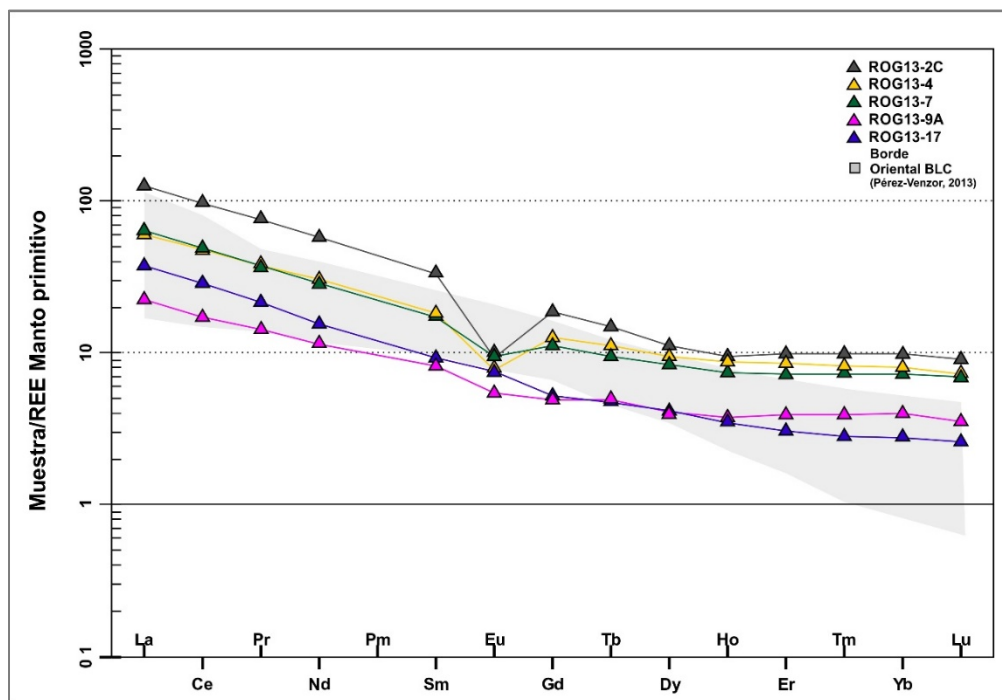


Figura 5.16 Diagrama de tierras raras (REE) para las muestras de paragneises, normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995; en Janoušek et al., 2006).

Los diagramas de multielementos nos muestran a los elementos más incompatibles del lado izquierdo y los compatibles del lado derecho. Las rocas plutónicas (Figura 5.17), están enriquecidas en elementos incompatibles como el Cs el Rb y el Ba, se aprecian anomalías negativas de Nb, P y Ti típicas en materiales producidos en subducción y en ambientes corticales, los valores de las muestras analizadas coinciden con los valores regionales del Borde Oriental del BLC. los ortogneises (Figura 5.18) tienen patrones diversos siendo la muestra ROG13-20A la que tiene los valores más altos de Cs, Rb, Th, K y Pb mientras que los más bajos para las concentraciones de elementos traza los presenta la muestra ROG13-11B (ortogneis migmatítico) está en general se encuentra empobrecida en elementos incompatibles, los cuales pudieron haberse movilizado durante el metamorfismo. En todas las muestras apreciamos anomalías negativas bien marcadas de Nb, P y Ti excepto para la muestra ROG13-1 (gneis anfibolítico) que difiere de la tendencia regional con anomalías ligeramente positivas.

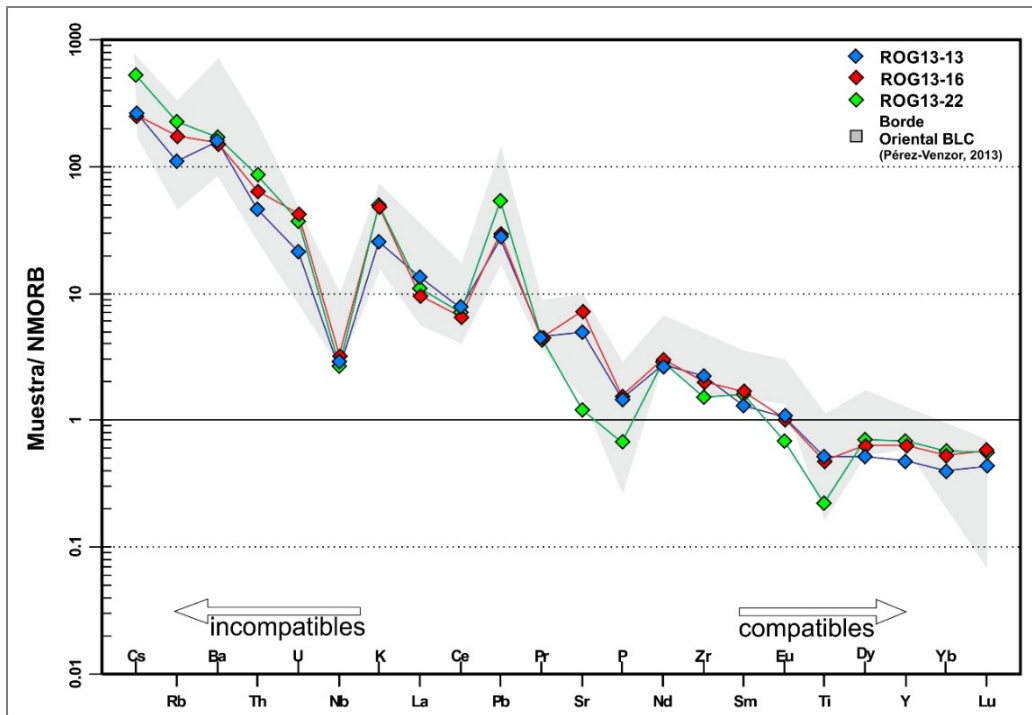


Figura 5.17 Diagrama de multielementos para las muestras de granitoides, normalizado a NMORB (Sun y McDonough, 1989; en Janoušek et al., 2006).

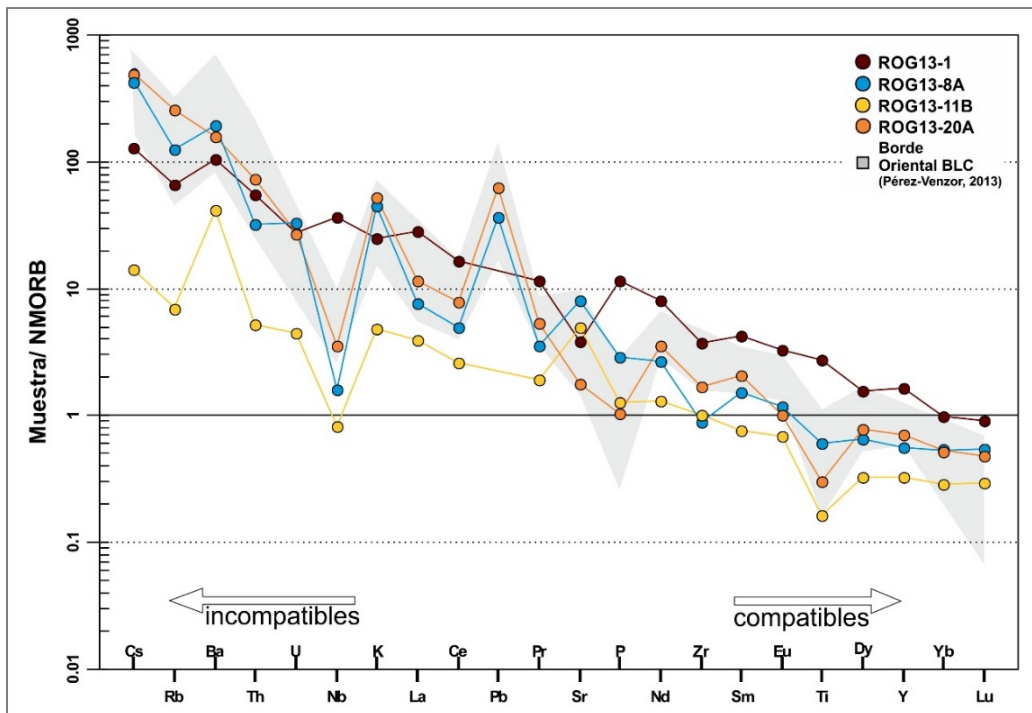


Figura 5.18 Diagrama de multielementos para las muestras de Ortogneises, normalizado a NMORB (Sun y McDonough, 1989; en Janoušek et al., 2006).

5.3 Isotopía de Rb, Sr, Sm y Nd

Para el estudio geoquímico isotópico de Rb-Sr y Sm-Nd fueron analizadas 12 muestras que corresponden a las mismas seleccionadas para geoquímica de elementos mayores y traza (3 rocas plutónicas, 4 muestras de ortogneises y 5 muestras de paragneises). En la Tabla 5.2 se muestran las relaciones isotópicas y las concentraciones de Rb, Sr, Sm y Nd obtenidas por espectrometría de masas y dilución isotópica respectivamente.

Tabla 5.2 Relaciones isotópicas de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y ϵ_{Nd} .

Muestra	Roca	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1σ	1 SE(M)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	1σ	1 SE(M)	ϵ_{Nd}	1σ	$t_{\text{DM}} \text{ Nd (Ma)}$
ROG 13-1	Ortogneis	35.19	341.45	10.97	59.45	0.298	0.705235	35	5	0.112	0.512784	15	2	2.84	0.29	523
ROG 13-2C	Paragneis	122.86	94.21	13.58	76.01	3.780	0.724060	30	4	0.108	0.512119	16	2	-10.13	0.31	1418
ROG 13-4	Paragneis	121.00	131.28	7.60	37.26	2.670	0.718318	29	4	0.123	0.512258	18	2	-7.41	0.35	1424
ROG 13-7	Paragneis	148.89	90.87	7.20	37.82	4.751	0.728654	39	5	0.115	0.512086	15	2	-10.78	0.29	1562
ROG 13-8A	Ortogneis	65.74	760.71	3.99	17.84	0.250	0.704813	37	5	0.135	0.512685	16	2	0.91	0.31	850
ROG 13-9A	Paragneis	40.37	243.62	2.99	14.20	0.479	0.706355	34	5	0.127	0.512456	15	2	-3.56	0.29	1159
ROG 13-11B	Ortogneis	3.36	445.16	1.95	9.32	0.022	0.703877	36	5	0.127	0.512769	16	2	2.55	0.31	633
ROG 13-13	Granodiorita	59.47	426.07	3.49	21.65	0.404	0.705815	37	5	0.097	0.512484	10	1	-3.00	0.20	838
ROG 13-16	Granodiorita	99.22	674.11	4.27	21.86	0.426	0.704721	33	4	0.118	0.512697	16	2	1.15	0.31	687
ROG 13-17	Paragneis	77.85	239.49	3.42	18.75	0.941	0.714149	36	5	0.110	0.512215	17	2	-8.25	0.33	1313
ROG 13-20A	Ortogneis	141.29	155.87	5.70	29.33	2.625	0.714353	33	4	0.118	0.512331	15	2	-5.99	0.29	1234
ROG 13-22	Granito	196.55	106.70	4.29	22.31	5.335	0.715890	38	5	0.116	0.512342	18	2	-5.77	0.35	1201

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. Los valores (1σ) se refieren a los errores durante la medición, en los últimos dos dígitos. $1\text{ SE(M)} = 1\sigma/\text{raíz } n$. 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): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710241 \pm 11$ ($\pm 1\sigma$, $n = 28$); para el estándar La Jolla (Nd): $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511846 \pm 7$ ($\pm 1\sigma_{\text{abs}}$, $n = 20$). La incertidumbre relativa de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = \pm 2\%$, y de $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 1.5\%$ (1σ). La reproducibilidad relativa (1σ) 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: 0.05 ng Rb, 1.45 ng Sr, 0.21 ng Sm y 2.21 ng Nd (blancos de procedimiento total).

Las edades modelo de Nd (t_{DM}), fueron obtenidas con parámetros del manto empobrecido $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.513151$ y $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.2188$ (Liew and Hofmann, 1988). Para las rocas plutónicas y ortogneises las edades t_{DM} se encuentran entre los 520 y 1200 Ma lo cual puede ser el reflejo de asimilación cortical de material más antiguo, mientras que las rocas metamórficas presentan edades modelo desde los 1200 hasta los 1560 Ma que nos indica que tienen proveniencia de material de la corteza que ha sido reciclada. Las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iniciales (i) mostradas en la

Tabla 5.3 fueron calculadas para 90 Ma que es la edad de enfriamiento más joven de los cuerpos ígneos del BLC determinada por Rb-Sr en biotitas (Schaaf et al., 2000).

Tabla 5.3 Relaciones isotópicas iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y ϵNd_i , Calculados a 90 Ma.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$	ϵNd_i
ROG13-1 WR	0.704853	0.512718	3.82
ROG13-2C WR	0.719226	0.512055	-9.12
ROG13-4 WR	0.714903	0.512185	-6.57
ROG13-7 WR	0.722578	0.512018	-9.84
ROG13-8A WR	0.704493	0.512605	1.62
ROG13-9A WR	0.705742	0.512381	-2.76
ROG13-11B WR	0.703849	0.512694	3.36
ROG13-13 WR	0.705299	0.512427	-1.86
ROG13-16 WR	0.704176	0.512628	2.06
ROG13-17 WR	0.712945	0.512150	-7.26
ROG13-20A WR	0.710996	0.512262	-5.08
ROG13-22 WR	0.709067	0.512274	-4.85

Las relaciones isotópicas iniciales de las 12 muestras presentan una gran heterogeneidad (Figura 5.19). En el caso de los granitoides puede observarse que la muestra ROG13-22 es la que tiene una relación inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mayor a las otras dos muestras y un ϵNd_i cercano a -5 lo cual nos indica que se trata de un granitoide con una fuente diferente magmática más evolucionada isotópicamente, estos valores son cercanos a los esperados en un granito tipo S. Los ortogneises de las muestras ROG13-8A y ROG13-11B parecen tener un origen plutónico similar al de la muestra ROG13-16, la cual presenta una relación isotópica inicial primitiva, derivada de una fuente tipo MORB con un grado de contaminación cortical, en cambio la muestra ROG13-20A tiene valores mayores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y un ϵNd_i de -5 indicando una fuente continental. La muestra ROG13-1 es la menos evolucionada isotópicamente, esta presenta un valor positivo de $\epsilon\text{Nd}_i = 3.8$ pero con una relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.70485$, comportamiento isotópico que puede deberse a la mezcla de material volcánico con una isotopía primitiva con material sedimentario con una isotopía continental, reduciendo la relación de ϵNd_i pero conservando un valor positivo y un desplazamiento hacia la derecha del grafico en los valores de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$. Otra posibilidad que explicaría esta anomalía es que si el material volcánico se depositó en un ambiente marino, el agua de mar alteraría su isotopía inicial de Sr pero no la de Nd.

Las rocas metamórficas que tienen un protolito sedimentario (paragneises) también son isotópicamente diversas, la muestra menos evolucionada corresponde a la ROG13-9A correspondiente al paragneis de Punta Lobos (Ver Figura 3.1), mientras que la que tiene los valores más bajos de ϵNd_i y más altos en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ es la muestra ROG13-7

(Complejo Metamórfico de Todos Santos, cercana a la localidad de la Filita El Cardonozo Figura 3.1), la cual es también la que tiene una edad $Nd_{tDM} = 1.5Ga$, lo cual nos indica que la secuencia metamórfica a la que pertenece es la más antigua de la región. La muestra ROG13-2C pertenece a material migmatítico, probablemente la fusión parcial produjo el fraccionamiento que enriqueció sus relaciones isotópicas, ya que el material (protolito) del cual se originó es similar al de la muestra ROG13-4 que como se observa en la Figura 5.19 tiene menores valores en su relación de $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ y un ϵNd_i más primitivo.

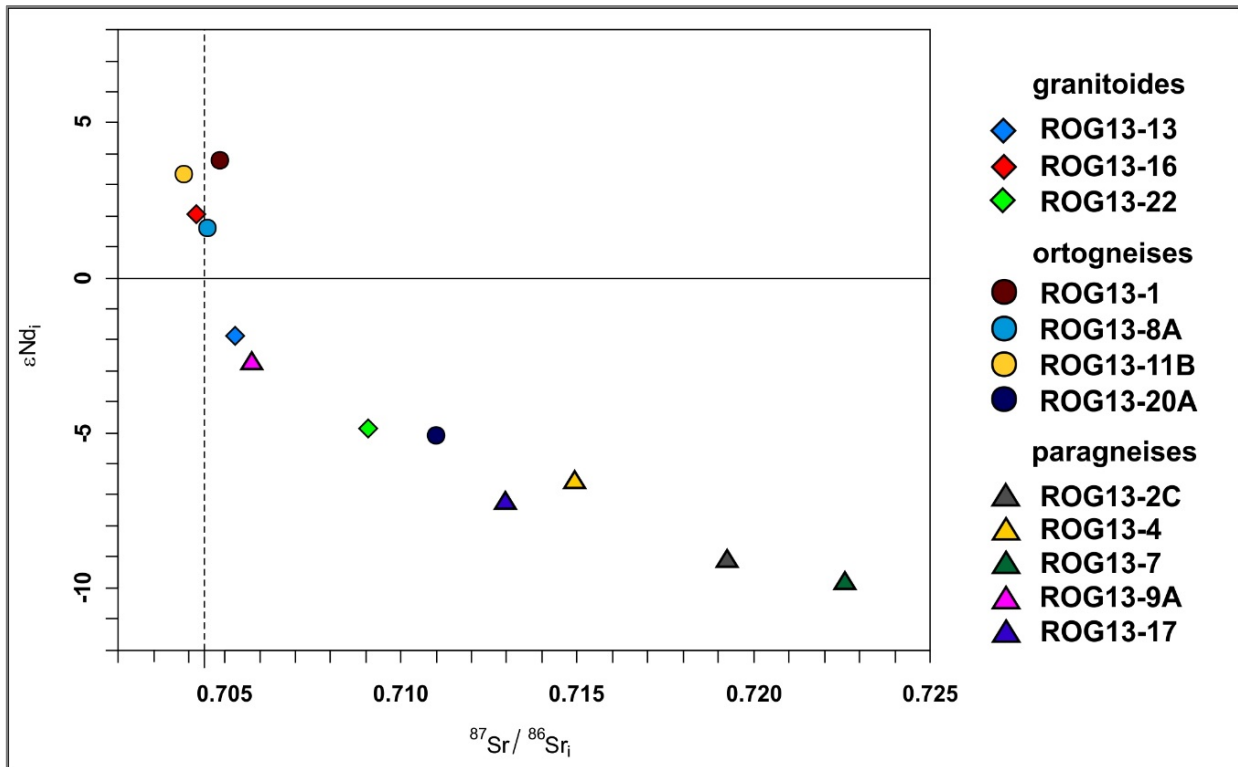


Figura 5.19 Valores iniciales de $^{87}Sr/^{86}Sr$ y ϵNd calculados a 90 Ma de las 12 muestras analizadas en este trabajo se puede apreciar una gran heterogeneidad de sus relaciones isotópicas, desde la más primitiva ROG13-1 hasta la más evolucionada ROG13-17.

