



UNIVERSIDAD DE SONORA
División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

**Caracterización Petrogenética de las Metabasitas Anorogénicas
del límite Cámbrico-Precámbrico, Municipio de Pitiquito,
Sonora, México.**

TESIS

Que para obtener el grado de:
MAESTRO EN CIENCIAS-GEOLOGÍA

Presenta:

ARTURO JOAQUÍN BARRÓN DÍAZ



Hermsillo, Sonora, 18 de Marzo de 2013

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



“El saber de mis hijos
hará mi grandeza”



Excepto si se señala otra cosa, la licencia del ítem se describe como openAccess



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TEL. (662) 259 21 10

FAX 259 21 11

Hermosillo, Sonora, a 14 de febrero de 2013

Dr. Rogelio Monreal Saavedra

Coordinador del Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Departamento de Geología
P r e s e n t e.-

Por este conducto y de la manera más atenta, nos permitimos someter a su consideración, para su registro y aprobación el siguiente tema de tesis, intitulado:

«Caracterización Petrogenética de las Metabasitas Anorogénicas del límite Cámbrico-Precámbrico, Municipio de Pitiquito, Sonora, México.»

Esto es con el fin de que el alumno: **ARTURO JOAQUÍN BARRÓN DÍAZ** pueda presentar su examen, para la obtención de su título de Grado de la Maestría en Ciencias-Geología.

Sin otro en particular quedamos de Usted.

A T E N T A M E N T E

Dr. Francisco A. Paz Moreno
Director

Dra. Elena Centeno García
Co-Directora (UNAM)

C.c.p. Interesado
C.c.p. Archivo



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

Hermosillo, Sonora a 18 de febrero de 2013

Dr. Francisco A. Paz Moreno

Director de Tesis

Dra. Elena Centeno García

Codirectora de Tesis

Por este conducto le comunico que ha sido aprobado el tema de tesis propuesto por Usted, intitulado:

"CARACTERIZACION PETROGENETICA DE LAS METABASITAS ANOROGÉNICAS DEL LÍMITE CÁMBRICO-PRECÁMBRICO, MUNICIPIO DE PITIQUITO, SONORA, MÉXICO"

Esto es con el fin de que el alumno: **ARTURO JOAQUIN BARRON DIAZ**, pueda presentar su examen profesional, para la obtención del título de Grado. Asimismo le comunico que han sido asignados los siguientes sinodales:

Dr. Saúl Herrera Urbina	Presidente
Dr. Ricardo Vega Granillo	Secretario
Dra. Elena Centeno García	Vocal
Dr. Francisco Abraham Paz Moreno	Vocal

Sin otro en particular quedo de Usted

Atentamente

Dr. Rogelio Monreal Saavedra
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA
MAESTRIA EN CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPTO. DE GEOLOGIA

C.c.p. Interesado

C.c.p. Archivo



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

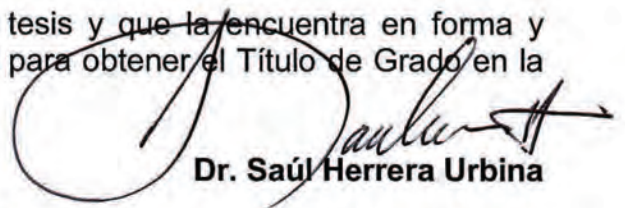
NOMBRE DE LA TESIS:

**"CARACTERIZACION PETROGENETICA DE LAS METABASITAS
ANOROGÉNICAS DEL LÍMITE CÁMBRICO-PRECÁMBRICO, MUNICIPIO DE
PITIQUITO, SONORA, MÉXICO"**

NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

ARTURO JOAQUIN BARRON DIAZ

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.



Dr. Saúl Herrera Urbina

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.



Dr. Ricardo Vega Granillo

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.

Dra. Elena Centeno García

El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.



Dr. Francisco A. Paz Moreno

Atentamente



Dr. Rogelio Monreal Saavedra
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología

DEDICATORIA:

A Dios, por darme todos los dones necesarios para salir adelante en mi vida y mis estudios, por no ser un ser ausente sino alguien presente que me acompañó en éstos años de maestría manteniéndome íntegro, seguro, sin temor y feliz. Por permitirme transmitir su palabra a mis compañeros que lo necesitaron y por utilizarme como instrumento para ayudar a aquellos que lo requerían. En su nombre y para mayor gloria suya este trabajo.

A mi familia: mi madre Martha B. Díaz Ramos, mi padre Jesús M. Barrón Hoyos, mi hermano José Aníbal Barrón Díaz y mi hermana Ana de Jesús Barrón Díaz; por siempre estar a mi lado y mostrar cariño de mil formas diferentes, aunque a veces sea casi imperceptible, por quererme.

A mi director de tesis y amigo Francisco A. Paz Moreno, por mostrarme el verdadero significado de un profesor investigador, por los consejos y los apoyos a lo largo de todos mis estudios de maestría y parte de la licenciatura y por siempre estar al pendiente.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer muy atentamente a toda mi familia que siempre ha confiado en mí y en mis capacidades, por una vida de apoyos y de afecto. A mi madre **Martha Díaz** por ser instrumento que me encaminó hacia Dios, por forjarme en la persona que soy con sus valores expresados en su ejemplo, por siempre preocuparse por mí. A mi padre **Jesús Barrón** por enseñarme realmente todas las cosas que en esta vida valen la pena, por las lecciones de vida, por su apoyo y confianza. A mi hermano **Anibal Barrón** por todos los momentos felices compartidos, por las veces que ha confiado en mí para mostrar sus sentimientos, por todo lo que hemos pasado sin lo cual no sería la persona que soy. A mi hermana **Ana Barrón** por enseñarme el ser de una persona bondadosa, por preocuparse por mí, por todo su cariño. A toda la familia **Ibarra Díaz** e **Ibarra Escalante**, mis hermanos **Paulina Ibarra** y **Daniel Ibarra** que siempre tengo presente y quiero mucho. Porque lo más importante después de Dios es la familia, Gracias!

Le agradezco a todos mis profesores que me apoyaron a lo largo de la maestría. Al **Dr. Francisco Paz** por confiar en mí para continuar con algunos de sus estudios, por apoyarme en todo momento, por las tardes de campo compartidas, las pláticas y las anécdotas, muchísimas gracias. Al **Dr. Saúl Herrera** por todo el apoyo con la petrografía de las rocas y por su apoyo en mis estancias académicas y de investigación. Al **Dr. Ricardo Vega** y **Dr. Jesús Vidal**, por sus consejos y apoyos en la realización de mi tesis y por mostrarme el trabajo de un investigador. A la **Dra. Diana Meza** por su clase de geoquímica y por toda la atención que tuvo hacia mi persona y mi trabajo. Quiero agradecer especialmente a la **Dra. Margarita López Martínez** por el curso de geocronología ^{40}Ar - ^{39}Ar impartido en el CICESE en Ensenada, BC. y por su confianza para permitirme correr muestras en el espectrómetro de masas. Agradezco también al **Dr. Alain Demant** por todo su apoyo brindado durante la estancia de investigación en Marsella, Francia, por su apoyo con el espectrómetro de masas y la hospitalidad de su casa. A la **Dra. Elena Centeno** por su apoyo con el fechamiento, espero ansiosamente conocerla!

A todos mis compañeros que compartieron conmigo, algunos a lo largo de más de dos años, los cursos de la maestría. A **Elizard Gonzales, Ángel Olguín, Santa Barrera, Genaro Vera, Iván Absalón, Uzi Castillo, An Ho Taylor, Gonzalo Ibarra, Jorge Santiago, Marcos Corro, Martín Corona**. A **Facundo Cázares** por aguantarme con mis preguntas y por su apoyo con algunos diagramas. Especialmente agradezco a mi amiga y compañera **Alejandra Gómez**, por toda la amistad y la confianza que me has dado, por compartir un mes de estancia en Ensenada, por todas las risas, las salidas de campo, los consejos y por todo tu apoyo en la realización de mi tesis, por una amistad que vale la pena conservar y cuidar, Muchas Gracias!

Quiero agradecer atentamente al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología de México (**CONACyT**) por otorgarme la beca de posgrado y beca mixta sin las cuales no hubiera podido concluir mis estudios.

Le doy las gracias a todo el personal de la Universidad de Sonora: Al actual jefe del Departamento de Geología **Dr. Inocente Espinoza** y al coordinador de programa de la maestría **Dr. Rogelio Monreal**. Al personal del departamento **Aracely Ramírez** y **Elsa Silva** por aguantarme en todos los trámites y a la **M.C. Norah Armenta**, por sus buenos consejos y por toda su ayuda en los trámites de estancias en el extranjero =). A los encargados de laboratorio de laminado, **Sheila** por su amistad y confianza y a **Jesé Urrutia** por sus consejos y las buenas tardes de plática, a **Pablo Peñaflor** por brindarnos de su apoyo con la trituración de muestras en la ERNO y a todas las demás personas profesores y compañeros del departamento que siempre estuvieron al pendiente.

De forma especial agradezco a el **Sr. Rogelio Lizárraga** padre e Hijo por todo su apoyo brindado durante las prácticas de campo, por prestarnos un lugar donde hospedarnos y por la buena compañía y pláticas. Agradezco también a los rancheros encargados de cuidar el Bámuri por su compañía durante las salidas de campo.

Agradezco a toda la **Familia Díaz y Familia Barrón**, especialmente a **Dora E. Hoyos †** y **María Luz Ramos †**, porque les hubiera encantado verme aquí, porque estas dos inmensas familias somos quien somos gracias a ustedes, Gracias!.

También quiero agradecer a todas las personas más cercanas a mí que aunque no estuvieron involucradas directamente en mi trabajo, su amistad me ayudo a seguir adelante en todo momento:

A **Graciela Valencia** por más de 20 años de amistad a lo largo de los cuales siempre has confiado en mí, por permitirme mostrarte mi verdadera persona, por esforzarte en ser una buena amiga, por compartir mi fe y enseñarme el verdadero significado de una amistad, porque si alguien me conoce realmente eres tú, porque sé que siempre te tendré a mi lado aunque no sea físicamente, GRACIAS!. A **Roberto Muñoz** por todas las tardes de juegos y locuras que nos distraen del trabajo y la rutina, por toda la confianza y consejos.

A mis amigas inolvidables y únicas las cuales quiero con todas mis fuerzas: a **Rosa Laborín**, por muchas tardes de compañía de consejos y amistad, porque a pesar de que seamos diferentes confías en mí, por todas las risas!; a **Lupita Medrano**, por los momentos de alegría que me transmites y todo el afecto el cual no temes demostrar; a **Cristina Vargas**, por demostrar que una amistad no necesita ser presencial para ser verdadera, por las lecciones de la vida y toda la confianza; a **Lizbet Jurado**, por muchos años de amistad a lo largo de los cuales hemos crecido juntos, por confiar en mí y aceptarme; y a **Claudia Samaniego**, por todo el cariño y confianza que me tienes, por apoyarte en mí para las cosas importantes de la vida, Gracias Amiga!. A mi fiel amigo **Pepe Pacheco** por confiar en mí siempre, por tus consejos y una verdadera amistad.

Agradezco a todos mis amigos que no veo muy seguido y aun así al vernos me demuestran el mismo cariño de siempre: **Adolfo Franco, Pamela Robles, Anita Alvarado, Jesús Acuña, Juan Calzada, Scarlet Carlón, Estefanía Calderón, Rosita Madero, Carlos Medrano, Esthela Maldonado, Rosa García, Jesica Gutiérrez, Mayra Degollado**. A mis amistades a distancia **Nuvia Rodríguez, Elvira Pavón, Delia Iturbe, Arlette Arias**.

También le agradezco a mis amigos que comparten mundos ficticios conmigo, a **Antonio Parra (Friki)**, para hacerte saber que jamás me ha importado los comentarios de la gente, para mí tu actitud amable y feliz es de las mejores que una persona puede tener, por todos los momentos de diversión; a **Manuel Rivera (Sholo)** y **Gaby Ahumada**. Porque los momentos de ocio también nos forjan.

A todos mis amigos y comunidad de los grupos y centros de la **Parroquia Inmaculada Concepción de María**, trabajar con ustedes me ha forjado como soy y sin esa esencia no hubiera terminado estos estudios: A toda la comunidad del **Centro San Cristóbal Magallanes** especialmente a la coordinadora **Berta Gautrin**, por toda tu amistad y tus consejos. A los grupos de **ROCAS, MPJ, VOCES y ECOS** por permitirme ser instrumento de Dios para llevarles su palabra, por su confianza y su amistad! Especialmente a **Astrid Bojórquez (Robot-Astrid)** y **Gabriela Zamorano**, por su cariño y su amistad la cual aprecio muchísimo. A todo el equipo de **Ministros Extraordinarios de la Sagrada Comunión**, por permitirme por más de 4 años ser parte de éste gran honor que sin duda me ayudó a salir adelante en mis estudios. A mi buen amigo **Luis Alonso Cobácame**, gracias por tu trabajo, tu ejemplo y la confianza que me has tenido.

A todas las personas que no mencioné pero que siempre han confiado en mí y me han apoyado.

Muchas Gracias!.

RESUMEN

El presente trabajo de investigación trata acerca de las rocas máficas y ultramáficas que afloran en el municipio de Pitiquito, al sur de la ciudad de Caborca, Sonora; localidad conocida por contener algunas de las rocas más antiguas del país. Para esta región el límite Cámbrico-Precámbrico ha sido establecido por estudios estratigráficos y paleontológicos. Con esta contribución se pretende abonar al conocimiento petrológico de las lavas cercanas al límite Cámbrico-Precámbrico, que constituye uno de los primeros estudios en este género. El trabajo se centra en el estudio de la unidad basal de la **Fm. Puerto Blanco**, donde se han reportado derrames de lava de composición máfica y de presumible edad Cámbrica, denominados como basaltos o *greenstones*.

Se estudiaron cuatro localidades de los alrededores del **Rancho Bámuri**, los afloramientos ocurren de manera discreta dentro de una topografía de lomeríos bajos y aislados en los cuales los afloramientos son escasos y de baja calidad: El Cerro San Agustín, constituido por una secuencia detrítico carbonatada homoclinal, contiene un derrame solitario interestratificado de 6 m de espesor, de carácter ultramáfico, es un **picrobasalto** con fenocristales de: Cpx (Ti) > Ol y sin Pl, esta última se encuentra constreñida a las fases tardías de cristalización de la matriz. La localidad de Cerro Calaveras presenta una secuencia de derrames potentes, con **metabasaltos** a la base, que evolucionan a **metabasanita** hacia la cima, es la secuencia más potente estudiada (~ 200 m); presentan una alteración propilítica intensa con una asociación mineralógica de: epidota, actinolita, clorita, titanita y calcita, que le imprimen un color verde característico a estas rocas. Esta secuencia volcánica se encuentra coronada por una unidad volcánicla que es correlacionable con la unidad volcánicla de la localidad de San Marcos, localizada al sur, la cual se distingue por su origen piroclástico.

Mientras que estas unidades pueden ser atribuidas a la Fm. Puerto Blanco y por lo tanto al Cámbrico, en la localidad de los Cerros Aquituni (Extremo Sur) y la localidad del Cerro Clemente, se observan unidades presumiblemente más antiguas. Los Cerros Aquituni contienen una secuencia de derrames ultramáficos aislados clasificados como **metafoiditas** y **metapicrobasaltos**, presentan una alteración intensa de carbonatos los cuales rempazan en su totalidad la mineralogía primaria. El Cerro Clemente muestra un sill de **metagabro** del cual no se conserva la mineralogía primaria ya que ha sido igualmente remplazada por carbonatos. Ambas localidades se encuentran desprovistas de plagioclasa. Las unidades volcánicas se clasifican como **ankaramitas**, basándose en sus características petrográficas Cpx > Ol > Óx Fe-Ti.

La asociación mineralógica secundaria: albita, clorita, epidota (pistachita), actinolita, calcita, dolomita, titanita y óxidos de Fe-Ti, es característica del metamorfismo de bajo grado del tipo hidrotermal de la **facies de esquistos verdes**, o bien **una facies de hornfels de albita-epidota**. Por medio del estudio geocronológico del sistema ^{40}Ar - ^{39}Ar , se obtuvieron edades de **52.58 ± 2.00 Ma** (metabasalto) y **91.67 ± 0.55 Ma** (picrobasalto), que se atribuyen al metamorfismo que pudo haber sido provocado por los intrusivos laramídicos que afloran en el área de estudio.

Los estudios geoquímicos evidencian un magmatismo ultramáfico primitivo que presenta valores del orden de **Mgv >60, Cr >950 ppm, Ni >400 ppm** y **Th/La ≤ 0.12**, para las rocas más antiguas, atribuidas al Precámbrico, en cambio los derrames Cámbricos que presentan valores equivalentes de **Mgv >60, Th/La ≤ 0.12**, muestran **Cr <670 ppm** y **Ni <250 ppm** más bajos. El magmatismo se atribuye a la **Serie magmática Alcalina media**, con una baja subsaturación en sílice (presencia de *Ne* normativa <5%), aunque en el caso de las lavas del Cerro Calaveras, se presenta una evolución en el tiempo desde la **Serie magmática Transicional** con una saturación en sílice (ausencia de *Ne* y *Qz* normativos). Por su relación K/Na >1 son consideradas de la **Secuencia potásica**. Presentan firmas anorogénicas del tipo OIB características, que están representadas en los diagramas multielementales por un espectro en «joroba», marcado por una ausencia de anomalía negativa en Nb-Ta. El carácter anorogénico del magmatismo también se sustenta en los diagramas de discriminación de ambiente geodinámico, los cuales utilizan elementos trazas inmóviles {**Hf, La, Nb, Ta, Th, Y, Yb, Zr**}. Por relaciones de campo y su carácter potásico se precisa que se trata de un magmatismo del tipo intraplaca continental.

Una posible interpretación tectónica para este magmatismo máfico-ultramáfico del límite Cámbrico-Precámbrico, es su relación con el volcanismo provocado por la apertura del rift que formó el océano de «iapetus» y puede estar relacionado con las aperturas de rifts de los aulacógenos que se desarrollan al SW de los EUA. Un estudio a mayor detalle de las unidades máficas-ultramáficas de la región ayudaría a precisar la existencia de eventos regionales como la Megacizalla Mojave-Sonora.

Palabras clave: Magmatismo anorogénico, límite Cámbrico-Precámbrico, Metabasitas, NW de México

ABSTRACT

This research is related to the mafic and ultramafic rocks that outcrop in the county of Pitiquito, south to the city of Caborca, Sonora; location that is known for having some of the oldest rocks in Mexico. This region has been dated in the boundary of Cambrian-Precambrian, through stratigraphic and paleontologic studies. A contribution to the petrologic knowledge of the lava flows in the Cambrian-Precambrian boundary is intended by this research and also represents one of the first studies in this regard. The study is centered on the basal unit from the Puerto Blanco Formation, where mafic composition lava flows have been reported, presumably from the Cambrian period, denominated as basalts or greenstones.

A total of four locations from the Bamori Ranch surroundings were sampled where discrete outcrops occur within a topography of isolated small hills having scarce and low quality outcrops. The San Agustín hill conformed by a detritic carbonated homoclinal sequence, contains an isolated interstratified flow of 6 meters thick, ultramafic, which is a picobasalt containing Cpx (Ti) > Ol and without Pl, this is constrained to the latest crystallization phase of the matrix. The Cerro Calveras location presents a sequence of potent flows, with metabasalts in its base, which evolve to metabasites towards the top of the sequence. This is the most potent sequence under study (~ 200 m); having an intense propylitic alteration, with a mineralogy association: epidote, actinolite, chlorite, sphene and calcite, which impart the green color characteristic of these rocks. This volcanic sequence is crown by a volcanoclastic unit, which can be related to the volcanoclastic unit from the San Marcos locality, located to the south of the study area, distinguished by its piroclastic origin.

While these units can belong to the Puerto Blanco Formation and therefore to the Cambrian, in the Aquituni hills (south part) and also in the Cerro San Clemente locality, other units presumably older were observed.

The Aquituni hills contained a sequence of ultramafic isolated flows, classified as **metafoidites** and **metapicobasalts**, presenting an intense alteration by carbonates, which replace almost in its totality the primary mineralogy. The Clemente hill showed a sill of **metagabbro**, in which primary mineralogy is not preserved, since it has been replaced by carbonates. Both localities seemed to be deprived of plagioclase. The volcanic units have been classified as **ankaramites**, based on their petrographic characteristics Cpx > Ol > Fe-Ti Oxides.

The secondary mineralogy association: albite, chlorite, epidote (pistachite), actinolite, calcite, dolomite, sphene and Fe-Ti oxides, is a characteristic of a low-grade metamorphism of hydrothermal nature from **greenschist facies** or an **albite-epidote hornfels facies**. Through a geochronological study $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$, ages of **52.58 ± 2.00 m. y.** (metabasalt) y **91.67 ± 0.55 m. y.** (picobasalt) were found. These can be attributed to the metamorphism probably provoked by the Laramidic intrusives that intrude in this area under study.

Geochemical studies made evident a primitive ultramafic magmatism having values of the order of **Mgv > 60**, **Cr > 950 ppm**, **Ni > 400 ppm** y **Th/La ≤ 0.12** for the oldest rocks, attributed to the Precambrian, while Cambrian flows showed equal values of **Mgv > 60**, **Th/La ≤ 0.12**, and lower values of **Cr < 670 ppm** y **Ni < 250 ppm**. This magmatism can be attributed to the **Mildly Alkaline Magma Series**, with a low silica subsaturation (normative $N_e < 5\%$), although in the case of Cerro Calveras hill an evolution in time, from the Transitional Magma Series, with a saturation in silica (absence of normative N_e and Q_z) is presented. Due to the $K/Na > 1$ relation these are considered to belong to the **Potassic Sequence**. Anorogenic signatures from the OIB type are presented in the spider diagrams having a «hump» spectrum mark by an absence of negative anomaly in Nb-Ta. This anorogenic magmatism is also sustained by the discrimination diagrams of geodynamic environment, based on immobile trace elements {Hf, La, Nb, Ta, Th, Y, Yb, Zr}. Due to its field relations and also its potassic character, a continental interplate magmatism can be concluded.

A possible tectonic interpretation for this mafic-ultramafic magmatism in the boundary of Cambrian-Precambrian period, it's his relation to the volcanism provoked by the rift opening which formed the «Iapetus» ocean and can also be related to the rift openings of the aulacogens developed in the southwest of United States. Further studies on the ultramafic units of this region will help to precise other regional events as the Mojave-Sonora Megashear.

Key words: anorogenic magmatism, Cambrian-Precambrian boundary, Metabasite, NW of México

CONTENIDO

Dedicatoria

Agradecimientos

Resumen

I. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO	1
1.1 Localización del área de estudio	2
1.2 Vías de acceso	2
1.3 Fisiografía	3
1.4 Objetivo	4
1.5 Metodología	5
II. GEOLOGÍA REGIONAL	8
III. GEOLOGÍA DE LOCAL	13
3.1 Cerro San Agustín	15
3.2 Cerros Aquituni (Extremo Sur)	19
3.3 Cerro Calaveras	23
3.4 San Marcos	26
IV. PETROGRAFÍA DEL VOLCANISMO MÁFICO-ULTRAMÁFICO	29
4.1 Cerro San Agustín	29
4.2 Cerros Aquituni (Extremo Sur)	34
4.3 Cerro Calaveras	38
4.4 San Marcos	43
4.5 Alteración	48
4.6 Microscopía Electrónica de Barrido	50
V. GEOQUÍMICA	52
5.1 Consideraciones generales del estudio geoquímico	54
5.2 Elementos Mayores	56
5.3 Elementos Traza	62
VI. GEOCROLOGÍA ⁴⁰Ar/³⁹Ar	69
6.1 Metodología del análisis	70
6.2 Resultados	71
VII. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	77
7.1 Ambiente tectónico	81
VIII. REFERENCIAS	85

I. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

En la Región de Caborca-Pitiquito en el NW del estado de Sonora se localizan algunas de las rocas más antiguas del país, corresponden al Complejo Metamórfico Bámori, descrito por Longoria *et al.* 1978. Dicha secuencia metamórfica se encuentra intrusionada por una serie de diques riolíticos-riodacíticos y por intrusivos graníticos, mismos que fueron fechados por Anderson y Silver (1981), con edades de 1755 ± 20 Ma y 1440 ± 20 Ma respectivamente. Aun cuando se pueden encontrar diversos estudios de las unidades cámbricas y precámbricas en la región, estos fueron efectuados sobre la base del enfoque estratigráfico-estructural y tectónico (Cooper y Arellano, 1952; Eells, 1972; Longoria y González, 1978; Anderson y Silver, 1981; Stewart *et al.*, 1984), incluyendo las unidades volcánicas, cuyos estudios desde el aspecto petrológico son aun escasos, donde resalta el trabajo de Centeno-García *et al.* (2002).

La posición precisa del límite cámbrico-precámbrico es un tema de discusión para la región de Caborca. Algunos autores la ubican por debajo de la Fm. Puerto Blanco (Eells, 1972; Longoria y González 1981) otro anterior a la Fm. La Ciénega (Stewart *et al.*, 1984). Los estudios más recientes por Sour-Tovar *et al.* (2007) utilizan criterios paleontológicos para concluir que el límite entre la fauna Ediacara y la Cámbricaa se ubica en la unidad basal de la Fm. Puerto Blanco.

El presente trabajo se centra en el estudio de los afloramientos volcánicos de rocas máficas-ultramáficas de la Fm. Puerto Blanco, presumiblemente ubicadas en su Unidad 1 o unidad basal. Se pretende brindar una aportación petrológica mediante la caracterización precisa de estas rocas, que sea un apoyo a la estratigrafía y ubicación temporal de los derrames.

La investigación se apoya de los trabajos previos realizados, sin embargo las rocas volcánicas máficas incluidas en la Fm. Puerto Blanco, son únicamente mencionadas y en pocas ocasiones se encuentran bien localizadas. La cartografía en el área de estudio es escasa, siendo el mapa del Cerro San Agustín y Clemente, de Maytorena-Silva y Durazo-Tapia (1982), el único a una escala local.

En este primer capítulo se presenta la localización del área de estudio, la justificación del trabajo con sus objetivos y se describe la metodología que se llevó a cabo a lo largo de la investigación.

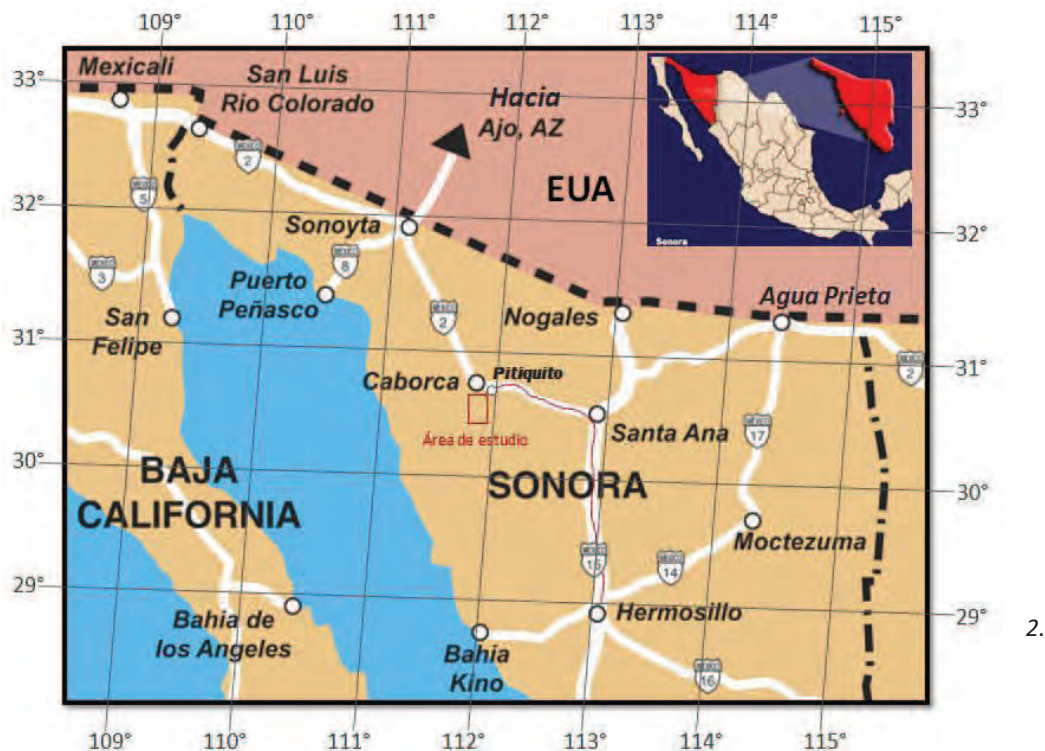
1.1 Localización del área de estudio

El área de estudio se localiza 40 km al sur de la ciudad de Caborca dentro del municipio de Pitiquito, Sonora (Figura 2). Los afloramientos de interés se encuentran distribuidos en una superficie aproximada de 800 km², tomando el rancho Bámuri como campamento base en el centro-norte del área.

La topografía del área de estudio puede ser consultada en las cartas escala 1:50,000: H12-A77 *El Prieto*, H12-A76 *Hilario Gavilondo* y H12-A87 *La Ciénega*, que se encuentran accesibles en el [Instituto de Estadística Geografía e Informática \(INEGI\)](#).

1.2 Vías de acceso

El principal acceso es desde la ciudad de Pitiquito a la cual se puede llegar desde la capital del estado: Hermosillo, por la carretera federal no. 15. Se tiene un segundo acceso desde la ciudad de Caborca ubicada a 10 km al norte de Pitiquito (Fig.2). De ahí parte hacia el sur un camino de terracería en buen estado que llega hasta el rancho Bámuri situado a unos 35 km de Pitiquito.



Localización del área de estudio en el estado de Sonora y éste a su vez en México. Principales vías de acceso al área de estudio.

1.3 Fisiografía

El estado de Sonora cuenta con cuatro provincias fisiográficas: Provincia Llanuras Sonorenses, Provincia Llanura Costera del Pacífico, Provincia de Sierras y Llanuras del Norte y Provincia de la Sierra Madre Occidental que a la vez se dividen en distintas subprovincias (Figura 2.3A). El área de estudio se ubica dentro de la provincia Llanuras Sonorenses, subprovincia Sierras y Llanuras Sonorenses (INEGI, 2006).

La subprovincia de Sierras y Llanuras Sonorenses está formada por sierras no mayores a 1400 m de elevación y llanuras que las separan y que están a su vez sepultadas por grandes espesores de material poco consolidado que forma abanicos aluviales. Las llanuras constituyen el 80% de la subprovincia (INEGI, 2006). Según la clasificación de provincias fisiográficas de Raisz (1964), el área de estudio se ubica dentro de la provincia de Sierras Sepultadas, la cual se describe como sierras que han sido enterradas debajo de los sedimentos lavados de la Sierra Madre Occidental.

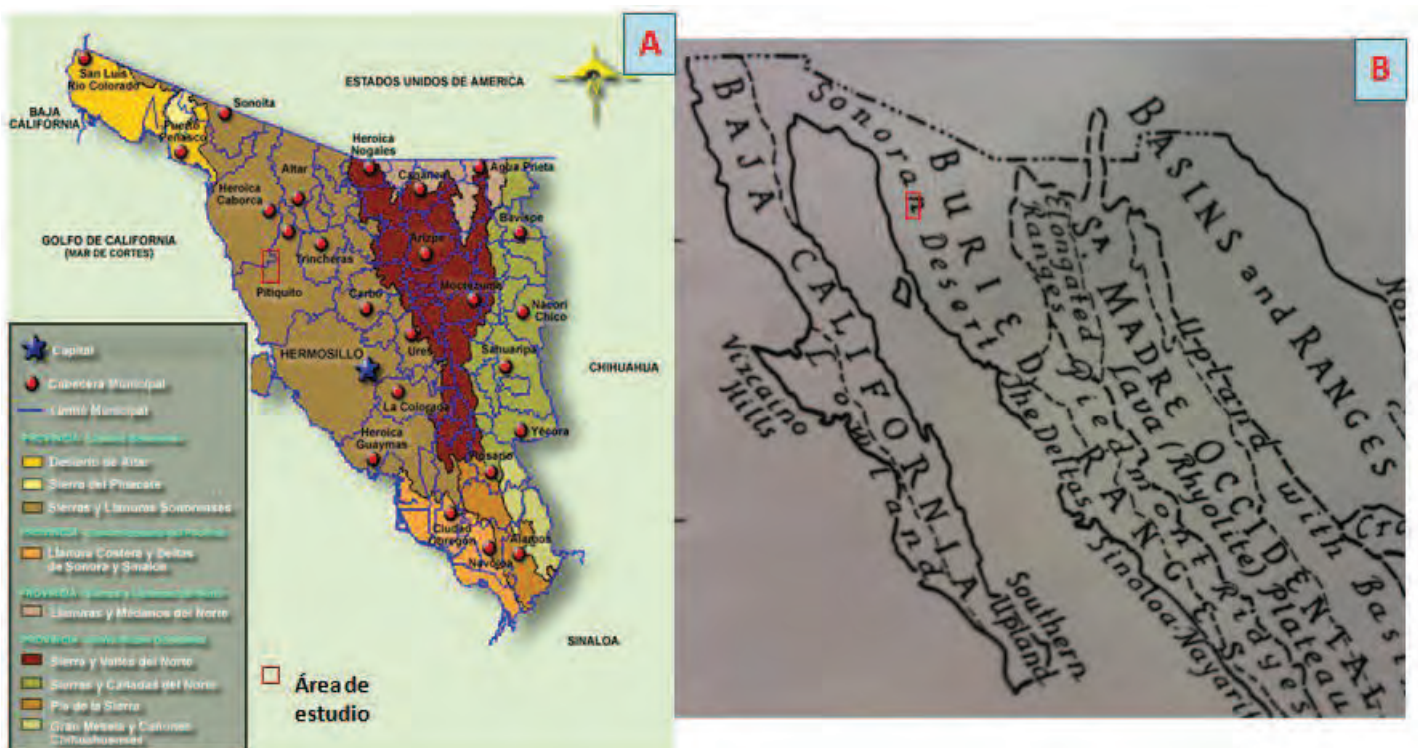


Figura 2.3. A. Mapa de fisiografía y localización del área de estudio en el estado de Sonora que muestra sus principales provincias y subprovincias, obtenido de la base de datos del Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática (INEGI, 2006). B. Mapa de provincias fisiográficas de Raisz (1964) donde se observa la ubicación del área de estudio dentro de la provincia de Sierras Sepultadas.