5.4 Geocronología

Para determinar las edades de proveniencia de los zircones sedimentarios fueron seleccionadas cinco muestras, de las cuales se separaron zircones y para realizar la datación isotópica utilizando el sistema U-Pb para correlacionar temporalmente al BLC con el resto de las provincias del NW de México. Las cinco muestras seleccionadas fueron la ROG13-1, ROG13-6, ROG13-9, ROG13-17 y ROG13-18. (Ver figura 3.1 en el capítulo de muestreo)

Las edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ y $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ se calcularon con el programa ISOPLOT 4.15 (Ludwig, 2008) además se construyeron diagramas de concordia y diagramas de probabilidad relativa. Los datos analíticos pueden consultarse en la tabla del apéndice B

Es importante aclarar que la muestra ROG13-1 se trata de un gneis anfibolítico cuyo protolito es probablemente material volcánico.

En la muestra ROG13-1 (Gneis anfibolítico) se analizaron nueve cristales con edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ entre 85 y 106 Ma, pero la mejor aproximación de la edad es 103 Ma (Cretácico Temprano), ya que es donde se encuentran menos dispersos los datos y son más concordantes (Figura 5.20).

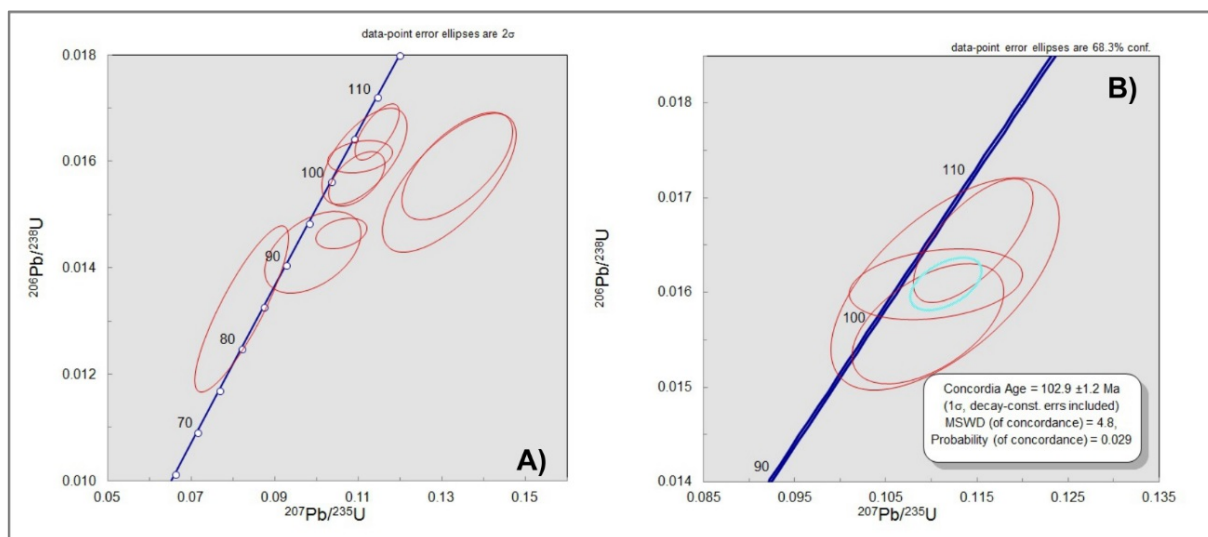


Figura 5.20 A) Diagrama de concordia de la muestra ROG13-1, B) Edad de concordia calculada para cuatro zircones de la muestra ROG13-1.

En el caso de la muestra ROG13-6 que corresponde a la unidad metasedimentaria de Todos Santos, se dataron 16 cristales los cuales muestran edades que van desde los 262 Ma hasta los 1.4 Ga (Figura 5.21). La probabilidad más alta la encontramos en los 264

Ma y puede considerarse como la edad máxima de depósito para esta unidad, otras edades de proveniencia importantes son a los 570 Ma, 1.0 Ga y 1.4 Ga.

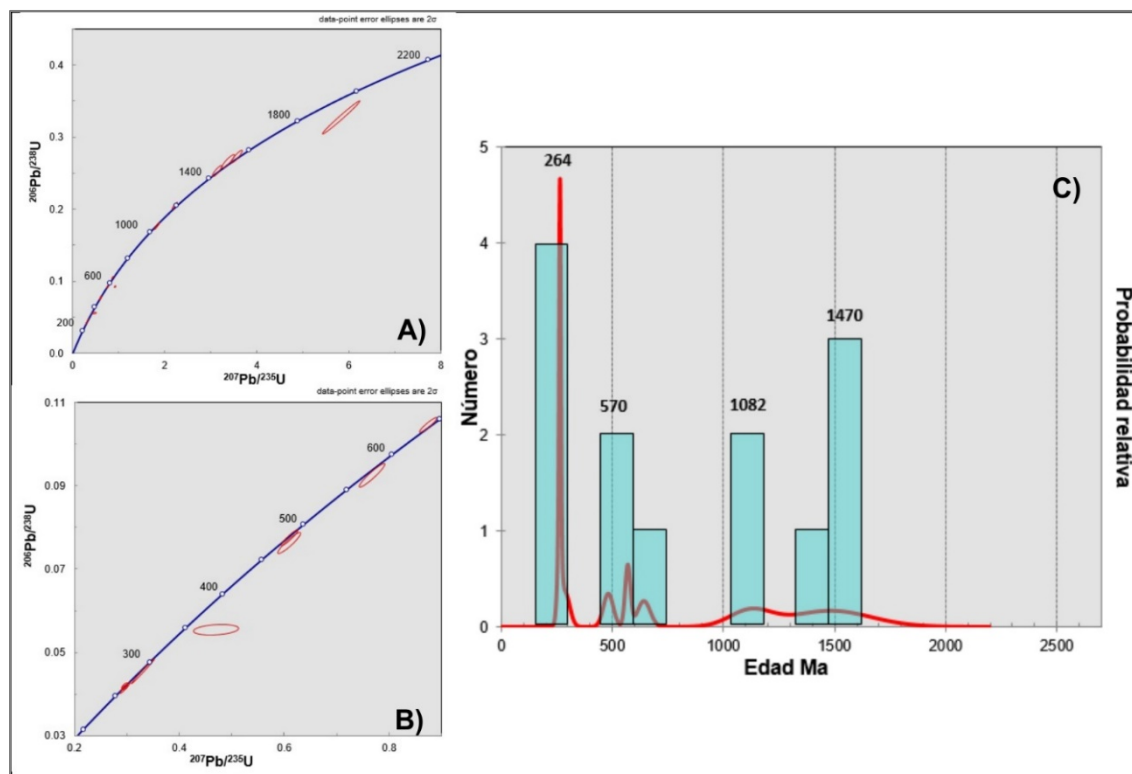


Figura 5.21 A) Diagrama de concordia de la muestra ROG13-6, B) Diagrama de concordia para el intervalo de 200-650 Ma de la muestra ROG13-6, C) Diagrama de probabilidad relativa de las edades de zirrones de la muestra ROG13-6.

En la Figura 5.22 el diagrama de concordia y diagrama de probabilidad relativa de la muestra ROG13-9, pertenece a una unidad de rocas calcisilicatadas de Punta Lobos. Para esta muestra fueron analizados 30 cristales, la edad máxima de depósito de esta unidad es de 99 Ma, la edad dominante se encuentra a los 237 Ma indicando proveniencia triásica.

El paragneis ROG13-17 (Figura 5.23) se localiza en el lado oriental del BLC, también exhibe edades para zirrones individuales que van de los 80 a 450 Ma. Para esta muestra se analizaron 87 cristales y sobresale en el diagrama de probabilidad relativa (Figura 5.23C) un pico dominante a los 226 Ma, la edad máxima de depósito para esta unidad se encuentra cercana a los 80 Ma (Cretácico Tardío).

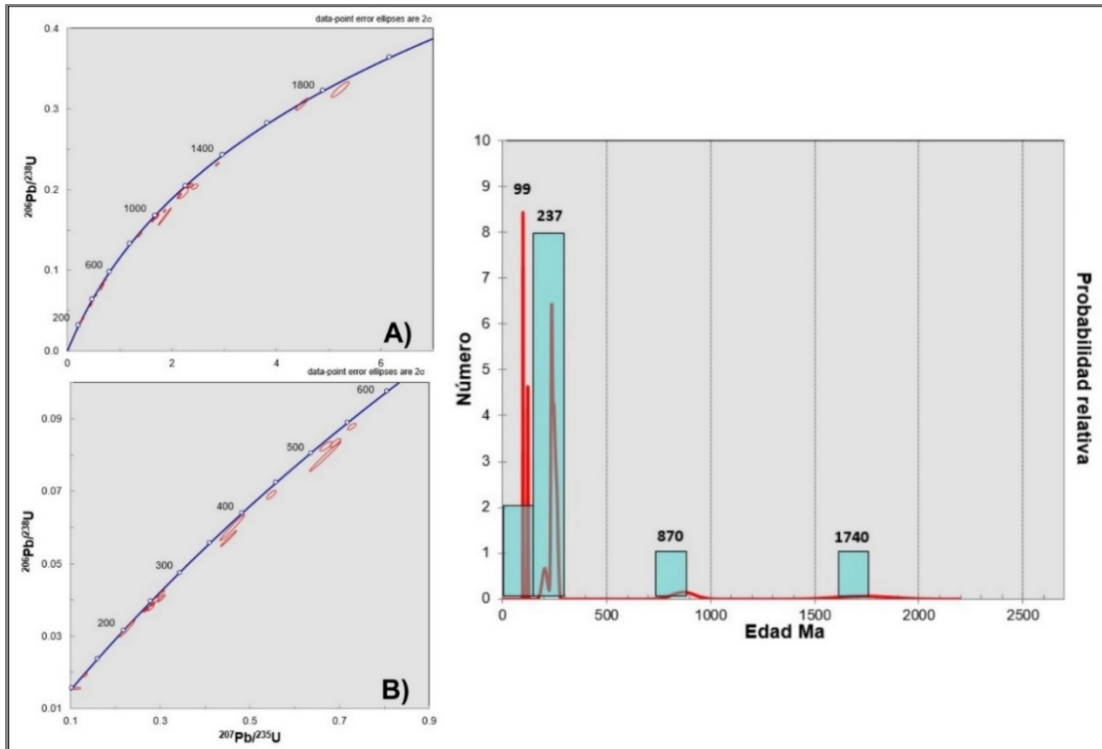


Figura 5.22 A) Diagrama de concordia de la muestra ROG13-9, B) Diagrama de concordia para el intervalo de 100-600 Ma de la muestra ROG13-9, C) Diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones de la muestra ROG13-9.

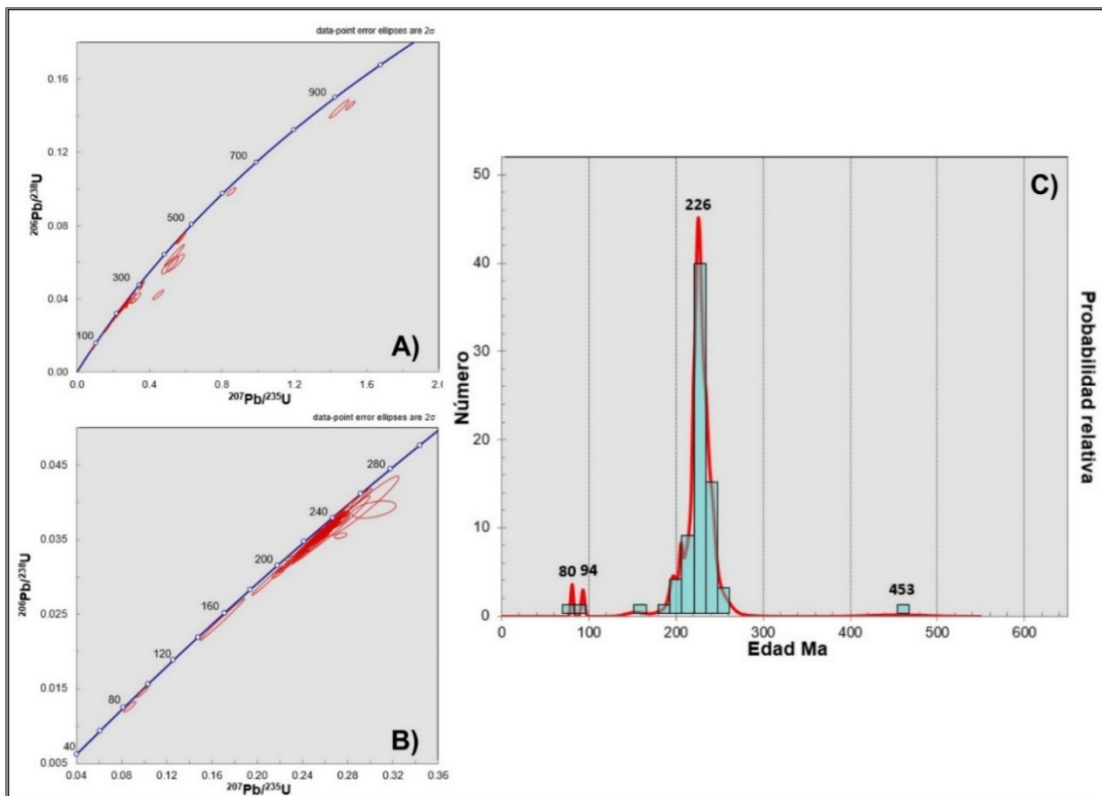


Figura 5.23 A) Diagrama de concordia de la muestra ROG13-17, B) Diagrama de concordia para el intervalo de 40-300 Ma de la muestra ROG13-17, C) Diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones de la muestra ROG13-17.

Finalmente para el paragneis ROG13-18 (Figura 5.24) fueron analizados 50 cristales de los cuales la mayor probabilidad se encuentra en los 79 Ma, pero con la población más importante a los 83 Ma, la primera de estas dos edades puede considerarse la edad máxima de depósito, mientras que la segunda representa la edad de una fuente importante para esta unidad que también se encuentra en el lado oriental del BLC.

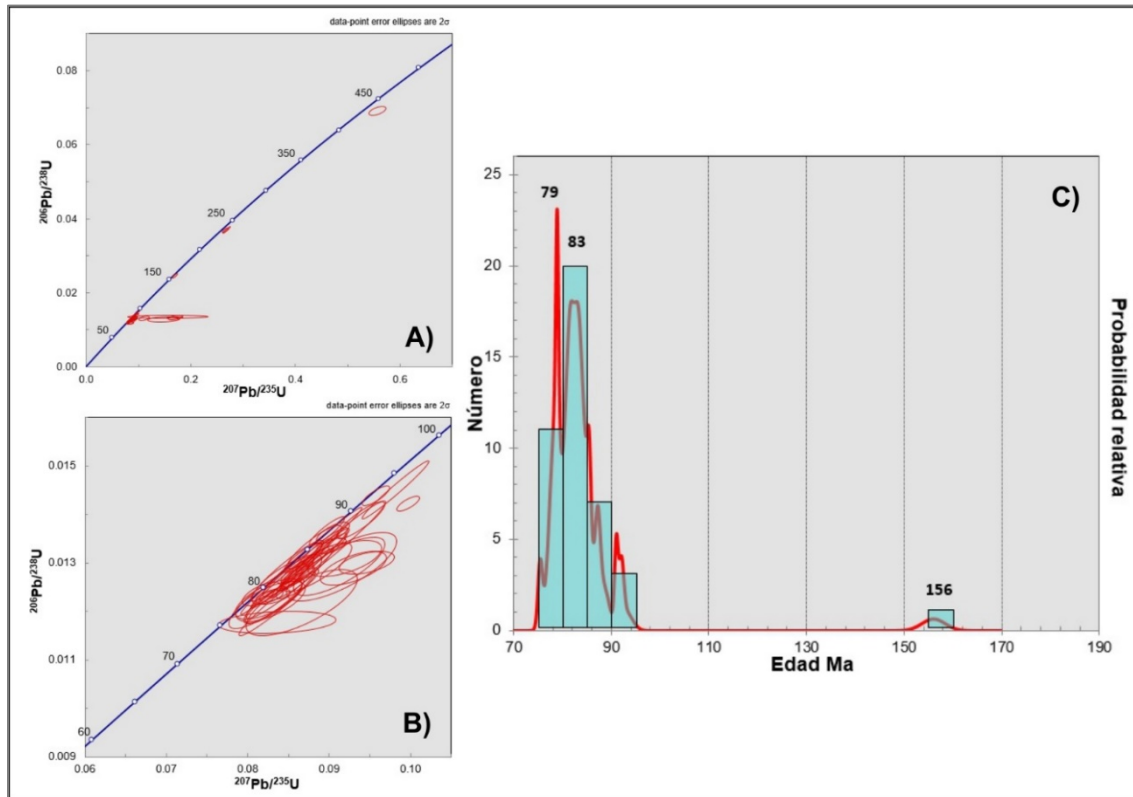


Figura 5.24 A) Diagrama de concordia de la muestra ROG13-18, B) Diagrama de concordia para el intervalo de 100-60 Ma de la muestra ROG13-18, C) Diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircons de la muestra ROG13-18.

6.1 Características geoquímicas del basamento del Bloque de Los Cabos

6.1.1 Rocas plutónicas

Las tres muestras de granitoides reportadas en este trabajo (Tabla 3.1) corresponden a dos granodioritas y un granito de acuerdo con la clasificación química utilizando el diagrama TAS (Figura 5.1). De acuerdo con su contenido de óxidos de Fe, Mg estas rocas son magnesianas y corresponden a magmas cálcicos a calcialcalinos (Figura 5.2 y Figura 5.3), el índice de saturación en alúmina (ASI) agrupa a las rocas plutónicas del BLC en peraluminosas a metaluminosas (Figura 5.5), todas las condiciones anteriores son características típicas de rocas de arcos volcánicos (Frost y Frost, 2008). En los diagramas Harker para elementos mayores y traza (Figuras 5.5 y 5.9) por sí solas las muestras analizadas no muestran patrones claros, pero al introducirlas en un contexto regional junto con las muestras reportadas por Schaaf et al. (2000) y Pérez-Venzor (2013) se aprecia que durante su emplazamiento se vieron involucrados procesos de asimilación con cristalización fraccionada (AFC).

Los diagramas de discriminación tectónica basados en la relación de elementos traza como el Rb, Yb, Ta, Y y Nb (Figura 5.13), también concuerdan con la característica de que las rocas plutónicas del BLC se asocian a un ambiente tectónico de arco magmático. La firma geoquímica de los elementos traza muestra características propias de la corteza continental, como es el caso de las tierras raras (REE) en donde las muestras presentan un enriquecimiento mayor en las tierras raras ligeras que en las tierras raras pesadas (Figura 5.14); así mismo, tienen una mayor concentración en elementos incompatibles con empobrecimiento de los elementos más compatibles respecto al NMORB (Figura 5.17). Las relaciones isotópicas de Sr y Nd obtenidas para los cuerpos plutónicos indican la posibilidad de que durante el emplazamiento de los cuerpos ígneos ocurriera el proceso de asimilación de material cortical más antiguo como lo indican las edades modelo de Nd t_{DM} (Tabla 5.2), dando como resultado una relación isotópica magmáticamente evolucionada, siendo más evidente en el cuerpo granítico de la isla Espíritu Santo, el cual muestra una relación de Sr inicial de 0.70907, considerando que su edad también de es 90 Ma.

6.1.2 Ortogneises

En los ortogneises los resultados geoquímicos muestran que tuvieron como protolito a rocas ígneas con una composición que varía de máfica a félsica. El origen de estos cuerpos ígneos se atribuye a la actividad de un arco magmático de afinidad calcialcalina, algunas características de la composición química de estas rocas parecen haber sufrido cambios durante el metamorfismo, ya que las muestras ROG13- 11B y ROG13-20A fueron colectadas dentro de las zonas de migmatitas en los ortogneises (región de Todos Santos y Borde Oriental respectivamente), estos efectos son más evidentes al observar los elementos traza en los cuales tienen patrones con mayor variabilidad en

comparación con las rocas plutónicas descritas anteriormente. Las características isotópicas de los ortogneises son diversas, las muestras ROG13-8A y ROG13-11B (Complejo Metamórfico de Todos Santos) parecen compartir características con los cuerpos plutónicos del BLC, la muestra ROG13-20A ortogneis Boca de la Sierra, difiere y al parecer al igual que el granito de la Isla Espíritu Santo, su protolito comparte más características con los granitos tipo S reportados por Grove et al. (2003) en la Isla Cerralvo. En el caso de la muestra ROG13-1 (gneis anfibolítico), posee una la composición máfica y tiene los valores isotópicos más primitivos, pero también muestra un enriquecimiento en elementos incompatibles y una relación de Sr inicial alta, probablemente producida por la interacción con material cortical de origen sedimentario, produciendo una mezcla que causa un desplazamiento hacia la derecha dentro del gráfico de la relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ vs ϵNd_i aunque aún preserva un valor positivo en Nd ($\epsilon\text{Nd}_i \approx +4$, Figura 6.1).

6.1.3 Paragneises

Considerando la composición química y la petrografía de las rocas metasedimentarias se considera que las unidades metasedimentarias presentan heterogeneidad respecto a su protolito. Los complejos metamórficos de Todos Santos y Sierra La Gata fueron en su mayoría sedimentos pelíticos asociados a ambientes marinos, mientras que las muestras del Complejo Metamórfico del Borde Oriental fueron sedimentos continentales o de un ambiente de transición, resultados concordantes con los de Pérez-Venzor (2013) quien asigna a la secuencia litológica de la unidad portezuelo intercalaciones de grauvacas y pelitas como posibles protolitos.

Los sedimentos que dieron origen a las rocas metamórficas de los complejos metamórficos del BLC, guardan una firma isotópica de corteza continental antigua, dado que los valores de Sr muestran que se trata de material probablemente reciclado y junto con las edades modelo de Nd t_{DM} que van de 1.1 Ga hasta 1.5 Ga se puede hablar de material que tiene ya un largo tiempo de residencia en la corteza. En este aspecto, la muestra ROG13-7 tiene los valores isotópicos más evolucionados y es también la que tiene el mayor valor en edad t_{DM} (1.5 Ga).

6.2 Geocronología

Los resultados geocronológicos indican que durante la formación de las rocas del basamento del BLC existió interacción con material continental proveniente de la parte central del territorio mexicano y otras fuentes más locales, indicando un origen autóctono de esta provincia geológica. Dentro del BLC Fletcher et al. (2007) realizaron un estudio geocronológico en zirrones detríticos a lo largo de todo el borde de la provincia analizando material sedimentario reciente y unidades sedimentarias cuaternarias, sus resultados sobre todo muestran edades relacionadas con los cuerpos intrusivos del BLC (75-100 Ma), pero sin reportar edades más antiguas a 175 Ma, sin embargo los resultados obtenidos en las unidades metasedimentarias están presentes zirrones con edades entre 80-100 Ma, 200-265 Ma y menos abundantes edades grenvillianas (900-1200 Ma). Una posibilidad del por qué dentro de las unidades

metamórficas estudiadas en este trabajo no se obtuvieron resultados similares porque se trata de secuencias más antiguas y la geomorfología de la provincia influye directamente en el aporte sedimentario de los depósitos recientes y cuaternarios, pues los altos topográficos los forman precisamente los cuerpos intrusivos.

En otros trabajos dentro de las provincias de México ya hay reportes de edades similares en zircons detríticos, Talavera-Mendoza et al. (2007) mencionan la relación de zircons detríticos posiblemente provenientes del Complejo Acatlán con las secuencias Teloloapan, Arcelia y Taxco Viejo al sur del estado de Guerrero. Vega-Granillo et al. (2008) reportan edades entre 453–508 Ma, 547–579 Ma, 606–726 Ma en zircons detríticos de rocas metasedimentarias en la región del Fuerte en Sinaloa. En el Bloque de Jalisco en la zona de Puerto Vallarta, Valencia et al. (2013) reportan edades de zircons en metasedimentos que van desde finales del Jurásico a principios del Cretácico; en el área de Yelapa (Díaz-López et al., 2014), la geocronología muestra una edad dominante de 240 Ma, pero también tienen edades más antiguas de 450 Ma y 1200 Ma; estos resultados son muy similares a los obtenidos en este trabajo para las muestras ROG13-6, ROG13-9 y ROG13-17. En la Isla María Madre, Pompa-Mera (2014) realizó la geocronología en zircons detríticos de las unidades sedimentarias y metasedimentarias de la isla, las más antiguas tienen una edad máxima de depósito entre los 70-80 Ma similares a las del Borde Oriental del BLC, aunque sin la presencia clara de zircons con edades más antiguas a 190 Ma, indicando que si bien puede existir una relación entre las unidades metamórficas del BLC y la Isla María Madre, las segundas podrían pertenecer a secuencias superiores a las presentes en los complejos metamórficos del BLC.

La edad máxima de depósito para la muestra ROG13-6 es de 264 Ma con zircons de proveniencias más antiguas, estos datos junto con las características de la muestra de filita ROG13-7 indican que estas unidades de metapelitas ubicadas al NW del BLC podrían constituir a la secuencia más antigua del basamento. Las otras muestras analizadas también tienen un dominio de zircons con edades triásicas pero con menor abundancia de zircons antiguos y con edades máximas de depósito entre los 80 a 100 Ma.

Dentro de la muestra ROG13-1 (gneis anfibolítico) la datación de zircons individuales arrojó una edad de 103 Ma; por su composición máfica y su edad es probable que el origen de esta roca tenga relación con los cuerpos gabroicos de la Sierra El Novillo. De acuerdo con Schaaf et al. (2000) estas rocas tienen una edad de intrusión Rb-Sr de 129 Ma, pero la edad determinada por Kimbrough et al. (2015) mediante U-Pb en zircons es de 109 y 102 Ma; de acuerdo con este autor, el emplazamiento de gabros a lo largo de toda la provincia de las Sierras Peninsulares, la provincia del BLC hasta el sur de México actuaron como precursores de la actividad magmática silícica y existe correlación entre los cuerpos gabroicos y las secuencias volcánicas basálticas.

6.3 Relación del Bloque de Los Cabos con las provincias del NW de México

Las características geoquímicas e isotópicas de los cuerpos plutónicos del BLC han mostrado similitudes con el Batolito de Puerto Vallarta (Schaaf et al., 2000; Pérez-Venzor, 2013), el Batolito de Sinaloa (Henry et al., 2003) y los intrusivos de la Isla María Madre (Pompa-Mera, 2014). Para este trabajo se realizó la geoquímica e isotopía de tres muestras de granitoides, las cuales muestran las mismas características reportadas anteriormente (Tabla 6.1). Las rocas metamórficas del BLC descritas en este estudio, también comparten características similares con las presentes en otras regiones, por ejemplo los ortogneises y las unidades metasedimentarias de la Isla María Madre, Nayarit, los ortogneises son considerados como las rocas más antiguas en la isla con edades U-Pb en zircones de entre 163-170 Ma (Pompa-Mera, 2014). Las unidades calcisilicatadas de la Isla María Madre se encuentran inmersas dentro de las rocas granodioríticas y sus rasgos petrológicos son muy parecidos a los descritos en unidades análogas en el Borde Oriental del BLC (Pérez-Venzor, 2013); además, el análisis de los zircones detríticos muestra semejanzas entre las unidades metasedimentarias de ambas provincias. Dentro del Bloque de Jalisco, Valencia et al. (2013) obtienen datos geocronológicos y composicionales del basamento del Bloque de Jalisco (BJ), llegando a la conclusión de que sus intrusivos están relacionados a una actividad magmática de arco y que las unidades metasedimentarias indican un origen continental, mismos resultados son mostrados para la provincia del BLC. La principal región del BJ que expone estos cuerpos metamórficos afines a los del BLC (Sierra La Gata) han sido denominados como complejo Yelapa (Díaz-López et al., 2014), constituido por mica esquistos paragneises y ortogneises con desarrollo de migmatitas embebidos dentro de los intrusivos con diques aplíticos que cortan a todas la secuencia, características observadas tanto en el basamento del BLC como en la Isla María Madre. Por otra parte la geocronología de zircones detríticos dentro de rocas metamórficas de la región de El Fuerte, Sinaloa (Vega-Granillo et al., 2008) presentan similitudes con este trabajo respecto a las fuentes probables de proveniencia que dieron su origen; sin embargo, en El Fuerte las edades se restringen hasta los 453-508 Ma, por lo cual el basamento del BLC está más emparentado con el BJ, dado que las edades dominantes de proveniencia de algunas muestras se encuentran a los 77, 140 y 239 Ma, incluyendo zircones más antiguos que van de los 400 a 1200 Ma.

Tabla 6.1 Comparación de datos isotópicos del BLC con otras provincias del NW de México

	Granitoides analizados en este trabajo	Sur del BLC ^a	Borde Oriental BLC ^c	Norte del Batolito de Puerto Vallarta ^d	SW Bloque de Jalisco ^e	Isla María Madre ^f	Batolito de Sinaloa ^g
Edad de intrusión (Ma)	N.D.	115±4	N.D.	99±4	N.D.	N.D.	N.D.
Edad Rb-Sr Biotita y roca total (Ma)	N.D.	90±2 ^b	77-65±1.5	78-82±2	N.D.	N.D.	N.D.
Edad U-Pb Zircón (Ma)	N.D.	94	N.D.	101±3.4 103±6.5	60±1.8 80±1.4 160±2.5	77±0.8 80±0.3 93±9.8	20±0.4 47.8±1 66.8±1.3 101.2±2
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	0.70618	0.70539	0.70631	0.70522	N.D.	0.70480	0.7026 0.7062
ε Nd _i	-4.8 a 2	-3.5 a -0.2	-3 a -2.1	-3.7 a -0.9	N.D.	-1.5 a 1.3	N.D.
t _{DM} Nd (Ga)	0.6-1.2	0.9-1.1	0.8-1.3	0.9-1.2	N.D.	0.6-0.9	N.D.

N.D. No determinado, ^aSchaaf et al. (2000), ^bFrizzell et al. (1984), ^cPérez-Venzor (2013), ^dSchaaf et al. (1995), ^eValencia et al. (2013), ^fPompa-Mera (2014), ^gHenry et al. (2003).

En la Figura 6.1 la gráfica de ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr_i versus εNd_i de los valores isotópicos de las rocas plutónicas y ortogneises analizados calculados para 80 Ma en el caso de los granitoides que corresponde a la edad general de los intrusivos del BLC (Pérez Venzor, 2013) y 170 Ma para los ortogneises ya que estos presentan similitudes con los ortogneises reportados por Pompa Mera (2014). Para realizar una comparación los valores isotópicos obtenidos en este trabajo se grafican junto con los adquiridos por Schaaf et al. (1995) en el batolito de Puerto Vallarta (Jalisco), Schaaf et al. (2000) en la Sierra el Novillo y parte central del BLC, Pérez-Venzor (2013) en la región oriental del BLC, los valores reportados por Pompa-Mera (2014) en los cuerpos intrusivos y ortogneises de la Isla María Madre, Nayarit y datos del batolito de Sinaloa reportados por Henry et al. (2003). Se puede observar un tren evolutivo que va desde las rocas más máficas que pertenecen a la Sierra El Novillo en el BLC hasta los valores más evolucionados isotópicamente que corresponden a las muestras de la región del Borde Oriental del BLC (Pérez-Venzor, 2013). La muestra ROG13-22 correspondiente a la Isla Espíritu Santo tiene un origen diferente a los intrusivos característicos del BLC, pues sus valores isotópicos son mucho más evolucionados y la edad t_{DM} nos demuestra su interacción con material cortical más antiguo como componente de sus magmas, siendo distinto en comparación con otros cuerpos de granitoides presentes tanto en el BLC como los reportados en Puerto Vallarta, Batolito de Sinaloa e Isla María Madre.

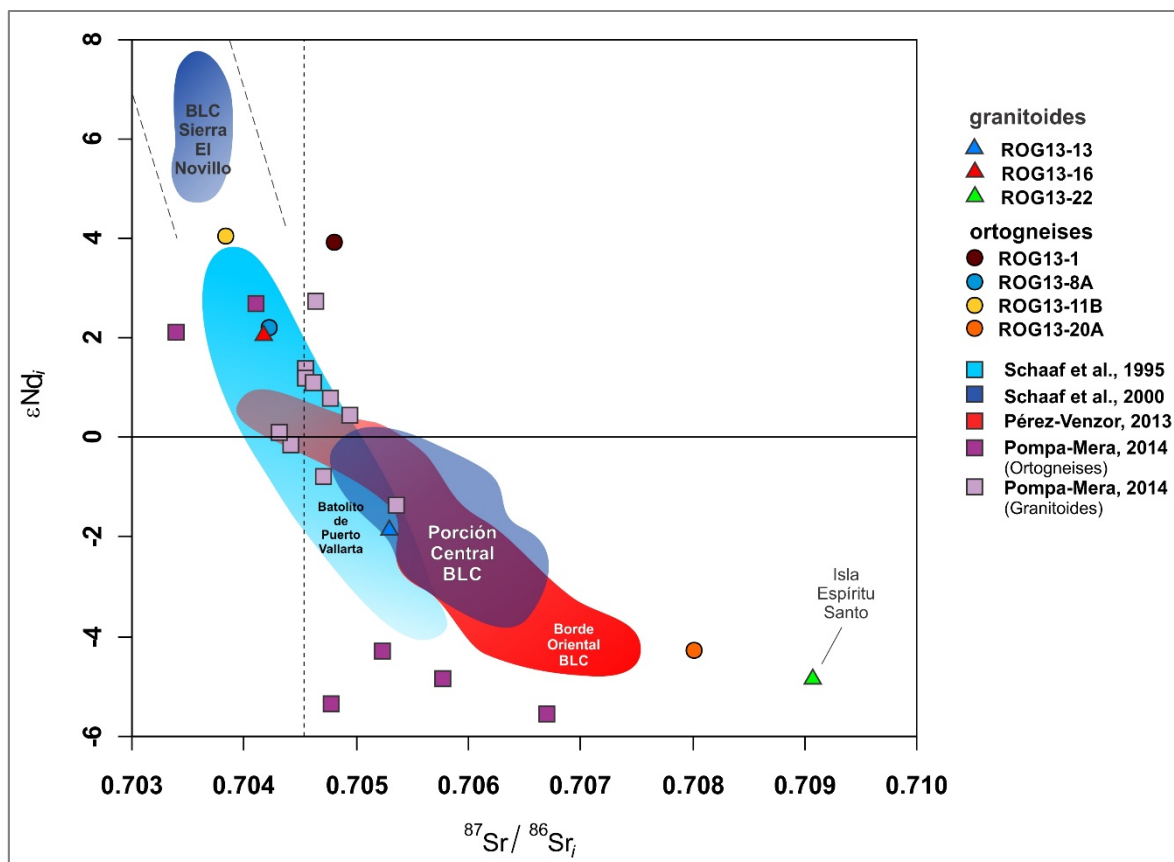


Figura 6.1 Valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd calculados a 80 Ma para los granitoides y 170 Ma para los ortogneises comparados con los valores de la región central y oriental del BLC, el Batolito de Puerto Vallarta y la Isla María Madre.

El área dentro de la cual grafican los intrusivos máficos de El Novillo se encuentra dentro del campo perteneciente al arreglo del manto, es decir que muestran una isotopía primitiva de ϵNd_i con relaciones bajas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, cercano a estos valores están las muestras ROG13-1 y ROG13-11B, las cuales tienen los valores isotópicos más primitivos, la primera muestra presenta valores anómalos en su relación de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y se desconoce la causa, pero puede ser el resultado de la interacción de su protolito con material cortical más evolucionado o probablemente alteración de la relación inicial de Sr ocasionada por el agua de mar; en cambio la isotopía de la muestra ROG13-11B sugiere que su protolito ígneo se originó a partir de la combinación de una fuente magmática primitiva con otra más evolucionada. Una parte del área que define el campo composicional del Batolito de Puerto Vallarta se encuentra al igual que gran parte de los granitoides de la Isla María Madre y las muestras ROG13-16 y ROG13-8A dentro de una zona intermedia; al analizar también los valores de t_{DM} para estas muestras indican la asimilación de componentes corticales pero de menor antigüedad (t_{DM} : 0.6 a 0.7 Ga) en comparación con la tendencia general de la provincia (t_{DM} : 0.9 a 1.1 Ga), (Schaaf et al., 2000). Las áreas que representan a la Porción Central y Borde Oriental del BLC se encuentran dentro de los valores que corresponden al campo de la evolución de la corteza continental, en donde se encuentra la mayoría de los intrusivos de la provincia, incluyendo a la muestra ROG13-13. Por último la muestra ROG13-22 (Isla Espiritu Santo), la cual se encuentra alejada de las áreas que delimitan al BLC y Batolito de

Puerto Vallarta, por lo cual su origen parece ser distinto al de los intrusivos de la región, involucrando al parecer una gran asimilación de material cortical durante su génesis, de acuerdo con los valores muy evolucionados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ y ϵNd_i .

6.4 Proveniencia de los zircones detríticos de las unidades metamórficas del BLC

Los análisis geoquímicos e isotópicos de las muestras de las rocas metamórficas muestran protolitos asociados a sedimentos marinos, continentales y vulcanosedimentarios, los cuales pudieron estar asociados a una cuenca de antearco, la cual se localizaba en el borde NW del actual territorio mexicano.

Las edades de proveniencia de los zircones detríticos de las rocas metamórficas del BLC cubren un amplio rango de edades, las cuales van desde las edades más jóvenes de 79 Ma que se pueden asociar a fuentes locales, hasta las edades más antiguas que alcanzan los 1470 Ma. Los zircones con edades entre los 900 a 1200 Ma corresponden a edades grenvillianas, teniendo como posible fuente a las rocas de Oaxaquia (Gillis et al., 2005; Talavera-Mendoza et al., 2005, 2007). Los zircones con edades entre los 440 a 480 Ma probablemente asociados a cuerpos intrusivos pertenecientes al terreno Mixteco (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Miller et al., 2007), son poco abundantes, lo anterior puede ser causa de un menor aporte de estas rocas hacia los depósitos sedimentarios, o se requiere de un análisis más profundo de las unidades metasedimentarias. En la Figura 6.2 se muestra la distribución de las posibles fuentes para los zircones detríticos analizados en este trabajo

El rango de edad más dominante dentro de tres muestras de paragneises (ROG13-6, ROG13-9 y ROG13-17) se encuentra entre los 200 a 265 Ma. La fuente de estos zircones puede estar relacionada a un arco magmático pérmico-triásico (Torres-Vargas et al., 1999), el cual fue la principal fuente de aporte de sedimentos. Las edades más jóvenes encontradas en los zircones detríticos pertenecen al Cretácico Superior (80 a 100 Ma). Estas edades concuerdan con la edad de los cuerpos plutónicos que constituyen a la mayor parte del BLC y que están asociados a un arco cretácico, el cual se extendía desde las sierras peninsulares hasta el SW de México (Ortega-Rivera et al., 2003; Pérez-Venzor, 2013; Ortega-Gutiérrez et al., 2014; Kimbrough et al., 2015).