1.4 Objetivo

El área de estudio ha sido objeto un número considerable de estudios geológicos, estratigráfico-estructurales y paleontológicos; sin embargo el acercamiento petrológico es muy escaso, específicamente de las unidades ígneas. Esto último motivó al planteamiento de esta temática de investigación particularmente el interés de caracterizar petrogenéticamente dichas unidades, que representan un reto metodológico debido a su pobre estado de conservación; aunado a la importante necesidad del posicionamiento en el tiempo de los eventos ígneos en el límite cámbrico-precámbrico.

Objetivo General

Caracterizar las unidades ígneas máficas de la Formación Puerto Blanco en la región del municipio de Pitiquito, mediante métodos petrográficos, geoquímicos y geocronológicos que permitan definir la petrogénesis de dichas rocas.

Objetivos específicos

- I. Localizar y muestrear sistemáticamente las unidades ígneas máficas de la cercanas al límite entre la secuencia precámbrica y cámbrica.
- II. Llevar a cabo un estudio petrográfico de las unidades seleccionadas mediante microscopía óptica y microsonda electrónica.
- III. Realizar estudios geoquímicos de los ejemplares más adecuados y representativos, para obtener una caracterización de las unidades y analizar, mediante diagramas, el comportamiento de los óxidos mayores y elementos traza.
- IV. En caso de ser factible, realizar un estudio geocronológico de las unidades mejor conservadas, mediante los métodos radiométricos que mejor se adapten a las características de las rocas.

- V. Analizar y sintetizar los resultados obtenidos para definir la petrogénesis de las unidades volcánicas.

1.5 Metodología de trabajo

1. Trabajo de Gabinete

Se comenzó la investigación con un trabajo de gabinete que consistió en la búsqueda, obtención y revisión de la bibliografía relacionada con la geología del área de estudio desde el aspecto geológico. Se tomó como base un amplio estudio de la estratigrafía del precámbrico y cámbrico de [Stewart *et al.* \(1984\)](#), en el cual se describe la Fm. Puerto Blanco en algunas de las localidades visitadas en este trabajo. En el siguiente capítulo se discutirá más a detalle la bibliografía consultada. Posteriormente y basándose en los trabajos previos, se seleccionaron cuatro localidades, donde se tuviera acceso y en las cuales se pudieran encontrar las rocas de interés, que en principio se consideraron incluidas solamente dentro de la Formación Puerto Blanco.

2. Trabajo de Campo

El trabajo de campo se llevó a cabo en un total de doce días efectivos, durante los cuales se visitaron las localidades seleccionadas, se localizaron y muestrearon las rocas volcánicas máficas de la Formación Puerto Blanco. Realizando las descripciones y mediciones de campo pertinentes que ayudaran en un futuro al procesamiento de los datos. Así mismo se realizaron cuatro secciones geológicas que permitieron establecer la posición estratigráfica de las unidades muestreadas.

El muestreo se llevó a cabo de una forma sistemática, recolectando ejemplares para la elaboración de secciones delgadas, para análisis geoquímicos y para fechamientos radiométricos.

3. Trabajo de Laboratorio

El trabajo de laboratorio consistió en la manufactura de secciones delgadas para su estudio petrográfico en microscopio óptico y microsonda electrónica y en la preparación de muestras para análisis geoquímicos y geocronológicos. También se realizó un estudio de microscopía electrónica de barrido como apoyo a la selección de las muestras candidatas a análisis geocronológicos.

Un primer grupo de secciones delgadas fueron elaboradas en el laboratorio de laminado de la Universidad de Sonora, con la finalidad de realizar un estudio petrográfico que permitiera la clasificación modal de las rocas muestreadas. El segundo grupo se procesó en el Laboratorio de Pétrologie Magmatique en la Universidad Paul Cézanne en Marsella, Francia; la cual cuenta con el equipo necesario para fabricar secciones delgadas y superficies pulidas estables con un pulido de calidad necesario para su estudio químico-mineralógico mediante microsonda electrónica. Un tercer grupo de secciones delgadas fueron realizadas en el laboratorio de laminado del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE); las cuales sirvieron para precisar qué muestras se utilizarían para los estudios geocronológicos, observar la asociación mineralógica y verificar la factibilidad de una separación mineral exitosa.

La preparación de muestras para su análisis geoquímico se realizó en las instalaciones de la Universidad de Sonora (UNISON) y La Estación Regional del Noroeste del instituto de geología de la UNAM (ERNO), el proceso de preparación se describe con detalle en el capítulo de geoquímica.

El estudio petrográfico de las rocas se llevó a cabo en los laboratorios de mineralogía de la UNISON, en dicho estudio se describió la textura, color, mineralogía, alteración y otros rasgos importantes de las rocas. El estudio químico-mineralógico de las muestras se realizó mediante una Microsonda Electrónica CAMECA SX100 en los laboratorios de la Universidad de Montpellier, Francia.

Los estudios geocronológicos se llevaron a cabo en un espectrómetro VG5400 en las instalaciones del Laboratorio de Geocronología del CICESE. Se llevaron a cabo dos sesiones de microscopía electrónica de barrido en las instalaciones de la Unidad de Ciencias de la Tierra del CICESE, donde

se evaluó el estado de preservación de las muestras factibles a ser fechadas mediante métodos geocronológicos.

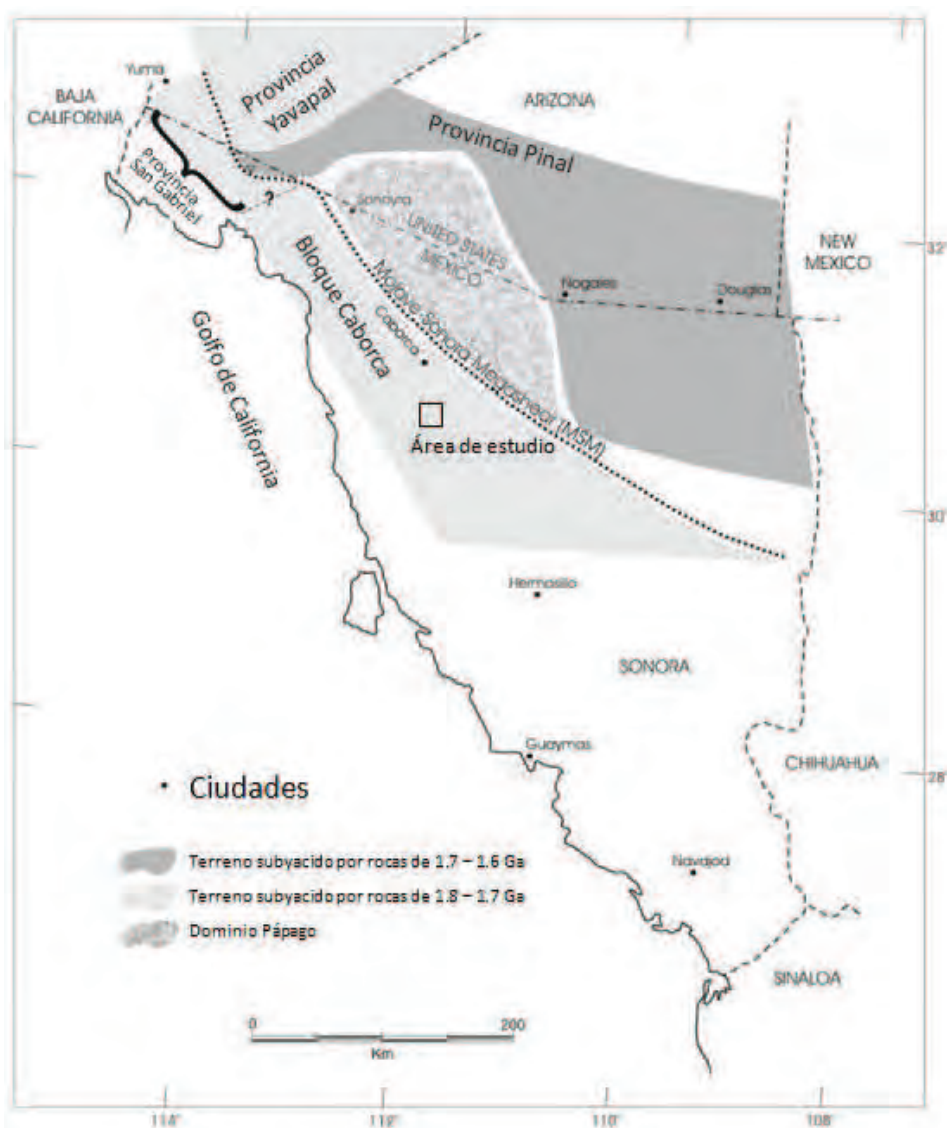
4. Programas utilizados para el procesado y tratamiento de los datos

La síntesis de la información se realizó haciendo uso de software adecuado para el procesado datos. Los resultados geoquímicos fueron procesados en el software Excel 2007, donde se resumieron en forma de gráficas y tablas que pudieran presentar de manera sencilla los resultados obtenidos. Para los datos obtenidos a través del estudio de microsonda electrónica, fue necesario realizar un cálculo de la fórmula estructural de los minerales para lo cual se utilizaron las hojas de cálculo del *Lab. de Pétrologie Magmatique* en la Universidad Paul Cézanne en Marsella, las cuales tienen base en Excel 2003. Los estudios geocronológicos arrojaron resultados que fueron procesados con el software AgeCalc 3.0 para determinar una edad de la muestra analizada y posteriormente editados para su presentación.

Se utilizó el programa Google Earth para localizar y seguir las unidades estudiadas. Los datos de campo fueron sintetizados en secciones geológicas y columnas estratigráficas creadas en conjunto mediante los programas de CoreDRAW X5 y Photoshop CS5. Por último todos los datos fueron sintetizados y plasmados de forma sencilla, junto con las conclusiones obtenidas, en el presente trabajo de tesis.

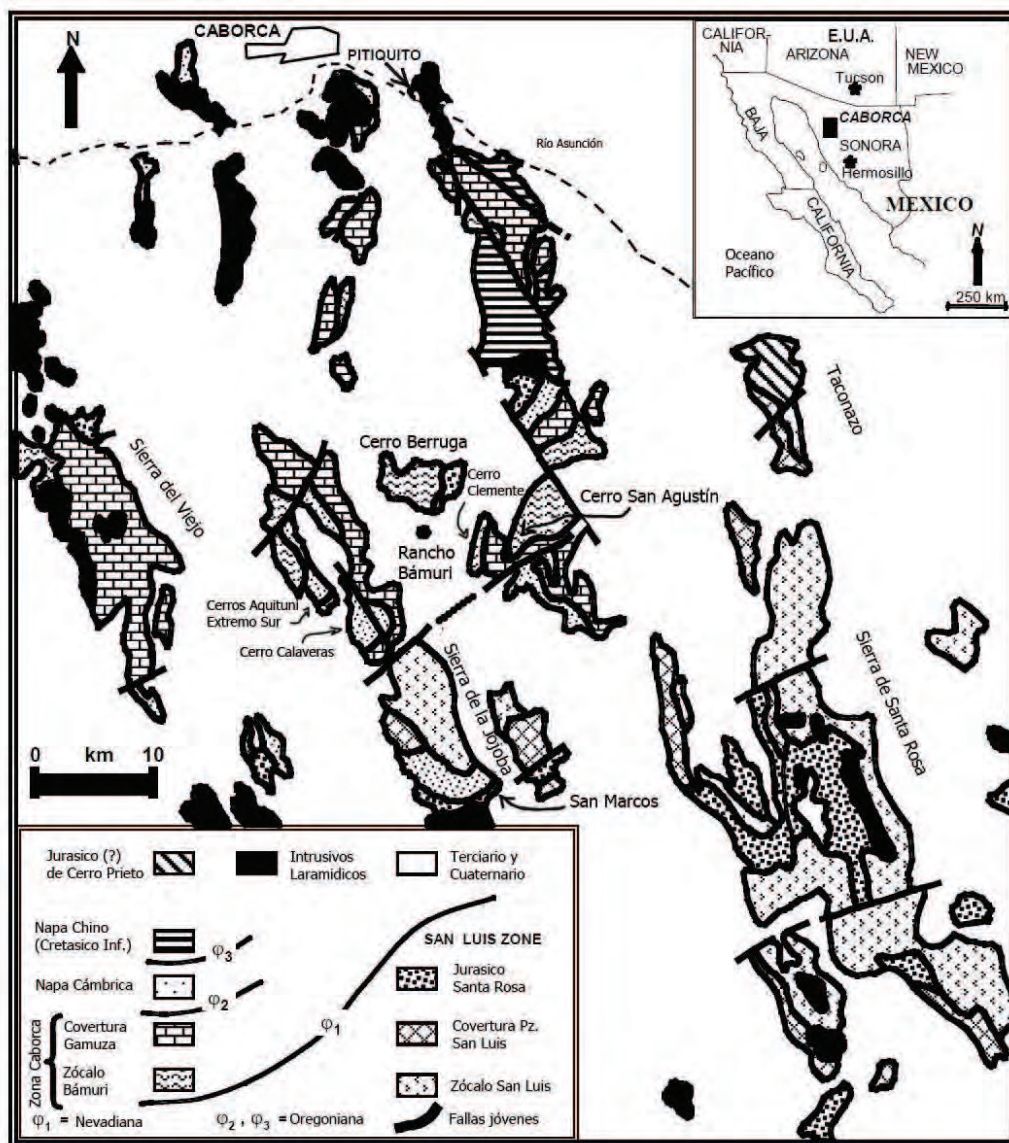
II. GEOLOGÍA REGIONAL

El municipio de Pitiquito se ubica dentro del terreno Caborca, definido por [Coney \(1983\)](#), el cual se reconoce como un fragmento desplazado del terreno cratónico de Norte América. Consiste en sedimentos de plataforma de edades proterozoica y paleozoica depositados sobre un basamento ígneo-metamórfico. La Figura 2.1 muestra el terreno Caborca y su relación con los principales terrenos del NW de Sonora y SW de los Estados Unidos.



2.1 Mapa de terrenos Proterozoicos del NW de Sonora y SW de EUA, modificado de [Anderson y Silver \(2005\)](#).

El terreno Caborca se encuentra depositado sobre un basamento ígneo-metamórfico identificado como Complejo Metamórfico Bámori, definido por Longoria *et al.* (1978) como una secuencia altamente metamorfizada que consiste de metacuarcitas y esquistos pelíticos ligeramente carbonosos del Precámbrico Temprano. Este Complejo es sobreyacido en discordancia por una potente secuencia marina de plataforma atribuida al Proterozoico, la cual está formada principalmente por dolomías y areniscas, denominada Capas Gamuza (Anderson *et al.*, 1978), las unidades mencionadas se muestran en la figura 2.2. En el área de estudio, la



Figura

2.2: Mapa tectónico-estructural donde se muestran los principales cabalgamientos para la región sur de Caborca, modificado de Radelli *et al.* (2003).

secuencia Precámbrica tiene como uno de los trabajos pioneros el de Eells (1972), en el cual distingue 12 unidades Precámbricas estudiadas en el Cerro La Berruga y define a su vez un contacto entre el Cámbrico y el Precámbrico a la cima de lo que reconoce como Unidad 12.

Posteriormente los trabajos del Precámbrico de Longoria y González (1981) definen las formaciones El Arpa, Caborca, Pitiquito, Gamuza, Papalote y el Grupo Gachupín coronando la secuencia Precámbrica en el área. Los trabajos de Stewart *et al.* (1984) consideran que el Grupo Gachupín contiene unidades claramente distinguibles, por lo que dividen su parte superior en: Fm. La Ciénega y Cuarcita Tecolote; por otra parte extienden la Fm. Papalote hasta cubrir la parte inferior del Grupo Gachupín.

La base de la secuencia sedimentaria que compone el Paleozoico, es motivo de discusión según distintos autores. Mientras que algunos autores consideran que comienza con la Fm. Puerto Blanco (Cooper y Arellano, 1952; Eells, 1972; Longoria y González, 1981; Sour-Tovar, 2007), Stewart *et al.* (1984) considera que el límite Cámbrico-Precámbrico se ubica a la base de la Fm. La Ciénega. En su trabajo estratigráfico del Precámbrico y Cámbrico de la región de Caborca, Stewart *et al.* (1984) consideran que la secuencia Paleozoica se compone por las siguientes formaciones: Fm. La Ciénega, Fm. Puerto Blanco, Cuarcita Proveedora, Formación Buelna, Fm. Cerro Prieto, Fm. Arrojos y Fm. El Tren, respectivamente de más antigua a más joven.

La Fm. La Ciénega es considerada por Stewart *et al.* (1984) como la base del Cámbrico para la región. En su localidad tipo, ubicada 1 km al sur del Cerro Rajón, tiene un espesor de 178 metros y es dividida en cuatro unidades. La Unidad 1 consiste en 76 metros de una mezcla de dolomías, dolomías arenosas, cuarcita, calizas y *greenstones*, las cuales forman pequeñas crestas. La Unidad 2 tiene 37.5 metros de espesor y contiene dolomías grises con dolomías arenosas en la cima. La Unidad 3 tiene 37.5 metros de espesor y consiste en una secuencia que forma crestas, compuesta por dolomías, dolomías arenosas, calizas, cuarcitas y *greenstones*. La Unidad 4 tiene 27 metros de espesor y consiste en dolomías gris claro que forman crestas.

La Fm. Puerto Blanco, definida por [Cooper y Arellano \(1952\)](#), fue dividida en 3 unidades. Posteriormente [Longoria y González \(1981\)](#) atribuyeron el Grupo 12 de [Eells \(1972\)](#), definido como conglomerados de clastos volcánicos de 90 metros de espesor, litarenitas y basaltos de olivino; a la base de la Fm. Puerto Blanco. Una descripción detallada de las unidades de la Fm. Puerto Blanco se dará en el siguiente capítulo.

Más recientemente, sobre la base de un soporte paleontológico, [Sour-Tovar et al. \(2007\)](#) describen fósiles del tipo *T. pedum* en capas inter-estratificadas, que contienen otros fósiles traza como *Paleophycus*, para la parte basal y media de la unidad 1 de la Fm. Puerto Blanco; mientras que la cima de dicha unidad contiene bioturbaciones características del Fanerozoico por lo que ubica la frontera de la fauna Cámbrica-Ediacárica dentro de la Unidad 1 de la Fm. Puerto Blanco. Por lo anterior se puede decir que los trabajos más recientes ubican el límite del período Cámbrico-Precámbrico dentro de la Unidad 1 de la Fm. Puerto Blanco.

Una primera aproximación petrológica de las lavas máficas de la región fue realizada por [Centeno-García et al. \(2002\)](#), en la cual realizan estudios de la Fm. La Ciénega en el Cerro Calaveras. Los resultados geoquímicos indican que se trata de basaltos con bajo contenido en SiO₂ (29-44%). Los espectros de REE muestran patrones característicos de los magmas de tipo OIB. Estos mismos autores concluyen que los resultados geoquímicos en conjunto con los estudios isotópicos sugieren que dichas rocas máficas se emplazaron en un ambiente de rift de tipo intraplaca continental.

Con base en diversos argumentos geológicos, pero principalmente por diferencias en los basamentos precámbricos entre la región NW y NE de Sonora, ha sido propuesto, que el terreno Caborca fue desplazado unos 800 km a lo largo de una megacizalla lateral izquierda llamada *Sonora Mojave Megashear* (Figura 2.1), durante el Jurásico Tardío ([Anderson y Silver, 1981; 2005](#)).

Eventos más recientes en la región de estudio incluyen cuerpos granitoides expuestos a lo largo de cinturones magmáticos con orientación NW-SE, pertenecientes al Batolito Sonora ([Damond et al., 1983](#)). Éstos intrusivos fueron mapeados al sur de la ciudad de Caborca por [Radelli et al. \(2003\)](#) y se observan en el mapa tectónico-estructural (Figura 2.1). Fueron producidos por un evento de

subducción de la placa Farallón por debajo del continente de Norte América, durante el Cretácico Temprano hasta el Terciario Temprano (Coney y Reynolds, 1977). Los cuerpos granitoides, para el área de estudio, han sido datados en 71.2 ± 1.8 Ma, 74.3 ± 1.8 Ma y de 66—70 Ma, por Valencia-Moreno *et al.* (2006).

La figura 2.3 presenta a manera de una síntesis los principales trabajos realizados en el área de estudio. Se muestra la posición de las rocas de principal interés, que pertenecen a la Fm. Puerto Blanco. También se presente estudio y el límite del período Cámbrico-Precámbrico como fue concebido según los estudios previos realizados.

	Cooper y Arellano (1952) en el Puerto Blanco		Eells (1972) en el Cerro Calaveras		Longoria y Gonzáles (1981) Regional		Stewart <i>et al.</i> (1984) Regional		Sour-Tovar <i>et al.</i> (2007) en Cerro La Ciénega	
	Cámbrico Temprano	Fm. Buelna		Fm. Buelna		Fm. Buelna		Fm. Buelna		
Cuarcita Proveedora		Cuarcita Proveedora		Cuarcita Proveedora		Cuarcita Proveedora		Cuarcita Proveedora		
Fm. Puerto Blanco		Unidad 3	Fm. Puerto Blanco	Unidad 3	Fm. Puerto Blanco	Unidad 4	Fm. Puerto Blanco	Unidad 4	Fm. Puerto Blanco	Unidad 4
		Unidad 2		Unidad 2		Unidad 3		Unidad 3		Unidad 3
	Unidad 1	Unidad 1		Unidad 2		Unidad 2		Unidad 2		
Proterozoico Tardío	No expuesto		Unidad 12		Unidad 1		Unidad 1		Unidad 1	
			Unidad 11		Grupo Gachupin		Fm. La Ciénega		Fm. La Ciénega	
			Unidad 10				Cuarcita Tecolote		Cuarcita Tecolote	
					Fm. Papaloté		Fm. Papaloté			



-  Ubicación de las lavas estudiadas en el presente trabajo.
-  Límite del Cámbrico-Precámbrico según los distintos autores.

Figura 2.3: Localización de la Formación Puerto Blanco y sus unidades en relación a las formaciones adyacentes según distintos autores en el área de estudio.

III. GEOLOGÍA LOCAL

La geología de los alrededores del Rancho Bámuri está constituida por un arreglo morfológico de pequeñas sierras que se encuentran rodeadas por sedimentos terciarios y cuaternarios, los afloramientos son discontinuos y de baja calidad. Lo anterior dificulta llevar a cabo una correlación de las unidades volcánicas, específicamente, los derrames máficos ubicados en la base de la Fm. Puerto Blanco.

En su estado actual la Fm. Puerto Blanco (Figura 3.1), es atribuida al Cámbrico. Eells (1972) consideró que el Precámbrico sedimentario estaba compuesto de 12 unidades. Posteriormente, Longoria y González (1981) consideraron que la Unidad 12 de Eells pertenecía en realidad a la Formación Puerto Blanco. Bajo este contexto, dicha formación se compone por cuatro unidades que varían en su espesor y facies dependiendo de la localidad. Para el Cerro Calaveras y los Cerros Aquituni Stewart *et al.* (1984) describieron estas cuatro unidades de la siguiente manera: Unidad 1 tiene un espesor de 90 metros y consiste de conglomerados volcánicos, litarenita y basaltos con alteración propilítica.

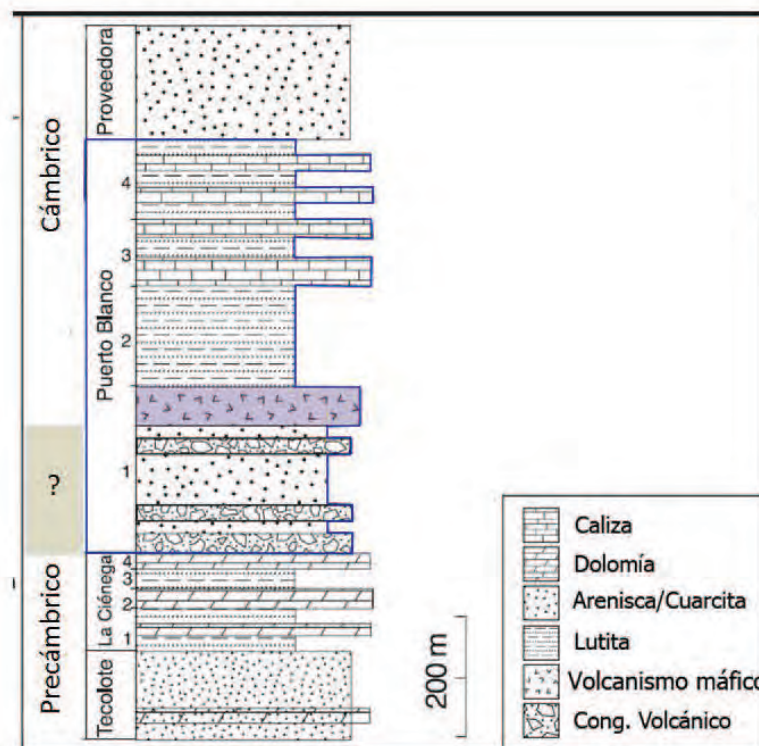


Figura 3.1: Extracto de la columna estratigráfica del área de estudio donde se muestra la Fm. Puerto Blanco, se resalta el volcanismo máfico en la cima de la Unidad 1. Modificado de Sour-Tovar *et al.* (2007).

La Unidad 2 con un espesor de 194 a 288 metros, consiste de calizas, areniscas de grano fino a muy fino y cuarcitas. La Unidad 3 con un espesor de 68 a 126 metros, consiste principalmente de lutitas, lutitas con arqueociátidos, cuarcitas y dolomías; y la Unidad 4 tiene de 90 a 100 metros de espesor y consiste de cuarcitas de grano fino a muy fino hacia la base de la unidad con intercalaciones de calizas en su parte superior.

La Fm. Puerto Blanco fue estudiada en el presente trabajo en cinco localidades: Cerro San Agustín, y Cerro Clemente, localizados hacia el SSE del Rancho Bámuri; los Cerros Aquituni (Extremo Sur) y Calaveras, hacia el WSW del mismo rancho; y San Marcos hacia el sur. De las localidades citadas la del Cerro Clemente fue poco estudiada (Figura 3.2).

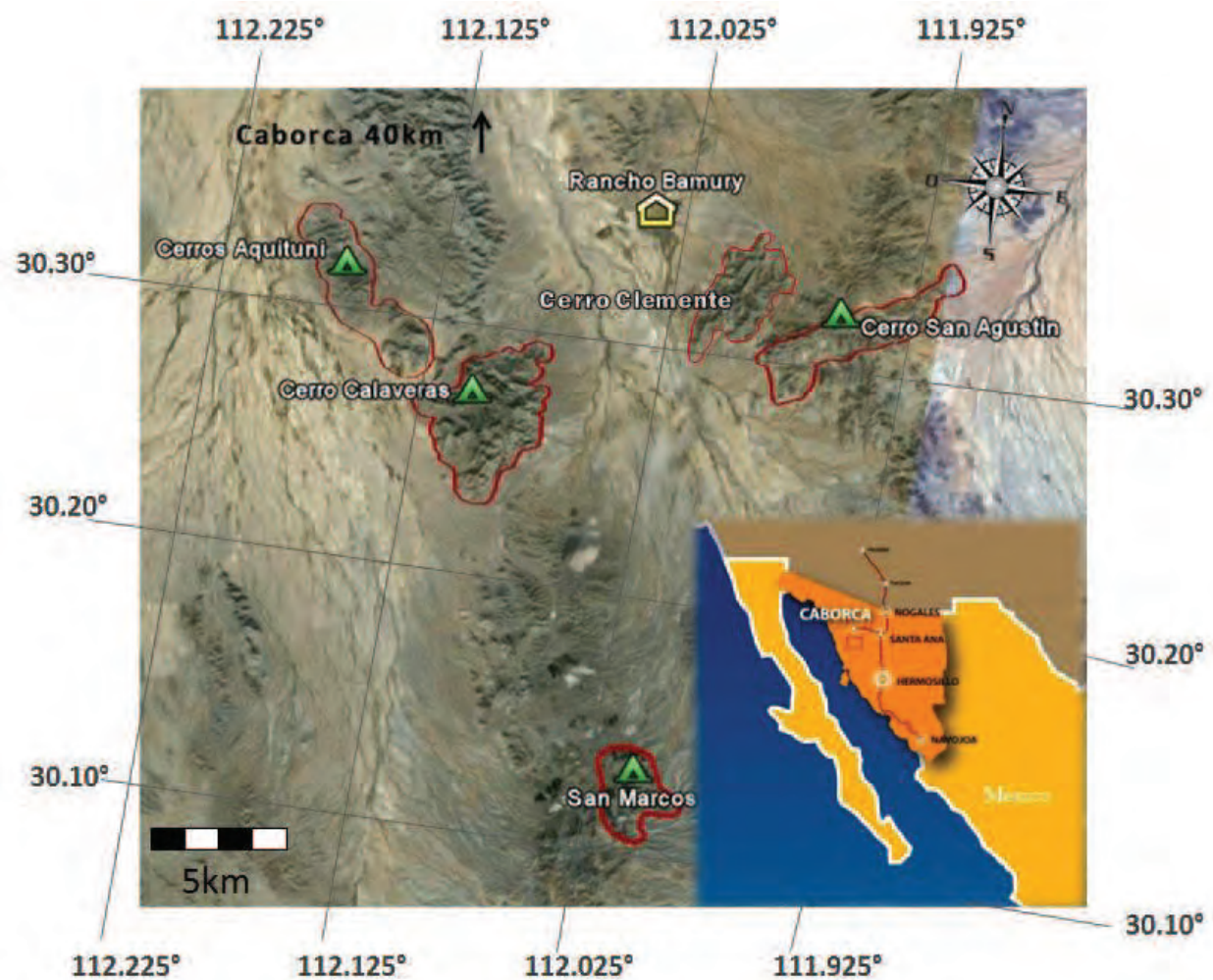


Fig. 3.2. Ubicación de las localidades de estudio: Cerro San Agustín, Cerro Clemente, Cerro Calaveras, Cerros Aquituni y San Marcos, en los alrededores del rancho Bámuri, Municipio de Pitiquito, Sonora.

3.1 Cerro San Agustín

El Cerro San Agustín (Figura 3.2) fue estudiado en la tesis de licenciatura de [Maytorena-Silva y Durazo-Tapia \(1982\)](#), desde una aproximación geológica y estructural. En esta tesis muestran la ubicación de la Fm. Puerto Blanco en la zona central del Cerro San Agustín, con una dirección NE-SW y proponen un plegamiento de la secuencia Cámbrica-Precámbrica que le permite aflorar a la Fm. Puerto Blanco, en el extremo oeste del Cerro Clemente ahora con una disposición aproximada N-S y echados casi verticales. Estos mismos autores mencionan una unidad que identifican como basaltos, ubicada dentro de una sección trazada en la parte central del Cerro San Agustín. Su ubicación más precisa con coordenadas, es reportada por [Stewart et al.\(1984\)](#) la cual permitió su perfecta ubicación en el campo para esta investigación, en donde se le dominará, localidad del Cerro San Agustín.

La localidad del Cerro San Agustín consiste de un solo derrame de lava máfica interestratificado en una secuencia de dolomías, areniscas y lutitas (Figura 3.5). El derrame tiene 6 metros de espesor y aflora a lo largo de una superficie de 150 metros con dirección N60°E y un echado prácticamente



vertical ligeramente inclinado al SE. Se divide en 3 facies que permiten identificarlo rápidamente como un derrame y mostrar su polaridad: La facies superior ocupa una tercera parte del espesor del derrame, presenta un diaclasado columnar y una superficie templada sobre la cual se depositó un pequeño horizonte de pedernal (Figura 3.3A). Una segunda facies comprende la parte media del derrame, ésta se encuentra mejor conservada y con fenocristales de clinopiroxeno bien conservados o con muy poca alteración, por lo que se eligió para su estudio geoquímico. Los cristales de olivino en esta facies se encuentran totalmente remplazados por iddingsita. La facies inferior del derrame ocupa poco más de un tercio de la unidad y consiste en una base escoriácea amigdalal y vesicular, con amígdalas constituidas principalmente por carbonatos y ocasionalmente por cuarzo. La unidad volcánica mencionada fue muestreada como AB10-06A, AB10-06B y AB10-06C, respectivamente según las facies mencionadas. Por medio del estudio petrográfico se logró confirmar un carácter ultramáfico del derrame.