Para el caso de la muestra ROG13-1 (ortogneis anfibolítico) la edad de concordia obtenida de 103 Ma esta relaciona a actividad volcánica pero se desconoce si está asociada a los cuerpos máficos expuestos de la Sierra El Novillo (Schaaf et al., 2000; Kimbrough et al., 2015) o pertenece a un evento geológico diferente.

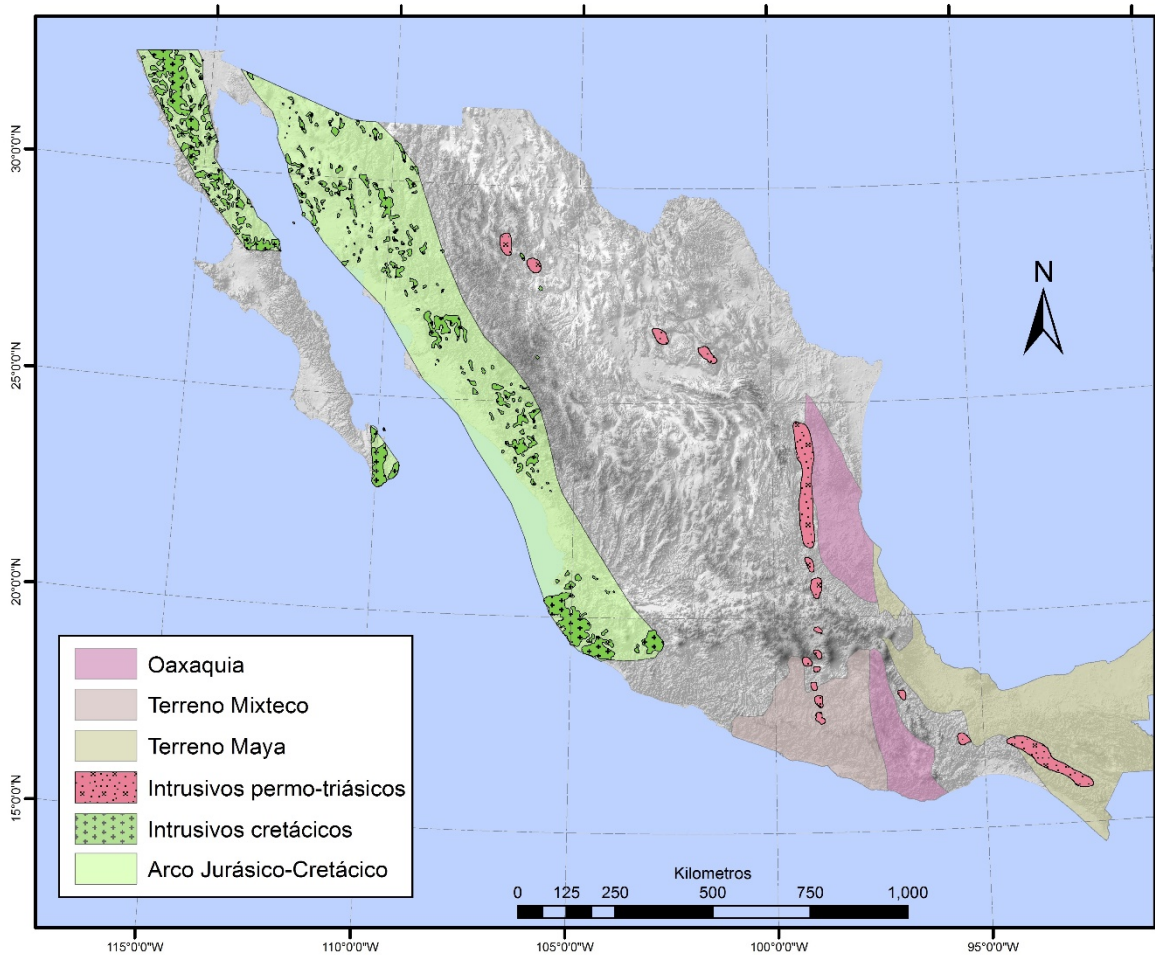


Figura 6.2 Posibles fuentes de zirrones detríticos. Oaxaquia (910-1300 Ma), (Gillis et al., 2005). Terreno Maya (540-560 Ma), (Krogh et al., 1993); (Keppie et al., 2008). Mixteco (440-480 Ma), (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Miller et al., 2007). Arco del Pérmico-Triásico (232-287 Ma), (Torres-Vargas et al., 1999); Arco Cretácico (50-140 Ma), (Ortega-Rivera, 2003). Distribución de los terrenos de Oaxaquia, Maya y Mixteco, tomado y modificado de Keppie (2004). Distribución general de los cuerpos plutónicos cretácicos tomado y modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (1992).

6.5 Evolución geológica del basamento del BLC

Las características geoquímicas, isotópicas y geocronológicas que distinguen al basamento del BLC, corresponden a las de un margen continental en un entorno geodinámico de subducción. En una primera etapa, durante el Pérmico, ocurrió la acumulación de sedimentos dentro de una cuenca de antearco, la cual recibía aportes tanto continentales como marinos asociados a un borde continental. Posteriormente ocurre un periodo de deformación, durante el cual se formaron las unidades metamórficas y emplazamiento de algunos cuerpos ígneos pretectónicos (cuerpos gabroicos de la Sierra El Novillo y tonalita Buena Mujer). Después de la etapa con deformación se suscitó una etapa de intenso magmatismo relacionado a un arco magmático cretácico que generó a las principales unidades plutónicas que caracterizan a esta provincia. Por último una etapa de exhumación conjunta al Bloque de Jalisco antes de tomar su actual posición a causa de la abertura del Golfo de California.

Dadas las similitudes de los cuerpos plutónicos y unidades metasedimentarias dentro del basamento del BLC y el bloque de Jalisco, se plantea un modelo evolutivo similar a los propuestos por Pérez-Venzor (2013) en la región del BLC y Valencia et al. (2013) para el basamento del Bloque de Jalisco. El último trabajo considera que de acuerdo a Centeno-García et al. (2011) el Terreno Guerrero tiene un origen autóctono por un proceso de re-acreción de material proveniente del continente, producido por procesos extensionales y compresiones asociados a la variación del régimen de subducción.

En la Figura 6.3 sintetiza la historia geológica del basamento del BLC: A) Acumulación de secuencias sedimentarias (protolito de las rocas metamórficas) durante la actividad en el Pérmico-Triásico (Torres-Vargas et al., 1999), se originan los cuerpos sedimentarios de la región de Todos Santos (ambiente marino) y del Borde Oriental (Plataforma continental). B) Cambia el régimen tectónico migrando el arco magmático hacia la trinchera (slab rollback) se origina el magmatismo pre-tectónico entre los 145 a 129 Ma que forma los cuerpos plutónicos de la Sierra La Gata y los posibles protolitos del ortogneis Boca de la Sierra. Metamorfismo regional de las unidades sedimentarias de la región de Todos Santos (esquisto verde a anfibolita) C) El arco magmático continúa su migración hacia la trinchera durante el Cretácico Temprano correspondiendo a la etapa sintectónica, se emplazan cuerpos tonalíticos (Tonalita La Buena Mujer) y gabros (Sierra El Novillo) entre los 139 a 116 Ma junto con unidades vulcanosedimentarias (protolito del ortogneis ROG13-1). Entre los 100 a 60 Ma este arco cretácico genera un cinturón de cuerpos plutónicos que se extienden desde la provincia del Batolito de Juárez- San Pedro Mártir al norte hasta el Batolito de Puerto Vallarta al sur, formando a los intrusivos no deformados del BLC (Granito Las Cruces, Sierra La Laguna y Bloque La Trinidad). Durante esta etapa se desarrolla el metamorfismo de alta temperatura y baja presión entre unidades sedimentarias, metamórficas y plutónicas que entran en contacto con estos cuerpos magmáticos (migmatitas, gneis de Punta Lobos, calcisilicatos El Mezquite) D) Asociado al sistema de Cuencas y Sierras a la Provincia Extensional del Golfo ocurre el fallamiento y levantamiento o denudación de la provincia en conjunto con otras provincias del NE de México (Batolito de Sinaloa, Islas Marías y Batolito de Puerto Vallarta).

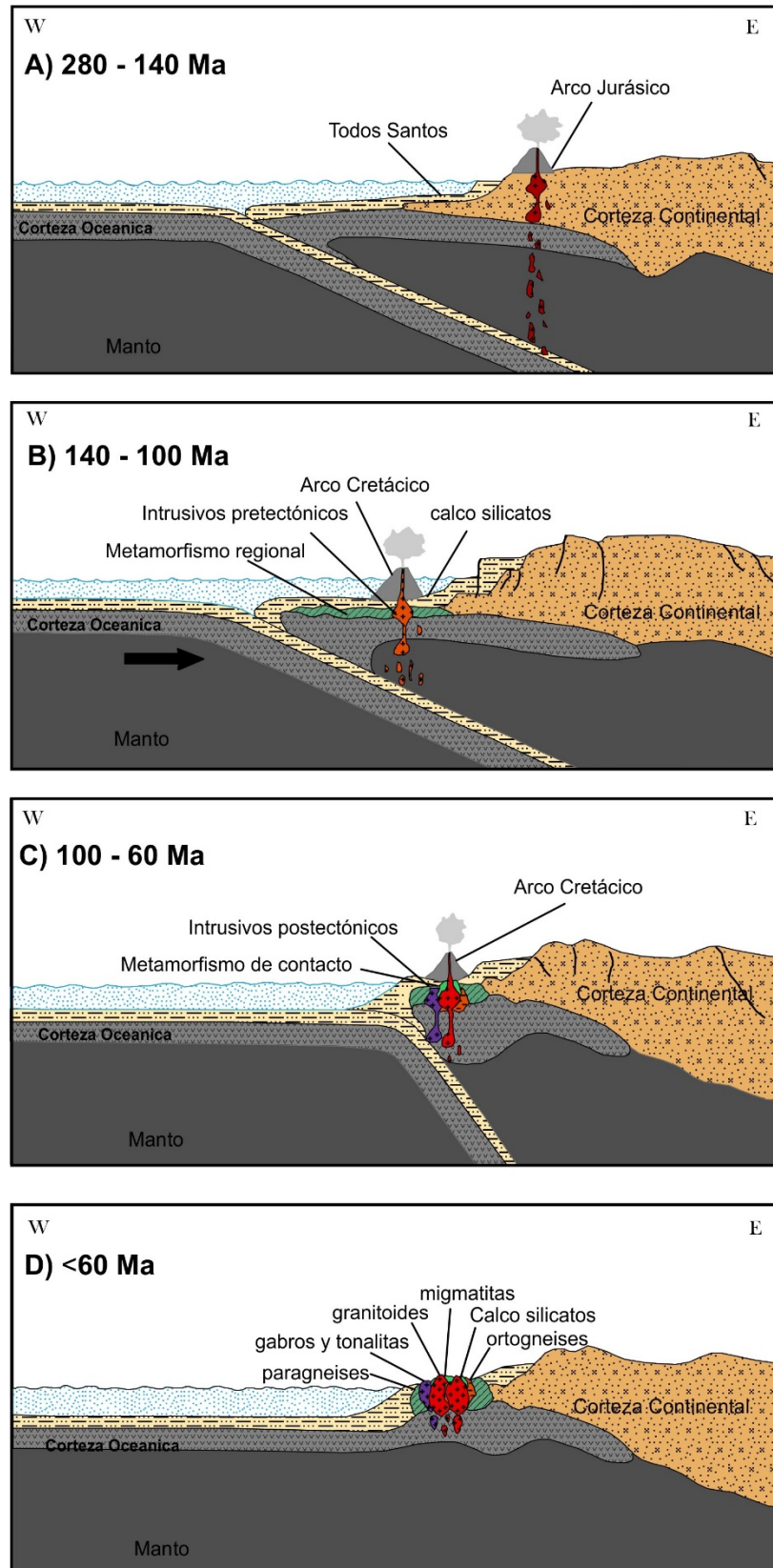


Figura 6.3 Evolución geológica del BLC. Todos Santos-Sedimentos pelíticos de ambiente marino, Calco silicatos-Sedimentos del área del Borde Oriental del BLC, interpretados como sedimentos de plataforma continental. Explicación completa en el texto.

7 Conclusiones

- Se reportan por primera vez datos geocronológicos del basamento del Bloque de Los Cabos a partir de la datación de zircones individuales de rocas metamórficas.
- El basamento del Bloque de Los Cabos está formado por tres complejos metamórficos denominados informalmente: Complejo Metamórfico de Todos Santos, Complejo Metamórfico de la Sierra La Gata y el Complejo Metamórfico del Borde Oriental.
- Las rocas metamórficas del basamento del BLC al parecer están divididas en por lo menos dos periodos de depósito diferente, una parte del Complejo Metamórfico de Todos Santos tiene una edad máxima de depósito de 264 Ma, mientras que en el resto de los cuerpos metamórficos los resultados arrojaron edades máximas de depósito entre los 80 a 100 Ma.
- Los protolitos sedimentarios tuvieron como fuente de aporte material continental antiguo concordante con las edades del Terreno Maya y con edades del Complejo Oaxaqueño. Además tuvieron una fuerte contribución de sedimentos provenientes de un arco magmático del Jurásico y las proveniencias más jóvenes a partir de fuentes locales.
- Las características geoquímicas, isotópicas y geocronológicas del basamento del Batolito de Los Cabos muestran una mejor correlación con las unidades metamórficas del complejo Yelapa en el Batolito de Puerto Vallarta, que con otras provincias del NW de México.
- Los cuerpos intrusivos del Batolito de Los Cabos están relacionados a un arco magmático cretácico que se extendía desde las sierras peninsulares hasta el Bloque de Jalisco.
- La geoquímica e isotopía de los granitoides muestran que durante su emplazamiento y enfriamiento ocurrieron procesos de asimilación cristalización fraccionada (AFC).
- Las edades modelo de Nd, las relaciones iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd indican que los cuerpos intrusivos tuvieron interacción con corteza precámbrica y/o sus derivados magmáticos o sedimentarios.
- La evolución geológica del BLC no ocurrió como un bloque alóctono, sino que estuvo desde sus inicios relacionado a un margen convergente.

8 Referencias

- Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1986, Reconocimiento geológico de las Islas Espíritu Santo y La Partida, Baja California Sur. Universidad Nacional Autónoma de México. Instituto de Geología, Revista, v.6, p. 103-116.
- Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1988, Estudio Geológico de Punta Coyotes Baja California Sur, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, p. 1-21.
- Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1989, Estratigrafía del Complejo Cristalino de la región de Todos Santos, Estado de Baja California Sur. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 149-170.
- Aranda-Gómez, J.J., y Pérez-Venzor, J.A., 1995, Excursión geológica al Complejo migmatítico de la Sierra de La Gata, B. C. S. III Reunión Internacional sobre la Geología de la Península de Baja California, organizado por la Sociedad Geológica Peninsular en la Universidad Autónoma de Baja California Sur. La Paz, B.C.S, del 17 al 21 de Abril, libreto guía, p. 27.
- Beal, C.H., 1948, Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, México: Geological Society of America Memoir, 31, 138 pp.
- Böhnell, H., Morán-Zenteno, D., Schaaf, P., Urrutia Fucugauchi, J., 1992, Paleomagnetic and isotope data from southern México and controversy over the pre-Neogene position of Baja California. Geofísica Internacional, v. 31, p. 253-261.
- Bucher, K., y Grapes, R., 2011, Petrogenesis of Metamorphic Rocks, Springer Berlin Heidelberg, 428 pp.
- Campa, M.F., y Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México, Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1040-1051.
- 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, Geological Society of America Bulletin, v. 123(9-10), p. 1776-1797.
- Chappell, B.J., y White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types, Pacific Geology, v. 8, p. 173-174.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979, The interpretation of igneous rocks, George, Allen and Uwin. London.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012, Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. Revista mexicana de ciencias geológicas, v. 29(1), p. 179-203.
- De Cserna, Z., y Kent, B.H., 1961, Mapa geológico de reconocimiento y secciones estructurales de la región de San Blas y El Fuerte, Estados de Sinaloa y Sonora: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras 4, escala 1:100,000.
- Díaz-López L.F., Schaaf P., Hernández-Treviño T., Solís-Pichardo G., 2014, El complejo Yelapa: nuevas aportaciones al basamento del Batolito de Puerto Vallarta, Reunión Anual, UGM, Resumen 698.

- Do Campo, M., y Guevara, S. R., 2005, Provenance analysis and tectonic setting of late Neoproterozoic metasedimentary successions in NW Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 19(2), p. 143-153.
- Finch, J.W., Pessagno, E.A., Jr., Abbott, P.L., 1979, San Hipólito Formation: Triassic marine rocks of the Vizcaíno Peninsula, in Abbott, P.L. and Gastil, R.G., eds., *Baja California Geology: San Diego, Geological Society of America Annual Meeting, Field Guides and Papers*, p. 117-120.
- Fletcher, J.M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., Gehrels G.E., 2007, Ridge-trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena shelf and southern Gulf of California: Insights from detrital zircon U-Pb ages from the Magdalena fan and adjacent areas. *Geological Society of America Bulletin*, v. 119, n. 11/12; p. 1313-1336.
- Frizzell, Jr, V.A., Fox, L.K., Mooser, F.C., Ort, K.M., 1984, Late Cretaceous granitoids. Cabo San Lucas Block, Baja California Sur, México. *EOS, Trans. Am. Geophys Union*, v. 65, p. 1151.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., 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.
- Garrow, P.K., Kimbrough, D.L., Grove, M., Aranda-Gómez, J.J., Ortega Rivera, A., Pérez-Venzor, J. A., 2002, Recristalización y exhumación del Complejo Metamórfico de La Gata, Bloque de Los Cabos, Baja California, Sur, México, VI Reunión Internacional Sobre la Geología de La Península de Baja California, organizado por la Sociedad Geológica Peninsular, en La Paz, Baja California Sur, del 4 al 6 de abril, libro de resúmenes, p 14.
- Gastil G.R., Krummenacher, D., Dupont, J., Jensky, W., Bartholemy, D., 1976, La zona Batolítica del sur de California y el occidente de México, *Boletín Sociedad Geológica Mexicana*, v. 37 p. 84-90.
- Gastil, R. G., Morgan, G.J., Krummenacher, D., 1981, The tectonic history of peninsular California and adjacent México, in Ernst, W.G., ed., *The geotectonic development of California (Rubey Volume I)*. Englewood Cliffs, N.J., Prentice-Hall, p. 284-306.
- Gastil R. G., Diamond J.L., Knaack C., Walawender M. J., Marshall M., Boyles C., Chadwick B., Erskine B., Davis T., Smith B.M., 1990, The problem of the magnetite-ilmenite boundary in southern and Baja California, in Anderson J.L., ed, *The nature and origin of Cordilleran Magmatism*, Geological Society of America, *Memoir*, v.174, p. 19-32.
- Gastil G., Kimbrough J., Shimizu M., Tainosho Y., 1994, Origin of the magnetite boundary in the peninsular ranges batholith, southern California, U.S.A., and Baja California, México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, no. 2, p. 157-167.
- Gehrels, G.E., Valencia, V., Pullen, A., 2006, Detrital zircon geochronology by Laser-Ablation Multicollector ICPMS at the Arizona LaserChron Center, in Loszewski, T., and Huff, W., eds., *Geochronology: Emerging Opportunities*, Paleontology Society Short Course: Paleontology Society Papers, v. 11, p. 10.

- Gehrels, G.E., Valencia, V., Ruiz, J., 2008, Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation–multicollector–inductively coupled plasma–mass spectrometry: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 9, Q03017, doi: 10.1029/2007GC001805.
- Gillis, R.J., Gehrels, G.E., Ruiz, J., Flores de Dios, L., 2005, Detrital zircon provenance of Cambrian–Ordovician and Carboniferous strata of the Oaxaca terrane, southern Mexico: *Sedimentary Geology*, v. 182, p. 87–100, doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.07.013.
- Grove, M., Kimbrough, D.L., Fletcher, J.M., 2003, Historia de cristalización y termocronometría de alta temperatura de rocas del basamento del Bloque de Los Cabos. Reunión anual Unión Geofísica Mexicana. Resúmenes. Boletín informativo GEOS, época II, v. 23, n. 2, p. 114-115
- Hausback, B.R., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, México, in Frizzell, V.A., Jr., ed., *Geology of the Baja California peninsula*. Los Angeles, California. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 219-236.
- Helenes J. y Carreño A.L., 1999, Neogene sedimentary evolution of Baja California in relation to regional tectonics, *Journal of South American Earth Sciences*, v. 12, p. 589-605.
- Henry, C.D., McDowell, F.W., Silver, L.T., 2003, Geology and geochronology of the granitic batholith complex, Sinaloa, México: implication for Cordilleran magmatism and tectonics. In: Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., Martín-Barajas, A. (Eds.), *Tectonic Evolution of Northwestern México and the Southwestern USA*. Geological Society of America, Special Paper, v. 374, p. 237–273.
- Herron, M.M., 1988, Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data, *Journal of Sedimentary Research*, v. 58(5).
- Iriondo, A., Nieto-Samaniego, A.F., Alanis-Alvarez, S.A., Tolson-Jones, G., 2005, Time constraints for a pseudotachylyte event hosted by the Late Cretaceous Las Crucesgranite near La Paz, B.C.S., Mexico. *Actas INAGEQ Número especial dedicado al XV Congreso Nacional de Geoquímica* Editores: Rodolfo Rodríguez-Ríos, Rubén López-Doncel, Javier Castro-Larragoitia v. 11, n.1, San Luis Potosí, S.L.P. 19 al 23 de Septiembre.
- Janoušek, V., Farrow, C.M., Erban, V., 2006, Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: Introducing geochemical data toolkit (GCDkit), *Journal of Petrology*, v. 47(6), p. 1255-1259.
- Keppie J.D., 2004, Terranes of Mexico Revisited: A 1.3 Billion Year Odyssey, *International Geology Review*, v. 46, p. 765–794.
- Keppie J.D., Dostal J., Murphy J.B., Nance R.D., 2008, Synthesis and tectonic interpretation of the westernmost Paleozoic Variscan orogen in southern Mexico: From rifted Rheic margin to active Pacific margin, *Tectonophysics* v. 461, p. 277–290.

- Kimbrough, D.L., Grove, M., 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(1-2), p. 19-37.
- Koralay, O.E., Dora, O.Ö., Chen, F., 2004, Geochemistry and geochronology of orthogneisses in the Derbent (Alasehir) area, Eastern part of the Ödemiş-Kiraz s submassif, Menderes Massif: Pan-African magmatic activity, *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 13(1), p. 37-61.
- Krogh, T.E., Kamo, S.L., Sharpton, B., Marin, L., Hildebrand, A.R., 1993, U-Pb ages of single shocked zircons linking distal K/T ejecta to the Chicxulub crater. *Nature* v. 366, p. 232-236.
- Liew, T.C. y Hofmann, A.W., 1988, Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 98, p. 129-138.
- Lozano-Romen, F., 1975, Evaluación petrolífera de la península de Baja California, México. *Bol. Asoc. Mex. Geólogos Petroleros*, v. 27, p. 1-329.
- Lozano-Santa Cruz, R., Verma, P.S., Giron, P., Velazco, F., Morán-Zenteno, D., Viera, F., Chávez, G., 1995, Calibración preliminar de fluorescencia de Rayos-X para análisis cuantitativos de elementos mayores en rocas ígneas, *Actas INAGEQ*, v. 1 p. 203-208.
- Ludwig, K.R., 2008, Isoplot 3.60. Berkeley Geochronology Center, Special Publication No. 4, 77 p.
- Martínez-Gutiérrez, G., 1994, Sedimentary facies of the Buena Vista-San José del Cabo basin, B. C. S. México (M. S. thesis), Raleigh, North Carolina State University, 125 pp.
- Martínez-Gutiérrez, G., Sethi, P.S., 1997, Mioceno-Plioceno, Sediments within the San José del Cabo basin, Baja California Sur, México, in: Johnson M. E. and Ledesma-Vazquez, J. (eds). Pliocene carbonates and related facies flanking the Gulf of California, Baja California, México, *Geological Society of America Special Paper*, 318, p. 141-166.
- 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.
- McCloy, C., 1984, Stratigraphy and depositional history of the San Jose del Cabo trough, Baja California Sur, México en: Frizzell, V.A. ed. *Geology of the Baja California Peninsula*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section, v. 39, p. 267-273.
- McDonough, W.F. y Sun, S.S., 1995, The composition of the Earth, *Chem. Geol.*, v. 120, p. 223-253.

- Miller, B.V., Dostal, J., Keppie, J.D., Nance, R.D., Ortega-Rivera, A., Lee, J.K.W., 2007, Ordovician calc-alkaline granitoids in the Acatlán Complex, southern Mexico: geochemical and geochronologic evidence for either rifting or subduction along the Gondwanan margin of the Rheic Ocean. In: Linnemann, U., Nance, R.D., Zulauf, G., Kraft, P. (Eds.), *The Geology of Peri-Gondwana: The Avalonian–Cadomian Belt, Adjoining Cratona and the Rheic Ocean*. Geological Society of America, Special Paper, v. 423, p. 465–475.
- Mina, U. F., 1956, Bosquejo geológico de la parte sur de la Península de Baja California, in. XX Intern. Geol. Congress (México), Excursión A-7, p 1-73.
- Mina, U.F., 1957, Bosquejo geológico del Territorio Sur de la Baja California, Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, México, v. 9, n.3-4, p. 139-280.
- Mullan, H.S., 1978, Evolution of part of the Nevadan orogen in northwestern Mexico. *Geological Society of America Bulletin* v. 89, p. 1175–1188.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Tolson, G., Pérez-Venzor, J.A., 2005, Cinemática, edad y problema de interpretación de las vetas de pseudotaquilita de la falla de Los Planes, La Paz B. C. S. Reunión anual de la Unión Geofísica Mexicana, GEOS, Boletín informativo v. 25, n. 1, p. 103
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana J., Aranda-Gómez, J.J., Morán-Zenteno D., Alaniz-Alvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., 1992, Texto explicativo de la Carta Geológica de la República Mexicana 5a. ed. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; y Secretaría de Energía-Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales. Mapa con texto explicativo, escala 1: 2 000,000 74 p.
- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., Reyes-Salas, M., Macías-Romo, C., López, R., 1999, Late Ordovician–Early Silurian continental collision orogeny in southern Mexico and its bearing on Gondwana–Laurentia connections. *Geology* v. 27, p. 719–722.
- Ortega-Gutiérrez F., Elías-Herrera M., Morán-Zenteno D.J., Solari L., Luna-González L., Schaaf P., 2014, A review of batholiths and other plutonic intrusions of Mexico, *Gondwana Research* v. 26, p. 834–868.
- Ortega-Rivera, A., 2003, Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholith of Alta and Baja California: tectonic implications for western México. *Geological Society of America, Special Paper* v. 374, p. 297–335.
- Pantoja-Alor, J., y Carrillo-Bravo, J., 1966, "Bosquejo geológico de la región de Santiago-San José del Cabo, B. C. S.", Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, v. XVIII, n. 1-2, p. 1-14.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, v. 25, p. 956-983.
- Peña-Alonso, T.A., Delgado-Argote, L.A., Molina-Garza, R.S., 2015, Early Cretaceous Pre-batholith dextral-transpression in the central Baja California peninsula: the record of the La Unión complex, Baja California, Mexico. *International Geology Review*, v. 57-1, p. 28-54.
- Pérez-Venzor, J.A., 2013, Estudio geológico-geoquímico del Borde Oriental del Bloque de los Cabos, Baja California Sur, México: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 289 p.

- Pompa-Mera V., 2014, Estudio Geológico, Geoquímico Y Geocronológico De La Isla María Madre, Nayarit: Universidad Nacional Autónoma de México, tesis doctoral, 269 p.
- Rangin, C., 1978, Sur un complexe volcanique andésitique de Jurassique supérieur et sus rapports avec des complexes ophiolitiques sur la marge continentale de Basse Californie (Mexique): Académie des Sciences, Comptes Rendues, v.286, sér. D, p. 1049-1052.
- Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., Köhler, H., 1995, Paleogene continental margin truncation in southwestern México: geochronological evidence. *Tectonics*, v. 14, p. 1339-1350.
- Schaaf, P., Böhnell, H., Pérez-Venzor, J.A., 2000, Pre-Miocene palaeogeography of the Los Cabos Block, Baja California Sur: Geochronological and palaeomagnetic constrains; *Tectonophysics*, v. 318, p. 53-69.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, v. 278, 153 p.
- Sedlock, R.L., 2003, Geology and tectonics of the Baja California Peninsula and adjacent areas, in Johnson, S. E., Peterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G. H., Kimbrough, D. L., and Martin-Barajas, A., eds., *Tectonic evolution of Northwestern Mexico and the southwestern U.S.A.* Boulder, Colorado, Geological Society of America. Special Paper, v. 374, p. 1-42.
- Solé J, Salinas J.C., González-Torres E., Cendejas Cruz J. E., 2007, Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del Occidente, Centro y Sur de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 24, p.104-119.
- Stacey, J.S., y Kramers, J.D., 1975, Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 26, p. 207-221.
- Sun, S.S. y Mc Donough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, Saunders A.D. and Norr M.J. (Eds.). *Magmatism In oceanic basins*. Geological Society of London, Special Publication No. 42, p. 313-345.
- Talavera-Mendoza O., Ruiz J., Gehrels G.E., Meza-Figueroa D.M., Vega-Granillo R., Campa-Uranga M.F., 2005, U-Pb geochronology of the Acatlan Complex and Implication for the Paleozoic paleogeography and tectonic evolution of southern Mexico. *Earth Planet Sci Lett* 235:682–699.
- 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. *Geol Soc Am Bull* v. 119, p. 1052–1065.
- Torres-Carrillo, X., Delgado-Argote, L.A., Espinosa-Cardena, J.M., Romo-Jones, J.M., 2011, Análisis geológico y aeromagnético de las concentraciones anómalas de Fe en el plutón San Jerónimo en el Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 63-3, p. 487-501.

- Torres-Vargas, R., Ruiz, J., Patchett, P.J., Grajales-Nishimura, J.M., 1999. A Permo-Triassic continental arc. In: Bartolini, C., Wilson, J., Lawton, T. (Eds.), *Mesozoic Sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico*. Geological Society of America Special Paper, v. 340, p. 191–196.
- Trouw, R. A., Passchier, C. W., Siersma, D., 2009. *Atlas of Mylonites-and related microstructures*. Springer Science & Business Media, 322 pp.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R., Willsey, S., Mayer, L., Renne, P., 2001, Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico: *Sedimentary Geology*, v. 144, p. 125–147.
- Valencia, V.A., Richter, K., Rosas-Elguera, J., López-Martínez, M., Grove, M., 2013, The age and composition of the pre-Cenozoic basement of the Jalisco Block: implications for and relation to the Guerrero composite terrane, *Contrib Mineral Petrol*, v. 166, p. 801–824, doi: 10.1007/s00410-013-0908-z
- Vega-Granillo R., Salgado-Souto S., Herrera-Urbina S., Valencia V., Ruiz J., Meza-Figueroa D., Talavera-Mendoza O., 2008, U-Pb detrital zircon data of the Rio Fuerte Formation (NW Mexico): its peri-Gondwanan provenance and exotic nature in relation to southwestern North America. *J S Am Earth Sci* v. 26, p. 343–354.
- Vega-Granillo, R., Vidal-Solano, J.R., Solari, L., López-Martínez, M., Gómez-Juárez, O.S., Herrera-Urbina, S., 2013, Geochemical and geochronological constraints on the geologic evolution of the western Sonobari Complex, northwestern Mexico. *Geologica Acta*, v. 11, p. 443–463.
- Whitney D.L., y Evans B.W., 2010, Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, v. 95, p.185–187.
- Winchester, J.A., y Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chemical geology*, v. 20, p. 325-343.
- Winter J.D., 2001, *An introduction to igneous and metamorphic petrology*, Prentice-Hall, 697 pp.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Ubicación de las provincias: 1.- Bloque de Los Cabos, 2.- Islas Marías y 3.- Bloque de Jalisco. Valores de altitud tomados de Continuo de Elevaciones Mexicano 3.0 © INEGI 2015.	1
Figura 1.2 Complejos metamórficos (CM) que conforman el basamento del BLC. Mapa geológico tomado y modificado de Pérez Venzor (2013).	2
Figura 1.3 Provincias geológicas del NW de México. Tomado y modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (1992).	3
Figura 2.1 Regiones del Bloque de los Cabos, tomado y modificado de Pérez Venzor (2013).	8
Figura 2.2 Mapa geológico del Bloque de Los Cabos tomado y modificado de Pérez-Venzor (2013).	12
Figura 3.1 Mapa de muestreo en las unidades metamórficas y plutónicas del basamento del BLC. Geología tomada y modificada de Pérez-Venzor (2013).	18
Figura 5.1 Diagrama TAS (Cox et al., 1979). La clasificación de las muestras de granitoides analizados corresponden a las rocas ácidas.	47
Figura 5.2 Diagrama de índice de Fe (Frost y Frost, 2008) para diferenciar entre el campo de las rocas graníticas ferrosas y magnesianas.	48
Figura 5.3 Índice de calci-alcalinidad modificado (Frost y Frost, 2008) para las rocas plutónicas del BLC.	48
Figura 5.4 Diagrama de saturación en alúmina (ASI) vs. A/NK (Frost et al., 2001) mostrando los campos para las rocas graníticas metaluminosas, peraluminosas y peralcalinas.	49
Figura 5.5 Diagramas Harker para rocas plutónicas 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 con los datos del Borde Oriental del BLC (Pérez-Venzor, 2013) y zona central del BLC (Schaaf et al., 2000).	50
Figura 5.6 Diagrama TAS (Cox et al., 1979) donde se muestra la clasificación de las muestras de ortogneises.	51
Figura 5.7 Diagrama de saturación en alúmina (ASI) vs. A/NK (Frost et al., 2001) para las muestras de ortogneises.	52
Figura 5.8 Diagramas para rocas metamórficas 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 con los datos del Borde Oriental del BLC (Pérez-Venzor, 2013) y zona central del BLC (Schaaf et al., 2000).	53
Figura 5.9 Log (SiO ₂ /Al ₂ O ₃) versus log (Fe ₂ O ₃ /K ₂ O) (Herron, 1988; en Do Campo y Guevara, 2005) aplicado a las muestras de paragneises del BLC para caracterizar su protolito.	54
Figura 5.10 Diagramas 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). Los datos de este trabajo se muestran junto con los datos del Borde Oriental del BLC (Pérez-Venzor, 2013) y zona central del BLC (Schaaf et al., 2000).	56
Figura 5.11 Diagramas Harker, donde se muestra la variación de los elementos traza de las rocas metamórficas (ppm) en función de su contenido en sílice (porcentaje en peso). Los datos se muestran junto con los datos del Borde Oriental del BLC (Pérez-Venzor, 2013) y zona central del BLC (Schaaf et al., 2000).	57
Figura 5.12 Diagrama SiO ₂ vs Zr/TiO ₂ (adaptado de Winchester & Floyd 1977; en Koralay et al., 2004).	58
Figura 5.13 Diagramas de discriminación tectónica Pearce et al. (1984). VAG= granitos de arcos volcánicos, WPG= granitos intraplaca, synCOLG= granitos sin-colisionales, ORG= granitos de dorsal oceánica.	59
Figura 5.14 Diagrama de tierras raras (REE) para las muestras de granitoides, normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995; en Janoušek et al., 2006).	60
Figura 5.15 Diagrama de tierras raras (REE) para las muestras de ortogneises, normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995; en Janoušek et al., 2006).	60
Figura 5.16 Diagrama de tierras raras (REE) para las muestras de paragneises, normalizado a manto primitivo (McDonough y Sun, 1995; en Janoušek et al., 2006).	61

Figura 5.17 Diagrama de multielementos para las muestras de granitoides, normalizado a NMORB (Sun y McDonough, 1989; en Janoušek et al., 2006).	62
Figura 5.18 Diagrama de multielementos para las muestras de Ortogneises, normalizado a NMORB (Sun y McDonough, 1989; en Janoušek et al., 2006).	62
Figura 5.19 Valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd calculados a 90 Ma de las 12 muestras analizadas en este trabajo se puede apreciar una gran heterogeneidad de sus relaciones isotópicas, desde la más primitiva ROG13-1 hasta la más evolucionada ROG13-17.....	65
Figura 5.20 A) Diagrama de concordia de la muestra ROG13-1, B) Edad de concordia calculada para cuatro zircones de la muestra ROG13-1.	66
Figura 5.21 A) Diagrama de concordia de la muestra ROG13-6, B) Diagrama de concordia para el intervalo de 200-650 Ma de la muestra ROG13-6, C) Diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones de la muestra ROG13-6.	67
Figura 5.22 A) Diagrama de concordia de la muestra ROG13-9, B) Diagrama de concordia para el intervalo de 100-600 Ma de la muestra ROG13-9, C) Diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones de la muestra ROG13-9.	68
Figura 5.23 A) Diagrama de concordia de la muestra ROG13-17, B) Diagrama de concordia para el intervalo de 40-300 Ma de la muestra ROG13-17, C) Diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones de la muestra ROG13-17.	68
Figura 5.24 A) Diagrama de concordia de la muestra ROG13-18, B) Diagrama de concordia para el intervalo de 60-100 Ma de la muestra ROG13-18, C) Diagrama de probabilidad relativa de las edades de zircones de la muestra ROG13-18.	69
Figura 6.1 Valores iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y ϵNd calculados a 80 Ma para los granitoides y 170 Ma para los ortogneises comparados con los valores de la región central y oriental del BLC, el Batolito de Puerto Vallarta y la Isla María Madre.....	75
Figura 6.2 Posibles fuentes de zircones detríticos. Oaxaquia (910-1300 Ma), (Gillis et al., 2005). Terreno Maya (540-560 Ma), (Krogh et al., 1993); (Keppie et al., 2008). Mixteco (440-480 Ma), (Ortega-Gutiérrez et al., 1999; Miller et al., 2007). Arco del Pérmico-Triásico (232-287 Ma), (Torres-Vargas et al., 1999); Arco Cretácico (50-140 Ma), (Ortega-Rivera, 2003). Distribución de los terrenos de Oaxaquia, Maya y Mixteco, tomado y modificado de Keppie (2004). Distribución general de los cuerpos plutónicos cretácicos tomado y modificado de Ortega-Gutiérrez et al. (1992).....	77
Figura 6.3 Evolución geológica del BLC. Todos Santos-Sedimentos pelíticos de ambiente marino, Calco silicatos-Sedimentos del área del Borde Oriental del BLC, interpretados como sedimentos de plataforma continental. Explicación completa en el texto.....	79