El derrame se puede ubicar dentro del período Cámbrico si se correlaciona estratigráficamente con las rocas adyacentes (Figura 3.6). El contacto superior, aunque no aflora, se presenta con una ortocuarcita de 3 metros de espesor con clastos de dolomías en su parte superior. A 15 metros

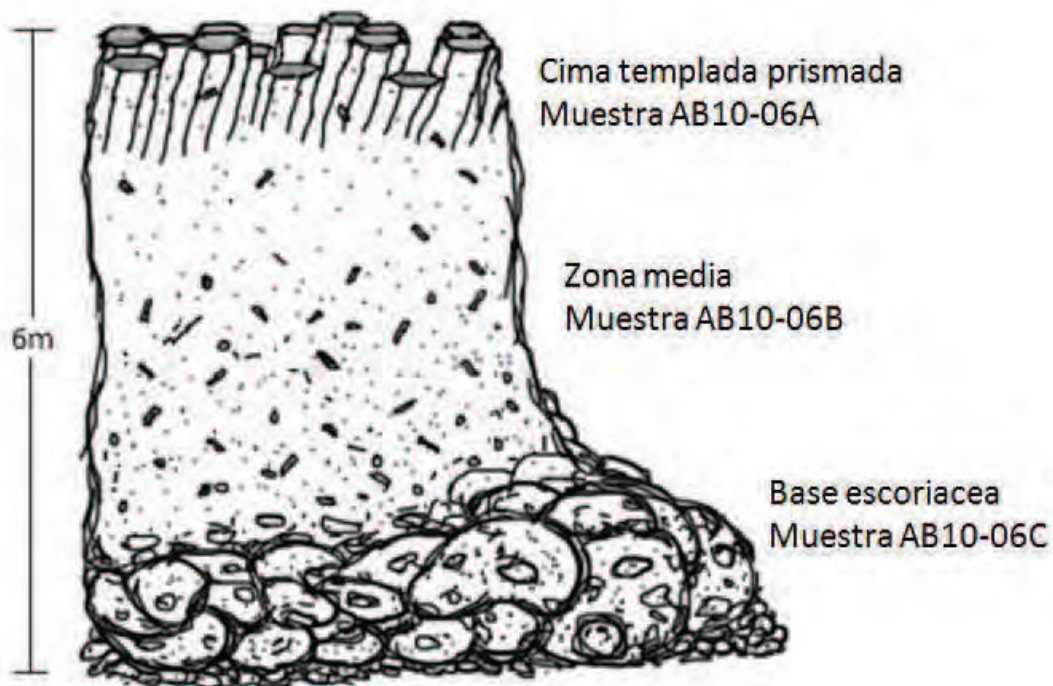


Figura 3.4 Esquema del derrame basáltico encontrado en la localidad de San Agustín en el cual se observa el diaclasado columnar en la cima con un pequeño horizonte de pedernal y la base escoriácea amigdalal-vesicular.

subiendo estratigráficamente, aparece una capa de 30 cm de espesor de calizas fosilíferas con una concentración de braquiópodos mayor al 80%, dichos fósiles identificados como lingúlidos ubican la unidad sedimentaria dentro del Cámbrico. En esta posición fue reportada una unidad equivalente a un packstone de Salterellas por [Maytorena-Silva y Durazo-Tapia \(1982\)](#).

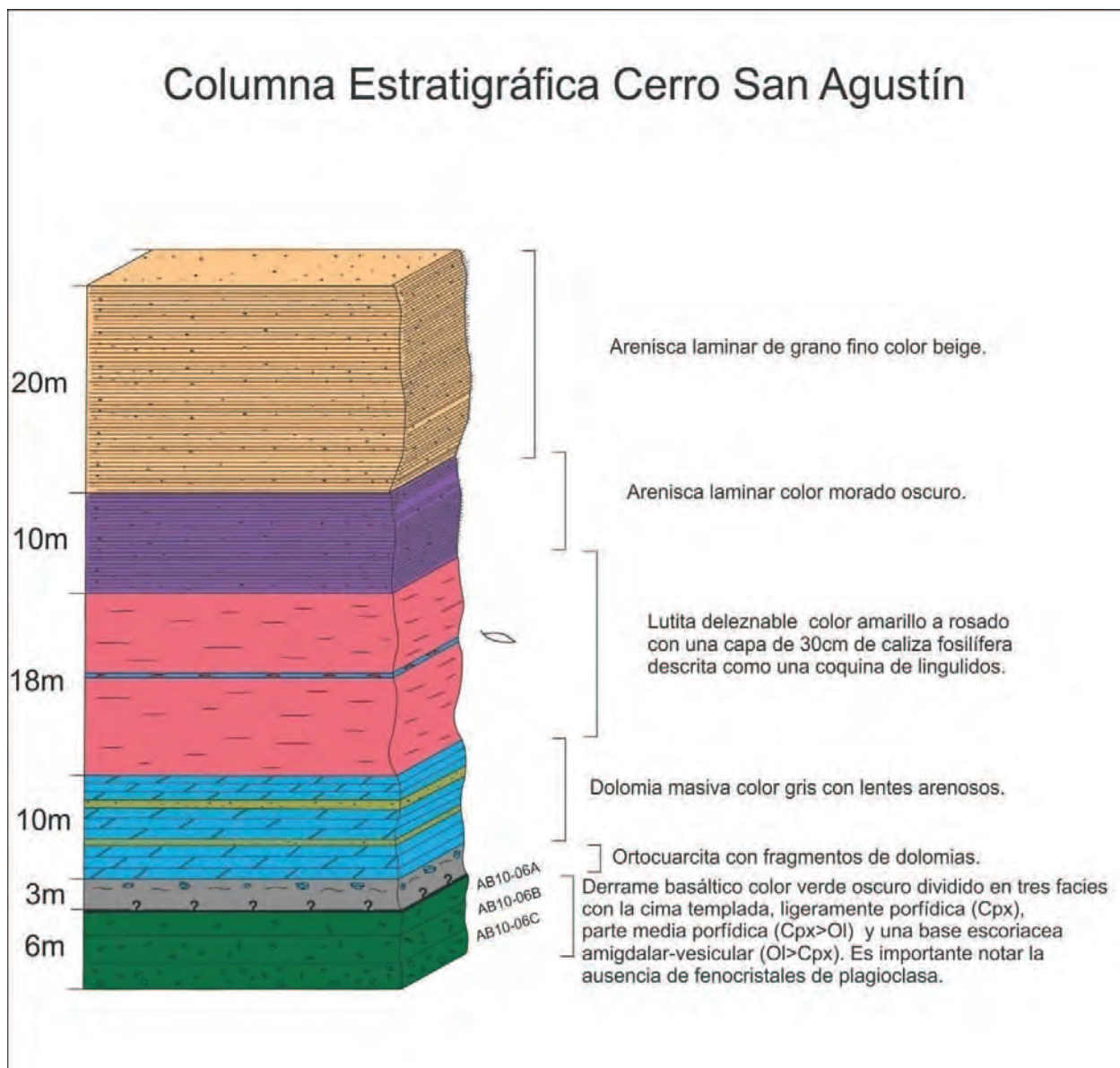


Figura 3.5: Columna estratigráfica de la localidad del Cerro San Agustín, el contacto de base del derrame basáltico no aflora, se encuentra sepultado por los sedimentos subactuales.

El derrame máfico del Cerro San Agustín se encuentra un muy bien conservado, los fenocristales de Cpx no se encuentran alterados mientras que los cristales de olivino presentan iddingsitización. Este derrame quedó estancado en una depresión, lo que permitió una decantación de los Ol y Cpx que contenía la lava. También debió tener interacción con algún medio acuoso en la cima del derrame, lo que provocó que se templara y se formara una capa de pedernal.

El Cerro Clemente se reconoce como una localidad secundaria del área de estudio, ubicada al NW del Cerro San Agustín. Se extrajeron muestras de un sill máfico (Muestras AB11-03, AB11-04, AB11-07 y AB11-09) intrusionando una secuencia de dolomías arenosas, ubicada al oeste del Cerro Clemente. El sill presenta un color verde oscuro, tiene 6 metros de espesor y varía en su cristalinidad y estado de conservación, siendo mayor hacia el centro del sill y menor hacia las paredes. Aunque esta localidad fue poco estudiada, tiene una aportación importante para éste estudio, la cual se discutirá en el capítulo de geoquímica.

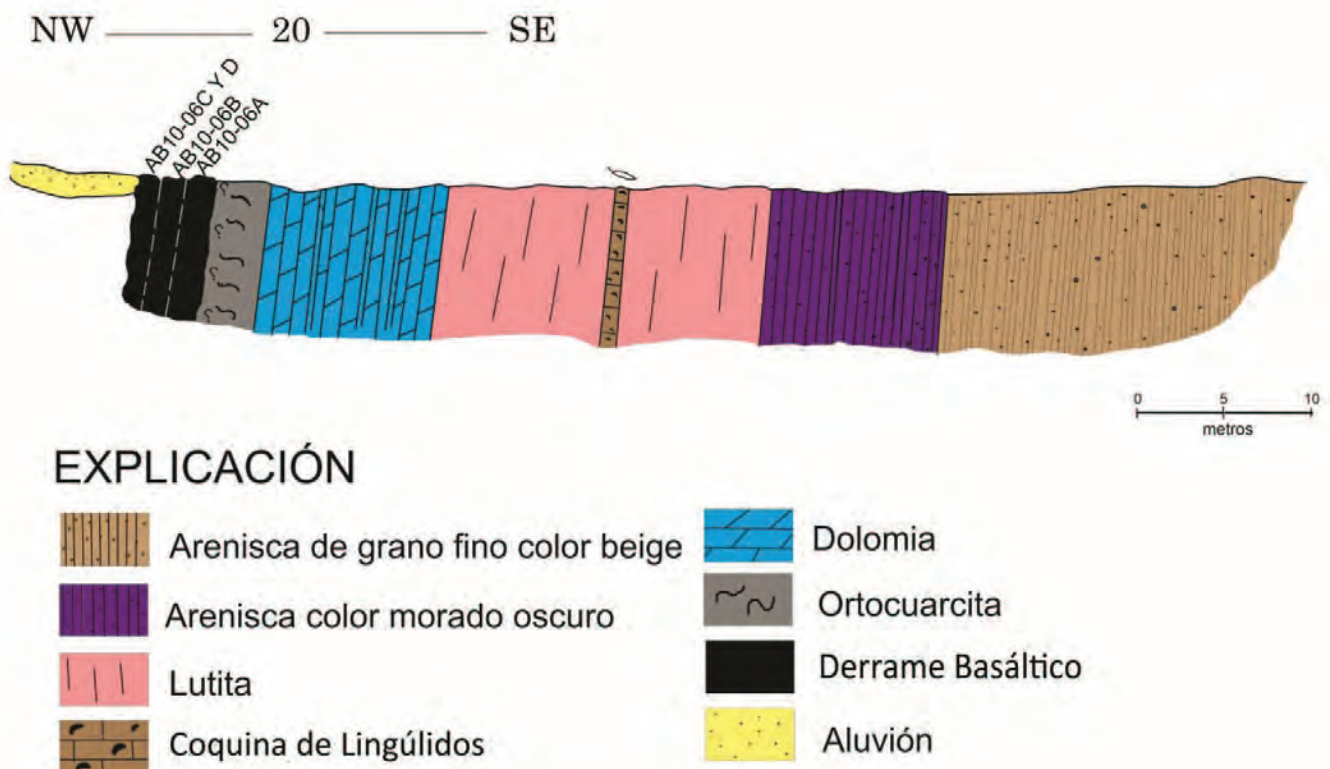


Figura 3.6: Sección trazada en la zona centro del Cerro San Agustín, pasado el derrame los afloramientos se encuentran sepultados por aluvión.

3.2 Cerros Aquituni (Extremo Sur)

Los Cerros Aquituni fueron estudiados por [Eells \(1972\)](#) en su tesis de maestría en la cual describe tres unidades Precámbricas que contienen secuencias de areniscas de cuarzo y dolomías con abundantes algas y oolitos. Posteriormente los Cerros Aquituni fueron estudiados por [Stewart et al. \(1984\)](#) quienes reconocieron una secuencia más completa de formaciones Cámbricas y Precámbricas dentro de las cuales describen a la Formación Puerto Blanco con sus cuatro unidades perfectamente expuestas. En el presente trabajo no se estudió la zona norte del Cerro Aquituni, el estudio se centró en una localidad ubicada en el extremo sur, donde se tenía un reporte de la presencia de rocas basálticas, Mariano Morales Montaña, comunicación personal.

El extremo sur de los Cerros Aquituni comprende a su vez el extremo oeste del área de estudio, se reconoce una secuencia de dolomías y areniscas con intercalaciones de rocas volcánicas de aspecto máfico. Las unidades inferiores estratigráficamente, tienen una mayor predominancia de dolomías y areniscas, mientras que en las unidades superiores dominan las ortocuarcitas, en asociación con los derrames máficos.

En términos generales, los derrames presentan un alto grado de alteración, principalmente por carbonatos, carecen de fenocristales de plagioclasa y se reconocen fantasmas de olivino y piroxeno. El estado de conservación de las rocas es pobre y los espesores delgados, con estratos discretos inferiores a los 2 metros de espesor. Con apoyo en una sección trazada con rumbo SE60°NW (Figura 3.9) se localizaron tres grupos principales de derrames máficos.

El primer grupo de derrames ubicado en la base de la secuencia, se compone de lavas afaníticas de 0.50 a 2 metros de espesor. La petrografía muestra una abundante cantidad de carbonatos y minerales ferromagnesianos que le dan una coloración rojiza-amarillenta a la roca. Un segundo grupo ubicado hacia la cima de la sección, se encuentra encajonado por ortocuarcitas (Figura 3.7B), este conjunto se encuentra tectonizado, fallado y dislocado de 1 a 2 metros. Estos derrames se encuentran muy alterados, contienen una alta cantidad de carbonatos y óxidos de hierro que dificultan el reconocimiento de los minerales primarios. Presentan un arreglo bandeado, son porfídicos con pseudomorfos de calcita con formas que pudieran pertenecer a minerales primarios de olivino y piroxeno.

El tercer grupo está constituido por un derrame hidrotermalizado altamente deformado y rico en carbonatos, se localiza cercano a la cima de la sección, sin embargo sus posición estratigráfica es incierta. Este derrame no comparte la cantidad de óxidos rojizos que se aprecia en los dos primeros grupos; en su lugar se observan abundantes óxidos de Fe-Ti en cristales redondeados de hasta 100 micras de diámetro. Los fenocristales se encuentran orientados y aunque no se conserva la mineralización primaria se reconocen formas de olivino.

Dentro de este mismo tercer grupo y hacia la cima, se localiza una capa de areniscas fosilífera de 40 cm de espesor, intercalada dentro de las ortocuarcitas (Figura 3.7A). Solamente se reporta ya que no fue posible identificar las estructuras fósiles, se requiere más detalle en el estudio paleontológico de la unidad para determinar las especies y posición estratigráfica.



Figura. 3.7 **A.** Estructuras fósiles de aspecto circular que conforman un horizonte de 30 cm encontradas en el extremo sur de los Cerros Aquituni. **B.** Derrame de greenstones fuertemente alterada (Muestra AB11-30) encajonado por ortocuarcitas.

La secuencia descrita en el extremo sur de los Cerros Aquituni, no tiene características que la relacionen con la Fm. Puerto Blanco, por lo que se presume que puede ser más antigua y pertenecer a la Fm. La Ciénega. Las unidades sedimentarias carecen de fósiles, a excepción de los mostrados en la figura 3.7A los cuales no pudieron ser identificados, lo que se dificulta determinar su posición estratigráfica. Sin embargo la secuencia encontrada se asemeja a la descrita por [Stewart et al. \(1984\)](#) para la Fm. La Ciénega en los Cerros Aquituni.

Columna Estratigráfica Cerros Aquituni

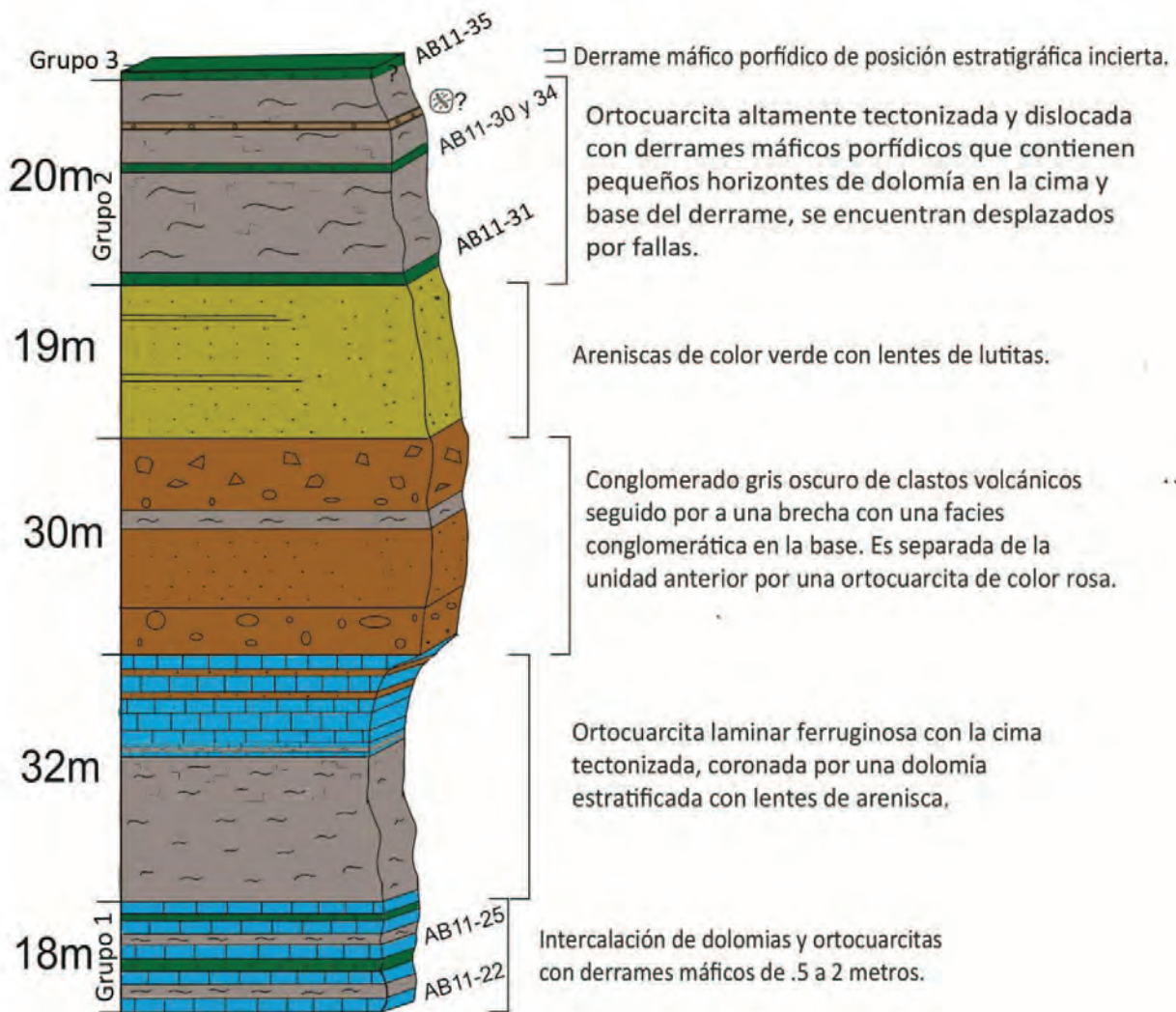


Figura 3.8: Columna estratigráfica del extremo sur de los Cerros Aquituni.

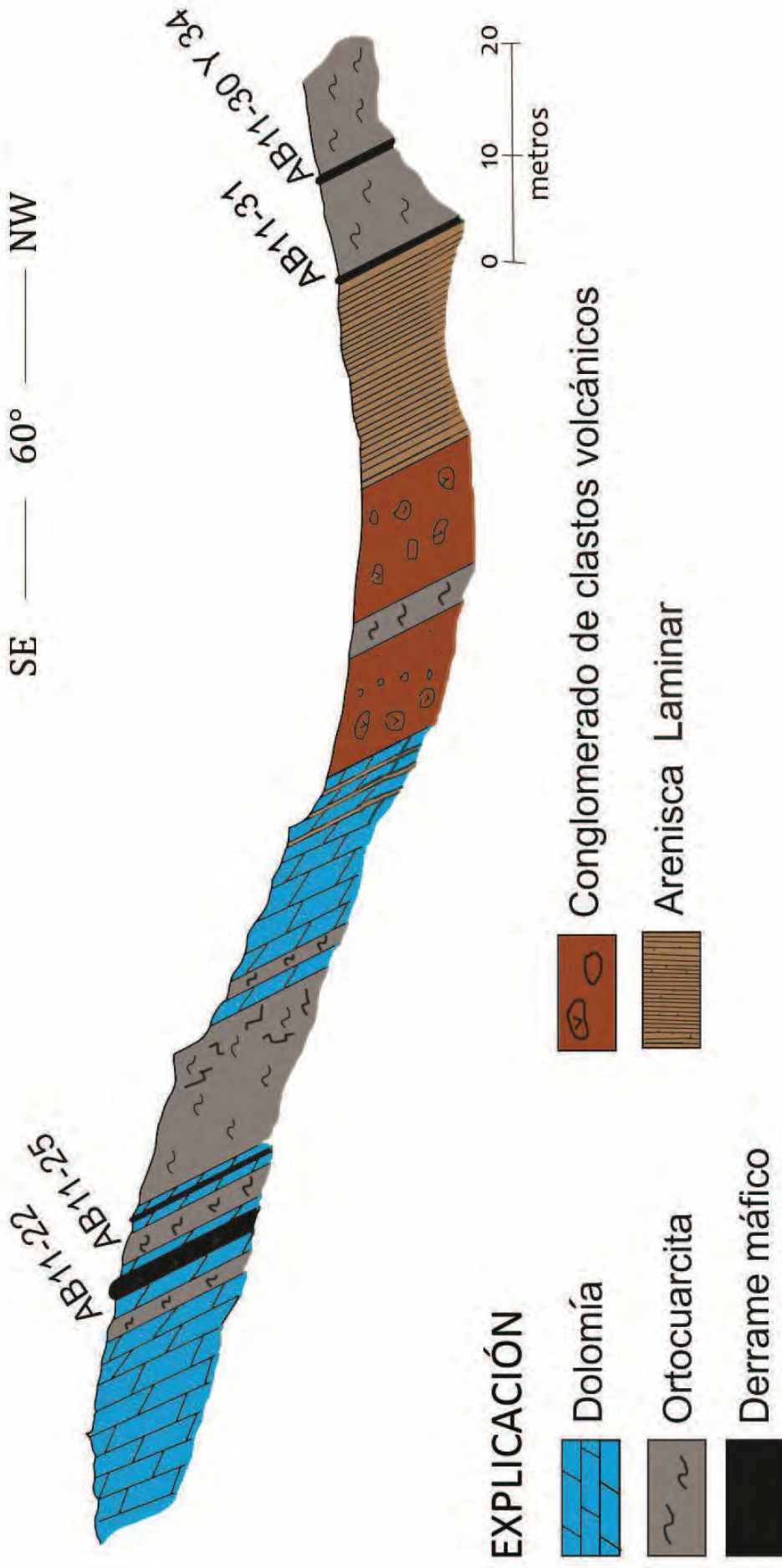


Figura 3.9: Sección geológica del extremo Sur de los Cerros Aquituni. Las secuencia en ésta localidad no presenta las características de la Fm. Puerto Blanco, se cree son rocas de edades más antiguas.

3.3 Cerro Calaveras

Una secuencia completa de la Formación Puerto Blanco fue medida por [Eells \(1979\)](#) en el Cerro Calaveras. Se describe como una secuencia de 456 metros, conformada de lutitas y cuarcitas en la unidad superior e inferior y por calizas en la unidad media de la formación. Estos espesores no contemplan los 90 metros de conglomerados de clastos volcánicos que posteriormente incluyó [Stewart et al. \(1984\)](#) en la Fm. Puerto Blanco.

El Cerro Calaveras, ubicado en el extremo Este del área de estudio, es la secuencia más completa estudiada. Se compone por una sucesión de calizas, areniscas, derrames máficos y conglomerados de clastos volcánicos. Los derrames máficos se encuentran muy bien conservados, con límites definidos y una base escoriácea. También se pueden apreciar estratos de sedimentos detríticos entre los derrames, lo que permite suponer que entre cada emplazamiento, hubo un período de calma. Basándose en sus características de campo y petrográficas se distinguen 3 grupos de lavas:

El primer grupo de derrames es también el más abundante dentro de la localidad, se trata de lavas porfídicas con epidota y clorita como pseudomorfos de los fenocristales originales. Los minerales fantasmas mantienen las formas piroxenos y olivinos. La matriz se compone principalmente de microcristales de minerales de alteración y de plagioclasa. Se aprecian también óxidos de Fe-Ti en fenocristales, que varían en su tamaño y abundancia según la muestra, llegando a ser dominantes y de hasta 5mm de longitud en la muestra AB11-50.

Un segundo grupo de lavas que sobreyacen al primero, presenta un dominio de fenocristales de plagioclasas con una ausencia de ferromagnesianos en fenocristales, que contrasta con las lavas del primer grupo en donde son dominantes. Presentan una textura afanítica con una coloración verde debido a una abundancia de minerales de alteración como epidota y clorita. El tercer grupo se compone de bloques de rocas volcánicas en una unidad conglomerática de origen sedimentario que contiene bloques de areniscas, calizas y lavas. Los bloques se encuentran altamente deformados y con indicios de hidrotermalismo manifestado en los carbonatos que invaden la roca por medio de vetilleo o remplazando la mineralización primaria.

Columna Estratigráfica Cerro Calaveras

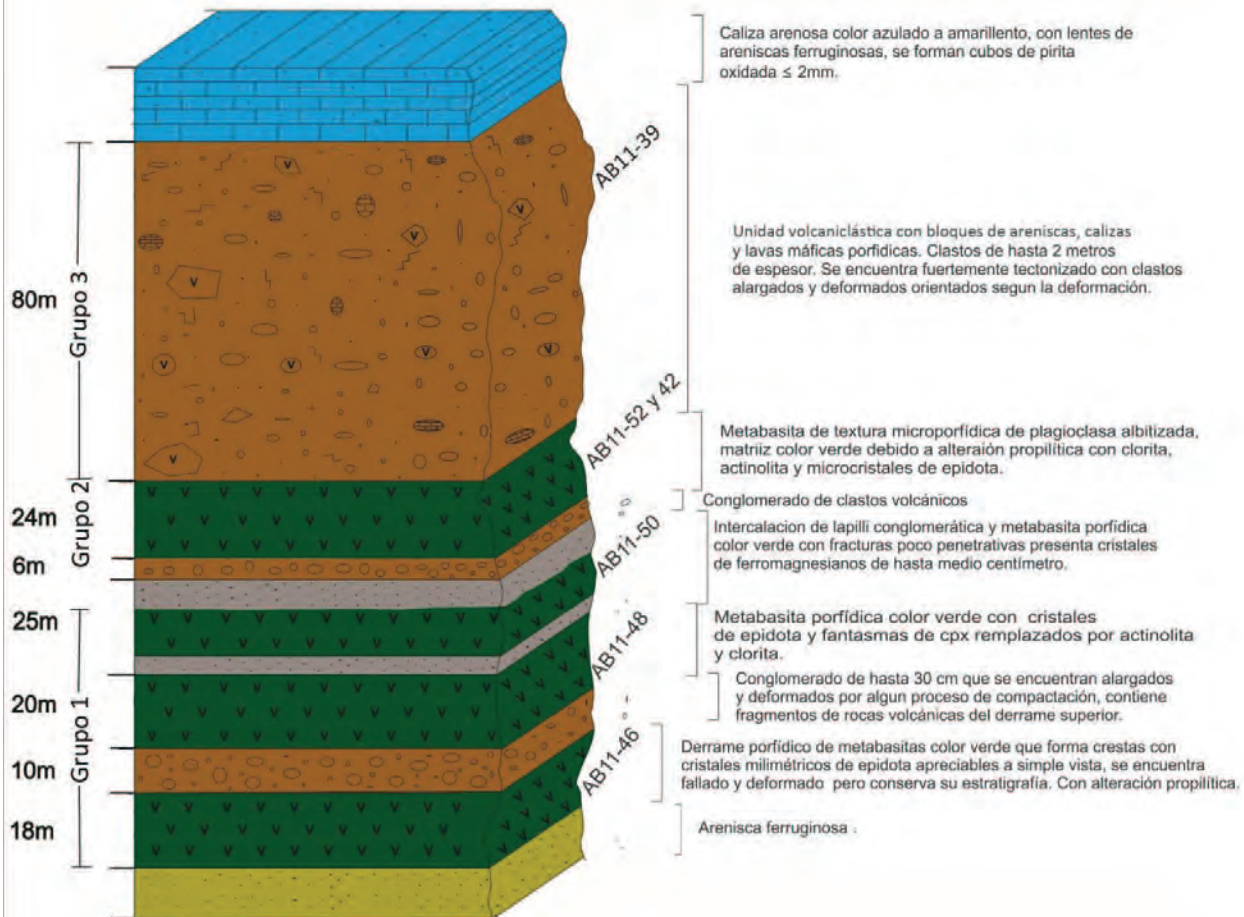


Figura 3.10: Columna Estratigráfica de la localidad del Cerro Calaveras en su zona central, esta localidad muestra la secuencia más completa encontrada dentro del área de estudio que comprende un total de cuatro derrames máficos.

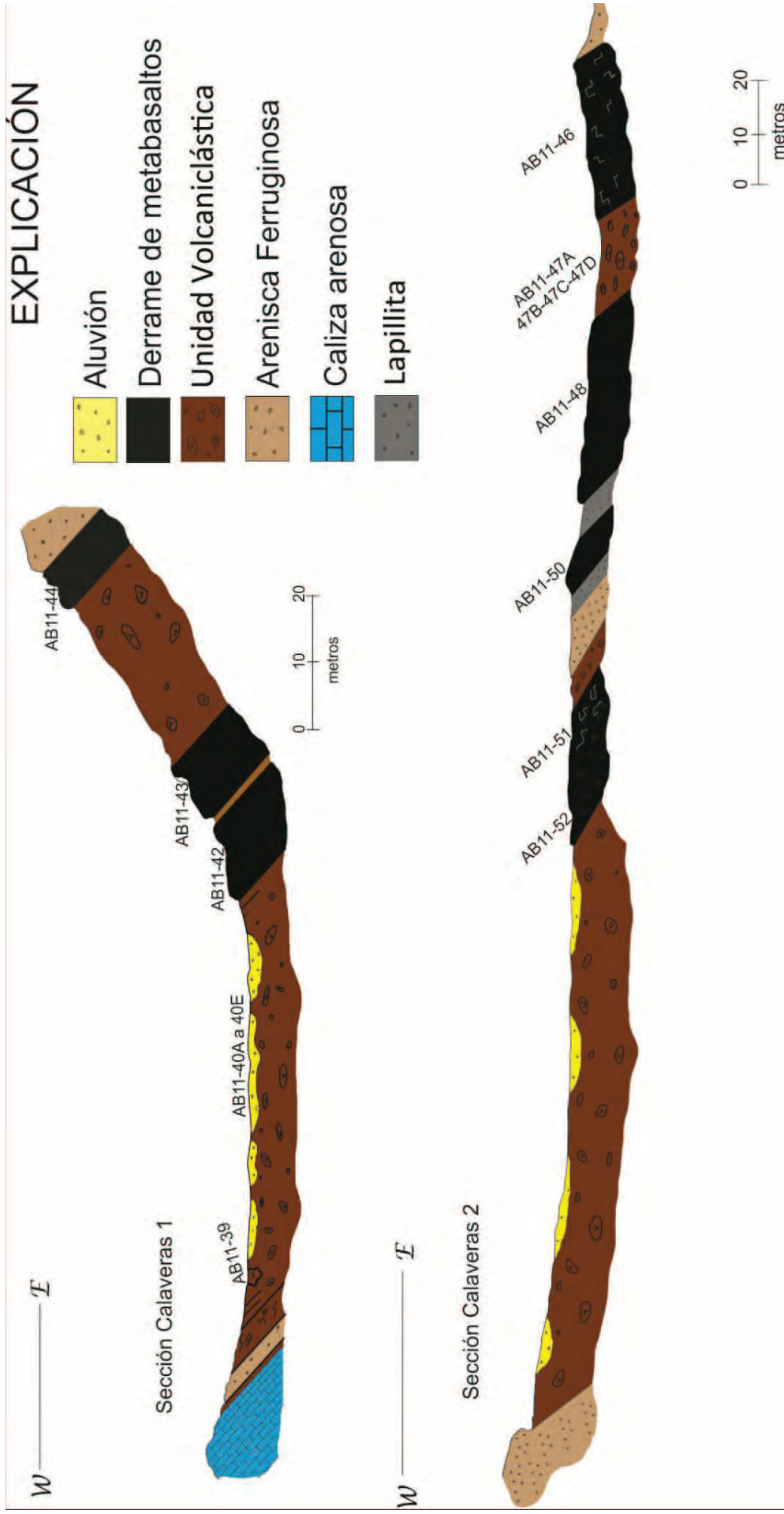


Figura 3.11 Secciones de la localidad del Cerro Calaveras, la sección 1, ubicada más al norte, contiene una secuencia de derrames de metabasaltos que se reconocen como la continuación de los mostrados en la sección 2. Ambas secciones presentan una unidad conglomerática de clastos volcánicos, calizas y areniscas, que es característica de los niveles superiores de la unidad basal de la Fm. Puerto Blanco como la describe [Stewart et al., \(1984\)](#).

3.3 San Marcos

La localidad de San Marcos se ubica en el extremo sur del área de estudio. Estudios previos del área fueron realizados por [Sour-Tovar et al. \(2007\)](#) en los cuales se muestreó la unidad superior de la Formación La Ciénega, de edad Precámbrica, en su límite con la Formación Puerto Blanco. El estudio realizado por [Sour-Tovar et al. \(2007\)](#), es un gran aporte para la ubicación del límite Cámbrico-Precámbrico en la región, en el cual describe fósiles índice del Precámbrico, del tipo *T. pedum* y *Paleophycus*, para la base de la Unidad 1 de la Fm. Puerto Blanco e identifica estructuras fósiles como bioturbaciones, características del Fanerozoico, para unidades superiores en la misma unidad. Lo anterior permitió localizar el límite de la fauna Cámbrica-Ediacárica dentro de la Unidad 1 de la Fm. Puerto Blanco.

En el presente trabajo, San Marcos es la única localidad en la que no se observaron derrames. Ocurre una secuencia que comienza con una unidad detrítica de grano fino seguida de un paquete de 10 metros de lapilli el cual tiene una transición gradual a una brecha con bloques de cuarcitas, areniscas, calizas y lavas máficas; con un espesor de 64 metros (Figura 3.11).