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3.1 Lista de muestras colectadas en campo. Las coordenadas se muestran en WGS84 UTM zona N12.	27
Unidades litodémicas reportadas previamente por: 1Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, (1986), 2Aranda-Gómez y Pérez-Venzor, (1989), 3Pérez-Venzor, (2013).	27
Tabla 4.1 Procesos analíticos realizados en las muestras de este trabajo.	34
Tabla 5.1 Concentraciones de elementos mayores (en wt%) determinados por fluorescencia de rayos X en el LUGIS, UNAM. PxC= pérdida por calcinación, Ogn= ortogneis, Pgn= Paragneis, Gd= granodiorita, Grt= granito.	46
Tabla 5.2 Norma CIPW de las doce muestras analizadas.	46
Tabla 5.2 Relaciones isotópicas de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y ϵNd	63
Tabla 5.3 Relaciones isotópicas iniciales de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ y ϵNd , Calculados a 90 Ma.	64
Tabla 6.1 Comparación de datos isotópicos del BLC con otras provincias del NW de México	74

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 3.1 Muestra ROG13-2B A) Dique félsico cortando el gneis migmatítico. B) Acercamiento al dique en donde se aprecia la paragénesis de cuarzo, feldespato, mica y granate.	17
Fotografía 3.2 Muestra ROG13-2C A) Migmatita con estructura de parches. B) Los parches se observan con bordes difusos y se componen de biotita y sillimanita.	19
Fotografía 3.3 Muestra ROG13-1 A) Afloramiento del gneis anfibolítico en donde se aprecian los diques aplíticos y fallas que afectan a la secuencia. B) Gneis anfibolítico con segregados de cuarzo.	19
Fotografía 3.4 Plano de falla con estrías de la muestra ROG13-5.	20
Fotografía 3.5 Muestra ROG13-6 Paragneis con porfidoblastos de sillimanita, en la localidad de El Triunfo. 20	
Fotografía 3.6 Muestra ROG13-7 A) Porfidoblastos de andalucita. B) Cristales de andalucita con ejes largos paralelos a la foliación.	21
Fotografía 3.7 Muestra ROG13-8 A) Diques aplíticos con núcleo de sílice. B) Textura milonítica con fenocristales de feldespato potásico. C) Intercalación de bandas oscuras y rosadas con foliación de rumbo N80E y echado de 45° NW.	21
Fotografía 3.8 Muestra ROG13-9A. Secuencia de calcisilicatos subhorizontales cortada por diques aplíticos plegados.	22
Fotografía 3.9 Muestra ROG13-9B. Dique andesítico no deformado con textura porfídica	22
Fotografía 3.10 Muestra ROG13-10. Cuerpo de mármol de la localidad "La Polar".	23
Fotografía 3.11 Muestra ROG13-11 A) Migmatita en la localidad cerro El Perico, se observan las zonas de leucosoma principalmente con cuarzo y feldespato y melanosoma con anfíboles y micas B) Cristales de hornblenda en la parte del melanosoma.	23
Fotografía 3.12 A) Muestra ROG13-13 Granodiorita con enclaves máficos alargados. B) Muestra ROG13-16 Granodiorita con textura inequigranular de grano medio a grueso.	24
Fotografía 3.13 Muestra ROG13-15 Ortogneis migmatítico se observan bandas claras (leucosoma) y oscuras (melanosoma).	24
Fotografía 3.14 Muestra ROG13-18 Secuencia metamórfica de calcisilicatos, arrollo El Mezquite. Los fragmentos anfibolíticos se presentan como horizontes delgados intercalados con los calcisilicatos o en estructuras abudinas y lentes como se aprecia en la imagen.	25
Fotografía 3.15 A) Muestra ROG13-19 ortogneis arroyo Portezuelo. B) Muestra ROG13-20 zona migmatítica, arroyo Boca de la Sierra.	25
Fotografía 3.16 Muestra ROG13-21 A) Brechas magmáticas arroyo Sol de Mayo B) ortogneis migmatítico. .	26

Fotografía 3.17 Muestra ROG13-22, afloramiento de granito, parte oriental de la isla Espíritu Santo.	26
Fotografía 4.1 Prensa hidráulica del Instituto de Geología, UNAM	28
Fotografía 4.2 A) Separación manual de zircones con el microscopio estereoscópico. B) Acercamiento a la caja de petri con muestra en separación.	30
Fotografías 4.3 A) Concentrado de zircones para la muestra ROG13-17. B) Concentrado de la muestra ROG13-18.	31
Fotografía 4.4 A) Equipo Nu Plasma HR ICP MS. B) Medición de zircones en el laboratorio LaserChron Center, Arizona.....	32
Fotografía 5.1 Muestra ROG13-13. A) Textura holocristalina con cristales subhedrales de hornblenda, plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo y biotita. B) Cristales euhedrales de hornblenda y plagioclasa junto con biotita y clorita.	35
Fotografía 5.2 Muestra ROG13-16. A) Cristal euhedral de titanita rodeado por plagioclasa junto con cristal subhedral de hornblenda y biotita. B) Textura inequigranular de la muestra exhibiendo una paragénesis de Qz+Pl+Kfs+Hbl+Bt mostrando cristales subhedrales, también se observan segregados de cuarzo (esquina superior derecha).	36
Fotografía 5.3 Muestra ROG13-22. A) La paragénesis presente en la muestra es de Qz+Pl+Kfs+Hbl+Bt. B) Lámina delgada vista con luz polarizada mostrando cristales de hornblenda y biotita. C) Cristales subidiomórficos de biotita, cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, además los cristales de feldespato potásico presentan micro fracturas. D) En algunas zonas de la lámina delgada se observan texturas mirmequíticas dentro de los feldespatos potásicos.	37
Fotografía 5.5 Muestra ROG13-2C. A) Del lado izquierdo se observa un cristal subhedral de granate rodeado por cristales fibrosos de sillimanita, biotita y muscovita. B) Cristal de sillimanita con textura de reacción con biotita y muscovita.	38
Fotografía 5.6 Muestra ROG13-4. A) Textura granoblástica formando bandas claras (Qz+fKs) y oscuras (Bt+Ms+Grt). B) Cristal euhedral de granate rodeado de feldespato potásico, cuarzo policristalino, biotita y muscovita en cristales anhedrales.	38
Fotografía 5.7 Muestra ROG13-6. A) Textura nematoblastica conformada por feldespato potásico y cristales fibrosos de sillimanita rodeados de biotita y muscovita. B) Muscovita con textura de descomposición a sillimanita fibrosa y feldespato potásico.	39
Fotografía 5.8 Muestra ROG13-7. A) A la derecha cristal de sillimanita y banda de cuarzo poli cristalino. B) De manera general pueden observarse micropliegues de micas en la textura de la roca. C) La muestra exhibe una textura pórfido lepidoblástica con la presencia de porfidoblastos de sillimanita y andalucita marcando una transición entre facies metamórficas.	40
Fotografía 5.10 Muestra ROG13-9A. A) En la lámina delgada se observan bandas claras y oscuras las primeras de composición cuarzo feldespática y las segundas formadas por cúmulos máficos de hornblenda y epidota. B) Acercamiento a los cristales de hornblenda que se presentan con alteración y cristal de titanita presente como mineral accesorio.	41
Fotografía 5.12 Muestra ROG13-17. A) Los principales minerales que constituyen a la roca son: plagioclasa, feldespato potásico, hornblenda y biotita. B) En la muestra se encuentran cristales de zircón como mineral accesorio, en la imagen se muestra junto con feldespato potásico y biotita.	42
Fotografía 5.13 Muestra ROG13-18. A) La textura general de la roca es granoblástica se aprecian bandas máficas y félsicas. B) Acercamiento de la lámina delgada en donde se observa la paragénesis de Hbl+Kfs+Pl+Bt, es común encontrar a los cristales de hornblenda con alteración a epidota.	42
Fotografía 5.4 Muestra ROG13-1. A) Textura general de la muestra formando bandas con porfidoblastos de hornblenda y plagioclasa. B) Acercamiento a cristales euhedrales de titanita rodeando por cristales de hornblenda y plagioclasa. C) Los cristales de hornblendas muestran alteración a epidota y los cristales de plagioclasas a sericita.	43

Fotografía 5.9 Muestra ROG13-8A. A) en la lámina delgada se observa la textura milonítica con bandas máficas de Hbl+Bt y bandas claras cuarzo feldespáticas con porfidoblastos de feldespato potásico. B) Porfidoblasto de Kfs con estructura de núcleo-manto rodeado de minerales máficos y segregados de Qz.....	44
Fotografía 5.11 Muestra ROG13-11B. A) Textura granoblástica con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y hornblenda. B) Textura de Intercrecimiento de clorita y epidota dentro de un cristal de hornblenda...	45
Fotografía 5.14 Muestra ROG13-20A. A) Textura granoblástica con bandas claras de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico y bandas máficas de biotita. B) Acercamiento a textura de Intercrecimiento de cuarzo dentro de un cristal de plagioclasa.	45

Apéndice A

Resultados analíticos de elementos traza

símbolo	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo
unidad	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
límite de detección	5	20	1	20	10	30	1	0.5	5	1	2	0.5	1	0.2	2
ROG13- 1	217	160	32	150	40	120	19	2	< 5	37	348	45.4	276	85.6	< 2
ROG13-2C	293	600	31	110	30	230	30	2.5	10	133	93	39.3	421	26.3	6
ROG13-4	60	400	7	20	10	80	18	1.8	< 5	112	126	34.7	203	9.9	3
ROG13-7	169	310	11	50	20	130	22	2.3	< 5	152	88	30.4	156	11.8	2
ROG13-8A	213	160	23	20	90	80	17	1.8	< 5	70	719	15.7	66	3.7	< 2
ROG13- 9A	111	250	9	20	30	60	11	1.8	< 5	41	255	17.5	146	6.5	3
ROG13- 11B	43	160	9	< 20	< 10	< 30	18	1.2	< 5	4	446	9.2	74	1.9	< 2
ROG13- 13	79	170	9	< 20	< 10	90	21	1.6	< 5	62	442	13.3	164	5.9	< 2
ROG13- 16	102	140	11	< 20	< 10	60	20	1.7	< 5	97	657	17.7	149	7.7	< 2
ROG13- 17	54	210	6	< 20	10	60	21	2.2	< 5	80	246	15.6	137	8.8	2
ROG13- 20A	34	140	4	< 20	< 10	60	19	2.1	< 5	144	161	19.5	124	8.2	< 2
ROG13- 22	25	190	4	< 20	< 10	40	17	1.7	< 5	128	109	19.2	113	6.2	< 2

símbolo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
unidad	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
límite de detección	0.5	0.1	1	0.2	0.1	3	0.05	0.05	0.01	0.05	0.01	0.005	0.01	0.01	0.01
ROG13- 1	3.5	< 0.1	4	0.3	0.9	657	70.1	124	15.2	58.6	11.2	3.34	8.7	1.31	7.06
ROG13-2C	3.1	< 0.1	2	< 0.2	5.7	1840	82.1	163	19.3	72	13.6	1.44	10.2	1.47	7.5
ROG13-4	1.3	< 0.1	5	< 0.2	2.5	925	39	79.7	9.55	37.9	7.39	1.2	6.85	1.11	6.45
ROG13-7	1.1	< 0.1	3	< 0.2	7.6	651	41.7	82.1	9.56	36.2	7.03	1.46	6.08	0.94	5.63
ROG13-8A	< 0.5	< 0.1	2	< 0.2	3.1	1220	19	36.9	4.7	19.4	4	1.21	3.61	0.53	2.96

símbolo	Ag	In	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
unidad	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
límite de detección	0.5	0.1	1	0.2	0.1	3	0.05	0.05	0.01	0.05	0.01	0.005	0.01	0.01	0.01
ROG13- 9A	1.9	< 0.1	1	0.9	2.1	473	14.6	28.7	3.64	14.4	3.33	0.835	2.68	0.49	2.78
ROG13- 11B	1	< 0.1	< 1	0.2	0.1	260	9.86	19.7	2.51	9.5	2.02	0.692	1.7	0.27	1.47
ROG13- 13	1.4	< 0.1	1	< 0.2	1.9	1010	33.5	57.9	6.06	20.1	3.4	1.09	2.51	0.41	2.32
ROG13- 16	1.9	< 0.1	2	< 0.2	1.8	984	23.8	48.6	5.86	22.2	4.46	1.04	3.2	0.52	2.92
ROG13- 17	1.7	< 0.1	2	< 0.2	3.1	563	24.1	48.6	5.51	19.5	3.75	1.16	2.85	0.47	2.79
ROG13- 20A	2	< 0.1	1	< 0.2	3.5	996	29	59.3	6.98	25.8	5.49	1.02	3.94	0.65	3.55
ROG13- 22	1.2	< 0.1	3	< 0.2	3.7	1070	27.2	53.2	5.89	21	4.19	0.7	3.26	0.57	3.22

símbolo	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
unidad	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
límite de detección	0.01	0.01	0.005	0.01	0.002	0.1	0.01	0.5	0.05	5	0.1	0.05	0.01
ROG13- 1	1.33	3.59	0.503	3.01	0.409	5.7	6.14	1.6	0.15	< 5	< 0.1	6.62	1.3
ROG13-2C	1.41	4.29	0.671	4.33	0.622	10	1.36	1.1	0.82	< 5	< 0.1	27.9	3.47
ROG13-4	1.29	3.72	0.559	3.53	0.498	4.8	1.03	0.6	0.68	18	0.1	14.6	2.28
ROG13-7	1.11	3.17	0.497	3.18	0.473	4.2	0.99	0.8	0.88	20	0.3	13.3	3.36
ROG13-8A	0.58	1.7	0.25	1.6	0.247	1.9	0.83	< 0.5	0.27	11	< 0.1	3.85	1.54
ROG13- 9A	0.56	1.71	0.266	1.75	0.239	3.2	0.46	2	0.23	6	< 0.1	3.53	1.61
ROG13- 11B	0.29	0.93	0.138	0.87	0.134	1.7	0.13	0.6	0.08	< 5	< 0.1	0.63	0.21
ROG13- 13	0.44	1.18	0.179	1.21	0.198	3.8	0.34	0.6	0.3	8	< 0.1	5.53	1
ROG13- 16	0.58	1.65	0.251	1.63	0.257	3.8	0.86	0.6	0.4	9	< 0.1	7.64	2.03
ROG13- 17	0.52	1.34	0.191	1.23	0.175	3.2	6.28	1.1	0.38	17	< 0.1	7.89	2.17
ROG13- 20A	0.67	1.74	0.258	1.61	0.217	3.2	0.81	1.1	0.81	19	< 0.1	8.71	1.3
ROG13- 22	0.64	1.79	0.273	1.73	0.253	3.1	0.72	< 0.5	0.88	16	< 0.1	10.3	1.75

Apéndice B

Resultados del análisis geocronológico mediante el sistema U-Pb en zircones

Para cada análisis los errores de medición de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ son el resultado del error de medición de entre el 1 y 2% en la edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Los errores en la medición de $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ también son del 1 a 2% (2 sigma)

Muestra ROG13-1																		
U-Pb geochronologic analyses.						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)							
Analysis	U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U/Th	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$	± (%)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$	± (%)	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	± (%)	error corr.	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}^*$	± (Ma)	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	± (Ma)	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
ROG1-8 <>	39	404	1.8	22.2375	5.7	0.0820	11.2	0.0132	9.6	0.86	84.7	8.1	80.0	8.6	-57.3	139.8	84.7	8.1
ROG1-4 <>	338	2412	4.3	19.8665	8.5	0.0992	9.5	0.0143	4.4	0.46	91.5	4.0	96.0	8.7	210.5	196.6	91.5	4.0
ROG1-11 <>	58	2664	1.9	19.0521	4.5	0.1060	4.8	0.0146	1.6	0.34	93.7	1.5	102.3	4.7	306.7	102.5	93.7	1.5
ROG1-7 <>	29	667	2.2	16.3054	7.2	0.1319	9.9	0.0156	6.8	0.69	99.8	6.7	125.8	11.7	650.8	155.0	99.8	6.7
ROG1-2 <>	73	850	1.5	19.7105	4.2	0.1096	5.0	0.0157	2.7	0.53	100.2	2.7	105.6	5.0	228.8	98.1	100.2	2.7
ROG1-10 <>	61	1951	2.3	16.4062	6.2	0.1337	8.1	0.0159	5.2	0.64	101.8	5.3	127.4	9.7	637.6	133.8	101.8	5.3
ROG1-2 <>	73	1441	2.3	20.0736	5.5	0.1105	5.7	0.0161	1.5	0.27	102.9	1.6	106.4	5.7	186.4	127.5	102.9	1.6
ROG1-9 <>	23	652	2.5	19.8955	5.8	0.1115	7.4	0.0161	4.6	0.62	102.9	4.7	107.3	7.6	207.1	135.4	102.9	4.7
ROG1-1 <>	102	2649	1.4	19.9109	2.7	0.1146	3.8	0.0165	2.6	0.69	105.8	2.7	110.2	4.0	205.4	63.6	105.8	2.7

Muestra ROG13-6

U-Pb geochronologic analyses.																			Isotope ratios					Apparent ages (Ma)						
Analysis	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	207Pb*/235U*	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U*	± (Ma)	207Pb*/235U	± (Ma)	206Pb*/207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)												
ROG136-5 <>	261	19997	1.6	19.2057	0.8	0.2977	2.8	0.0415	2.7	0.95	261.9	6.8	264.6	6.5	288.4	18.9	261.9	6.8												
ROG136-13 <>	1170	92859	0.7	19.3798	1.2	0.2966	1.7	0.0417	1.2	0.70	263.3	3.1	263.7	3.9	267.7	27.8	263.3	3.1												
ROG136-10 <>	1438	258055	16.8	19.5430	1.2	0.2958	1.7	0.0419	1.2	0.73	264.8	3.2	263.2	4.0	248.5	26.9	264.8	3.2												
ROG136-17 <>	595	58817	1.6	18.9239	0.6	0.3310	5.4	0.0454	5.3	0.99	286.4	15.0	290.3	13.6	322.1	13.0	286.4	15.0												
ROG136-2 <>	112	7843	1.9	16.2783	7.1	0.4701	7.4	0.0555	1.9	0.25	348.2	6.3	391.3	23.9	654.4	153.1	348.2	6.3												
ROG136-15 <>	62	19675	1.1	17.2684	1.1	0.6093	3.0	0.0763	2.7	0.92	474.0	12.5	483.1	11.4	526.3	25.0	474.0	12.5												
ROG136-18 <>	160	62927	1.9	17.5167	0.7	0.6107	2.1	0.0776	2.0	0.94	481.7	9.2	484.0	8.1	494.9	16.0	481.7	9.2												
ROG136-3 <>	991	136442	7.9	13.6964	1.5	0.9296	1.7	0.0923	0.8	0.46	569.4	4.2	667.4	8.3	1014.3	30.5	569.4	4.2												
ROG136-4 <>	48	10021	11.7	16.6243	0.9	0.7671	2.7	0.0925	2.5	0.94	570.3	13.7	578.1	11.7	609.1	19.1	570.3	13.7												
ROG136-14 <>	121	42806	127.0	16.5051	0.6	0.8746	1.6	0.1047	1.5	0.93	641.8	8.9	638.0	7.4	624.6	12.0	641.8	8.9												
ROG136-19 <>	66	78289	1.4	13.2364	0.8	1.8376	2.5	0.1764	2.3	0.95	1047.3	22.7	1059.0	16.2	1083.1	15.6	1083.1	15.6												
ROG136-12 <>	152	79103	1.8	12.7408	0.7	2.2240	2.0	0.2055	1.9	0.93	1204.8	20.7	1188.6	14.1	1159.2	14.4	1159.2	14.4												
ROG136-8 <>	282	391923	2.6	11.1365	1.2	3.1319	2.6	0.2530	2.3	0.88	1453.7	30.3	1440.6	20.3	1421.2	23.7	1421.2	23.7												
ROG136-7 <>	326	229475	1.2	10.8503	1.4	3.3808	3.2	0.2660	2.9	0.90	1520.7	39.1	1500.0	25.2	1470.7	26.9	1470.7	26.9												
ROG136-16 <>	245	183116	3.9	10.5648	1.2	3.5623	2.9	0.2730	2.6	0.91	1555.8	36.2	1541.2	22.9	1521.2	22.9	1521.2	22.9												
ROG136-6 <>	96	65586	1.5	7.7492	0.9	5.8297	5.7	0.3276	5.7	0.99	1827.0	90.3	1950.8	49.8	2085.0	15.2	2085.0	15.2												

Muestra ROG13-9

Muestra ROG13-9																		
U-Pb geochronologic analyses.						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)							
Analysis	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	207Pb*/235U*	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U*	± (Ma)	207Pb*/235U	± (Ma)	206Pb*/207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
ROG139-26 <>	63	2477	1.5	18.9769	6.4	0.1129	6.6	0.0155	1.8	0.28	99.4	1.8	108.6	6.8	315.7	144.7	99.4	1.8
ROG139-7 <>	287	9917	0.9	19.9898	1.8	0.1325	2.9	0.0192	2.3	0.78	122.6	2.8	126.3	3.5	196.2	42.3	122.6	2.8
ROG139-38 <>	304	23296	0.9	19.6215	1.7	0.2254	6.3	0.0321	6.0	0.96	203.5	12.1	206.4	11.7	239.2	38.6	203.5	12.1
ROG139-2 <>	223	12947	3.8	19.2175	0.8	0.2665	1.4	0.0371	1.2	0.84	235.1	2.8	239.9	3.0	287.0	17.5	235.1	2.8
ROG139-11 <>	363	35327	1.7	19.1622	0.9	0.2698	1.4	0.0375	1.1	0.77	237.3	2.6	242.6	3.1	293.6	20.9	237.3	2.6
ROG139-4 <>	139	21391	1.3	18.8154	1.3	0.2781	2.3	0.0379	1.8	0.81	240.1	4.4	249.1	5.0	335.1	29.9	240.1	4.4
ROG139-8 <>	280	23912	2.5	18.9454	0.9	0.2824	1.7	0.0388	1.4	0.83	245.4	3.4	252.5	3.7	319.5	21.0	245.4	3.4
ROG139-34 <>	102	12684	2.7	19.0966	1.8	0.2871	2.4	0.0398	1.6	0.67	251.3	3.9	256.2	5.4	301.4	40.6	251.3	3.9
ROG139-21 <>	503	53583	1.4	18.4500	0.8	0.3025	2.3	0.0405	2.1	0.94	255.8	5.3	268.4	5.3	379.4	17.4	255.8	5.3
ROG139-35 <>	295	77382	1.6	19.0146	0.8	0.3023	1.9	0.0417	1.7	0.90	263.3	4.3	268.2	4.4	311.2	18.8	263.3	4.3
ROG139-25 <>	482	46406	1.5	17.4008	0.5	0.4517	3.2	0.0570	3.2	0.99	357.4	11.1	378.5	10.2	509.6	11.3	357.4	11.1
ROG139-18 <>	254	35259	0.8	17.9570	0.9	0.4606	5.0	0.0600	4.9	0.98	375.6	17.9	384.7	16.0	440.0	21.0	375.6	17.9
ROG139-5 <>	235	63471	0.6	17.3925	0.9	0.5475	1.7	0.0691	1.4	0.83	430.5	5.8	443.4	6.0	510.6	20.7	430.5	5.8
ROG139-3 <>	151	22740	2.4	16.4359	0.6	0.6681	4.3	0.0796	4.2	0.99	494.0	20.0	519.6	17.3	633.7	13.3	494.0	20.0
ROG139-33 <>	278	75949	1.3	16.9755	1.0	0.6694	1.7	0.0824	1.3	0.81	510.5	6.6	520.3	6.8	563.7	21.2	510.5	6.6
ROG139-12 <>	80	9676	71.0	16.6465	0.8	0.6903	1.4	0.0833	1.1	0.83	516.0	5.7	533.0	5.7	606.2	16.8	516.0	5.7

Muestra ROG13-9

Muestra ROG13-9																		
U-Pb geochronologic analyses.						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)							
Analysis	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	207Pb*/235U*	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U*	± (Ma)	207Pb*/235U	± (Ma)	206Pb*/207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
ROG139-6 <>	412	83232	1.9	16.6628	0.8	0.7273	1.1	0.0879	0.9	0.75	543.0	4.4	554.9	4.9	604.1	16.3	543.0	4.4
ROG139-24 <>	232	82648	3.5	14.4107	1.0	1.3827	1.8	0.1445	1.5	0.84	870.2	12.5	881.6	10.7	910.4	20.5	870.2	12.5
ROG139-36 <>	142	111939	1.2	13.5836	0.5	1.6875	3.2	0.1662	3.2	0.99	991.4	29.5	1003.8	20.7	1031.0	10.5	1031.0	10.5
ROG139-40 <>	247	70694	13.6	13.3939	0.8	1.7157	1.6	0.1667	1.4	0.86	993.7	12.6	1014.4	10.1	1059.4	16.0	1059.4	16.0
ROG139-28 <>	40	21772	2.1	12.8941	0.7	1.8566	1.0	0.1736	0.7	0.71	1032.1	6.9	1065.8	6.7	1135.5	14.3	1135.5	14.3
ROG139-20 <>	130	171255	2.6	12.3927	0.6	2.1381	1.5	0.1922	1.4	0.92	1133.1	14.2	1161.2	10.2	1214.0	11.1	1214.0	11.1
ROG139-23 <>	366	92986	2.8	12.3675	0.6	1.8605	5.3	0.1669	5.3	0.99	994.9	48.5	1067.2	35.0	1218.0	12.5	1218.0	12.5
ROG139-16 <>	122	53386	2.2	12.2022	2.5	2.2192	3.9	0.1964	2.9	0.76	1155.9	31.1	1187.1	27.1	1244.4	49.3	1244.4	49.3
ROG139-39 <>	160	97687	2.6	12.1698	1.0	2.3195	1.6	0.2047	1.3	0.80	1200.7	14.1	1218.3	11.4	1249.6	18.8	1249.6	18.8
ROG139-13 <>	598	261495	94.0	12.0570	1.6	2.3441	1.9	0.2050	1.0	0.53	1202.0	11.2	1225.8	13.7	1267.8	31.8	1267.8	31.8
ROG139-17 <>	214	90462	3.7	11.4927	1.6	2.4410	2.0	0.2035	1.2	0.60	1193.9	13.3	1254.8	14.7	1360.7	31.4	1360.7	31.4
ROG139-22 <>	90	78126	2.3	11.1269	0.5	2.8711	0.9	0.2317	0.8	0.82	1343.4	9.3	1374.4	7.1	1422.8	10.4	1422.8	10.4
ROG139-14 <>	142	74614	1.6	9.4062	0.8	4.4829	2.1	0.3058	1.9	0.92	1720.1	29.3	1727.8	17.5	1737.1	14.9	1737.1	14.9
ROG139-29 <>	109	115782	1.7	8.5767	1.1	5.2161	2.7	0.3245	2.5	0.91	1811.5	39.1	1855.2	23.1	1904.7	19.7	1904.7	19.7

Muestra ROG13-17

Muestra ROG13-17																		
U-Pb geochronologic analyses.						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)							
Analysis	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	207Pb*/235U*	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U*	± (Ma)	207Pb*/235U	± (Ma)	206Pb*/207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
ROG1317-49 <>	165	18826	1.6	19.9830	2.1	0.0871	5.1	0.0126	4.6	0.91	80.8	3.7	84.8	4.2	197.0	49.9	80.8	3.7
ROG1317-42 <>	377	16410	49.0	20.3720	1.3	0.0987	4.4	0.0146	4.2	0.95	93.3	3.9	95.5	4.0	152.0	31.5	93.3	3.9
ROG1317-82 <>	1366	61920	253.1	19.7908	1.1	0.1693	9.6	0.0243	9.5	0.99	154.8	14.6	158.8	14.1	219.4	25.8	154.8	14.6
ROG1317-26 <>	382	52638	5.0	19.4514	0.8	0.2092	5.4	0.0295	5.3	0.99	187.5	9.9	192.9	9.5	259.3	19.1	187.5	9.9
ROG1317-41 <>	525	45413	4.7	19.2933	1.0	0.2189	2.2	0.0306	2.0	0.89	194.5	3.7	201.0	4.0	278.0	22.9	194.5	3.7
ROG1317-69 <>	345	21734	19.9	19.3089	0.9	0.2220	1.9	0.0311	1.7	0.87	197.4	3.3	203.6	3.5	276.1	21.6	197.4	3.3
ROG1317-14 <>	360	23228	26.2	19.1447	0.9	0.2311	2.4	0.0321	2.3	0.94	203.6	4.6	211.1	4.6	295.7	19.5	203.6	4.6
ROG1317-63 <>	1128	101389	14.1	19.4602	1.6	0.2299	1.8	0.0324	0.8	0.43	205.8	1.6	210.1	3.4	258.2	37.4	205.8	1.6
ROG1317-20 <>	387	40190	39.3	19.1971	0.9	0.2380	2.3	0.0331	2.1	0.92	210.1	4.4	216.8	4.5	289.4	20.5	210.1	4.4
ROG1317-28 <>	344	138797	4.9	19.1984	0.6	0.2391	4.4	0.0333	4.3	0.99	211.1	9.0	217.7	8.5	289.3	13.0	211.1	9.0
ROG1317-15 <>	284	38684	4.6	19.0895	1.0	0.2462	4.0	0.0341	3.9	0.97	216.1	8.2	223.5	8.0	302.2	22.7	216.1	8.2
ROG1317-12 <>	264	25514	3.5	19.3832	0.7	0.2426	8.2	0.0341	8.1	1.00	216.2	17.3	220.5	16.2	267.3	16.9	216.2	17.3
ROG1317-45 <>	363	39438	4.2	18.8728	1.0	0.2493	4.8	0.0341	4.7	0.98	216.3	10.0	226.0	9.7	328.2	22.6	216.3	10.0
ROG1317-13 <>	492	38344	3.7	19.1747	0.7	0.2461	2.6	0.0342	2.5	0.97	216.9	5.3	223.4	5.1	292.1	15.0	216.9	5.3
ROG1317-8 <>	780	62616	9.8	19.3746	0.7	0.2436	2.9	0.0342	2.8	0.97	217.0	5.9	221.4	5.7	268.3	17.2	217.0	5.9
ROG1317-11 <>	456	53885	2.7	18.9819	0.5	0.2518	6.8	0.0347	6.8	1.00	219.7	14.7	228.0	13.9	315.1	11.5	219.7	14.7

Muestra ROG13-17

Muestra ROG13-17																		
U-Pb geochronologic analyses.						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)							
Analysis	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	207Pb*/235U*	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U*	± (Ma)	207Pb*/235U	± (Ma)	206Pb*/207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
ROG1317-38 <>	265	269081	3.6	19.1173	1.0	0.2503	1.1	0.0347	0.5	0.43	219.9	1.0	226.8	2.2	298.9	21.8	219.9	1.0
ROG1317-35 <>	665	63709	6.5	19.3226	0.7	0.2490	1.2	0.0349	1.0	0.83	221.1	2.2	225.8	2.4	274.5	15.2	221.1	2.2
ROG1317-1 <>	589	49157	2.8	19.0567	1.2	0.2526	4.2	0.0349	4.1	0.96	221.2	8.9	228.7	8.7	306.2	27.5	221.2	8.9
ROG1317-19 <>	282	20541	4.5	19.4087	0.5	0.2496	2.5	0.0351	2.5	0.98	222.6	5.4	226.3	5.1	264.3	12.2	222.6	5.4
ROG1317-44 <>	384	37690	5.3	19.1860	0.7	0.2533	1.6	0.0352	1.4	0.89	223.3	3.1	229.2	3.2	290.7	16.2	223.3	3.1
ROG1317-67 <>	729	75423	15.0	19.2172	0.8	0.2530	1.9	0.0353	1.7	0.89	223.4	3.7	229.0	3.8	287.0	19.1	223.4	3.7
ROG1317-9 <>	403	44348	4.7	19.2911	0.6	0.2523	2.4	0.0353	2.3	0.97	223.7	5.1	228.5	4.9	278.3	13.8	223.7	5.1
ROG1317-52 <>	679	54704	2.9	19.1952	0.9	0.2537	2.2	0.0353	2.0	0.91	223.7	4.3	229.5	4.5	289.6	20.6	223.7	4.3
ROG1317-51 <>	445	30290	34.2	19.2158	0.7	0.2534	5.1	0.0353	5.0	0.99	223.7	11.0	229.3	10.4	287.2	15.0	223.7	11.0
ROG1317-16 <>	201	13917	17.5	19.2040	0.7	0.2541	1.1	0.0354	0.9	0.79	224.2	1.9	229.9	2.3	288.6	15.7	224.2	1.9
ROG1317-64 <>	385	28409	5.0	19.3361	0.7	0.2526	1.3	0.0354	1.0	0.81	224.4	2.3	228.7	2.6	272.9	17.0	224.4	2.3
ROG1317-59 <>	708	43019	6.6	18.8716	1.1	0.2588	1.5	0.0354	1.1	0.71	224.4	2.3	233.7	3.1	328.4	24.0	224.4	2.3
ROG1317-32 <>	285	16169	5.3	17.9041	1.4	0.2736	1.7	0.0355	0.9	0.52	225.0	1.9	245.5	3.6	446.5	31.5	225.0	1.9
ROG1317-5 <>	291	24991	4.3	19.2967	0.7	0.2541	6.5	0.0356	6.5	0.99	225.2	14.3	229.9	13.4	277.6	16.6	225.2	14.3
ROG1317-2 <>	310	50894	2.4	19.1151	1.0	0.2569	1.7	0.0356	1.4	0.82	225.6	3.2	232.1	3.6	299.2	22.4	225.6	3.2
ROG1317-3 <>	339	101836	4.4	19.1540	1.0	0.2564	1.8	0.0356	1.5	0.83	225.6	3.4	231.8	3.8	294.6	23.3	225.6	3.4

Muestra ROG13-17

Muestra ROG13-17																		
U-Pb geochronologic analyses.						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)							
Analysis	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	207Pb*/235U*	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U*	± (Ma)	207Pb*/235U	± (Ma)	206Pb*/207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
ROG1317-57 <>	315	46026	4.0	18.9563	0.9	0.2594	1.5	0.0357	1.2	0.78	225.9	2.6	234.2	3.1	318.2	21.1	225.9	2.6
ROG1317-39 <>	318	39360	3.7	19.0385	1.0	0.2583	3.6	0.0357	3.4	0.96	226.0	7.6	233.3	7.4	308.3	23.4	226.0	7.6
ROG1317-43 <>	245	20012	2.7	19.0307	0.5	0.2587	1.3	0.0357	1.2	0.91	226.1	2.6	233.6	2.6	309.3	11.7	226.1	2.6
ROG1317-33 <>	1560	64535	11.2	19.3476	0.9	0.2545	2.0	0.0357	1.8	0.90	226.2	4.1	230.2	4.2	271.5	20.7	226.2	4.1
ROG1317-25 <>	384	25792	3.8	19.3221	0.7	0.2548	1.1	0.0357	0.8	0.78	226.2	1.9	230.5	2.2	274.5	15.3	226.2	1.9
ROG1317-7 <>	246	43359	14.4	19.1186	0.9	0.2577	1.7	0.0357	1.4	0.84	226.3	3.1	232.8	3.5	298.7	20.9	226.3	3.1
ROG1317-40 <>	332	34316	3.5	19.0655	0.8	0.2587	2.9	0.0358	2.8	0.96	226.6	6.2	233.6	6.0	305.1	17.2	226.6	6.2
ROG1317-62 <>	255	14325	7.3	19.2499	0.8	0.2563	3.9	0.0358	3.8	0.98	226.7	8.5	231.7	8.1	283.2	17.8	226.7	8.5
ROG1317-36 <>	477	58651	2.4	19.2695	1.0	0.2561	2.0	0.0358	1.7	0.85	226.7	3.7	231.6	4.0	280.8	23.7	226.7	3.7
ROG1317-54 <>	335	43402	14.1	19.1630	0.9	0.2579	4.7	0.0358	4.6	0.98	227.0	10.4	232.9	9.9	293.5	21.5	227.0	10.4
ROG1317-37 <>	292	23419	4.3	19.2884	0.9	0.2564	2.7	0.0359	2.5	0.94	227.1	5.7	231.7	5.6	278.6	20.4	227.1	5.7
ROG1317-47 <>	367	285185	2.6	19.1583	0.9	0.2586	2.6	0.0359	2.4	0.94	227.5	5.4	233.5	5.4	294.0	19.9	227.5	5.4
ROG1317-81 <>	440	66219	3.7	19.2943	0.6	0.2568	1.2	0.0359	1.1	0.86	227.6	2.4	232.1	2.5	277.9	14.3	227.6	2.4
ROG1317-90 <>	183	50458	6.0	19.1462	0.6	0.2589	2.6	0.0360	2.5	0.97	227.7	5.7	233.8	5.5	295.5	14.2	227.7	5.7
ROG1317-23 <>	469	62640	3.3	19.2187	0.8	0.2583	2.0	0.0360	1.8	0.91	228.0	4.1	233.3	4.2	286.8	18.8	228.0	4.1
ROG1317-48 <>	655	93683	4.7	19.2783	0.8	0.2578	4.6	0.0360	4.5	0.99	228.3	10.2	232.9	9.6	279.8	17.8	228.3	10.2