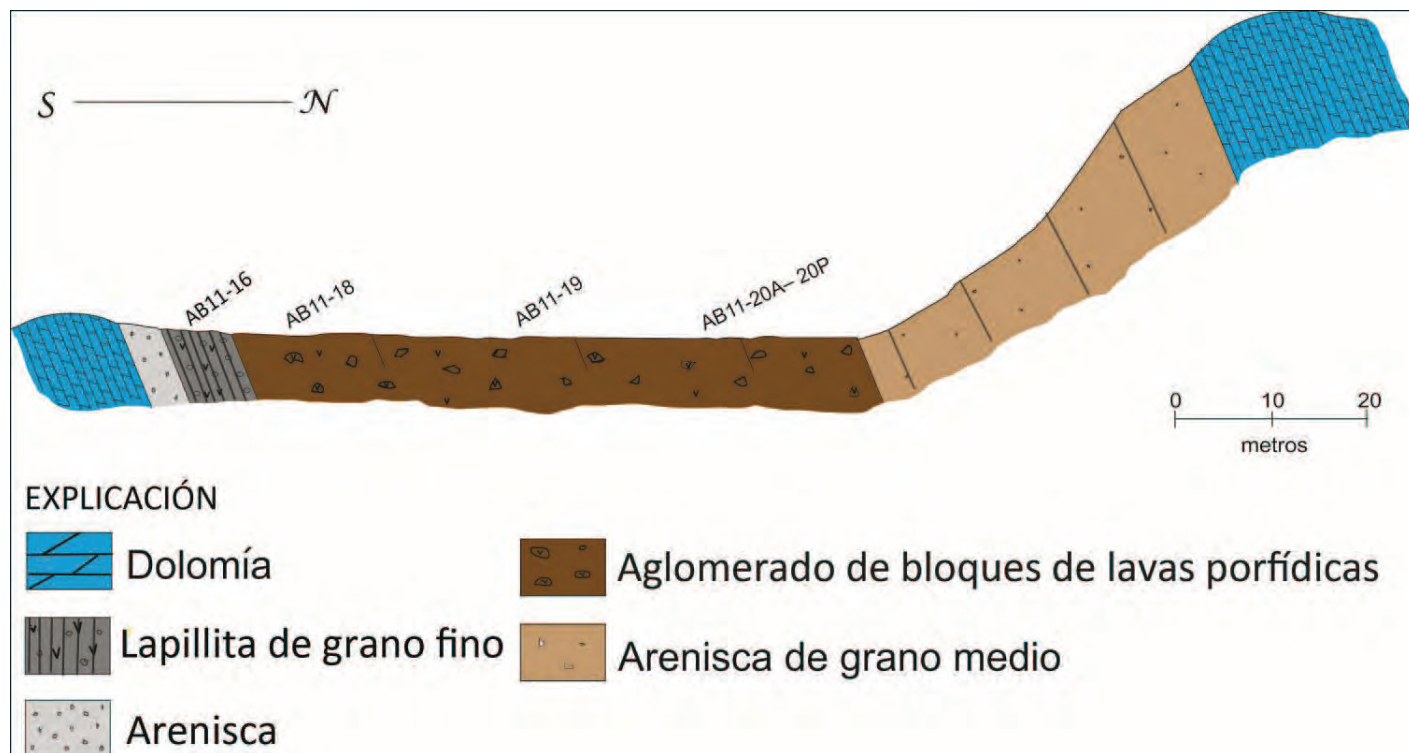


Figura 3.11 Columna estratigráfica de la localidad de San Marcos en el extremo sur del área de estudio.

Los bloques se presentan en tamaños desde varios centímetros hasta 3-4 decímetros, se encuentran redondeados y deformados presentando fracturación media a alta, son principalmente de derrames porfídicos máficos. La muestra AB11-18 pertenece a la matriz del aglomerado volcánico, en la cual se observan fragmentos de derrames porfídicos de distintos tamaños. Esta unidad debió ser generada como producto de la destrucción de unidades volcánica. La posición estratigráfica de las rocas estudiadas para esta localidad se observa en la figura 3.12.

Columna Estratigráfica San Marcos

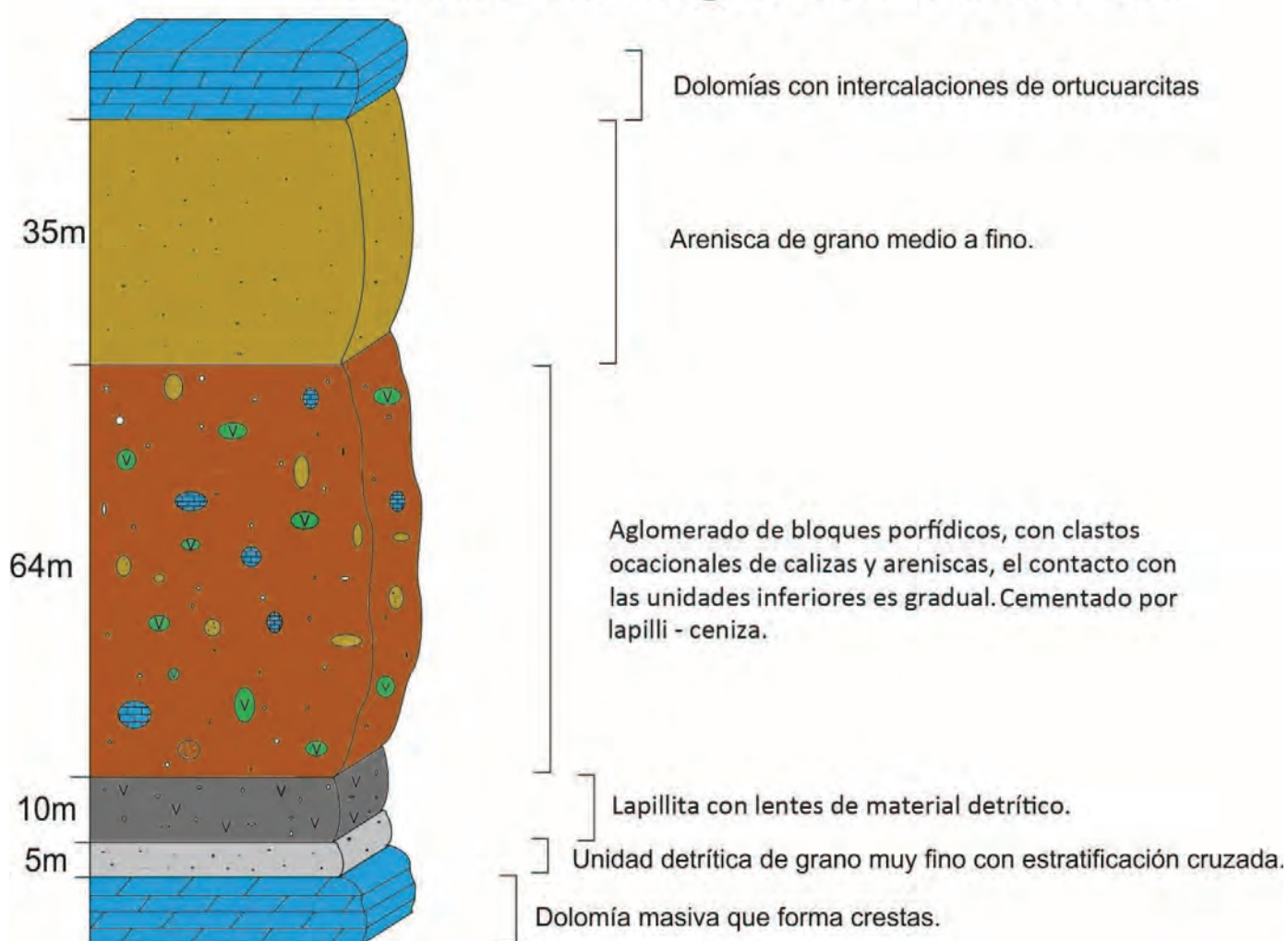


Figura 3.12: Columna estratigráfica de la localidad de San Marcos, la unidad volcanoclástica corresponde a los conglomerados con clastos volcánicos que forman las facies superiores de la unidad basal (Unidad 1) de la Formación Puerto Blanco.

La secuencia volcánica encontrada en la localidad de San Marcos, se reconoce como un importante evento volcánico de tipo piroclástico, debido su espesor y la dominancia de lapillita fina bien clasificada se interpreta como un depósito distal. Se encuentra coronado por una unidad volcanoclástica atribuible a la Unidad 1 de la Fm. Puerto Blanco. Aún cuando no se observaron derrames en los afloramientos estudiados, se piensa que éstos pueden aflorar al oeste de la sección trazada, donde [Sour-Tovar et al. \(2007\)](#) describen los fósiles contenidos en las unidades superiores de la Fm. La Ciénega y la Unidad 1 de la Fm. Puerto Blanco.

La localidad de San Marcos marca el límite sur, dentro del área de estudio, donde se puede observar la Fm. Puerto Blanco. También se establece una correlación de la unidad volcanoclástica con su equivalente en la localidad del Cerro Calaveras, las cuales comparten espesores similares y están compuestas por bloques de lavas porfídicas con arreglos mineralógicos equivalentes.

IV. PETROGRAFÍA DEL VOLCANISMO MÁFICO-ULTRAMÁFICO

En el presente capítulo se muestran los resultados del estudio petrográfico de las rocas ígneas de las cinco localidades estudiadas. Se muestrearon un total de 98 ejemplares de roca de los cuales: 39 corresponden a derrames o sills máficos, 30 a bloques o volcaniclastos y el resto a rocas sedimentarias o metamórficas, estas últimas se utilizaron de apoyo para establecer la posición estratigráfica de las unidades ígneas en cada una de las localidades estudiadas, pero no se estudiaron desde el punto de vista petrográfico.

Los estudios de petrografía y las fotomicrografías se llevaron a cabo en un microscopio petrográfico-minerográfico LEICA DM 2055P del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora. Para complementar los estudios petrográficos, se realizó un estudio de química mineral a varias preparaciones de la muestra **AB10-06**, con el propósito de caracterizar las diferentes generaciones de clinopiroxeno y algunas especies de cristalización tardía y secundaria de la matriz, con apoyo de la microsonda electrónica CAMECA SX100 durante una estancia de investigación realizada en el laboratorio de Microsonda Electrónica de la Universidad de Montpellier II, Francia. También se llevaron a cabo dos sesiones de microscopía electrónica de barrido en el Departamento de Geología del CICESE, Baja California, para evaluar el estado de conservación de los fenocristales y caracterizar la mineralogía secundaria, como apoyo a la selección de muestras para los estudios geocronológicos.

4.1 Cerro San Agustín y Cerro Clemente

El único afloramiento lávico del Cerro San Agustín, se identificó como el derrame máfico mejor conservado del área de estudio. Tiene un espesor de 6 metros donde se pueden reconocer tres facies: la facies superior templada, que ocupa los primeros 2 metros, presenta un diaclasado columnar fino con un pequeño horizonte y vetilleo de pedernal ≤ 1 cm de espesor, localizado hacia la cima. La textura es ligeramente porfídica con fenocristales de Cpx >Ol, los clinopiroxenos que se encuentran bien preservados son del tipo salita, mientras que los olivinos aparecen totalmente transformados a iddingsita de color rojo intenso y en mucho menor proporción por carbonatos. La matriz contiene una segunda generación de clinopiroxenos, ligeramente más ricos

en hierro que los fenocristales, acompañados por pequeños cristales de óxidos de Fe-Ti y carbonatos, estos últimos se encuentran en forma de vetillas o rellenando microparches; también se observan cristales de plagioclasas en una proporción menor al 5% que han cristalizado en una etapa tardía en forma de parches micropegmatoides dentro de la matriz.

Una segunda facies intermedia se reconoce como la parte mejor conservada del derrame con ausencia casi total de carbonatos, la textura es porfídica con un mayor número de fenocristales probablemente debido a la decantación de los mismos. La proporción de fenocristales de $Cpx > Ol$ se mantiene igual que en la primera facies, pero en cantidad aumenta significativamente (Figura 4.3A). Los clinopiroxenos se encuentran dentro del campo de la diópsida en el dominio de la salita observando una ligera evolución hacia una componente más magnésica en los fenocristales y más férrica en los microcristales y microlitos (Figura 4.1). Los clinopiroxenos se clasifican como titaníferos, por la fuerte componente en Ti de hasta 4.25%. La mineralogía de la matriz es básicamente la misma que la facies anterior con excepción del vetilleo de carbonatos el cual está ausente en esta muestra. El mayor tamaño de grano y el mejor grado de conservación de esta facies permite apreciar mejor los microcristales de Cpx en la matriz (Figura 4.3B). Los feldespatos fueron analizadas en la microsonda electrónica CAMECA SX100, los resultados muestran que son principalmente plagioclasas de tipo andesina, en menor proporción anortoclasa y ocasionalmente aparece la adularia en una fase posiblemente secundaria (Figura 4.2).

La tercera facies o base del derrame es escoriácea, vesicular-amigdaloides, con amígdalas de cuarzo y/o carbonatos (Figura 4.3D), con textura porfídica donde la proporción de fenocristales se encuentra invertida en relación a las facies anteriores, es decir $Ol > Cpx$ (Figura 4.3C), debido a la densidad de los cristales y una posible decantación de los mismos durante el enfriamiento de la lava. Los fenocristales de clinopiroxeno se encuentran parcialmente alterados debido a una evidente interacción con fluidos que sufrió esta facies. La matriz presenta vetilleo de carbonatos y ocasionalmente vetilleo de cuarzo, se aprecia un incremento en los microcristales de óxidos de Fe-Ti.

El derrame se encontró parcialmente sepultado hacia la base, por lo que el espesor de las facies no pudo ser estimado con precisión, aunque se midieron 2 m. de afloramiento. La cima, donde se observa un pequeño horizonte de pedernal, se considera que se templó probablemente en

contacto con agua. Esta parte del derrame debió ayudar a la conservación de la parte media, donde los clinopiroxenos se observan frescos y no se presenta vetilleo de carbonatos que se observa en la facies basal. Por todo lo anterior esta facies intermedia fue elegida como el mejor candidato para el estudio geoquímico.

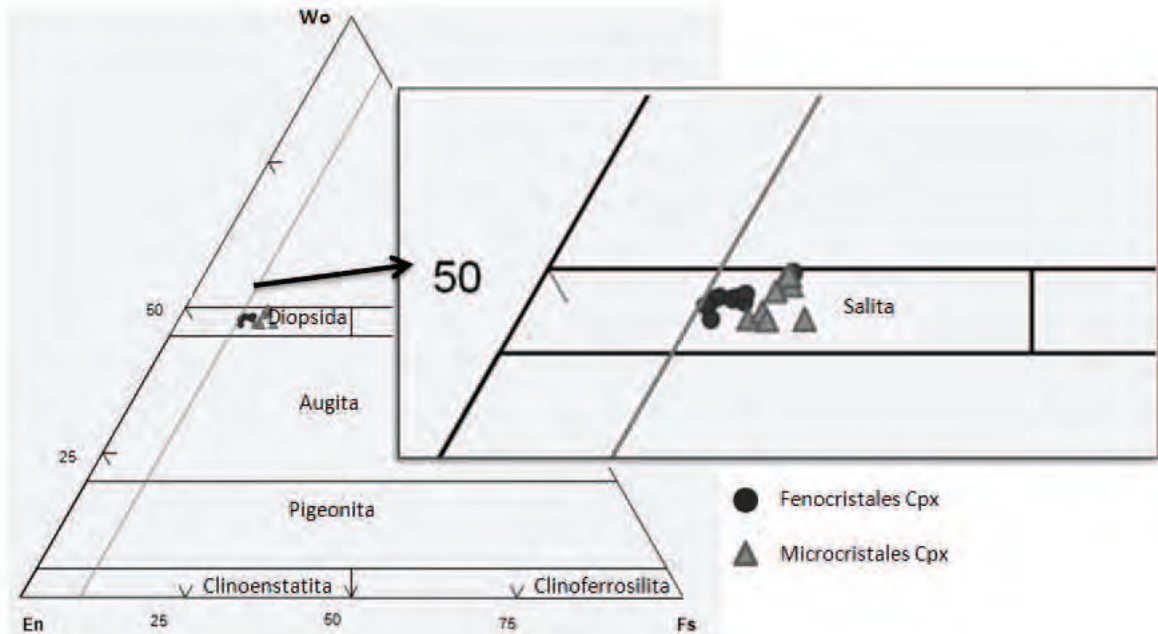


Figura 4.1: Diagrama de clasificación de los piroxenos (Morimoto et al., 1988), con detalle del campo de la diópsida (Poldervaart y Hess, 1951).

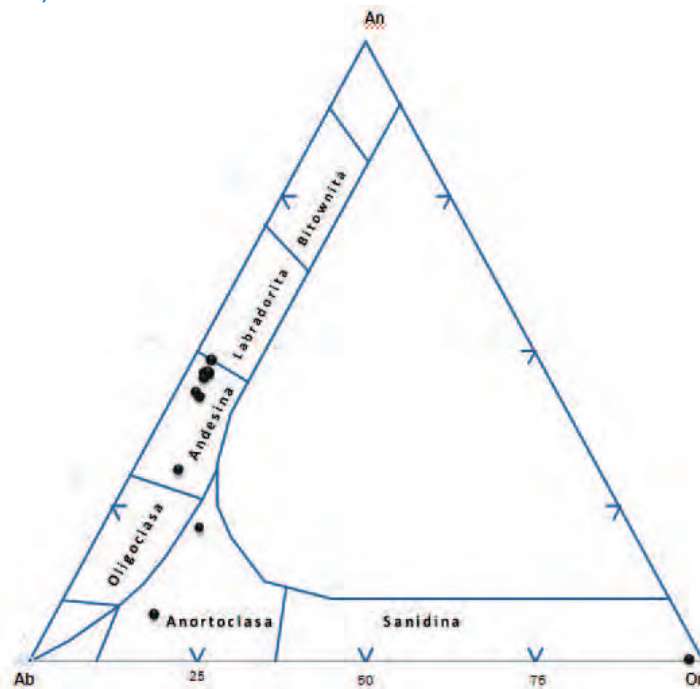


Figura 4.2: Diagrama de clasificación de los feldespatos (Ab-An-Or), se puede apreciar el componente potásico en las plagioclasas, materializado por la separación de los puntos del plano Ab-An.

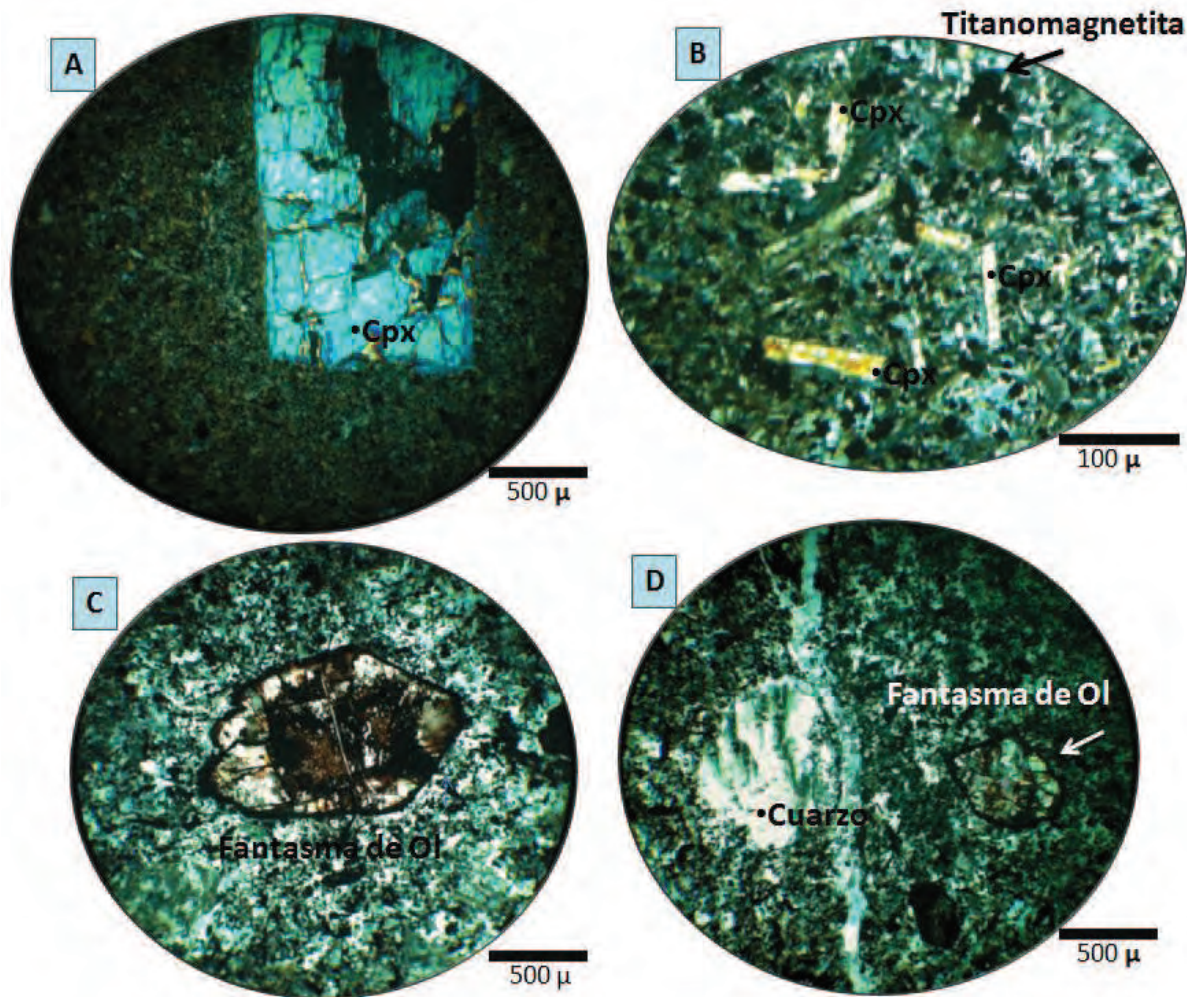


Figura 4.3: Fotomicrografías de las lavas del Cerro San Agustín. **A.** Muestra **AB10-06B**, Textura porfídica con detalle de un fenocristal de clinopiroxeno > 2 mm en una matriz de grano muy fino de Cpx > titanomagnetita > plagioclasa. **B.** Muestra **AB10-06B**, acercamiento de la matriz del derrame anterior donde se observa una segunda generación de microfenocristales de Cpx y titanomagnetita con presencia de microcristales de plagioclasa de cristalización tardía. **C.** Muestra **AB10-06C**, Unidad basal del derrame donde se muestra un mayor aumento de fantasmas de olivino reemplazados por óxidos y carbonatos. **D.** Muestra **AB10-06C**, Se muestra una amígdala de cuarzo y una vetilla de cuarzo y calcita producto de la interacción con fluidos de la base de la unidad.

El Cerro Clemente, ubicado a 4 km aproximadamente al NW del Cerro San Agustín, es una localidad poco estudiada donde se obtuvieron muestras de un sill máfico con un alto grado de alteración. Los derrames **AB10-09** y **AB11-03** (Figura 4.4) presentan una textura de grano grueso con pseudomorfos de calcita y abundantes cristales de óxidos de Fe-Ti en la matriz, la cual se encuentra reemplazada por carbonatos casi en su totalidad. Aun cuando la textura de la roca primaria ha sido reemplazada casi en su totalidad, se logran observar las formas del olivino. La cristalinidad de la roca varía en base a la cercanía de los contactos del sill con la roca encajonante. El tamaño de grano disminuye del centro del sill hacia los contactos con la roca

encajonante. En las zonas más cercanas a las paredes del sill se observa también un vetilleo de cuarzo y carbonatos.

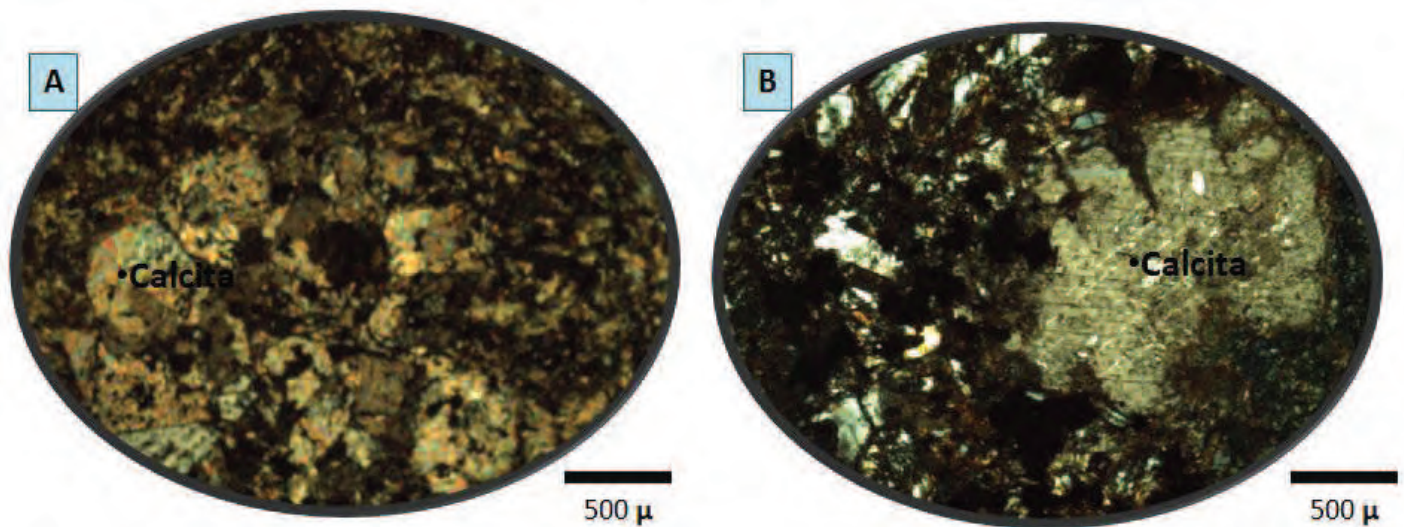


Figura 4.4: A. Muestra AB10-09 presenta pseudomorfos de calcita. B. Muestra AB11-03 presenta abundantes cristales de óxidos de Fe-Ti subhedrales y calcita remplazando la cristalización primaria de la roca.

Localidad	Grupo	N° de la Muestra	Nombre de la roca	Posición en el derrame	Textura	Fenocristales	Matriz
Cerro San Agustín	1	AB10-06A	Picrobasalto	Cima	Porfídica	Cpx > Pseudomorfos de Iddingsita {Ol}	Cpx > óxidos >> plagioclasa
		AB10-06B	Picrobasalto	Centro	Porfídica	Cpx > Pseudomorfos de Iddingsita {Ol} > Titanomagnetita	Cpx > óxidos >> plagioclasa
		AB10-06C	Picrobasalto	Base	Porfídica amigdalal	{Ol} Pseudomorfos de iddingsita > Cpx > Titanomagnetita.	Cpx > calcita >> plagioclasa > clorita
Cerro Clemente	1	AB11-03	Micro-Metagabro	Centro	Microcristalina, glomero-porfídica	Pseudomorfos de calcita, {Ol}	Carbonatos > óxidos de Fe-Ti
		AB11-04	Metagabro	Borde	Microcristalina, glomero-porfídica	Pseudomorfos de calcita, {Ol}	Carbonatos > óxidos de Fe-Ti
		AB11-07	Metagabro	Centro	Microcristalina, glomero-porfídica	Pseudomorfos de calcita, {Ol}	Carbonatos > óxidos de Fe-Ti
		AB11-09	Metagabro	Borde	Microcristalina, glomero-porfídica	Pseudomorfos de calcita, {Ol}	Carbonatos > óxidos de Fe-Ti

Tabla 1: Estudio petrográfico de las unidades del Cerro San Agustín y Cerro Clemente. Tabla 3: Estudio petrográfico de las unidades de la localidad del Cerro Calaveras. **Nota:** Los fenocristales escritos entre { }, se refieren a relictos de minerales primarios o a minerales que han sido inferidos en base a los formas ideomorfas de los fantasmas de los cristales y apoyado con la química general de la roca.

4.2 Cerros Aquituni (Extremo Sur)

La secuencia descrita en la localidad de los Cerros Aquituni (Extremo Sur) no se reconoció como perteneciente a la Formación Puerto Blanco. Se seleccionaron un total de 18 muestras, de las cuales, a través de su estudio petrográfico, se observa una intensa alteración de los derrames de lava que es la característica principal de la localidad. Los derrames encontrados presentan un alto grado de alteración por lo que la mineralogía primaria ha sido completamente borrada. En algunos casos se pueden observar fantasmas de la mineralogía primaria; sin embargo, en la mayoría de los casos, una alteración de moderada a fuerte ha modificado la textura original. Una descripción más detallada es mostrada en la sección de alteración.

La localidad se dividió en tres grupos basándose en sus características petrográficas. El primer grupo se compone por los derrames **AB11-22**, **AB11-23**, **AB11-25** y **AB11-29**, este primer grupo presenta una coloración rojiza en lámina delgada que es dada por la gran cantidad de hematita que contiene, se reconoce la mineralogía primaria remplazada por carbonatos (Figura 4.5A). En algunos casos como en la muestra **AB11-25** la alteración aún permite distinguir las formas de la mineralogía primaria (Figura 4.5C), mientras que en otras muestras la textura ha sido totalmente remplazada y sólo se observan cristales de carbonatos anhedrales en una matriz microlítica alterada a carbonatos (Figura 4.5B).

El segundo grupo de derrames del extremo sur de los Cerros Aquituni se compone por un derrame alterado y dos derrames de espesor no mayor a 60 cm los cuales aparecen al final de la sección trazada en esta localidad. Los derrames muestran un grado de alteración similar al grupo anterior, los distingue la menor cantidad de oxidación de Fe.

Las muestras **AB11-30** y **AB11-34** son derrames interestratificados en las ortocuarcitas, se trata de rocas fuertemente porfídicas, las base (muestras **AB11-30A** y **AB11-34A**), se caracterizan por tener un vetilleo penetrativo de dolomita, la zona central es masiva mientras que hacia la cima aparece nuevamente el vetilleo de dolomita. Coronando la cima del derrame **AB11-34** se observa un pequeño horizonte color verde (**AB11-34D**), de espesor no mayor a 10 cm que presenta una textura microlítica.

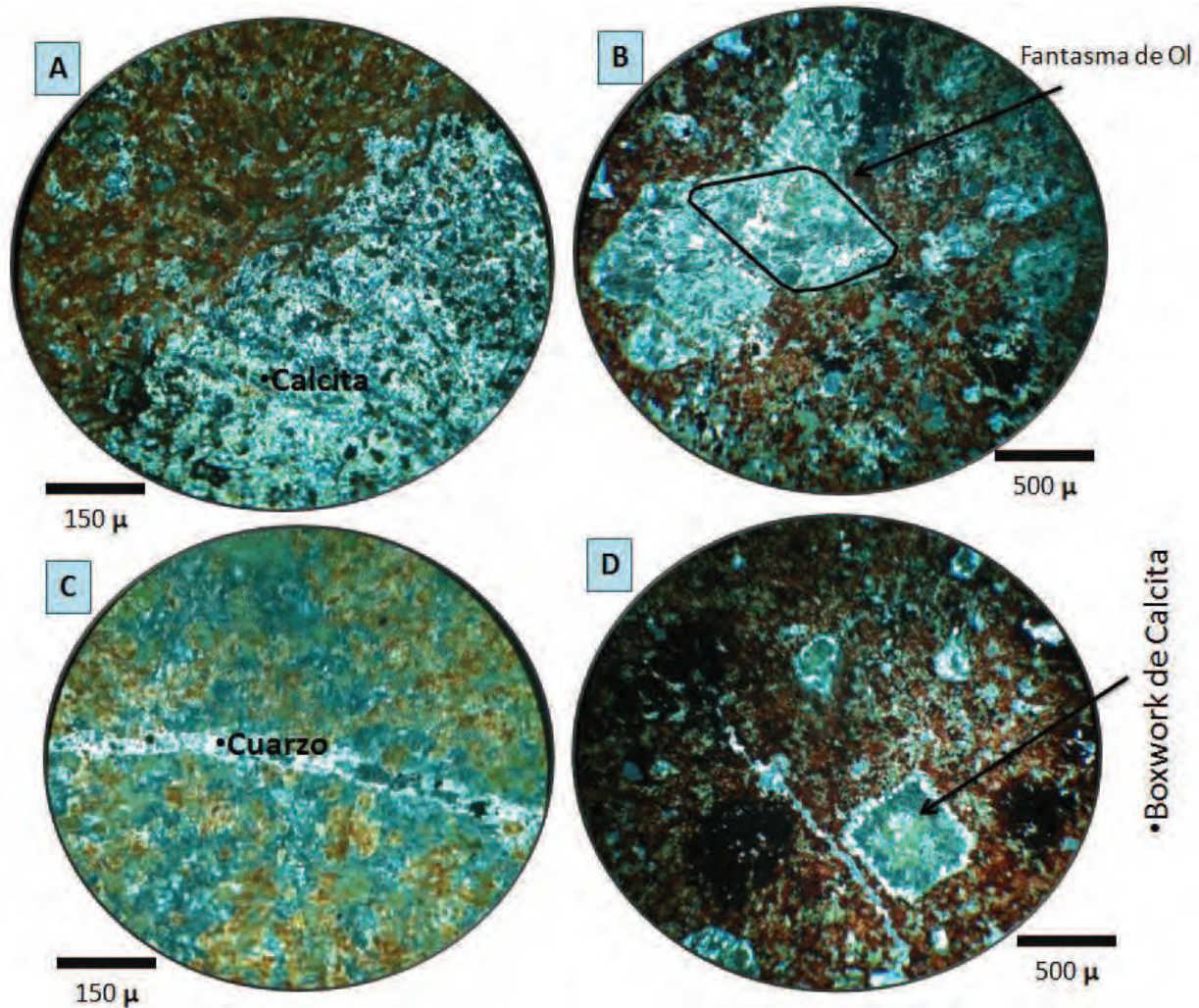


Figura 4.5: **A.** Muestra **AB11-22B**. Muestra alterada con textura intergranular. **B.** Muestra **AB11-29**, pseudomorfo de calcita donde se reconocen los contornos de un posible cristal de olivino remplazado. **C.** Muestra **AB11-25**. Vetilla de cuarzo en una roca remplazada por carbonatos. **D.** Muestra **AB11-29**, boxwork relleno de carbonatos con cuarzo creciendo en las cavidades.