Muestra ROG13-17

Muestra ROG13-17																		
U-Pb geochronologic analyses.						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)							
Analysis	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	207Pb*/235U*	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U*	± (Ma)	207Pb*/235U	± (Ma)	206Pb*/207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
ROG1317-68 <>	338	50793	2.6	19.3378	1.1	0.2573	2.1	0.0361	1.8	0.86	228.5	4.1	232.5	4.4	272.7	24.7	228.5	4.1
ROG1317-30 <>	272	16456	3.3	19.0937	0.8	0.2608	1.6	0.0361	1.3	0.85	228.7	3.0	235.3	3.3	301.7	18.8	228.7	3.0
ROG1317-50 <>	240	29492	3.2	18.9829	1.0	0.2624	1.2	0.0361	0.7	0.56	228.8	1.5	236.6	2.5	315.0	22.8	228.8	1.5
ROG1317-65 <>	416	45149	7.6	19.2019	0.8	0.2602	1.7	0.0362	1.5	0.89	229.4	3.3	234.8	3.5	288.9	17.6	229.4	3.3
ROG1317-27 <>	256	13922	5.3	19.2672	0.7	0.2608	3.7	0.0364	3.6	0.98	230.8	8.3	235.3	7.8	281.1	16.2	230.8	8.3
ROG1317-92 <>	351	35191	4.3	19.1658	0.7	0.2629	1.7	0.0366	1.5	0.90	231.4	3.4	237.0	3.5	293.2	16.3	231.4	3.4
ROG1317-94 <>	384	27908	51.8	19.1009	0.6	0.2653	4.6	0.0367	4.6	0.99	232.6	10.5	238.9	9.8	300.9	13.7	232.6	10.5
ROG1317-70 <>	469	32645	7.5	19.2158	0.9	0.2643	3.5	0.0368	3.4	0.97	233.1	7.8	238.1	7.4	287.2	20.5	233.1	7.8
ROG1317-98 <>	406	48900	4.9	19.1785	1.2	0.2649	1.6	0.0368	1.0	0.63	233.3	2.3	238.6	3.4	291.7	28.3	233.3	2.3
ROG1317-71 <>	268	25167	56.7	19.2442	1.1	0.2646	1.5	0.0369	0.9	0.64	233.8	2.2	238.4	3.1	283.8	26.0	233.8	2.2
ROG1317-87 <>	378	27370	3.3	19.1498	1.2	0.2664	2.6	0.0370	2.2	0.88	234.2	5.2	239.8	5.5	295.1	28.2	234.2	5.2
ROG1317-31 <>	210	27927	2.7	18.9497	0.6	0.2702	2.7	0.0371	2.6	0.97	235.1	5.9	242.9	5.7	319.0	14.5	235.1	5.9
ROG1317-10 <>	341	107401	5.0	18.8541	1.6	0.2716	8.5	0.0371	8.3	0.98	235.1	19.2	244.0	18.4	330.4	36.5	235.1	19.2
ROG1317-58 <>	192	20656	4.2	19.0516	1.4	0.2688	1.6	0.0371	0.8	0.52	235.1	1.9	241.8	3.4	306.8	30.8	235.1	1.9
ROG1317-18 <>	310	26788	2.6	19.2111	0.6	0.2685	1.7	0.0374	1.5	0.92	236.7	3.6	241.5	3.6	287.7	14.6	236.7	3.6
ROG1317-97 <>	347	25470	44.3	18.9675	1.6	0.2721	2.8	0.0374	2.2	0.81	236.9	5.2	244.3	6.0	316.8	36.8	236.9	5.2

Muestra ROG13-17

Muestra ROG13-17																		
U-Pb geochronologic analyses.						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)							
Analysis	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	207Pb*/235U*	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U*	± (Ma)	207Pb*/235U	± (Ma)	206Pb*/207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
ROG1317-84 <>	319	28045	9.0	19.2053	0.9	0.2692	1.6	0.0375	1.3	0.82	237.3	3.0	242.1	3.3	288.4	20.4	237.3	3.0
ROG1317-75 <>	255	24980	12.1	19.2681	0.9	0.2691	2.3	0.0376	2.1	0.91	238.0	4.9	242.0	4.9	281.0	21.7	238.0	4.9
ROG1317-86 <>	210	86710	3.6	19.0442	1.5	0.2731	2.7	0.0377	2.2	0.83	238.7	5.3	245.2	5.9	307.7	34.1	238.7	5.3
ROG1317-79 <>	551	60737	4.7	19.3147	1.2	0.2716	3.3	0.0381	3.1	0.93	240.7	7.4	244.0	7.3	275.4	27.2	240.7	7.4
ROG1317-74 <>	220	23432	2.9	19.4032	0.7	0.2710	1.9	0.0381	1.8	0.93	241.3	4.2	243.5	4.1	264.9	16.2	241.3	4.2
ROG1317-80 <>	715	177422	2.4	19.3316	1.0	0.2726	1.8	0.0382	1.4	0.81	241.8	3.4	244.8	3.8	273.4	23.7	241.8	3.4
ROG1317-78 <>	165	19465	3.3	19.1412	1.2	0.2760	1.5	0.0383	0.9	0.57	242.4	2.1	247.5	3.3	296.1	28.5	242.4	2.1
ROG1317-34 <>	392	31545	10.5	17.7658	4.7	0.3029	5.3	0.0390	2.4	0.46	246.8	5.8	268.7	12.4	463.8	103.5	246.8	5.8
ROG1317-96 <>	474	100542	8.1	18.5467	2.4	0.2939	8.7	0.0395	8.4	0.96	249.9	20.6	261.6	20.1	367.6	53.0	249.9	20.6
ROG1317-46 <>	366	27861	4.3	19.3151	0.9	0.2856	3.6	0.0400	3.4	0.97	252.9	8.5	255.1	8.0	275.4	19.9	252.9	8.5
ROG1317-95 <>	381	47958	5.3	17.1338	3.4	0.3246	6.9	0.0403	6.0	0.87	254.9	15.1	285.4	17.2	543.4	73.9	254.9	15.1
ROG1317-99 <>	150	35652	2.7	19.1862	0.8	0.2923	2.5	0.0407	2.3	0.95	257.0	5.9	260.4	5.7	290.7	17.9	257.0	5.9
ROG1317-93 <>	327	2832	9.7	12.9616	2.2	0.4461	5.6	0.0419	5.1	0.92	264.8	13.3	374.5	17.4	1125.1	43.3	264.8	13.3
ROG1317-6 <>	322	77654	4.4	18.2108	0.9	0.3486	2.4	0.0460	2.2	0.93	290.1	6.4	303.6	6.4	408.6	20.6	290.1	6.4
ROG1317-73 <>	667	43756	2.7	18.3846	0.7	0.3579	3.1	0.0477	3.0	0.98	300.5	8.9	310.6	8.3	387.4	14.9	300.5	8.9
ROG1317-76 <>	567	101308	13.1	15.7275	3.7	0.5119	7.5	0.0584	6.6	0.87	365.8	23.4	419.7	25.9	727.8	77.7	365.8	23.4

Muestra ROG13-17																		
U-Pb geochronologic analyses.						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)							
Analysis	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	207Pb*/235U*	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U*	± (Ma)	207Pb*/235U	± (Ma)	206Pb*/207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
ROG1317-24 <>	556	90563	7.0	15.1681	3.2	0.5434	7.4	0.0598	6.7	0.90	374.3	24.2	440.6	26.5	804.1	67.8	374.3	24.2
ROG1317-21 <>	411	70994	6.5	16.3501	1.7	0.5373	8.0	0.0637	7.9	0.98	398.2	30.3	436.7	28.5	645.0	36.7	398.2	30.3
ROG1317-66 <>	489	100193	0.9	17.8318	0.8	0.5650	3.2	0.0731	3.1	0.97	454.6	13.8	454.8	11.8	455.5	16.8	454.6	13.8
ROG1317-17 <>	401	45882	1.9	17.5087	1.0	0.5768	3.5	0.0732	3.4	0.96	455.7	14.9	462.4	13.1	496.0	21.6	455.7	14.9
ROG1317-53 <>	106	38289	3.0	15.9530	1.2	0.8518	2.3	0.0986	2.0	0.86	605.9	11.4	625.6	10.7	697.5	25.1	605.9	11.4
ROG1317-61 <>	144	49851	1.7	13.6701	0.8	1.4485	3.0	0.1436	2.9	0.96	865.0	23.7	909.2	18.3	1018.2	17.1	1018.2	17.1
ROG1317-89 <>	186	67523	2.1	13.3095	0.6	1.5085	1.5	0.1456	1.4	0.92	876.3	11.2	933.8	9.1	1072.1	11.5	1072.1	11.5

Muestra ROG13-18																		
U-Pb geochronologic analyses.						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)							
Analysis	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	207Pb*/235U*	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U*	± (Ma)	207Pb*/235U	± (Ma)	206Pb*/207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
ROG1318-16 <>	387	6426	1.0	19.4135	6.9	0.0836	7.1	0.0118	1.6	0.23	75.5	1.2	81.5	5.5	263.7	158.2	75.5	1.2
ROG1318-42 <>	1130	22511	4.1	20.0498	1.2	0.0836	4.6	0.0122	4.4	0.96	77.9	3.4	81.5	3.6	189.2	28.7	77.9	3.4
ROG1318-29 <>	127	6383	1.4	19.3903	4.5	0.0866	6.4	0.0122	4.6	0.71	78.1	3.6	84.4	5.2	266.5	103.3	78.1	3.6
ROG1318-24 <>	197	4745	1.9	20.2272	1.9	0.0831	3.5	0.0122	3.0	0.84	78.1	2.3	81.1	2.7	168.7	44.2	78.1	2.3
ROG1318-40 <>	228	17055	0.8	20.3271	3.2	0.0828	4.2	0.0122	2.8	0.65	78.2	2.1	80.8	3.3	157.1	74.9	78.2	2.1

Muestra ROG13-18

U-Pb geochronologic analyses.																		
Analysis	U-Pb geochronologic analyses.					Isotope ratios					Apparent ages (Ma)					Best age (Ma)	± (Ma)	
	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	207Pb*/235U*	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U*	± (Ma)	207Pb*/235U	± (Ma)	206Pb*/207Pb*			± (Ma)
ROG1318-9 <>	205	8093	1.2	20.2411	1.6	0.0833	3.5	0.0122	3.1	0.89	78.3	2.4	81.2	2.8	167.0	38.2	78.3	2.4
ROG1318-51 <>	134	3981	1.2	20.4678	3.0	0.0826	4.1	0.0123	2.8	0.68	78.5	2.2	80.5	3.2	141.0	70.9	78.5	2.2
ROG1318-11 <>	168	5675	1.7	20.4284	1.8	0.0831	2.1	0.0123	1.1	0.51	78.9	0.8	81.0	1.6	145.5	42.1	78.9	0.8
ROG1318-32 <>	2253	43654	2.8	20.4572	2.7	0.0830	5.2	0.0123	4.4	0.85	78.9	3.5	80.9	4.0	142.2	64.2	78.9	3.5
ROG1318-55 <>	539	21921	1.0	20.5003	1.2	0.0829	1.5	0.0123	0.8	0.53	79.0	0.6	80.9	1.1	137.3	29.1	79.0	0.6
ROG1318-17 <>	141	3290	2.1	20.8587	1.8	0.0817	2.4	0.0124	1.6	0.66	79.2	1.2	79.7	1.8	96.4	42.9	79.2	1.2
ROG1318-6 <>	498	21194	0.7	20.1557	1.4	0.0861	2.5	0.0126	2.0	0.83	80.6	1.6	83.8	2.0	176.9	32.4	80.6	1.6
ROG1318-35 <>	496	33866	2.2	20.4119	1.6	0.0851	5.1	0.0126	4.9	0.95	80.7	3.9	83.0	4.1	147.4	38.3	80.7	3.9
ROG1318-7 <>	1409	27952	0.6	20.4333	0.6	0.0851	2.2	0.0126	2.1	0.97	80.8	1.7	82.9	1.8	144.9	13.4	80.8	1.7
ROG1318-13 <>	77	3060	4.1	20.5978	2.5	0.0848	4.1	0.0127	3.3	0.80	81.1	2.7	82.6	3.3	126.1	57.7	81.1	2.7
ROG1318-52 <>	2891	1369406	2.5	20.6377	1.4	0.0850	3.0	0.0127	2.7	0.89	81.5	2.2	82.8	2.4	121.5	32.2	81.5	2.2
ROG1318-58 <>	488	16778	10.9	20.3907	1.2	0.0860	1.9	0.0127	1.4	0.76	81.5	1.2	83.8	1.5	149.8	28.4	81.5	1.2
ROG1318-53 <>	1125	96994	4.5	20.6612	1.0	0.0854	4.8	0.0128	4.7	0.98	82.0	3.8	83.2	3.8	118.9	23.0	82.0	3.8
ROG1318-27 <>	1180	1271	2.6	11.9192	16.5	0.1481	17.1	0.0128	4.3	0.25	82.0	3.5	140.2	22.3	1290.2	323.7	82.0	3.5
ROG1318-12 <>	6618	343870	6.7	20.8768	1.5	0.0848	4.3	0.0128	4.0	0.94	82.3	3.3	82.7	3.4	94.3	34.8	82.3	3.3
ROG1318-34 <>	1732	56178	1.1	20.5843	1.0	0.0861	1.9	0.0129	1.6	0.86	82.3	1.3	83.9	1.5	127.7	22.7	82.3	1.3

Muestra ROG13-18

U-Pb geochronologic analyses.																		
U-Pb geochronologic analyses.						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)							
Analysis	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	207Pb*/235U*	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U*	± (Ma)	207Pb*/235U	± (Ma)	206Pb*/207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
ROG1318-37 <>	1022	45065	2.4	20.4409	0.8	0.0868	3.0	0.0129	2.9	0.96	82.4	2.4	84.5	2.4	144.1	19.1	82.4	2.4
ROG1318-38 <>	125	6476	1.4	19.1129	2.8	0.0930	3.6	0.0129	2.2	0.62	82.5	1.8	90.2	3.1	299.4	64.1	82.5	1.8
ROG1318-43 <>	2124	58113	4.2	20.1284	2.4	0.0885	4.0	0.0129	3.2	0.80	82.7	2.6	86.1	3.3	180.1	55.3	82.7	2.6
ROG1318-18 <>	160	7714	1.8	19.4687	4.0	0.0915	6.0	0.0129	4.5	0.74	82.8	3.7	88.9	5.1	257.2	93.0	82.8	3.7
ROG1318-3 <>	86	3677	2.0	19.5386	3.3	0.0913	5.0	0.0129	3.8	0.76	82.8	3.1	88.7	4.3	249.0	75.4	82.8	3.1
ROG1318-56 <>	333	18483	1.3	18.9469	2.5	0.0946	2.9	0.0130	1.5	0.50	83.3	1.2	91.8	2.6	319.3	57.7	83.3	1.2
ROG1318-22 <>	2071	57774	3.8	20.7758	0.9	0.0866	7.0	0.0130	6.9	0.99	83.5	5.8	84.3	5.7	105.8	21.5	83.5	5.8
ROG1318-10 <>	756	19198	5.5	20.3827	1.1	0.0883	3.7	0.0130	3.5	0.96	83.6	2.9	85.9	3.0	150.8	24.7	83.6	2.9
ROG1318-19 <>	988	26725	1.8	19.6315	3.3	0.0919	4.0	0.0131	2.3	0.57	83.8	1.9	89.3	3.5	238.0	76.6	83.8	1.9
ROG1318-45 <>	815	17257	3.3	20.8344	1.1	0.0868	2.2	0.0131	1.9	0.87	84.0	1.6	84.5	1.8	99.1	25.0	84.0	1.6
ROG1318-26 <>	652	5995	2.6	16.3554	6.5	0.1106	7.6	0.0131	4.0	0.52	84.0	3.3	106.5	7.7	644.3	139.6	84.0	3.3
ROG1318-14 <>	623	24820	2.3	20.4570	0.9	0.0892	3.1	0.0132	2.9	0.96	84.7	2.5	86.7	2.5	142.2	20.7	84.7	2.5
ROG1318-49 <>	2324	37592	3.3	20.5612	1.1	0.0891	2.9	0.0133	2.7	0.93	85.1	2.3	86.6	2.4	130.3	26.0	85.1	2.3
ROG1318-4 <>	509	1317	6.4	10.7660	6.1	0.1702	6.9	0.0133	3.3	0.48	85.1	2.8	159.6	10.2	1485.5	115.0	85.1	2.8
ROG1318-31 <>	2408	79238	2.9	20.8396	1.4	0.0882	3.1	0.0133	2.7	0.89	85.3	2.3	85.8	2.5	98.5	33.3	85.3	2.3
ROG1318-21 <>	598	1226	3.7	10.8434	7.1	0.1696	7.2	0.0133	1.0	0.14	85.4	0.9	159.1	10.5	1471.9	134.6	85.4	0.9

Muestra ROG13-18

U-Pb geochronologic analyses.																		
U-Pb geochronologic analyses.						Isotope ratios					Apparent ages (Ma)							
Analysis	U (ppm)	206Pb/204Pb	U/Th	206Pb*/207Pb*	± (%)	207Pb*/235U*	± (%)	206Pb*/238U	± (%)	error corr.	206Pb*/238U*	± (Ma)	207Pb*/235U	± (Ma)	206Pb*/207Pb*	± (Ma)	Best age (Ma)	± (Ma)
ROG1318-50 <>	330	23721	4.0	20.3952	1.4	0.0902	1.7	0.0133	1.0	0.59	85.5	0.9	87.7	1.4	149.3	32.1	85.5	0.9
ROG1318-8 <>	589	17071	4.1	20.3584	1.3	0.0904	5.8	0.0134	5.7	0.97	85.5	4.8	87.9	4.9	153.6	30.6	85.5	4.8
ROG1318-23 <>	692	3632	1.6	11.9798	40.5	0.1560	40.6	0.0136	2.6	0.06	86.8	2.3	147.2	55.6	1280.3	823.7	86.8	2.3
ROG1318-54 <>	1806	65944	3.3	20.7717	1.3	0.0904	1.8	0.0136	1.3	0.71	87.2	1.1	87.9	1.5	106.2	30.3	87.2	1.1
ROG1318-44 <>	2413	188433	3.2	20.9869	0.8	0.0897	2.0	0.0137	1.8	0.90	87.4	1.6	87.2	1.7	81.8	20.1	87.4	1.6
ROG1318-28 <>	527	18940	0.7	20.3746	1.3	0.0939	2.6	0.0139	2.2	0.87	88.9	2.0	91.2	2.2	151.7	30.0	88.9	2.0
ROG1318-25 <>	1159	47335	3.6	19.6742	0.7	0.0997	1.1	0.0142	0.9	0.76	91.1	0.8	96.5	1.1	233.1	17.1	91.1	0.8
ROG1318-36 <>	1822	99817	3.1	20.7191	0.9	0.0957	1.5	0.0144	1.2	0.81	92.1	1.1	92.8	1.3	112.3	20.2	92.1	1.1
ROG1318-2 <>	983	72671	3.5	20.3792	0.7	0.0982	3.4	0.0145	3.3	0.98	92.9	3.1	95.1	3.1	151.2	15.7	92.9	3.1
ROG1318-30 <>	186	15033	2.3	19.8820	1.2	0.1700	2.3	0.0245	2.0	0.85	156.1	3.1	159.4	3.5	208.7	28.7	156.1	3.1
ROG1318-57 <>	338	21930	2.1	19.1326	1.0	0.2653	1.6	0.0368	1.3	0.81	233.1	3.1	239.0	3.5	297.1	22.0	233.1	3.1
ROG1318-1 <>	296	39354	2.6	18.9811	0.7	0.2681	2.1	0.0369	2.0	0.95	233.7	4.7	241.2	4.6	315.2	14.9	233.7	4.7
ROG1318-39 <>	541	105909	1.0	17.1412	2.0	0.5566	2.5	0.0692	1.4	0.57	431.3	5.9	449.3	8.9	542.5	44.3	431.3	5.9