En general los derrames son porfídicos en los cuales se distinguen fantasmas de olivino y clinopiroxeno. La cristalinidad de la roca primaria fue alta (>50%), se encuentra remplazada por carbonatos casi en su totalidad y en menor proporción por la oxidación de minerales de hierro. La matriz microlítica se compone por cristales anhedrales de carbonatos y zonas donde el tamaño de grano es micrométrico. Las cimbras de los derrames se encuentran desprovistas de fenocristales, siendo ésta la única característica que los distingue de las facies inferiores. La cantidad de carbonatos dificulta distinguir claramente la textura relicta de la roca, la cual se aprecia mejor en muestra de mano.

Localidad	Grupo	N° de la Muestra	Nombre de la roca	Posición en el derrame	Textura	Fenocristales	Matriz
Cerros Aquituni	1	AB11-22	Meta-basita	Centro	Intergranular	{Ol}, Calcita	Calcita > Cuarzo > Hematita
		AB11-23	Meta-basita	Centro	Intergranular	{Ol}, Calcita	Calcita > Hematita
		AB11-25	Meta-basita	Centro	Intergranular	{Ol}, Calcita	Calcita > Cuarzo > Hematita
		AB11-29	Meta-basita	Centro	Porfídica	{Ol}Pseudomorfos de Calcita > Óxidos de Fe	Hematita > Calcita > Óxidos de Fe-Ti
	2	AB11-30B	Meta-picrita	Base	Porfídica	{Ol}Pseudomorfos de Calcita > óxidos	Dolomita > Calcita > Óxidos de Fe-Ti
		AB11-30C	Meta-picrita	Centro	Porfídica	{Ol}Pseudomorfos de Calcita > óxidos	Calcita > Óxidos de Fe-Ti
		AB11-30D	Meta-picrita	Cima	Porfídica	{Ol}Pseudomorfos de Calcita > óxidos	Dolomita > Calcita > Óxidos de Fe-Ti
		AB11-31	Meta-basita	Centro	Porfídica	{Ol}Pseudomorfos de Calcita > óxidos	Calcita > Óxidos de Fe-Ti
		AB11-34A	Meta-picrita	Base	Porfídica	{Ol}Pseudomorfos de Calcita > óxidos	Dolomita > Calcita > Óxidos de Fe-Ti
		AB11-34B	Meta-picrita	Centro	Porfídica	{Ol}Pseudomorfos de Calcita > óxidos	Calcita > Óxidos de Fe-Ti
		AB11-34C	Meta-picrita	Cima	Porfídica	{Ol}Pseudomorfos de Calcita > óxidos	Dolomita > Calcita > Óxidos de Fe-Ti
		AB11-34D	Meta-picrita	Cima	Microlítica	NA	Calcita > microcristalina
	3	AB11-35	Metabasalto	Centro	Porfídica	{Ol}Pseudomorfos de Clorita-Epidota	Albita > Calcita > Clorita > Óxidos de Fe-Ti

Tabla 2: Estudio petrográfico de las unidades de la localidad de los Cerros Aquituni (Extremo Sur). **Nota:** Los fenocristales escritos entre { }, se refieren a relictos de minerales primarios o a minerales que han sido inferidos en base a los formas ideomorfas de los fantasmas de los cristales y apoyado con la química general de la roca.

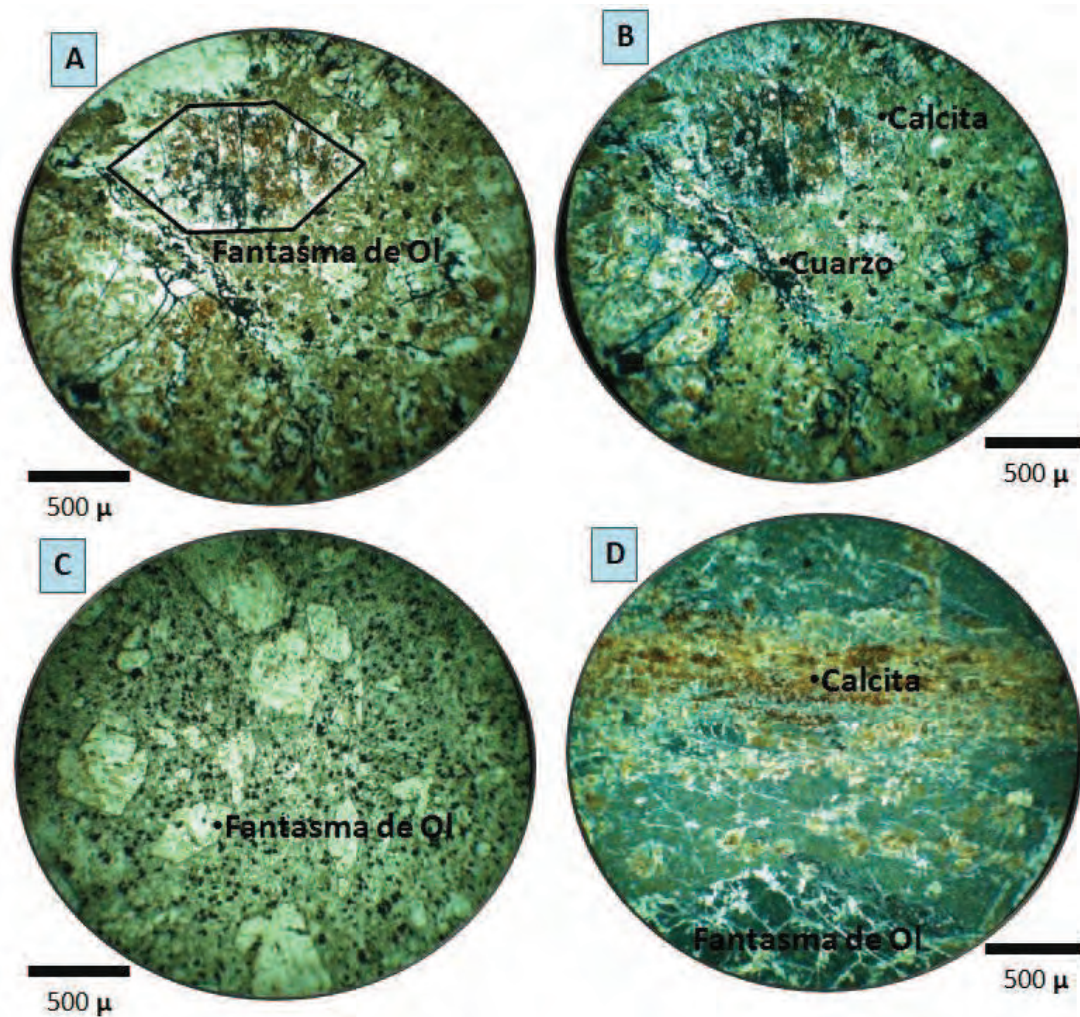


Figura 4.6: **A.** Muestra AB11-30B. Vista bajo la luz natural, se observa un fantasma de olivino el cual fue remplazado por carbonatos y óxidos. **B.** Muestra AB11-30B. Vista con nicoles cruzados. **C.** Muestra AB11-31. Se muestra una textura porfídica con pseudomorfos de calcita y abundantes óxidos de Fe-Ti en la matriz. **D.** Muestra AB11-30C y D. Frontera entre las dos facies superiores del derrame, la cual está compuesta por un horizonte de medio milímetro de espesor de calcita.

El tercer grupo se compone de un solo derrame alterado de textura porfídica, con una orientación en sus fenocristales identificados como pseudomorfos de calcita. En la matriz se observan cristales de óxidos de Fe redondeados de máximo 100 micras, abundante esfena en cristales anhedrales, el resto de la matriz se encuentra remplazada por carbonatos. Este derrame presenta, adicional a los carbonatos, alteración a minerales verdes como clorita y actinolita. Su asociación mineralógica permite suponer que el protolito corresponde a una roca ligeramente más diferenciada que los primeros dos grupos de derrames. Se encuentra encajonado por ortocuarcitas y su posición estratigráfica es incierta pero probablemente se localiza en una posición superior a la secuencia descrita.

4.3 Cerro Calaveras

La localidad del Cerro Calaveras comprende una serie de derrames de lava cuya diferenciación se puede apreciar no sólo en la geoquímica, sino también en el contenido mineralógico a través su estudio petrográfico: desde los términos menos diferenciados, a la base de la secuencia, con fenocristales de $\text{Cpx} > \text{Ol}$ y ausencia de fenocristales de Pl, hasta el dominio de fenocristales de $\text{Pl} > \pm \text{Ol} > \text{Cpx}$. Sobre la base del contenido mineralógico de los fenocristales se pueden distinguir dos grupos principales de derrames máficos relacionados entre sí, y un tercer grupo que corona la secuencia, de un origen diferente conformado, por bloques de rocas volcánicas máficas.

El primer grupo compuesto por las muestras **AB11-43**, **AB11-44**, **AB11-46**, **AB11-48** y **AB11-50**; se refiere a derrames de metabasaltos, los cuales presentan alteración propilítica caracterizada por una asociación mineralógica de epidota, clorita y actinolita, que le dan una tonalidad verde claro a las rocas. Todos los derrames tienen una textura porfídica de pseudomorfos de actinolita y clorita. Los cristales remplazados muestran formas de piroxenos principalmente y en algunos casos de olivinos. Las muestras **AB11-44**, **AB11-46**, **AB11-48** y **AB11-50** conservan, en muy baja proporción, zonas de clinopiroxenos frescos en algunos fenocristales, mientras que el resto del cristal se encuentra alterado a clorita y actinolita en una proporción similar (Figura 4.7).

Otra importante característica es la alta cantidad de óxidos de Fe-Ti que contienen las lavas estudiadas, en especial el derrame **AB11-50**, el cual presenta óxidos de Fe-Ti de hasta medio centímetro de tamaño. Los cristales de epidota son subhedrales a euhedrales y sus propiedades ópticas indican que es pistachita (Figura 4.7), la cual en ocasiones puede presentarse en acumulados de cristales. La matriz en todos los casos se compone de plagioclasas que han sido albitizadas por un metamorfismo de bajo grado, también se observan microcristales de epidota, esfena y cristales de actinolita en forma de agujas ($\text{Pl} > \text{Actinolita} > \text{Esfena} > \text{Epidota}$). En algunos casos se forma biotita dentro de los pseudomorfos, de forma anhedral o en la matriz como cristales subhedrales. El derrame **AB11-51** presenta una ligera concentración mayor en óxidos de Fe-Ti y amígdalas de cuarzo.

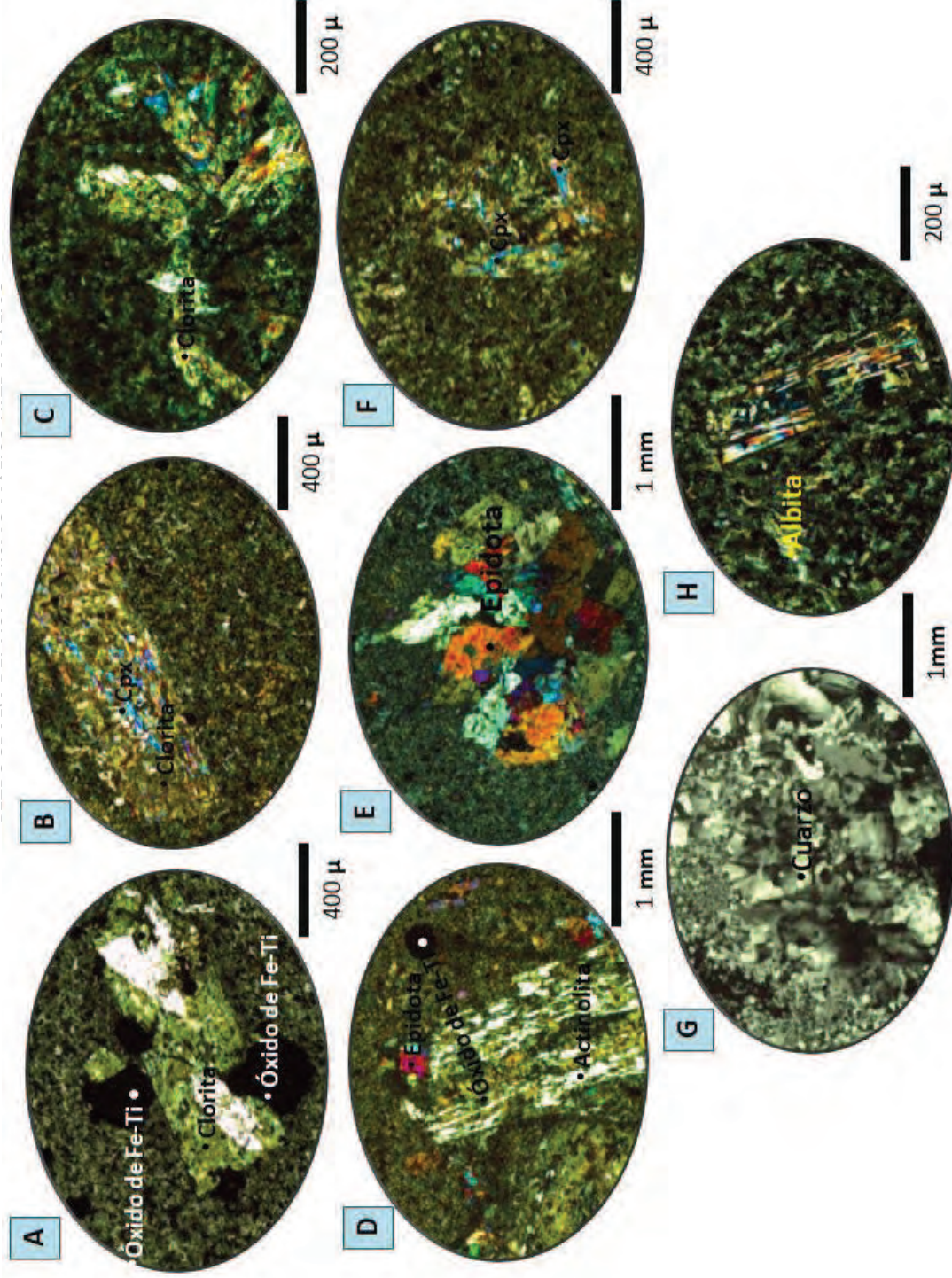


Figura 4.7: A. Muestra **AB11-43**. Exhibe una textura porfídica de fenocristales de óxidos de Fe-Ti en asociación con un pseudomorfo de antiguo clinopiroxeno compuesto de clorita y actinolita. B. Muestra **AB11-44**. Fenocristal de clinopiroxeno alterado en su mayoría por clorita>actinolita. C. Muestra **AB11-50**. Arreglo glomeroporfídico de clinopiroxenos en la matriz alterados a clorita y actinolita. D. Muestra **AB11-46**. Pseudomorfo de piroxeno compuesto de actinolita>clorita>epidota. Se observa un cristal fresco de epidota creciendo en la parte superior del pseudomorfo. E. Muestra **AB11-46**. Cúmulo de cristales frescos de epidota en una matriz de plagioclasa albitizada y óxidos de Fe-Ti. F. Muestra **AB11-48**. Cristales de clinopiroxeno reemplazados mayormente por clorita y actinolita, se conservan remanentes del cpx. G. Muestra **AB11-51**. Amígdala rellena de cuarzo. H. Muestra **AB11-51**. Cristal de cpx ligeramente alterado en una matriz de plagioclasa albitizada y abundantes óxidos.

El segundo grupo de derrames está representado por las muestras **AB11-42** y **AB11-52**, las cuales son 2 muestras equivalentes tomadas en diferentes secciones. La característica distintiva de estos derrames es la textura microporfídica con la presencia de fenocristales de plagioclasa, ausentes en el grupo anterior. La matriz presenta los mismos minerales de alteración que los derrames anteriores: epidota, clorita, actinolita y plagioclasa albitizada. En estas muestras predominan las plagioclasas cuyos cristales son ligeramente mayores a los encontrados en los derrames anteriores. El aumento en la cantidad de las plagioclasas es evidencia de una mayor diferenciación de la lava, la cual se confirmará en los resultados geoquímicos.

Las lavas estudiadas tienen límites perfectamente distinguibles con una base escoriácea, asociada a discretos elementos detríticos y brechas de clastos volcánicos emplazados entre los derrames máficos de la secuencia. La mineralogía de los clastos contenidos en las brechas se relaciona con los derrames adyacentes, lo que indica que entre cada emplazamiento de derrames hubo períodos de erosión y compactación de sedimentos, durante los cuales cesó, momentáneamente, la actividad volcánica.

El último grupo encontrado en ésta localidad no se refiere a derrames sino a una importante unidad volcanoclástica, dominada por bloques de clastos volcánicos decimétricos contenidos en una matriz también de naturaleza volcanoclástica bien litificada. Los clastos presentan alteración propilítica, la alteración propilítica puede ser hidrotermal tanto en la matriz del conglomerado como en los fragmentos de clastos volcánicos. El vetilleo de carbonatos y cuarzo es muy evidente. La alteración es principalmente de clorita y epidota, con carbonatos rellenando cavidades o parches.

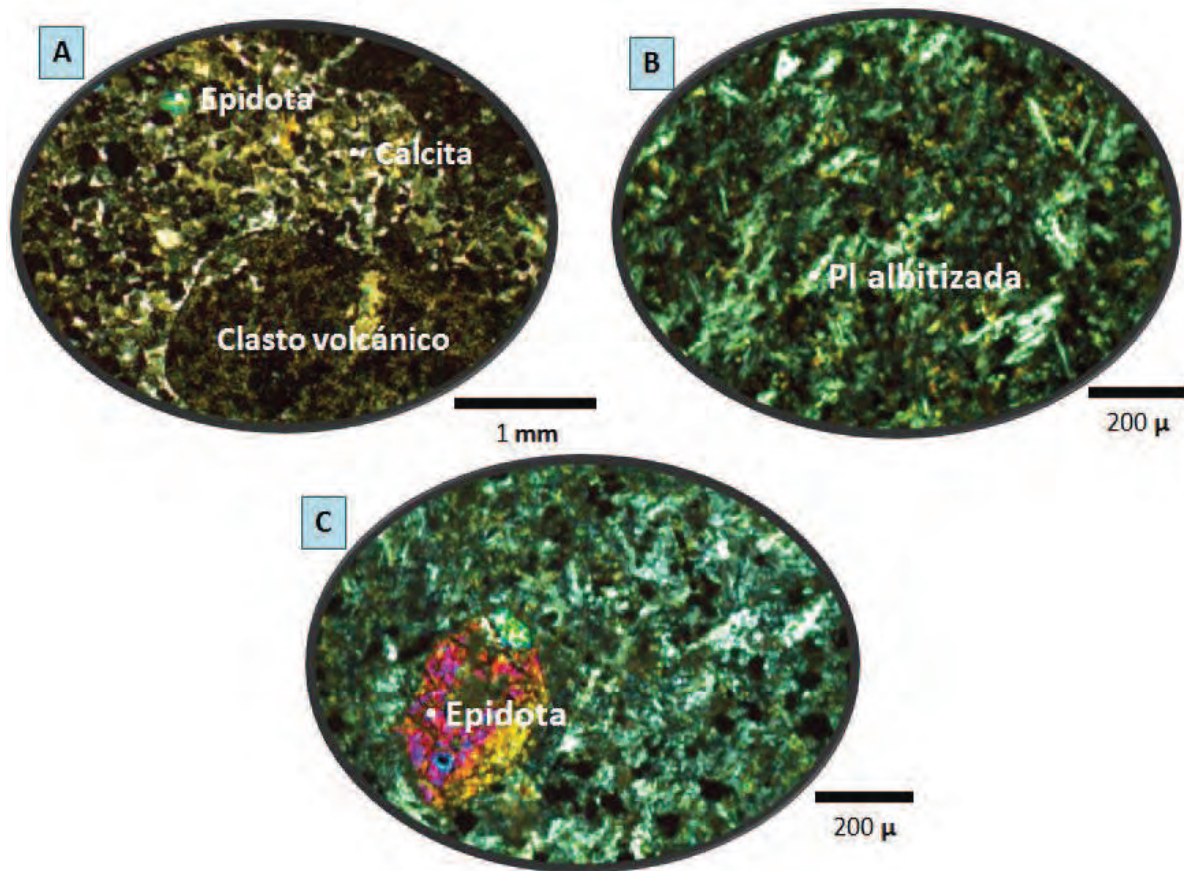


Figura 4.8: **A.** Muestra **AB11-47D**. Fragmento de unidad volcanoclástica donde se observan clastos de derrames con alteración propilítica. **B.** Muestra **AB11-52**. Derrame mayor diferenciado de la localidad mostrando una textura microporfídica de plagioclasas albitizadas. **C.** Muestra **AB11-42**. Cristal de epidota en matriz intergranular.

Localidad	Grupo	N° de la Muestra	Nombre de la roca	Posición en el derrame	Textura	Fenocristales	Matriz
Cerro Calaveras	1	AB11-39	Lapillita	Pared de la Unidad	Orientada y soldada de grano grueso	Clastos de lavas porfídicas	Ceniza volcánica
		AB11-43	Metabasalto	Centro	Porfídica	Epidota > Pseudomorfos de clorita-actinolita{Cpx}> Pseudomorfos de Iddingsita {Ol}> Óxidos de Fe-Ti	Clorita > Actonilita > Epidota > Albita > Óxidos de Fe-Ti
		AB11-44	Metabasalto	Centro	Porfídica	Epidota > Pseudomorfos de clorita-actinolita{Cpx}> Pseudomorfos de Iddingsita {Ol} > Óxidos de Fe > Relictos de Cpx	Clorita > Actonilita > Epidota > Albita > Óxidos de Fe-Ti
		AB11-46	Metabasalto	Centro	Porfídica	Epidota > Pseudomorfos de clorita-actinolita{Cpx}> Pseudomorfos de Iddingsita {Ol} > Óxidos de Fe > Biotita	Clorita > Actonilita > Epidota > Albita > Óxidos de Fe-Ti
		AB11-48	Metabasalto	Centro	Porfídica	Epidota > Pseudomorfos de clorita-actinolita{Cpx}> Pseudomorfos de Iddingsita {Ol} > Óxidos de Fe > Relictos de CPx	Clorita, Actonilita, Epidota, Albita, Óxidos de Fe-Ti
		AB11-50	Metabasalto	Centro	Porfídica	Óxidos de Fe > Epidota > Pseudomorfos de clorita-actinolita{Cpx}> Pseudomorfos de Iddingsita {Ol} > Relictos de Cpx	Clorita, Óxidos, Actinolita, Albita, Epidota
		AB11-51	Metabasalto	Centro	Porfídica, amigdalal	Epidota > Pseudomorfos de clorita-actinolita{Cpx}> Pseudomorfos de Iddingsita {Ol} > Óxidos de Fe	Clorita > Óxidos de Fe-Ti > Actinilita > Albita > Epidota

Cerro Calaveras	2	AB11-42	Metabasalto	Centro	Micro porfídica	Plagioclasa albitizada	Albita > Actinolita > Clorita > Epidota > Óxidos de Fe-Ti
		AB11-52	Metabasalto	Centro	Micro porfídica	Plagioclasa albitizada	Albita > Actinolita > Clorita > Epidota > Óxidos de Fe-Ti
	3	AB11-40	Metabasalto	Bloque de unidad conglomerática	Porfídica	Pseudomorfos de clorita-actinolita{Cpx}> Pseudomorfos de Clorita-Epidota {Cpx}> Pseudomorfos de Iddingsita {Ol} > Óxidos de Fe	Calcita > Óxidos de Fe-Ti > Clorita > Epidota
		AB11-47	Metabasalto	Bloque de unidad conglomerática	Porfídica	Pseudomorfos de clorita-actinolita{Cpx}> Pseudomorfos de Clorita-Epidota{Ol, Cpx} > Pseudomorfos de Iddingsita {Ol} > Óxidos de Fe	Calcita, > Óxidos de Fe-Ti > Clorita > Epidota

Tabla 3: Estudio petrográfico de las unidades de la localidad del Cerro Calaveras. **Nota:** Los fenocristales escritos entre { }, se refieren a relictos de minerales primarios o a minerales que han sido inferidos en base a los formas ideomorfas de los fantasmas de los cristales y apoyado con la química general de la roca.

4.4 San Marcos

San Marcos se reconoce como la única localidad en la que no se observaron derrames de lava, sin embargo, el aglomerado que se presenta en la sección geológica del área, es correlacionado con la unidad volcániclaística del Cerro Calaveras y ambas son relacionables con los conglomerados volcánicos descritos por [Stewart et al. \(1984\)](#) para la base de la Fm. Puerto Blanco.

La sección trazada en la localidad de San Marcos (Figura 3.11) inicia con una dolomía y una arenisca con estratificación cruzada, le sigue una unidad bien clasificada identificada como una lapillita-tobácea (Muestra **AB11-16**), este paquete piroclástico tiene un espesor de 10 metros. Se observa una buena clasificación del material de origen volcánico, el espesor implica que hubo un evento volcánico piroclástico de magnitud considerable. En la figura 4.9A se observa una sección delgada de la muestra **AB11-16** en la cual se aprecia la buena clasificación y pureza del material. La figura 4.9B muestra un detalle de la matriz de la unidad superior de la sección,

la cual fue identificada como aglomerado, se pueden observar los clastos de rocas rodeados de una delgada capa de sílice como cementante.

Las 16 muestras recolectadas de los bloques volcánicos, identificadas con la clave **AB11-20** seguido de las letras A a la P, presentan una importante cantidad de carbonatos que se encuentran, solo en la superficie o de manera penetrativa dentro de los clastos en forma de vetillas o como remplazamiento de la mineralogía primaria. Algunos derrames presentan textura amigdalar. La muestra **AB11-20L** exhibe una textura microporfídica, el resto de las muestras son de textura porfídica, predominando principalmente pseudomorfos de carbonatos o relictos de la cristalización primaria como olivinos totalmente iddingsitizados. También se observan pseudomorfos compuestos de clorita y epidota remplazando cristales de posibles piroxenos. Algunos derrames presentan alteración propilítica. La mineralogía y las características mencionadas permiten relacionar los clastos de lava con los derrames del Cerro Calaveras.

Más de la mitad de las muestras tomadas presentan una importante cantidad de carbonatos que invaden la roca en forma de vetillas, rellenando cavidades de cristales o como parches rellenando las zonas intersticiales. La matriz alterada se compone principalmente de plagioclasas que han sido albitizadas.

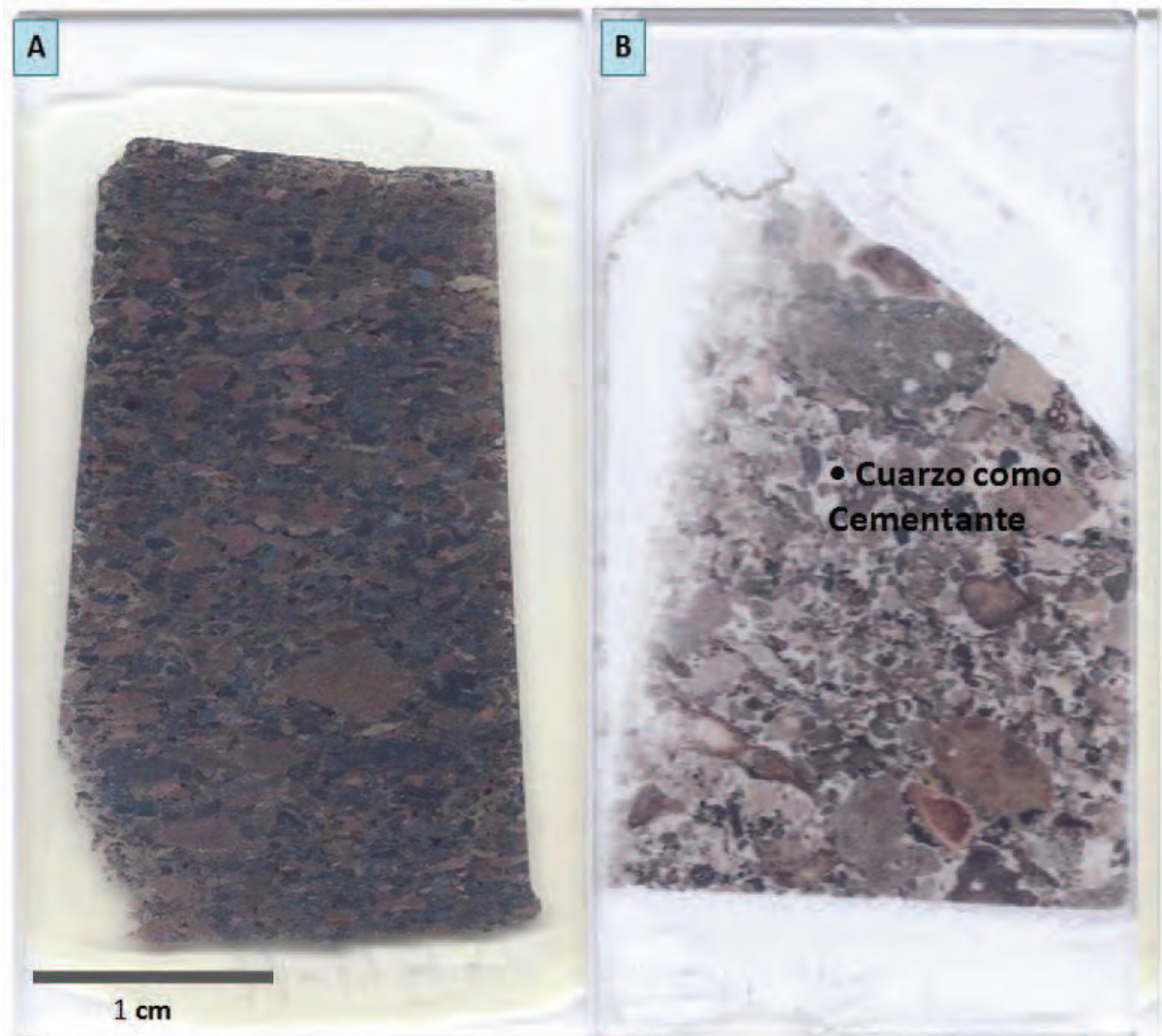


Figura 4.9: **A.** Muestra **AB11-16**. Lapillita-tobacea bien clasificada y orientada, **B.** Muestra **AB11-18**. Detalle del Aglomerado que constituye la matriz de la unidad volcanoclástica. Muestras de la localidad de San Marcos.

La nomenclatura utilizada a lo largo del capítulo de Petrografía se presenta como una terminología parcial, la caracterización precisa de las rocas se dará en el capítulo de geoquímica con el apoyo de los diagramas y en conjunto con criterios petrográficos y de campo. La figura 4.11 presenta una síntesis de los grupos identificados en cada una de las localidades de estudio.

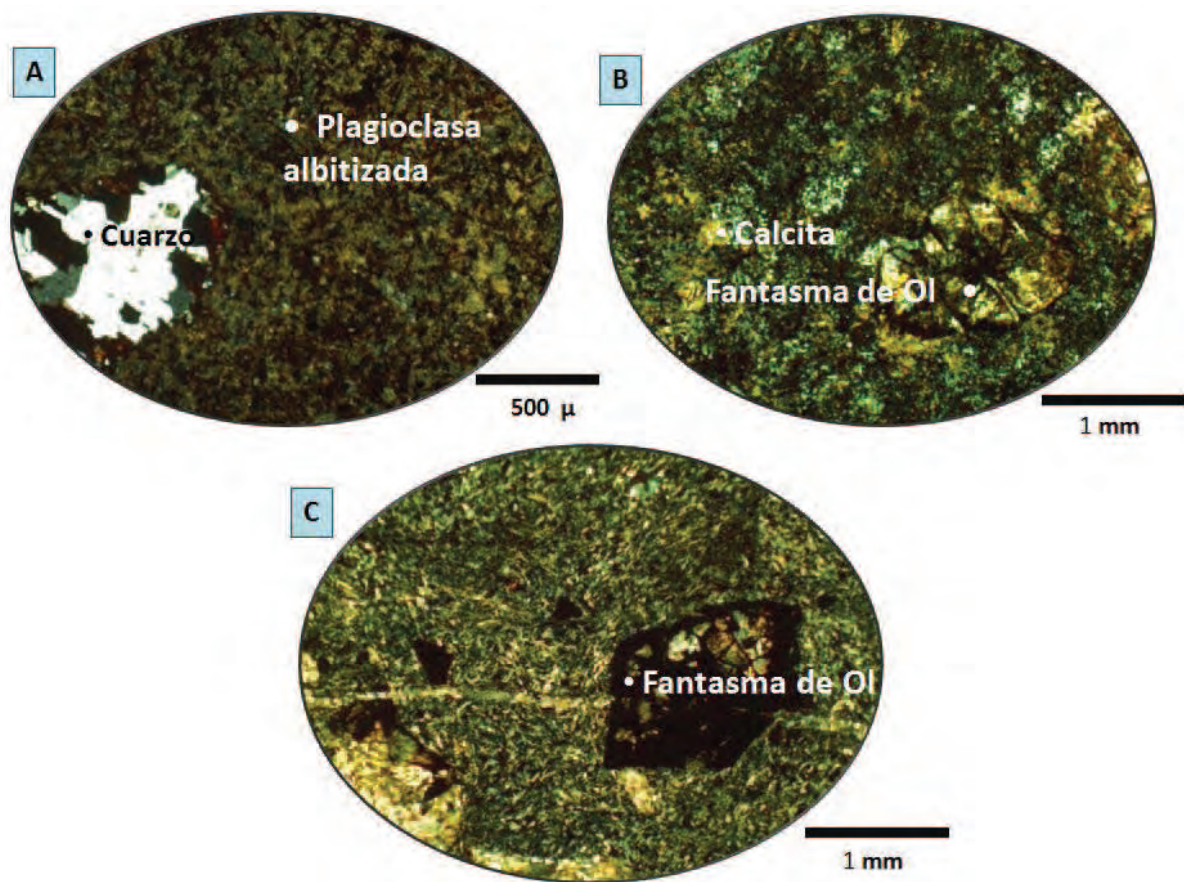


Figura 4.10: **A.** Muestra **AB11-20A**. Se observa una amígdala de cuarzo en una matriz con alteración propilítica. **B.** Muestra **AB11-20P**. Pseudomorfos de calcita remplazando olivinos que indican la textura porfídica de la roca, nótese la forma típica del fenocristal de olivino. Se observa abundante cloritización en la muestra. **C.** Muestra **AB11-20M**. Fenocristal de olivino iddingsitizado, contenido en una matriz de plagioclasa albitizada con arreglo afieltrado y con vetillas de calcita.

Localidad	Grupo	Nombre se la roca	No. de Muestra	Descripción
Cerro San Agustín	1	Picrobasalto	AB10-06A, AB10-06B, AB10-06C	Lava porfídica de clinopiroxenos de hasta 4 mm de longitud, una segunda generación de microcristales de clinopiroxenos forma gran parte de la matriz la cual también está constituida por microcristales de plagioclasas (<5%) de tipo andesina y feldespatos del tipo anortoclasa en menor proporción. Presenta óxidos de tipo titanomagnetita.
Cerro Clemente	1	Metagabros	AB11-03, AB11-04, AB11-07, AB11-09	Sills identificados como metagabros, con un alto grado de alteración el cual provoca un remplazo total de la mineralogía primaria de la roca por calcita y óxidos de Fe-Ti. Los fantasmas de la mineralogía primaria presentan principalmente formas de olivinos y en menor proporción de piroxenos.
Cerro Aquituni	1	Metabasitas	AB11-22A, AB11-22B, AB11-23A, AB11-23B, AB11-25, AB11-29	Primer grupo representado por derrames máficos remplazados en su totalidad por carbonatos y óxidos de tipo hematita que le dan una coloración rojiza a toda la roca. En algunas muestras se observan formas tabulares de la mineralización primaria de posibles piroxenos y fantasmas de Ol.
	2	Metabasitas	AB11-30, AB11-31, AB11-34	El segundo grupo se distingue del anterior por presentar una coloración amarillenta, se observan las formas de los fenocristales primarios, los cuales se encuentran remplazados por carbonatos, la matriz presenta carbonatos en una aglomeración de cristales anhedral y una textura microlítica.
	3	Metabasalto	AB11-35	Derrame muy alterado a calcita con abundante esfena, a diferencia de los anteriores no presenta la coloración rojiza provocada por la oxidación, se observan óxidos de Fe-Ti. Se observan fenocristales remplazados y orientados, no se conserva la mineralización primaria pero se reconocen las formas de olivinos.
Cerro Calaveras	1	Metabasaltos	AB11-43, AB11-44, AB11-46, AB11-48, AB11-50, AB11-51	Lavas porfídicas de pseudomorfo compuestos de minerales de alteración como epidota, clorita, actinolita y biotita. Presentan fenocristales subhedral a euhedral de epidota y en algunos casos grandes óxidos de posible titanomagnetita. La matriz presenta cristales subhedral de actinolita y plagioclasa, con calcita rellenando intersticios de cristales o amígdalas. De la mineralización primaria se observan cristales de Cpx remplazados casi en su totalidad y fantasmas de olivinos.
	2	Metabasaltos	AB11-42, AB11-52	Segundo grupo de lavas que se distingue por tener plagioclasa en fenocristales, de matriz microporfídica compuesta principalmente de microcristales euhedral de plagioclasa. Presenta color verde claro debido a los minerales de alteración como epidota, actinolita y clorita.
	3	Bloques de Metabasaltos	AB11-40A-D, AB11-47A-E	Este tercer grupo se compone por bloques que presentan alto grado de alteración hidrotermal con calcita remplazando los cristales primarios o que se emplaza en vetillas. Los pseudomorfo de calcita son anhedral, se reconocen formas de olivinos y piroxenos y presentan una alta deformación. Es posible identificar en menor cantidad minerales verdes como clorita y epidota.
San Marcos	1	Bloques de Metabasaltos	AB11-20A al AB11-20P	Los 16 bloques muestreados en la localidad son en su mayoría porfídicos, con todos los fenocristales remplazados por calcita, lo cual ocurre también en vetillas. La matriz está constituida por cristales subhedral de plagioclasas albitizadas, calcita, cuarzo y esfena. Contienen abundantes óxidos de hasta 3 milímetros.

Figura 4.11: Resumen de los grupos petrográficos identificados en las cuatro localidades del área de estudio.

Localidad	Grupo	Muestra	Roca	Posicion en el derrame	Textura	Fenocristales	Matriz
San Marcos	NA	AAB11-16	Lapillita	Cima	Microbrecha	Microclastos de rocas volcánicas	Ceniza con zonas de calcificación y silicificación
		AB11-18	Aglomerado	Matriz	Brecha	Clastos de rocas volcánicas	Ceniza con zonas de calcificación y silicificación
	1	AB11-20B	Metabasalto	Bloque	Porfídica	Pseudomorfos de Iddingsita {Ol}	Albita > Calcita > Óxidos de Fe-Ti
		AB11-20C	Metabasalto	Bloque	Porfídica	Óxidos de Fe, Pseudomorfos de Iddingsita {Ol}	Albita > Calcita > Óxidos de Fe-Ti > Clorita
		AB11-20F	Metabasalto	Bloque	Porfídica	Óxidos de Fe, Pseudomorfos de Iddingsita {Ol}	Albita > Calcita > Óxidos de Fe-Ti > Clorita
		AB11-20H	Metabasalto	Bloque	Porfídica	Óxidos de Fe, Pseudomorfos de Iddingsita {Ol}	Albita > Calcita > Óxidos de Fe-Ti > Clorita
		AB11-20K	Metabasalto	Bloque	Porfídica	Óxidos de Fe, Pseudomorfos de Iddingsita {Ol}	Albita > Calcita > Óxidos de Fe-Ti > Clorita
		AB11-20M	Metabasalto	Bloque	Porfídica	Óxidos de Fe, Pseudomorfos de Iddingsita {Ol}	Albita > Calcita > Óxidos de Fe-Ti > Clorita
		AB11-20N	Metabasalto	Bloque	Porfídica	Psudomorfos de Calcita, Óxidos de Fe	Albita > Calcita > Óxidos de Fe-Ti > Clorita
		AB11-20	Metabasalto	Bloque	Porfídica	Óxidos de Fe, Pseudomorfos de Iddingsita {Ol}	Albita > Calcita > Óxidos de Fe-Ti > Clorita
		AB11-20P	Metabasalto	Bloque	Porfídica	Óxidos de Fe, Pseudomorfos de Iddingsita {Ol}	Albita > Calcita > Óxidos de Fe-Ti > Clorita

Tabla 4: Estudio petrográfico de las unidades de la localidad de San Marcos. **Nota:** Los fenocristales escritos entre {}, ocurren como relictos de minerales primarios o son minerales inferidos con base en formas ideomorfas de los cristales fantasmas y apoyado con la química general de la roca.

4.5 Alteración

La alteración de estas rocas es un aspecto evidente a considerar en el estudio petrográfico, siendo la localidad de San Agustín la que presenta un menor grado de alteración; sin embargo, aún ahí los cristales de olivino se encuentran totalmente transformados a iddingsita, en cambio el

clinopiroxeno se encuentra por lo general en muy buen estado. El resto de las localidades presentan una alteración de moderada a fuerte, la cual se ve reflejada en la mineralogía de las unidades de la localidad del Cerro Calaveras, Cerros Aquituni (extremo sur), Cerro Clemente y los bloques de la localidad de San Marcos. Dicha mineralogía secundaria consiste esencialmente en clorita, calcita, epidota, albita, actinolita, esfena y óxidos de hierro, observándose en mucha menor proporción la biotita.

Los fenocristales originales de clinopiroxeno han sido completamente remplazados, dando lugar a pseudomorfos compuestos de clorita y actinolita. También se observan fantasmas de olivino, los cuales son pseudomorfos compuestos por óxidos de hierro y carbonatos.

La alteración de los fenocristales es moderada a fuerte para las rocas de las localidades del Cerro Calaveras y San Marcos, permitiendo que algunos cristales de clinopiroxeno se conserven parcialmente. Por otra parte, las localidades de los Cerros Aquituni (extremo Sur) y Cerro Clemente presentan lo que se considera **alteración intensa**, según la clasificación de [Gifkins et al., \(2005\)](#), lo que ocasiona que en la mayoría de los casos no se conserve la textura original de la roca. La mineralogía para estas últimas dos localidades mencionadas, se compone principalmente de calcita en cristales anhedrales y carbonatos que se encuentran rellenando cavidades o remplazando los minerales primarios, también se puede observar vetilleo de cuarzo.

La alteración observada en las rocas de la región estudiada sugiere que tales rocas fueron afectadas por un evento de metamorfismo, de tipo hidrotermal. Las diversas asociaciones de minerales de alteración presentes en las muestras estudiadas, pueden ser resumidas en la asociación mineral siguiente: Albita, clorita, epidota (pistachita), actinolita, calcita, dolomita, esfena y óxidos de hierro. Además, se presenta vetilleo de calcita, dolomita y cuarzo. Esta mineralogía es típica de un **metamorfismo en facies de esquistos verde o de hornfels de albita-epidota**, esta última haciendo uso de la terminología tradicionalmente utilizada hasta el momento para metamorfismo de contacto o hidrotermal, lo cual indica que la temperatura de los fluidos causantes de la alteración tenía una temperatura de entre 300°C a 500 °C ([Spear, 1993](#)).

La alteración o metamorfismo hidrotermal de la región de estudio no fue abordada de manera sistemática, ya que no constituía un tema central del presente trabajo, por lo que no fue posible su caracterización precisa en lo relativo a la mineralogía representativa. El estudio del metamorfismo de la región constituye un tema de trabajo a futuro de gran interés, así como también el tema de sus posibles implicaciones dentro del campo de los yacimientos minerales, a nivel local o regional.

Además de las relaciones texturales, la presencia de un evento de alteración o metamorfismo hidrotermal se sustenta, en los resultados que serán discutidos más en detalle en el capítulo de Geocronología, particularmente en la observación de los cristales de plagioclasa de la muestra **AB10-06B**, de la localidad de San Agustín, los cuales se encuentran afectados por un evento de metamorfismo de bajo grado que libera parte del argón contenido, sin el desarrollo de una alteración de la mineralogía primaria del derrame. Las evidencias sugieren que este metamorfismo hidrotermal se asocia al emplazamiento de cuerpos graníticos en la región de estudio, mismos que fueron mencionados en el capítulo de Geología Regional.

Como parte de un potencial estudio del metamorfismo, entre otros estudios, sería pertinente la realización de un trabajo petrográfico más detallado centrado en la alteración de las rocas, estudios de geoquímica mineral y de geotermobarometría, esta última con la finalidad de determinar de manera precisa el rango de T y P dentro del cual se desarrolló el evento de metamorfismo de la región.

5.3 Microscopía electrónica de barrido

Durante una estancia de investigación en el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE), se llevaron a cabo dos sesiones de microscopía electrónica de barrido en las cuales se analizaron los minerales de alteración y algunos cristales de la matriz en las muestras **AB11-46**, **AB11-48** y **AB11-50**.

La finalidad de este estudio fue el analizar los fenocristales de Cpx para identificar si se conservaban partes del cristal o se encontraba totalmente remplazado por los minerales de

alteración. También se analizó la matriz esperando encontrar minerales de alteración como actinolita y plagioclasas que no se encontraran totalmente albitizadas. Los análisis de la muestra **AB11-46** se realizaron esperando identificar cristales de zircones que apoyaran a un estudio geocronológico posterior de U-Pb.

Es importante mencionar que los resultados obtenidos en el microscopio de barrido electrónico no tienen la precisión de un espectrómetro de masas como la microsonda electrónica. Sin embargo los resultados dados en porcentaje de óxidos mayores ayudaron a confirmar lo siguiente:

Los análisis de fenocristales de las muestras **AB11-48** y **AB11-50** muestran que hay zonas con Cpx fresco en baja proporción. El mineral de alteración más abundante en los fenocristales de Cpx es la actinolita. Las plagioclasas de la matriz se encuentran totalmente albitizadas. Se realizaron algunos análisis en la muestra **AB11-46**, donde se identificaron minerales catoluminiscentes de los cuales solo se reconocieron microcristales de apatito. (Anexo 1)

V. GEOQUÍMICA

Para el estudio geoquímico del volcanismo máfico-ultramáfico de los alrededores del rancho Bámuri se analizaron 13 muestras por roca total, seleccionadas entre las más representativas de cada una de las localidades del área de estudio. Se eligieron las muestras mejor preservadas de cada localidad, tomando en cuenta el menor grado de alteración visible petrográficamente y las muestras que estuvieran libres de amígdalas y vetillas de carbonatos y/o cuarzo.

La preparación de las muestras para su análisis geoquímico se realizó de la siguiente manera: sobre el grupo de rocas seleccionadas (Figura 5.1), se procedió a la trituración en una quebradora de acero inoxidable del tipo Braun Chipmunk (Figura 5.2), ubicada en el Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México, Estación Regional del Noroeste (ERNO). Para iniciar la trituración se procedió a la limpieza de la quebradora: se desarmó, separando las placas de acero inoxidable que utiliza para triturar, para ser limpiada

LOCALIDAD	MUESTRA	TÉRMINO PETROGRÁFICO
Cerro San Agustín	AB10-06A	Picrobasalto
	AB10-06B	Picrobasalto
Cerro Clemente	AB11-04	Metagabro
	AB11-07	Metagabro
Cerros Aquituni (Extremo Sur)	AB11-23A	Metabasita
	AB11-30C	Metapicrita
	AB11-31	Metabasita
Cerro Calaveras	AB11-39	Lapillita Basáltica
	AB11-46	Metabasalto
	AB11-48	Metabasalto
	AB11-50	Metabasalto
	AB11-52	Metabasalto
San Marcos	AB11-20F	Metabasalto

Figura 5.1 Relación de muestras por localidad que fueron analizadas por los laboratorios de ALS CHEMEX. La nomenclatura es la obtenida por medio del estudio petrográfico.



Figura 5.2: Quebradora Braun Chipmunk utilizada para procesar las muestras, ubicada en el Instituto de Geología de la ERNO.

cuidadosamente, esto con la finalidad de evitar cualquier tipo de contaminación con la muestra anterior o ambiental. El proceso fue repetido previo a la trituración de cada muestra.

Una vez obtenidas las esquirlas de roca de tamaños <0.5 cm, estas fueron sometidas a un proceso de cuarteo hasta obtener un

concentrado de muestra representativo de aproximadamente 200 gramos. Se procedió al pulverizado fino en un molino de bolas centrífugo *Retsch S100, 250 ml* (Figura 5.3B) que utiliza un contenedor de ágata con 13 canicas de ágata, del Laboratorio de Preparación de Muestras de la Universidad de Sonora. Se optó por utilizar el molino de ágata ya que no genera una contaminación significativa con respecto al contenedor de carburo de tungsteno o uno de cerámica, que alterarían los valores de los elementos de transición: Cr, Ni, V, Al, entre otros, los cuales son de importancia en los estudios de geoquímica fina (Gómez-Valencia *et al.*, 2010). Durante este proceso se tomaron medidas preventivas para evitar la contaminación de las muestras, tales como el lavado del recipiente con agua destilada y secado total entre cada preparación de muestra.

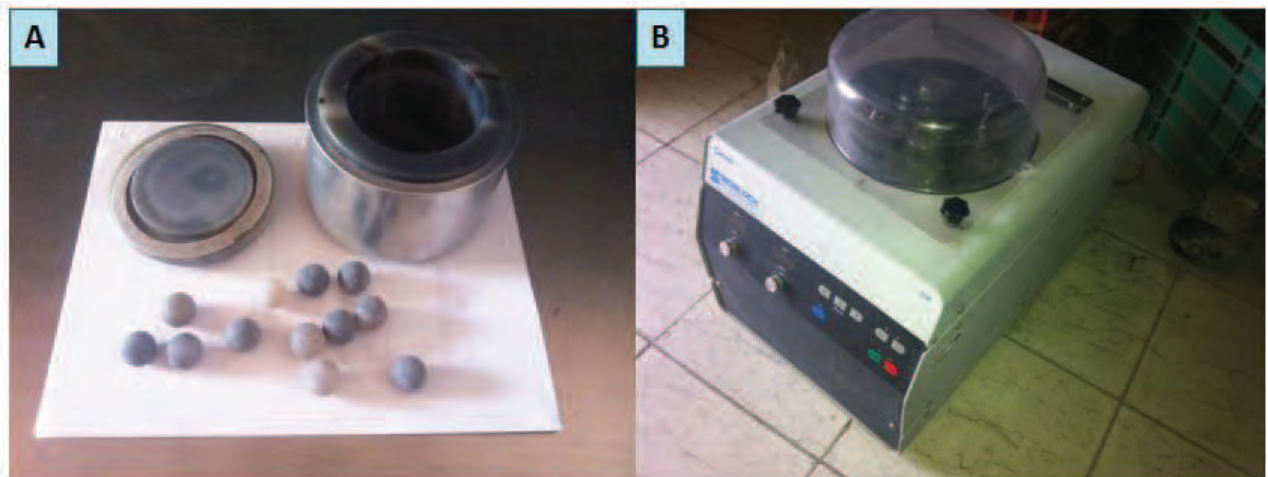


Figura 5.3: A. Contenedor y canicas de ágata utilizadas para la pulverización de las muestras. B. Pulverizadora Rescht S100, Laboratorio de Preparación de Muestras, UNISON.

El resultado es un concentrado muestra a pulverización fina (grano < 10 μm). Éste fue cuarteado y guardado, aproximadamente 50 gr en un recipiente de plástico para su envío al laboratorio comercial de ALS CHEMEX en Vancouver, Canadá, para su análisis geoquímico de roca total. La obtención de elementos mayores se realizó por el método de ICP-AES y las trazas por ICP-MS, el FeO se calculó de forma independiente por el método de titulación y el LOI = pérdida por ignición, por gravimetría. Los resultados son reportados en porcentaje en peso para los óxidos mayores y en ppm para los elementos en traza; los resultados resumidos de los óxidos mayores se presentan en la Tabla 5, los resultados normalizados en base anhidra pueden ser encontrados en el Anexo 3.

5.1 Consideraciones generales del estudio geoquímico

Gracias a los estudios petrográfico y de campo de las unidades muestreadas, fue posible concluir que las rocas presentan una alteración y/o metamorfismo de bajo grado, lo cual se evidencia por la asociación mineralógica: clorita, calcita, actinolita, epidota, albita, esfena y biotita. Sin embargo es posible encontrar ejemplares relativamente frescos y con muy poca o nula alteración, como es el caso de las muestras AB10-06A y B. El estudio de las muestras mejor conservadas, permitió llevar a cabo una comparación con las más alteradas, para determinar si se presentó una movilidad de elementos y a qué grado.

Basándose en el grado de alteración de las rocas y la mineralogía relictas o presentes, se reconocieron dos grupos generales. Un grupo de rocas ultramáficas, las cuales carecen de plagioclasa (Cerros Aquituni, Cerro Clemente y Cerro San Agustín). Por otra parte se reconoce un grupo de rocas máficas, ligeramente más diferenciadas y con presencia de plagioclasa albitizada (Cerro Calaveras y San Marcos).

En este apartado se trabajaron las rocas ígneas por localidades, como se ha visto en los capítulos anteriores. Los resultados de óxidos mayores fueron procesados tomando en consideración la alteración que presentan y posible movilidad o lixiviación de los elementos. Sin embargo, para el cálculo de la norma CIPW (Tabla 5), el cual deriva de los resultados de óxidos mayores, se consideró un ajuste particular para rocas que presentan alteración o metamorfismo, propuesto por el [Kurt Hollocher \(2005\)](#).

MUESTRA	Cerros Aquituni (Extremo Sur)			Cerro Calaveras						Cerro San Agustín			Cerro Clemente		San Marcos
	AB11-23A MFO	AB11-30C MPb	AB11-31 Mfo	AB11-39 MBa	AB11-46 MB	AB11-48 MB	AB11-50 MB	AB11-52 MB	AB10-06A PB	AB10-06B PB	AB11-04* MG	AB11-07 MG	AB11-20F* MB		
SiO2	34.10	33.40	29.50	38.50	45.20	45.40	44.10	47.30	38.50	40.90	22.70	38.90	38.70		
TiO2	6.05	2.36	4.30	6.75	4.55	4.75	4.35	4.24	6.35	6.49	4.04	4.86	5.10		
Al2O3	9.74	3.92	7.83	10.80	10.05	10.30	9.47	13.95	9.11	9.42	6.88	10.05	9.77		
Fe2O3	8.53	10.67	6.05	11.33	3.74	5.56	8.15	10.48	7.11	8.85	6.15	5.77	16.47		
FeO	6.19	2.05	6.13	4.61	8.34	6.79	3.69	2.81	7.96	6.08	6.08	5.57	0.38		
MnO	0.11	0.26	0.34	0.16	0.19	0.18	0.23	0.18	0.15	0.20	0.23	0.14	0.09		
MgO	9.17	10.30	11.70	4.97	10.05	9.85	9.09	5.42	7.92	8.86	14.55	7.25	0.17		
CaO	8.38	15.15	12.75	8.45	10.35	10.00	10.50	4.40	12.20	12.90	13.95	12.90	14.05		
Na2O	0.03	0.04	0.02	0.33	1.58	1.68	2.95	4.40	1.04	1.23	0.01	0.24	5.85		
K2O	3.17	0.77	1.38	2.84	1.92	2.13	1.20	2.54	1.10	1.38	0.35	4.40	0.15		
P2O5	0.97	0.31	0.58	1.07	0.63	0.65	0.59	0.96	0.51	0.59	0.68	1.29	0.52		
LOI	12.90	22.30	19.90	9.19	2.91	3.14	4.69	2.77	6.17	2.38	22.00	5.51	8.72		
Total	99.34	101.53	100.48	99.64	100.65	101.43	99.64	99.98	99.20	100.00	98.60	97.90	100.18		
NORMA CIPW															
Cuarzo	0.00	0.00	0.00	1.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Plagioclasa	19.78	10.42	21.38	24.93	29.02	29.30	28.19	47.18	26.05	22.92	23.43	14.61	12.34		
Ortoclasa	16.93	0.00	0.00	18.67	11.76	12.94	7.51	15.54	7.09	8.39	0.00	1.50	0.95		
Nefelina	0.14	0.23	0.09	0.00	0.00	0.00	4.27	1.35	1.05	2.41	0.05	1.19	22.68		
Leucita	3.73	4.49	7.92	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	21.16	0.00		
Kalsilita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.54	0.00	0.00		
Diopsida	17.00	46.29	12.00	14.15	27.24	25.79	33.53	4.06	35.70	36.82	0.00	37.43	32.92		
Hyperstena	0.00	0.00	0.00	20.42	6.46	5.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Wollastonita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	14.86		
Olivino	23.14	20.73	32.28	0.00	12.88	13.59	13.66	18.24	12.61	12.22	45.71	8.35	0.00		
Larnita	0.00	7.72	11.60	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	19.26	0.00	0.00		
Acmita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04		
Ilmenita	13.29	5.66	10.14	14.28	8.95	9.27	8.76	8.34	13.12	12.72	10.14	10.10	10.62		
Magnetita	2.58	2.36	2.32	2.65	1.96	1.96	1.88	2.04	2.52	2.33	2.48	1.90	2.66		
Apatito	2.59	0.90	1.67	2.76	1.51	1.55	1.46	2.29	1.27	1.41	2.09	3.27	1.32		
Total	99.18	98.80	99.40	98.91	99.78	99.57	99.22	99.04	99.41	99.22	104.70	99.51	98.39		
Id	17.13	4.73	8.04	23.58	25.56	27.52	30.54	53.00	16.08	17.36	1.61	23.49	36.78		
Mgv	58.34	65.17	68.17	41.54	64.51	63.88	63.58	48.39	53.87	57.19	72.62	58.79	2.31		

Tabla 5: Resultado de los óxidos mayores, cálculo de la norma CIPW y Mgv para las muestras analizadas. Nomenclatura obtenida con los resultados de calibración petrográfica y geoquímica. Abreviaciones utilizadas, **MBa**: Metabasanita, **MB**: Metabasalto, **MPb**: Metapicrita, **MG**: Metagabro, **MFO**: Metafofita, **PB**: Picrobasalto. * Estos muestras presentan problemas de descompensación de los óxidos mayores, por lo que el cálculo de la norma CIPW no se puede realizar y arroja valores anómalos, se presenta sólo de forma ilustrativa.

5.2 Elementos Mayores

En términos generales las muestras presentan valores bajos en $\text{SiO}_2=22.7\%—47.3\%$ los cuales aumentan ligeramente al ser normalizados en base anhidra: $(\text{SiO}_2)_N=30.02\%—48.92\%$. El valor del óxido de titanio es elevado para todas las muestras $\text{TiO}_2=4.04\%—6.75\%$ con excepción de la muestra **AB11-30C** la cual presenta un valor inferior (2.36%) y más consistente para este tipo de rocas. Los valores del óxido de sodio son muy bajos para todas las muestras analizadas $\text{Na}_2\text{O}=0.01\%—1.23\%$, con excepción de las rocas del Cerro Calaveras y el bloque de San Marcos. La muestra **AB11-20F** es un bloque de la unidad volcániclaística de San Marcos, el cual fue lixiviado en su contenido en MgO (0.17%). Se debe considerar que en su mayoría las rocas presentan una importante cantidad de minerales de alteración y metamorfismo de bajo grado.

La secuencia de metabasitas en el Cerro Calaveras (**AB11-46, AB11-48, AB11-50 y AB11-52**) presenta un enriquecimiento regular con la diferenciación apreciable en los valores de SiO_2 , lo cual evidencia una evolución de las rocas; las primera dos muestras de la secuencia muestran una afinidad potásica ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}>1$) como sucede en la mayoría de los derrames muestreados. Mientras que las muestras **AB11-50 y AB11-52** son las únicas, junto con el bloque de San Marcos (**AB11-20F**), que presentan valores de $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$.

Las muestras de la localidad de los Cerros Aquituni, Extremo Sur (**AB11-23A, AB11-30C y AB11-31**) presentan altas pérdidas por ignición $\text{LOI}=12.9\%—22.30\%$, también se reconocen como las lavas analizadas con mayor alteración, sus valores de $(\text{SiO}_2)_N=36.61\%—42.15\%$, confirman su carácter ultramáfico, puesto en manifiesto en el estudio petrográfico; los valores de Na_2O son casi imperceptibles, con valores $\leq 0.04\%$, ver tabla 5.

El diagrama TAS de *Total Alcalis vs Silica* (Le Bas et al., 1989), permitió establecer la clasificación de las muestras por medio de criterios geoquímicos (Figura 5.4). Las muestras seleccionadas presentan alteración y/o metamorfismo más evidente para tres de las cuatro localidades visitadas, lo cual se refleja en los resultados de los análisis geoquímicos.

El derrame del Cerro San Agustín se preservó relativamente fresco en su unidad media y superior, esto es evidente al observar el buen estado de conservación de sus clinopiroxenos, no se observa un

vetilleo penetrativo para este nivel y las plagioclasas contenidas en la matriz mantienen su química original (Andesina). Por lo anterior la muestras **AB10-06A** y **AB10-06B** fueron elegidas como las más adecuadas para el estudio geoquímico y fueron identificadas como picrobasaltos. El derrame carece de fenocristales de plagioclasa, presenta una cantidad de plagioclasa menor al 5%, que se desarrolla de forma tardía en la matriz, por lo que se clasifica como una lava ultramáfica.

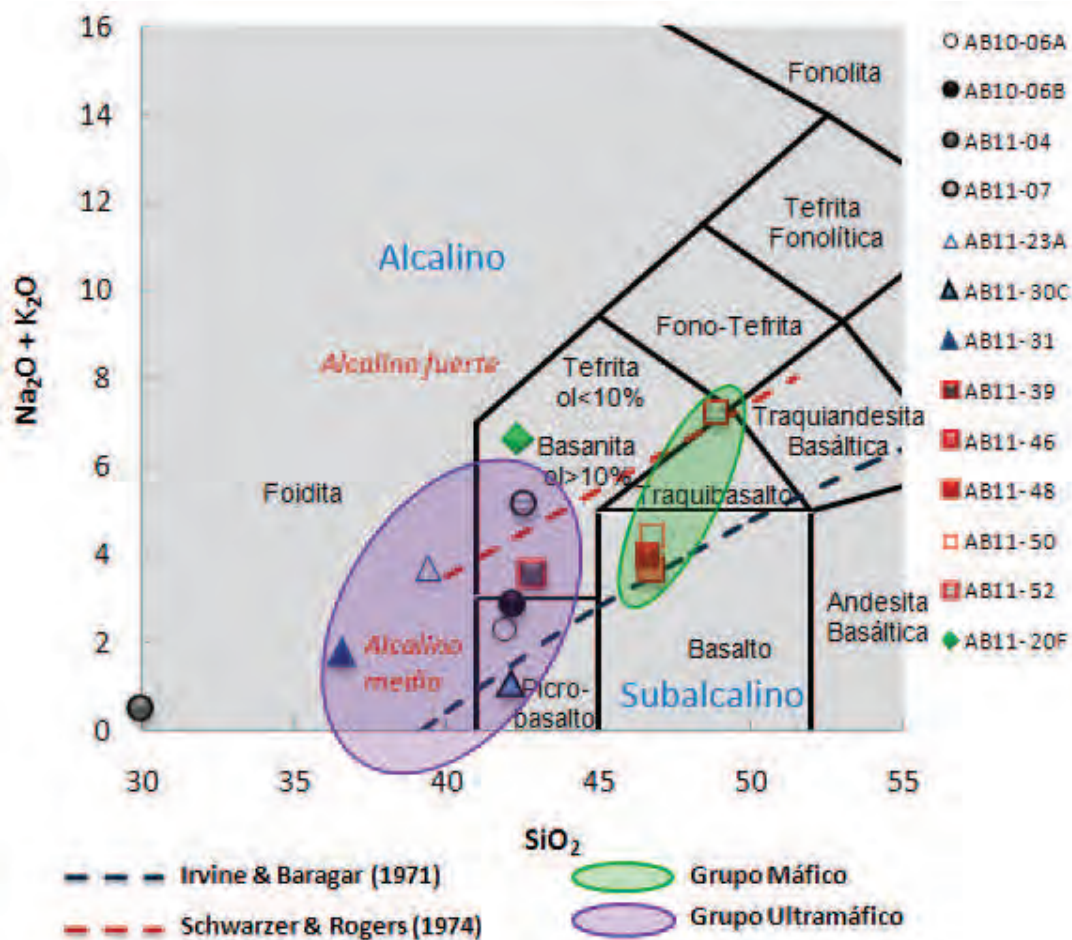


Figura 5.4: Detalle del diagrama TAS, Total Alkalies vs Silica de Le Bas et al. (1989) y línea de discriminación de los dominios alcalino y subalcalino. Se muestran los dos grupos principales de rocas máficas y ultramáficas.

El derrame **AB10-04**, identificado como sill por su alta cristalinidad y criterios de campo, presenta valores anómalamente altos en $(MgO)_N=19.24\%$ lo que evidencia un carácter primitivo. Aun cuando la alteración moderada logró borrar casi en su totalidad la textura de la roca, las abundantes formas de olivino ahora remplazados, explican los valores altos en MgO que se presentan en los resultados geoquímicos. El diagrama TAS ubica a la muestra **AB11-04** en el campo de la foidita con valores muy

bajos de $(\text{SiO}_2)_N = 30.02\%$ y en álcalis $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1\%$. La muestra **AB11-07**, tomada del centro del mismo sill, se ubica en el campo de las basanitas.

El conjunto de derrames de la localidad de Calaveras, es identificada como la secuencia más completa encontrada en el área de estudio, las muestras **AB11-46**, **AB11-48** y **AB11-50** se ubican dentro del campo de los basaltos en el diagrama TAS, $(\text{SiO}_2)_N \approx 46\%$, muestran una mayor diferenciación con respecto al derrame encontrado en la localidad de San Agustín El derrame **AB11-52** se clasifica como una basanita ($Ol > 10\%$ *normativo*) dentro del diagrama TAS. La muestra **AB11-39**, es un bloque exótico de lapillita-tobácea extraído de la unidad volcanoclástica, que corona a la secuencia de derrames de Calaveras, al igual que la muestra **AB11-07**, es muy pobre en $\text{Na}_2\text{O} \leq 0.33\%$ y más rico en $(\text{K}_2\text{O})_N > 3\%$ (Figura 5.5), su geoquímica de mayores es próxima a la muestra **AB11-07**, ubicándola también en el campo de las basanitas.

Las muestras analizadas de la localidad de los Cerros Aquituni (Extremo Sur) muestran resultados geoquímicos en los óxidos mayores muy similares entre sí. Los altos contenidos de carbonatos, aunado a la intensa alteración de las muestras, se ven reflejados en los altos valores en LOI y CaO. Los derrames **AB11-23A**, **AB11-31** desprovistos de plagioclasa modal, fueron clasificados con reserva como foiditas, considerando la fuerte alteración que presentan.

La muestra **AB11-30C**, carente igualmente de plagioclasa modal, se ubica dentro del campo de los picrobasaltos, figura 5.4. La intensa alteración que presenta esta roca no permite que se conserve ningún ferromagnesiano primario, sin embargo los valores altos en $\text{MgO} = 10.3\%$ ($Mgv = 65.17$) y

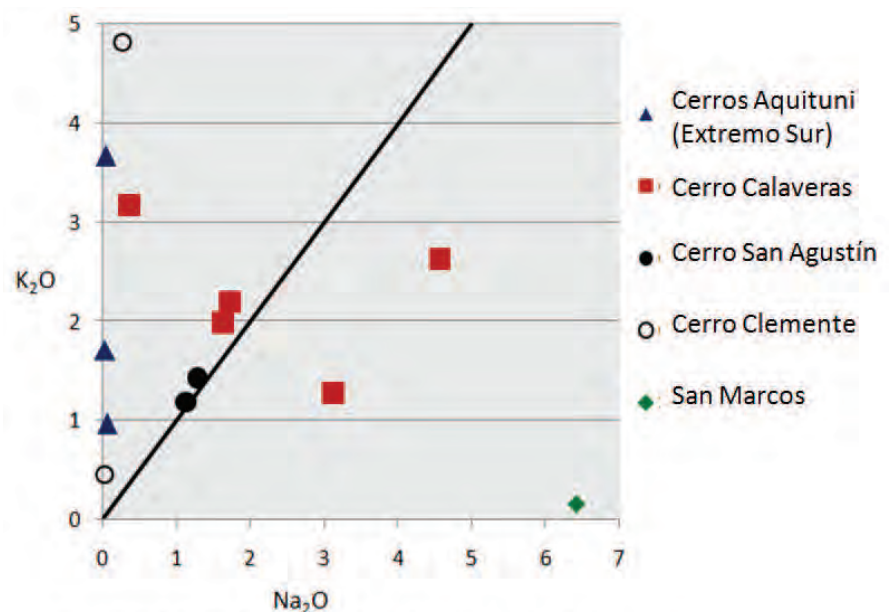


Figura 5.5: Relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ en la cual se observa la afinidad potásica de las muestras, a excepción de la muestra **AB11-50** y **AB11-52**

las formas remanentes que se conservan de los cristales, son evidencia de una roca ultramáfica primitiva.

La figura 5.5 muestra el carácter potásico de la mayoría de las muestras estudiadas, esta afinidad no se da debido a altos valores de potasio en las rocas, sino a sus bajos contenidos en Na_2O que se expresan por la relación $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ para 10 de las 13 muestras. La componente potásica se observó desde los análisis de microsonda electrónica en las plagioclasas del derrame **AB10-06B**, en los cuales se observa cómo la andesina presenta un componente inicial de potasio importante (Figura 4.2).

La línea de discriminación de [Irvine y Baragar \(1971\)](#), mostrada en la Figura 5.4, permite agrupar dentro del dominio alcalino, a la casi totalidad de las rocas estudiadas a excepción de la muestra **AB11-30C** que se encuentra muy alterada.

Con el propósito de confirmar el carácter alcalino de estas rocas, se graficaron en el diagrama de [De La Roche et al. \(1980\)](#), el cual utiliza un mayor número de cationes agrupados en los parámetros R1 y R2 (Figura 5.7). Los resultados obtenidos son satisfactorios, y además de confirmar el carácter alcalino, incluyen también a la muestra **AB11-30C** que se excluía.

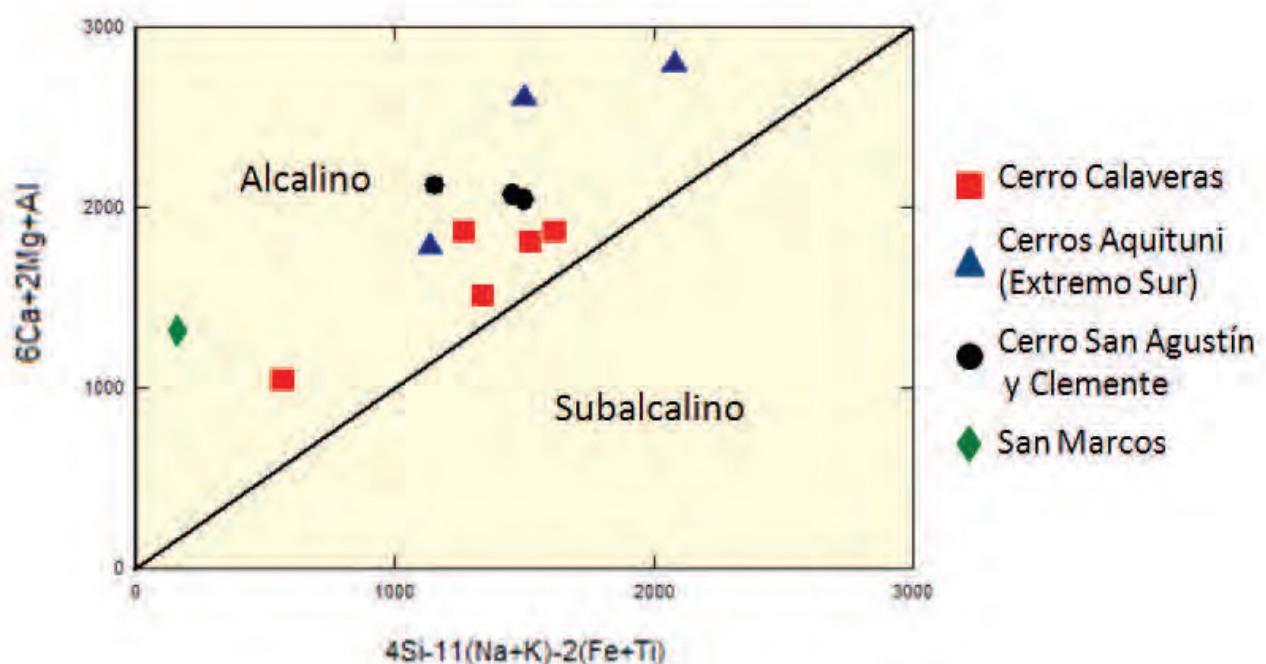


Figura 5.7: Diagrama de De La Roche et al. (1980) en el cual se observan las muestras dentro del dominio alcalino.

Con el propósito de conocer el grado de saturación en sílice, validar la calidad analítica de los análisis y lograr una precisión en la caracterización de la serie magmática de las rocas estudiadas, se efectuó el cálculo de la Norma CIPW, sobre la base de los análisis de los óxidos mayores (Tabla 5), considerando los ajustes especiales requeridos para rocas que presentan alteración y/o metamorfismo, propuestos por Kurt Hollocher,(2005) en su programa de cálculo; así como la propuesta de Coombs (1963) para reducir el efecto de oxidación de las rocas, en el cual el valor medido del Fe_2O_3 se fija arbitrariamente a 1.5% y el excedente es adicionado al FeO, previa conversión. Como resultado de la aplicación de estos ajustes, las muestras **AB11-20F y AB11-04** (Tabla 5), mostraron una descompensación en la química de los óxidos mayores y por lo tanto el Cálculo de la Norma CIPW no pudo ser efectuado, esto debido a los elevados contenidos en la LOI y CaO, y el valor bajo en SiO_2 de **AB11-04**, y por la fuerte lixiviación del MgO, oxidación del hierro y alta concentración del Na_2O , debido esto último a la total albitización de los feldespatos de plagioclasa de la muestra **AB11-20F**.

El diagrama de Coombs (1963) (Figura 5.6) permite una precisión en la caracterización de las series magmáticas anorogénicas, está basado en la aplicación de los cinco minerales normativos: *Qz-Hy-Di-Ol-Ne*, combinados tres a tres y expresados en proporción molecular. Como resultado de su aplicación en las rocas de este estudio, se observa que la mayoría de las rocas estudiadas presentan un carácter subsaturado en SiO_2 predominantemente alcalino (*Ne-Di-Ol*), pero próximo a la frontera de la saturación en SiO_2 del campo transicional (*Hy-Di-Ol*) donde ese localizan un par de muestras; siendo la muestra **AB11-39** la única en presentar *Qz* normativo y situarse en el dominio toleítico (*Hy-Di-Qz*), lo cual se explica si se considera que esta muestra es un bloque alóctono alterado y silicificado de la localidad del Cerro Calaveras. El dominio alcalino de las rocas es consistente con los resultados previamente obtenidos, la norma CIPW hace aparecer nefelina virtual en 8 de las 11 muestras calculadas. Sin embargo los valores de nefelina virtual que definen a esta Serie Alcalina, son muy bajos a bajos y menores al 5%; las rocas con este bajo grado de subsaturación en SiO_2 han sido definidas como de la «Serie Alcalina Media» (Saggerson y Williams, 1964), con nefelina normativa < 5% (Green y Ringwood, 1967), como hemos visto es el caso de nuestro estudio. En la figura 5.4, se grafica la línea de discriminación de Schwarzer y Rogers (1974) que permite distinguir las rocas de la Serie Alcalina Media de las de la Serie Altamente Alcalina, donde podemos constatar el carácter de

pertenencia a la Serie Alcalina Media para las rocas es este estudio, las cuales son consideradas dentro de la subdivisión de la «Secuencia potásica» Irvine y Baragar (1971), por su relación ($Na/K < 1$) ver figura 5.5.

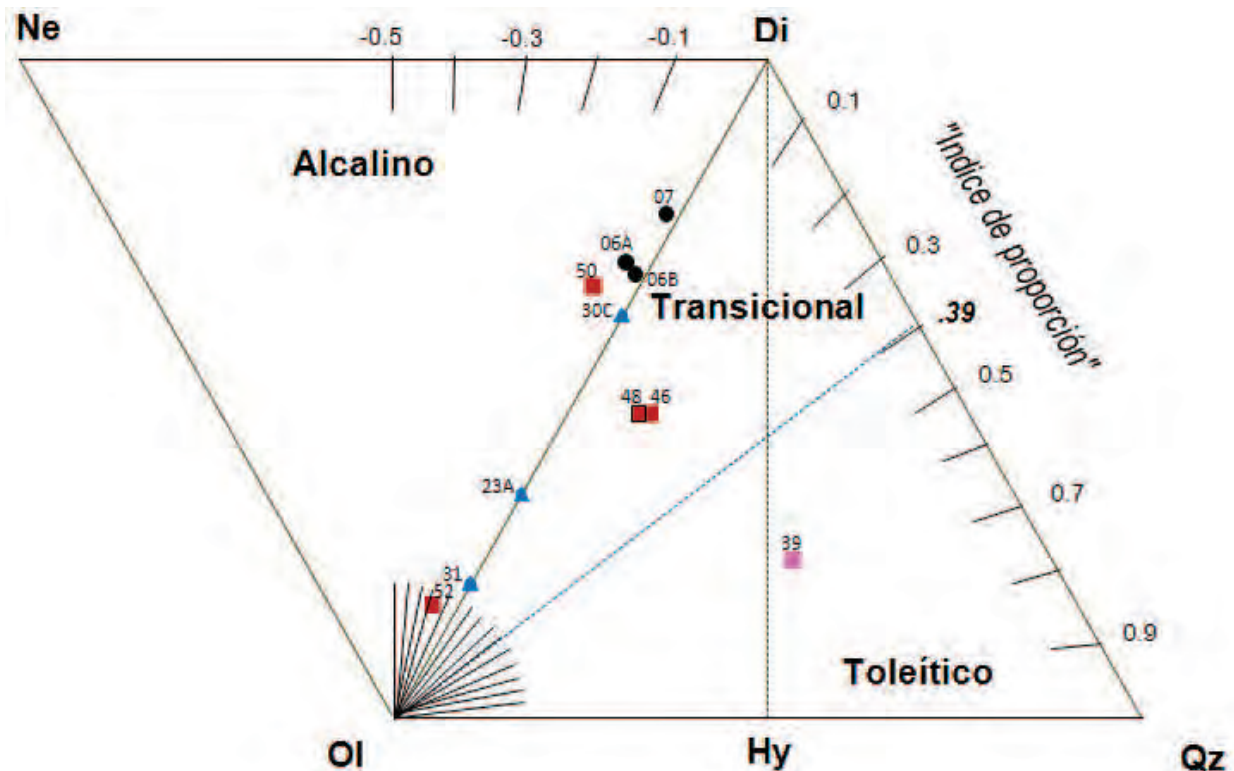


Figura 5.6: Diagrama de distinción de serie magmática de Coombs (1963). Se observa la afinidad transicional y con tendencias a una serie alcalina media de las muestras.

En el diagrama de Coombs (1963) (Figura 5.6), se puede también apreciar que un par de muestras (AB11-46 y AB11-48) pertenecientes a los derrames de base de Cerro Calaveras, no presentan nefelina ni cuarzo normativos, y se ubican en la zona de saturación en SiO_2 del campo transicional (Hy-Di-OI). Si visualizamos el conjunto de las lavas del Cerro Calaveras, podemos apreciar una evolución en el tiempo que va desde una base saturada en sílice y de carácter Transicional, hacia lavas de la cima, más diferenciadas con un bajo grado de subsaturación en sílice de un carácter alcalino medio. Esta evolución se puede explicar con una disminución de la tasa de fusión parcial de la fuente que permite pasar de un carácter transicional a un alcalino medio, lo cual también es consistente con la disminución de espesores que se observa en los derrames de la secuencia del Cerro Calaveras.

5.3 Elementos Traza

El estudio de los elementos traza es una componente importante en este trabajo, debido a que la alteración y metamorfismo que presentan estas rocas, en principio no afecta la concentración de algunos elementos traza de carácter inmóvil. Teniendo esto en consideración, fue posible confirmar algunas características de las rocas ígneas estudiadas, propuestas desde el estudio petrográfico y geoquímico de óxidos mayores. Se pudo confirmar que el comportamiento de la geoquímica de trazas de las rocas más sanas y poco alteradas que sirvió de base y dio certidumbre al estudio, resultó equivalente al del resto de las rocas más alteradas. La Tabla 6 presenta los resultados geoquímicos de los elementos traza para las muestras analizadas.

Una de las primeras observaciones que se hicieron es el carácter primitivo que presentan las rocas estudiadas, notablemente las muestras de las localidades de Cerros Aquituni (Extremo Sur) y Cerro Clemente. Las muestras **AB11-30C y AB11-04** presentan valores elevados de Cr = 1520 y 1360 ppm, y de Ni = 882 y 516 ppm respectivamente, Tabla 6; un valor elevado en $Mgv = 65.17$ y 72.62 , con los valores bajos de $(SiO_2)_N = 42.15\%$ y 30.02% , este conjunto de características indican un carácter primitivo de los magmas (Wilson, 1989). Este carácter primitivo de las rocas también se confirma al observar la relación baja de los cocientes Th/La= 0.03 - 0.12, debido a que las rocas provenientes de un magma primitivo presentan un cociente Th/La ≤ 0.12 (Sun & McDonough, 1989), con excepción de las muestras AB11-39 y AB11-52, reconocidas como un bloque alóctono y el derrame más diferenciado de la secuencia de Cerro Calaveras respectivamente, los cuales presentan valores ligeramente superiores Th/La= 0.13.

El diagrama de la figura 5.7 relaciona dos cocientes de elementos traza fuertemente incompatibles (Sm/Yb *contra* Nb/Zr), utilizado para ilustrar el grado y las profundidades a las que se llevó a cabo la fusión parcial del magma. Se observan dos grupos generales, con diferente profundidad de fusión, el primero constituido por las rocas más antiguas, de supuesta edad precámbrica y con características más primitivas, las cuales tienen su origen a una profundidad mayor que el segundo grupo, el cual se reconoce como derrames Cámbricos. También se observa un agrupamiento de las rocas por localidades, lo cual es de esperarse al ser co-genéticas. Se observa una variación en la tasa de fusión parcial, siendo menor para las localidades del Cerro San Agustín y San Marcos (Serie magmática

Caracterización Petrogenética de las Metabasitas Anorogénicas del límite Cámbrico-Precámbrico,
Municipio de Pitiquito, NW Sonora, México. Barrón-Díaz, Arturo J., 2012

Muestra	Cerros Aquituni (Extremo Sur)			Cerro Calaveras					Cerro San Agustín		Cerro Clemente		San Marcos
	AB11-23A	AB11-30C	AB11-31	AB11-39	AB11-46	AB11-48	AB11-50	AB11-52	AB10-06A	AB10-06B	AB11-04	AB11-07	AB11-20F
	MFo	MPb	MFo	MBa	MB	MB	MB	MB	PB	PB	MG	MG	MB
Ba	851	46.6	262	545	554	756	727	1540	822	719	568	3270	118.5
Co	53.4	100	83.3	69.9	58.5	56	53.2	38.7	64.4	67.1	72.1	42.6	4
Cr	40	1520	980	220	670	630	630	90	400	400	1360	<10	990
Cs	15.9	2.05	3.3	1.77	2.02	1.89	0.5	0.41	2.65	0.5	5.31	0.99	0.11
Cu	181	7	107	11	98	96	<5	46	240	316	91	170	26
Ga	21.8	10.1	18.8	27.9	23	22.6	21.5	30.4	19.4	18.9	14	10.5	21.2
Hf	12	3.6	9.5	12.8	9	9.1	8.7	13	8.7	8.1	7.4	10	8
Mo	<2	2	<2	<2	<2	2	<2	2	2	2	<2	<2	<2
Nb	93.6	30.9	63	163.5	62.6	64.2	60	91.4	74.7	74.7	79	106.5	63.2
Ni	58	882	425	173	250	230	231	56	219	236	516	69	40
Pb	8	12	13	9	6	6	<5	5	5	9	9	8	5
Rb	108.5	29.9	52.2	89.1	62.2	51.8	16.4	20.3	38	23.6	19.1	43.9	2.4
Sn	4	1	2	4	3	3	3	4	3	3	2	3	3
Sr	249	150	243	345	534	543	433	352	754	647	342	575	155
Ta	6.5	2.1	4.9	12.1	4.2	4.3	4	6.1	4.9	5	5.1	4.5	4.5
Th	8.95	2.52	4.98	16.4	5.87	6.12	5.67	10.4	6.09	6.04	6.71	2.35	4.49
U	2.57	1.29	1.56	3.43	1.57	1.64	1.28	2.1	1.6	1.52	1.64	2.07	0.79
V	569	270	524	448	401	402	389	402	520	519	342	498	487
W	4	2	3	3	2	1	2	1	1	1	1	1	<1
Y	33.8	12.7	23.9	39.9	30.6	30.7	28.7	43.4	31.3	31.8	24.1	35.2	27.2
Zn	186	144	299	188	149	147	139	165	186	177	734	131	126
Zr	471	144	365	548	357	363	338	521	338	316	299	428	290
TIERRAS RARAS (REE)													
La	78	23.6	45.4	122	51	51.2	47	79.4	54.1	54.5	59.5	60.7	52.8
Ce	174	52.3	98.2	266	112.5	115	105	172	122	123	132	105	118
Pr	21.6	6.57	12	31.3	13.95	14.2	13.15	21.2	15.1	15.35	15.75	11.6	12.2
Nd	89.5	27.8	49.7	121	58.7	58.7	55.4	87.1	60.5	60.8	61.1	44.1	49.2
Sm	17.3	5.75	10.15	21.8	12.05	12.1	11.5	17.55	11.8	11.95	11.35	9.76	9.5
Eu	4.97	1.66	2.87	5.97	3.58	3.62	3.36	4.95	3.63	3.48	3	3.19	2.89
Gd	12.5	4.37	8.02	15.45	9.53	9.66	9.12	13.45	10.25	9.81	8.75	9.34	7.4
Tb	1.68	0.62	1.13	2.06	1.34	1.37	1.28	1.98	1.45	1.4	1.18	1.39	1.11
Dy	8.65	3	5.67	10.2	7.12	7.17	6.84	10.3	7.72	7.56	6.06	7.69	6.16
Ho	1.44	0.53	0.98	1.75	1.28	1.29	1.25	1.83	1.34	1.35	1.03	1.35	1.15
Er	3.15	1.19	2.13	3.69	2.94	2.96	2.8	4.23	3.26	3.28	2.4	3.3	2.68
Tm	0.39	0.15	0.27	0.47	0.38	0.38	0.37	0.57	0.43	0.42	0.32	0.41	0.35
Yb	2.23	0.86	1.47	2.52	2.32	2.24	2.18	3.29	2.21	2.2	1.63	2.18	1.93
Lu	0.31	0.12	0.2	0.35	0.33	0.33	0.31	0.5	0.32	0.31	0.22	0.3	0.26

Tabla 6: Geoquímica de los Elementos traza y tierras raras obtenida mediante los análisis geoquímicos. Abreviaciones utilizadas, **MBa**: Metabasita **MB**: Metabasalto, **MPb**: Metapicrita, **MG**: Metagabro, **MFo**: Metafoidita, **PB**: Picrobasalto.

alcalina) con respecto a la secuencia de derrames del Cerro Calaveras (Serie magmática transicional), lo cual es consistente con los resultados del diagrama de Coombs (1963) de la figura 5.6.

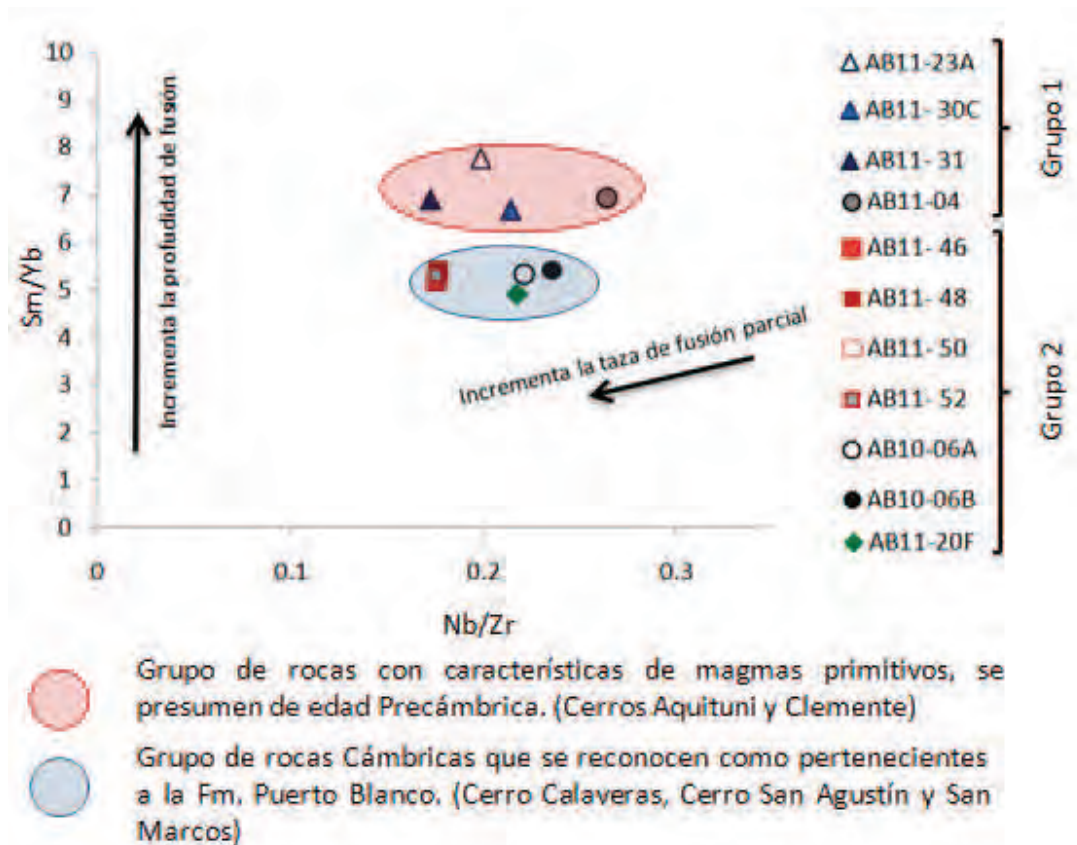


Figura 5.7 Diagrama de comparación de $(Sm/Yb)/(Nb/Zr)$ de He et al. (2010), permite observar profundidades de fusión parcial de la fuente y el incremento de la tasa de fusión parcial.

El diagrama de tierras raras, normalizado con condrita (Figura 5.8), y el diagrama multielemental (Figura 5.9), se muestran por separado para cada localidad, se consideró esto lo más adecuado debido a que los espectros contrastan considerablemente entre algunas localidades.

En términos generales, los espectros de tierras raras (Figura 5.8) muestran un enriquecimiento en tierras raras ligeras con respecto a las pesadas y no presentan anomalía en europio ($Eu/Eu^* \pm 1$) por lo cual los espectros se ven muy uniformes. Muestran una pendiente general $[La/Lu]_N = 16.4, 18.2, 26.1$ y 21.08 para las localidades de los Cerros Aquituni, San Agustín, Cerro Calaveras y San Marcos respectivamente ver tabla de la figura 5.8. Presentan valores iniciales de LREE: $[La]_N = 200 - 330$ y HREE: $[Lu]_N = 8 - 12$. Muestran valores de tierras raras pesadas por encima de 10, que indican el

fraccionamiento de granate en la fuente (Wilson, 1989). Los espectros y sus pendientes son equivalentes entre localidades diferentes lo que permite agruparlos, las muestras de la localidad del Cerro Aquituni (Extremo Sur) y Cerro Clemente son equivalentes, mantuvieron su firma en los elementos traza, a pesar de encontrarse alterados y con altos valores de LOI.

Para la localidad del Cerro Calaveras, los espectros de REE y sus pendientes son iguales, las muestras **AB11-46**, **AB11-48** y **AB11-50** presentan espectros muy similares los cuales se superponen uno sobre el otro, en contraste con la muestra **AB11-52** que presenta un paralelismo con mayor enriquecimiento en la totalidad de las tierras raras, es consistente con una mayor diferenciación de esta última lava que es la única en presentar fenocristales de plagioclasa y un fraccionamiento del clinopiroxeno que se ve reflejado por el fuerte empobrecimiento de MgO, CaO, Cr y Ni de esta lava (tablas 5 y 6). Por el contrario la muestra **AB11-39** presenta un espectro diferente que corta el espectro de la muestra **AB11-52** lo cual confirma la hipótesis de que el bloque del cual se tomó la muestra es alóctono y no presenta relación genética con la secuencia de derrames del Cerro Calaveras.

El diagrama multielemental (Figura 5.9) normalizado a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) muestra un espectro de tipo joroba caracterizado por la ausencia de una anomalía negativa en Nb-Ta, este tipo de espectros es característico de los magmas del tipo OIB. También se observa una pronunciada anomalía negativa en Sr para la mayoría de las muestras lo cual implica una posible contaminación cortical, la cual se explica al encontrar los derrames emplazados en secuencias detríticas o bien puede ser efecto de la alteración.

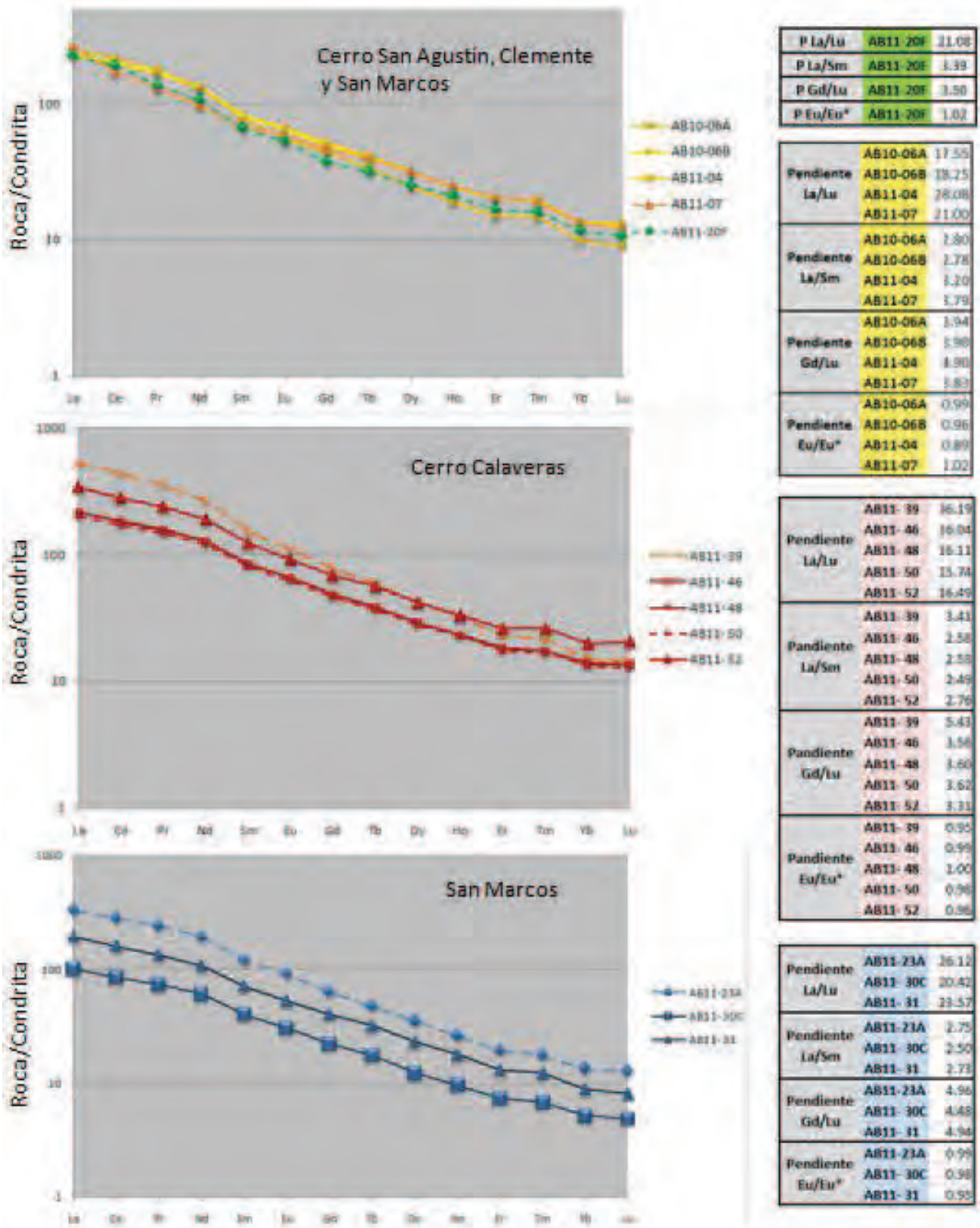


Figura 5.8: Diagramas de tierras raras normalizados con la Condrita de Orgueil y relación de las pendientes formadas entre las tierras raras ligeras y pesadas.

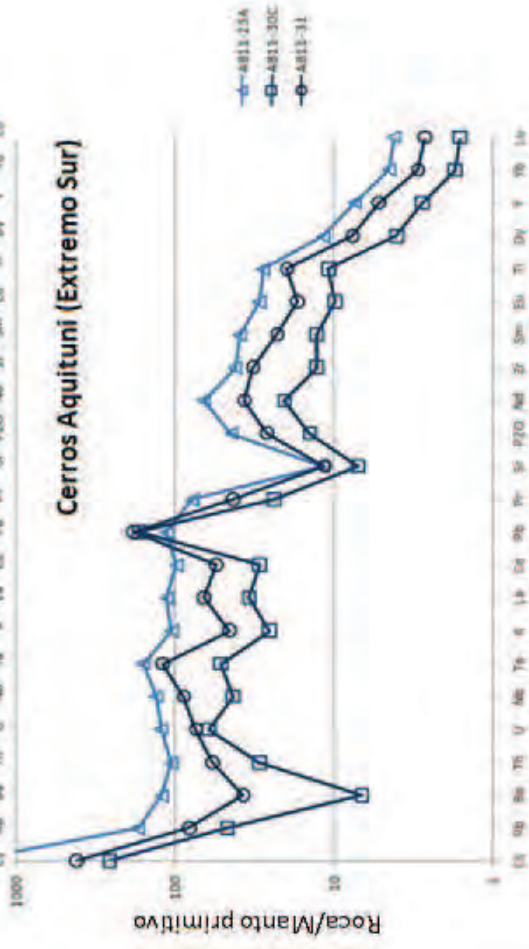
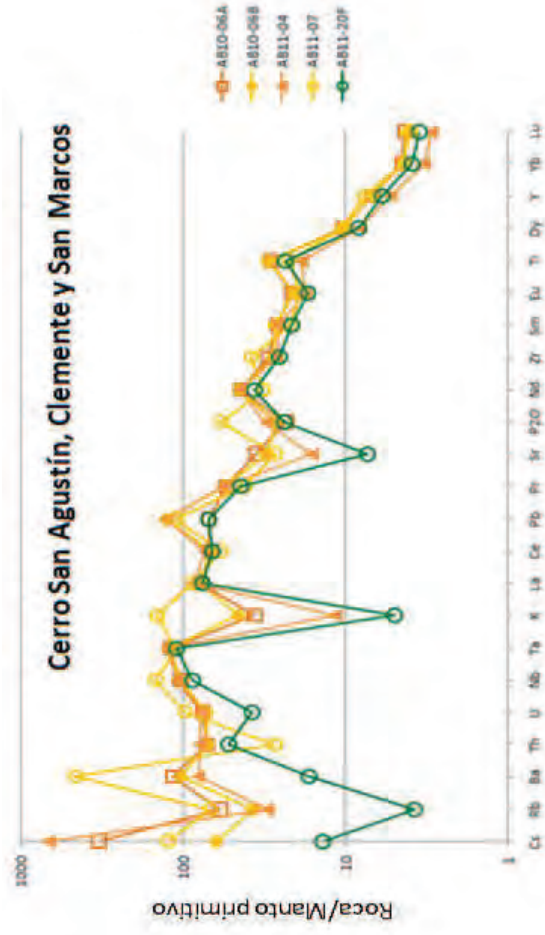
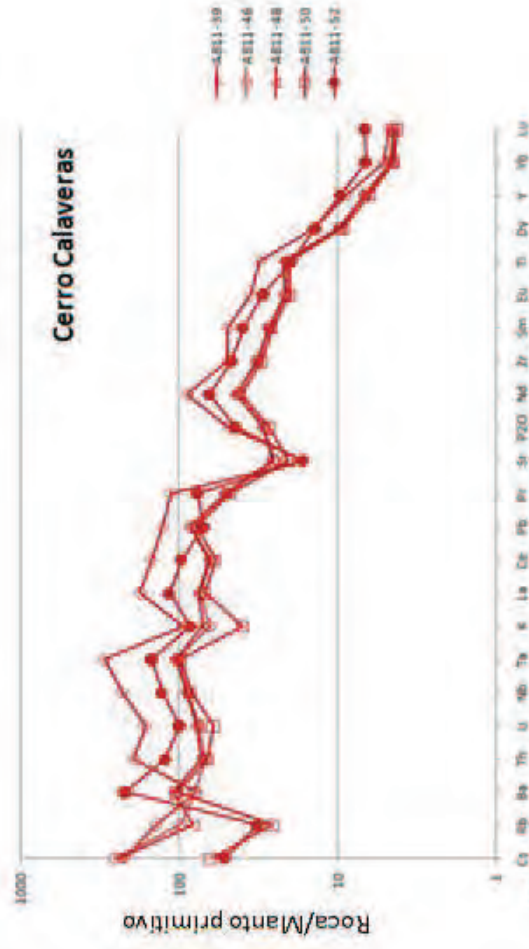


Figura 5.9: Diagramas multielementales normalizados con manto primitivo, valores de Sun & McDonough (1989).

Los espectros de las muestras de la localidad del Cerro San Agustín y Cerro Clemente, son muy similares entre sí. La muestra **AB11-23A** presenta una marcada anomalía negativa en Ba la cual puede ser explicada por la fuerte alteración que presenta esta roca, la cual causó una movilidad de este elemento móvil. Por otro lado la anomalía positiva en Pb implica una contaminación cortical lo cual puede ser consistente con la anomalía negativa en Sr.

En general todas las localidades presentan una ligera anomalía positiva en titanio, lo cual se manifiesta en una abundancia de esfena como mineral de alteración. El espectro multielemental del bloque tomado en la localidad de San Marcos (**AB11-20F**) es similar a los espectros del Cerro San Agustín y Cerro Clemente, ya que esta muestra pertenece a la unidad volcánoclastica ubicada en la base de la Fm. Puerto Blanco, al igual que el derrame del Cerro San Agustín.

Gracias al estudio de los elementos traza, especialmente los de carácter inmóvil, fue posible llevar a cabo una caracterización más precisa de las rocas estudiadas, lo cual confirmó su carácter primitivo. Además permitió resaltar el carácter anorogénico, al observar que las rocas pertenecen a un ambiente del tipo OIB de intraplaca continental por la componente potásica del conjunto.

VI. GEOCRONOLOGÍA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Un aspecto fundamental a considerar en la investigación de las rocas de supuestas edades Cámbricas de la región de Caborca, es la datación radiométrica, ya que a la fecha no se conocen ni se encuentran reportadas en la literatura. Es especialmente importante considerar el aporte de un estudio radiométrico para la unidad basal de la Fm. Puerto Blanco, ya que esta brindaría un dato preciso acerca de la posición del límite cámbrico-precámbrico en el NW de Sonora.

La datación de rocas del paleozoico y precámbrico, por métodos radiométricos, se dificulta debido a que se requiere que la unidad a datar se haya mantenido lo más conservada posible. Esto es debido a los procesos de alteración, metamorfismo y/o tectonismo que pudieron haber sufrido estas rocas, que introducen cantidades del isótopo radiogénico o movilizan los elementos preexistentes. Bajo estas consideraciones y tomando en cuenta las probables edades cámbricas y precámbricas de las rocas estudiadas, se seleccionaron para su fechamiento las muestras **AB10-06B (Picrobasalto)** y **AB11-46 (Metabasalto)**. La primera muestra pertenece a un derrame solitario del Cerro San Agustín, se reconoce como el único derrame en el área de estudio en conservar la mineralogía primaria casi totalmente sin alterar, especialmente para la unidad media, la cual conserva las plagioclasas frescas de la matriz. El segundo derrame, perteneciente a la secuencia del Cerro Calaveras, fue elegido por representar a la base de la secuencia de derrames máficos más completa estudiada, aquí el estado de conservación, si bien es cierto no es tan bueno como el de la primera muestra, es uno de los mejores preservados y carente de tectonismo.

Se eligió el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ para la datación de los derrames: **AB10-06B** y **AB11-46**, debido a la componente potásica de las muestras y se optó por analizar la matriz en ambos casos ya que ahí se encuentran las plagioclasas de las cuales se pretende obtener el argón, producido por decaimiento radioactivo del potasio, para el fechamiento. Los análisis fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California (CICESE) en un espectrómetro de masas VG5400.

6.1 Metodología del Análisis

Para su análisis en el espectrómetro de masas VG5400, las muestras **AB10-06B** y **AB11-46** pasaron previamente por una cuidadosa preparación de trituración y limpieza que se llevó a cabo inicialmente en el Departamento de Geología de la UNISON. Partiendo de la muestra triturada con la quebradora Braun Chipmunk, se separaron aproximadamente 500gr de esquirlas de roca no mayores a 3mm de diámetro, utilizando un microscopio estereoscópico de luz reflejada, esto con la finalidad de obtener únicamente muestras de la matriz de la roca, libres de fenocristales de la roca ya que no contienen cantidades significativas de potasio.

Como siguiente paso la muestra fue finamente triturada, tamizada entre las mallas No. 25 y No. 45, y cuarteada, hasta obtener un concentrado de 20 gramos para ser subrogada para su estudio al Laboratorio de Geocronología del CICESE.

Una vez que la muestra fue recibida por el Laboratorio de Geocronología ésta se envió al Laboratorio de Preparación de Muestras, donde fue pasada por un separador magnético de tipo Frantz el cual separa los minerales magnéticos de los paramagnéticos. Posterior a la separación se seleccionó una porción de la muestra que fue enviada, propiamente empacada, al reactor nuclear de la McMaster University, Hamilton en Ontario, Canadá para su irradiación.

Cuando la muestra regresó al Laboratorio de Geocronología del CICESE, se utilizó un espectrómetro VG5400 para detectar el argón contenido. El espectrómetro de masas utiliza un laser para calentar gradualmente la muestra y liberar el argón contenido en los minerales. El gas obtenido pasa por distintos procesos de depuración durante los cuales es separado de otros gases como vapor de agua, CO₂, entre otros; para pasar finalmente a la detección de los distintos isótopos del Ar.

El procesado de los datos obtenidos se realizó en el software AgeCalc utilizando el sanidino FCT2C como estándar para los parámetros de irradiación.

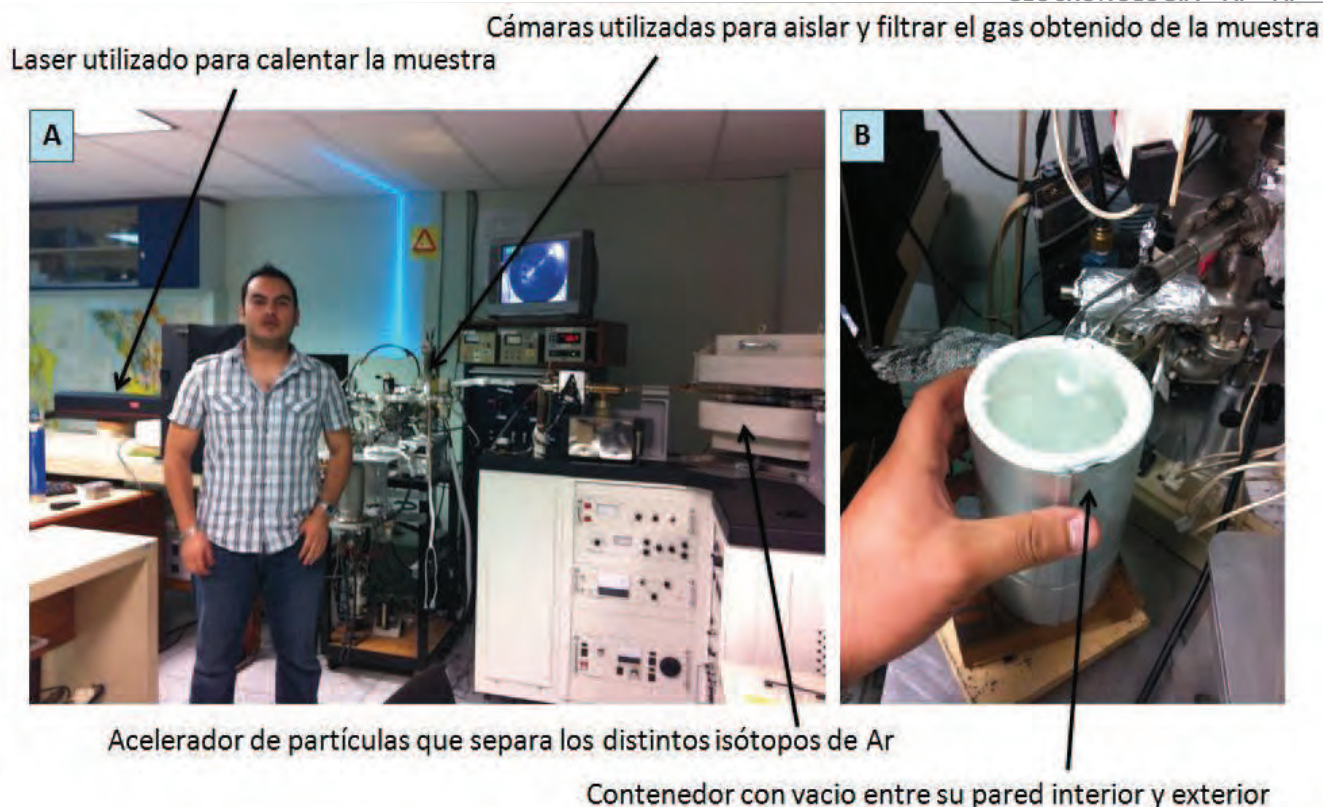
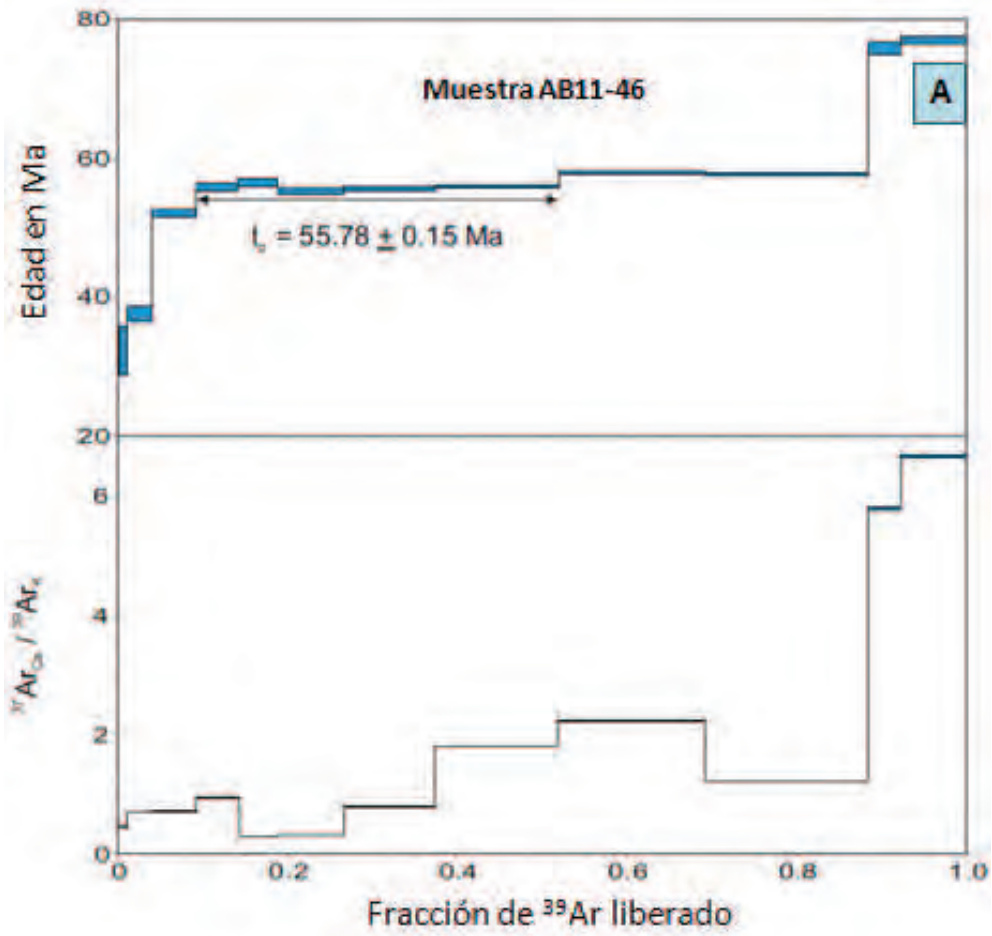


Figura 6.1: A. Fotografía del Laboratorio de Geocronología del CICESE donde se observa un espectrómetro VG5400. B. Contenedor con nitrógeno líquido utilizado como filtro para depuración del gas obtenido de las muestras.

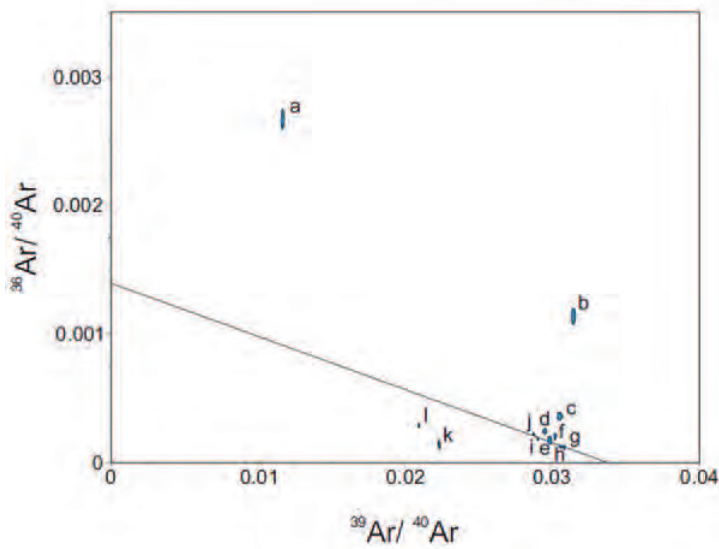
7.2 Resultados

Para el estudio de la muestra **AB11-46** se utilizó la matriz de la roca para medir la cantidad de argón radiogénico contenido, debido a que es en la matriz donde se encuentran las plagioclasas que albergan la mayor concentración de K, de donde proviene el argón. Sin embargo las plagioclasas que contiene la muestra **AB11-46**, al igual que todos los derrames muestreados en el Cerro Calaveras, se encuentran totalmente albitizadas, lo que sugiere un evento de metamorfismo de bajo grado que abrió el sistema. A pesar de estas condiciones desfavorables, se eligió la muestra **AB11-46** por ser la base de la secuencia y ser la mejor preservada relativamente.

El espectro de edades por meseta calcula una edad de 55.78 ± 0.15 Ma, obtenido con cinco fracciones extraídas de la muestra (figura 5.2A), sin embargo se considera que la edad de isócrona es la más adecuada la cual, utilizando un total de siete fracciones, presenta una edad de 52.58 ± 2.00 Ma calculados con un MSWD = 3.2, (figura 5.2B).



B



$t_c = 52.58 \pm 2.00 \text{ Ma}$
 $(^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar})_i = 717 \pm 189$
 MSWD = 3.2, n = 7

Figura 6.2: A.

Espectro de edad calculado para la muestra **AB11-46**, se consideran 5 fracciones medidas con su diagrama de comparación $^{37}\text{ArCa}/^{39}\text{ArCa}$. B. Isócrona calculada mediante la correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ vs $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

Pot	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	Error		% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
0.40	13.923	0.0108	5.37	0.59	32.38	3.54	a ‡	21.19	374.98	0.457
0.80	37.337	0.0290	6.25	0.18	37.65	1.09	b ‡	66.35	878.08	0.700
1.20	68.032	0.0528	8.68	0.10	52.06	0.61	c ‡	89.37	2780.33	0.716
1.60	63.931	0.0496	9.32	0.09	55.84	0.51	d	92.77	4086.50	0.942
2.00	59.698	0.0464	9.43	0.10	56.47	0.61	e	94.91	5803.53	0.289
2.44	99.028	0.0769	9.22	0.08	55.27	0.48	f	93.98	4907.14	0.303
3.00	138.189	0.1073	9.28	0.06	55.62	0.33	g	96.51	8477.86	0.792
3.60	187.610	0.1456	9.33	0.05	55.92	0.28	h	96.33	8057.18	1.803
4.50	224.491	0.1742	9.66	0.03	57.85	0.20	i	94.61	5486.10	2.234
6.00	245.700	0.1907	9.64	0.05	57.69	0.27	j	93.48	4532.80	1.209
8.00	49.418	0.0382	12.71	0.15	75.74	0.90	k ‡	95.78	6998.43	5.795
10.00	101.385	0.0784	12.94	0.09	77.06	0.52	l ‡	91.48	3467.47	6.657

Resultados Integrados

³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
1287	9.68	0.02	57.98 ± 0.25	91.54	3492.65	1.857

$$J = 0.003373 \pm 0.000012$$

‡ = Fracciones ignoradas (ver figura 6.2A)

Tabla 7: Resumen de los resultados obtenidos mediante el espectrómetro de masas para la muestra AB11-46.

Se prefiere la edad de isócrona debido a que el espectro de comparación (figura 6.2A) tiene un patrón escalonado por lo que podría indicar un exceso de argón. Una posible interpretación es que el sistema tuvo un *reseteo* parcial o total del argón radiogénico contenido en las plagioclasas, por lo que la edad obtenida se define como una edad del metamorfismo.

La muestra **AB10-06B**, la cual se clasifica como un microbasalto, se reconoce como la facies más fresca del derrame encontrado en el Cerro San Agustín, el cual es a su vez el derrame mejor conservado encontrado en el área de estudio. Las plagioclasas contenidas en la matriz aparecen de forma tardía y aun cuando representan menos del 5% de la muestra, su aspecto es muy fresco y su química no se observa alterada a simple vista. Las plagioclasas en su mayoría son del tipo andesina (ver Figura 4.2). A esta muestra también se le realizaron estudios de microsonda electrónica en los cuales se analizaron los fenocristales de Cpx, Óxidos de Fe-Ti y los microcristales de Cpx y plagioclasa de la matriz.

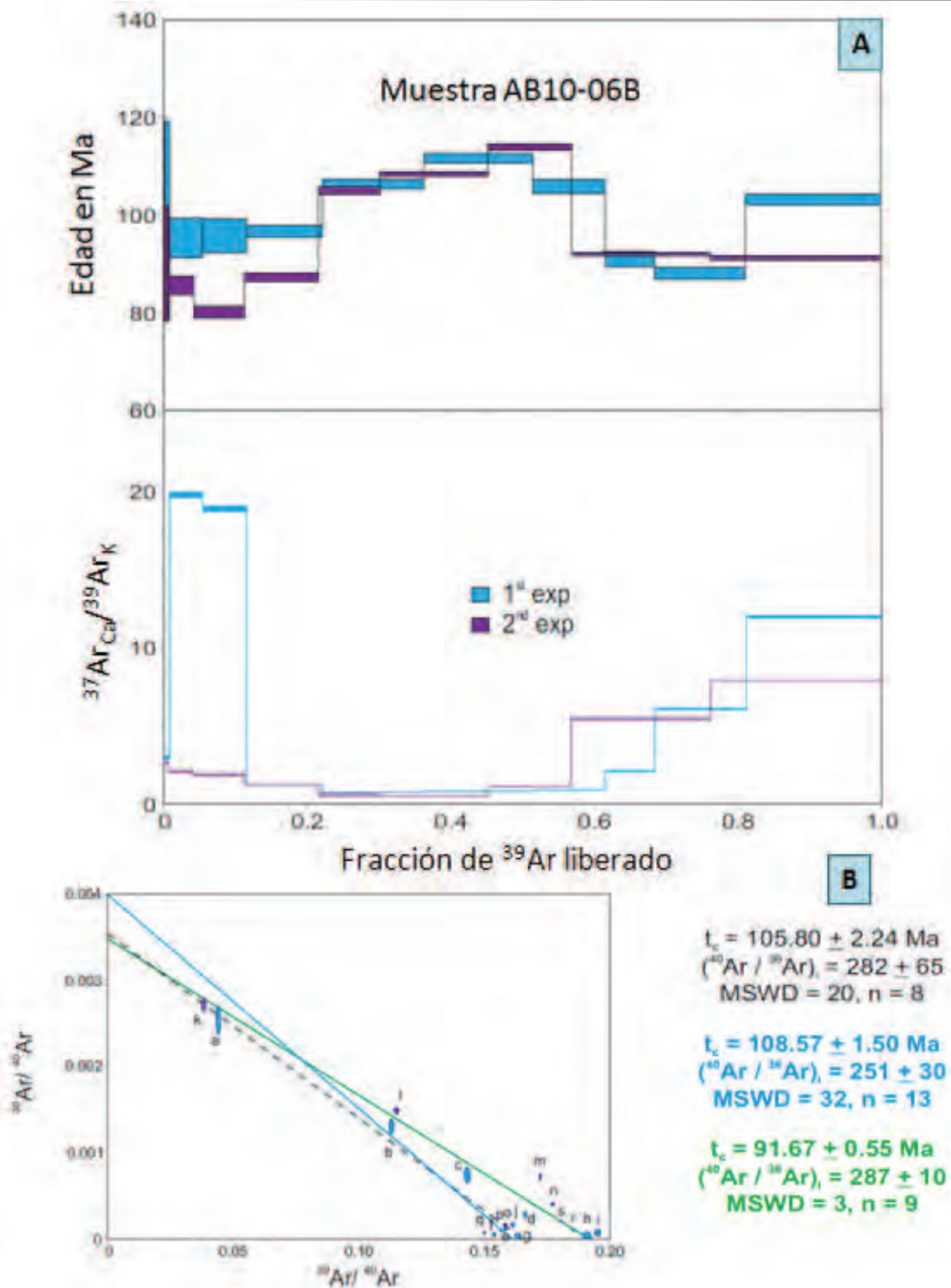


Figura 6.3: A: Espectro de edad calculado para la muestra AB10-06B en los dos experimentos realizados los cuales no

presentan una meseta definida. **B. Isócronas calculadas mediante la correlación ³⁶Ar/⁴⁰Ar vs ³⁹Ar/⁴⁰Ar.**

Pot	³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	F ³⁹ Ar	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Edad en Ma	Error				% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K	
0.40	2.529	0.0095	16.77	3.48	99.24	20.02	a	†	‡	§	24.94	393.71	2.99
1.00	12.065	0.0450	16.10	0.69	95.42	4.01	b	†	‡	§	61.39	765.26	19.85
1.60	16.447	0.0613	16.17	0.61	95.83	3.49	c	†	‡	§	78.10	1349.39	18.93
2.20	28.114	0.1060	16.33	0.22	96.73	1.26	d	†	‡		91.59	3514.60	1.24
3.00	37.318	0.1408	18.02	0.16	106.47	0.93	e	†	‡		96.29	7966.98	0.76
4.00	40.470	0.1526	18.95	0.16	111.77	0.91	f	†	‡		98.41	18545.60	0.86
4.60	26.556	0.1002	17.95	0.23	106.04	1.34	g	†	‡		98.92	27258.69	0.91
5.40	18.173	0.0685	15.38	0.27	91.26	1.58	h			§	99.10	32748.60	2.08
6.50	33.853	0.1272	14.86	0.21	88.21	1.23	i			§	97.81	13488.50	6.12
8.00	50.447	0.1889	17.46	0.18	103.24	1.04	j	†	‡		95.09	6015.09	12.02
0.30	5.046	0.0067	15.20	2.06	90.20	11.94	k		‡	§	19.63	367.67	2.657
0.90	26.592	0.0351	14.44	0.31	85.81	1.82	l		‡	§	56.04	672.20	2.105
1.50	53.741	0.0710	13.50	0.20	80.32	1.14	m				78.50	1374.26	1.921
2.00	78.473	0.1037	14.72	0.15	87.44	0.84	n				88.03	2468.67	1.260
2.50	63.945	0.0845	17.82	0.14	105.28	0.82	o		‡		95.22	6177.01	0.569
3.50	115.493	0.1526	18.39	0.08	108.55	0.46	p		‡		97.04	9991.25	0.560
4.50	86.878	0.1148	19.34	0.11	114.00	0.62	q				97.93	14293.83	1.084
6.00	147.126	0.1938	15.53	0.07	92.10	0.40	r			§	96.97	9748.19	5.505
9.00	180.879	0.2379	15.41	0.07	91.43	0.39	s			§	94.12	5024.53	7.925

Resultados Integrados

³⁹ Ar × 10 ⁻⁶	⁴⁰ Ar*/ ³⁹ Ar _K	1σ	Age in Ma	1σ	% ⁴⁰ Ar*	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	³⁷ Ar _{Ca} / ³⁹ Ar _K
265.0	17.08	0.09	101.03	0.63	90.66	3163.30	5.73
756.4	16.30	0.05	96.56	0.42	89.99	2951.81	3.57

J = 0.003373 ± 0.000012

† t_c = 105.80 ± 2.24 Ma, (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 282 ± 65, MSWD = 20 for n = 8

‡ t_c = 108.57 ± 1.50 Ma, (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 251 ± 30, MSWD = 32 for n = 13

§ t_c = 91.67 ± 0.55 Ma, (⁴⁰Ar/³⁶Ar)_i = 287 ± 10, MSWD = 3 for n = 9

Se realizaron dos experimentos debido a que el primer espectro no mostraba una edad por meseta y la isócrona presenta una gran dispersión de datos indicada por el MSWD=20, sin embargo el segundo experimento dio resultados similares al no presentar una meseta bien definida. Con ayuda del segundo experimento se pudo calcular una isócrona que presentara un MSWD tolerable igual a 3, para el cual se utilizaron fracciones de Ar liberado de los dos experimentos realizados. La edad por isócrona presenta un resultado de **91.67 ± 0.55 Ma** el cual continua siendo una edad mucho más joven de la esperada.

Una posible interpretación a estos resultados es que la muestra **AB11-06** alberga el mayor contenido de Ar en la matriz en la escasa plagioclasa que se presenta y en muy baja proporción feldespatos potásicos, los cuales se encuentran en una posición tardía por lo que de haber sido afectada por eventos de metamorfismo de muy bajo grado las evidencias podrían ser prácticamente imperceptibles a nivel petrográfico.

En términos generales se piensa que las rocas del área de estudio están siendo afectadas por un evento de metamorfismo relacionado con la orogenia Larámide, la evidencia de esto son los intrusivos reportados por [Radelli et al. \(2008\)](#) en el área de estudio cercanos a las localidades visitadas como se muestra en el plano geológico regional (Figura 2.1) en el capítulo de Geología Regional. La orogenia Larámide fue producida por la subducción de la placa Farallón desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno. El Batolito Larámide de Sonora consiste en plutones graníticos a tonalíticos y granitos hiperaluminosos de dos micas, su edad está constreñida temporalmente de 90 a 40 Ma (K/Ar) ([Damon et al., 1983](#)), lo cual es consistente con los cuerpos granitoides de 71.2 ± 1.8 Ma, 74.3 ± 1.8 Ma y de 66—70 Ma, reportados por [Valencia-Moreno et al. \(2006\)](#).

VII. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El presente trabajo partió del interés de caracterizar las rocas máficas-ultramáficas de la región de Caborca, Sonora contenidas en la Fm. Puerto Blanco, debido a que se consideran pertenecientes al Cámbrico y cercanas al límite con el Precámbrico. Sin embargo los resultados aquí presentados muestran que algunas secuencias podrían tener una edad más antigua a la reportada.

En la localidad del Cerro San Agustín se exhibe un derrame de **picrobasalto** que no había sido previamente reportado como tal. El derrame se ubica estratigráficamente dentro de la Unidad 1 de la Fm. Puerto Blanco. Las unidades volcanoclásticas características de la Unidad 1 no afloran en esta localidad, posiblemente debido a fallas de tipo cizalla que se encuentran desplazando la secuencia ([Maytorena-Silva & Durazo Tapia, 1982](#)).

La secuencia de la localidad del Cerro Calaveras es una de las más potentes y mejor entendidas en el presente trabajo. Se compone de al menos cuatro derrames de **metabasaltos** en una secuencia homoclinal que se encuentra estratigráficamente invertida. Esta secuencia es claramente atribuible a la Unidad 1 de la Fm. Puerto Blanco propuesta por [Stewart et al. \(1984\)](#) para el Cerro Calaveras. El paquete de conglomerados de clastos volcánicos que corona la secuencia del Cerro Calaveras es correlacionable con la unidad conglomerática (volcanoclástica) de la localidad de San Marcos.

La localidad de San Marcos no presenta derrames visibles, contiene un paquete de diez metros de espesor de una unidad piroclástica bien clasificada, denominada como **lapillita basáltica**. La potencia de este paquete es evidencia de un importante evento volcánico de naturaleza piroclástica. En un estudio reciente [Sour-Tovar et al. \(2007\)](#) reportaron el contacto superior de la Fm. La Ciénega del Precámbrico con la Fm. Puerto Blanco, 300 metros al oeste de la sección trazada en la localidad de San Marcos.

Mientras que las localidades del Cerro Calaveras, Cerro San Agustín y San Marcos, son perfectamente atribuibles al Cámbrico, las localidades de los Cerros Aquituni (Extremo Sur) y Cerro

Clemente podrían tener un origen más antiguo. La diferencia más notable es el grado de alteración, el cual pasa de ser bajo a muy bajo en las unidades Cámbricas, a una alteración moderada a intensa para las dos localidades más antiguas.

Los Cerros Aquituni (Extremo Sur) se reconocen como una localidad de rocas altamente alteradas, la secuencia se compone de **metabasitas**: (AB11-23A y AB11-31)=**metafoidita** y (AB11-30C)=**metapicrobasalto**, con características de magmas primitivos. Esta secuencia tiene una gran similitud con la reportada por [Stewart et al. \(1984\)](#) para la Fm. La Ciénega en ésta región. También se puede observar una similitud con las rocas del Cerro Clemente, las cuales se definen como sills de **metagabros** que presentan también características primitivas.

Se recomienda un mayor estudio de las unidades de los Cerros Aquituni (Extremo Sur), especialmente de una unidad fosilífera encontrada y no clasificada; debido a que podría ser de gran apoyo para precisar la posición estratigráfica de los derrames máficos en la localidad. En el presente trabajo se comprobó que una aproximación radiométrica por el método de ^{40}Ar - ^{39}Ar no es la más adecuada para obtener la edad de formación de estas rocas debido al alto grado de alteración. Recomendamos el método de U-Pb el cual podría resolver cabalmente éste problema.

El estudio petrográfico nos indica en términos generales que los derrames presentan una textura porfídica de $\text{Cpx} > \text{Ol}$ y ausencia de fenocristales de plagioclasa, encontrándose ésta última restringida a la matriz. La ausencia de plagioclasa está claramente representada en la muestra **AB10-06** del Cerro San Agustín, que contiene **PI < 5%**, de tipo Andesina y que ha cristalizado de forma tardía, por lo que los derrames son mayormente ultramáficos de tipo **ankaramita**. Con excepción de los derrames del Cerro Calaveras la cual se reconoce como una secuencia máfica de textura porfídica de $\text{Cpx} > \text{Ol}$ en la que se aprecia una diferenciación de los derrames, siendo la muestra **AB11-52** y última de la secuencia, la única en presentar fenocristales de plagioclasa \pm Cpx-Ol .

Los derrames y sills presentan minerales de alteración que evidencian eventos hidrotermales o metamorfismo de bajo grado. Esta alteración ocurre de forma intensa en la localidad de los Cerros Aquituni (Extremo Sur) y Cerro Clemente, en donde la mineralogía primaria ha sido remplazada

casi en su totalidad. Continúa con una menor intensidad en el Cerro Calaveras y San Marcos, en donde se presenta una alteración propilítica pero que permite se conserven remanentes de la mineralogía primaria. La geoquímica confirma el grado de alteración de las rocas en el orden previamente mencionado.

El estudio geoquímico de elementos mayores y trazas, pone de manifiesto el carácter primitivo de estas las rocas. Seis de los trece análisis presentan valores de **Mgv >60**, nueve presentan valores de **Cr >400 ppm** y cuatro de esos nueve superiores a **950 ppm**. Los valores de óxido de magnesio llegan hasta un **(MgO)_N =19.24%** para el sill **AB11-04**. Basados en los altos contenidos de Mg en las rocas, éstas se pueden definir como **picritas**, mientras que el sill **AB11-04** se clasifica como una **meimechita** ($\text{SiO}_2 <52\%$, $\text{MgO} >18\%$, $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} <2\%$ y $\text{TiO}_2 >>1\%$), según la clasificación de [Le Maitre et al. \(2002\)](#). La afinidad potásica de las rocas se evidencia por la relación de $\text{K}/\text{Na} >1$, en 10 de las 13 muestras analizadas. El Na se encuentra lixiviado en la mayoría de las muestras **(Na₂O)_N < 2%** para 10 de las 13 muestras y es menor a **0.1%** en 4 casos.

Los elementos trazas muestran una anomalía negativa en **Sr** y positiva en **Pb** que evidencian una contaminación por sedimentos de la corteza, sin embargo es un grado menor de contaminación, como se verá en el apartado de ambiente tectónico. La fuerte anomalía negativa en Sr también puede estar relacionada con la alteración de las rocas y no es consistente con un fraccionamiento de la plagioclasa, puesto que el diagrama de REE no presenta en ningún espectro anomalías negativas en Eu.

La asociación mineralógica de las unidades estudiadas indican **metamorfismo en facies de esquisto verde o de hornfels de albita-epidota**. El metamorfismo es probablemente provocado por intrusivos Laramídicos que afloran en diversas localidades del área de estudio y afectan los derrames estudiados. En el caso de los derrames de picrobasalto del Cerro San Agustín el metamorfismo afectó sutilmente la plagioclasa que cristaliza de forma tardía, la cual contiene la mayoría del potasio de la roca, por lo que el calentamiento de estas facies permitió una liberación de Ar y da como resultado las edades Cretácicas obtenidas.

Las rocas ígneas estudiadas pertenecen predominantemente a una **Serie Alcalina Media**, caracterizada por una baja subsaturación en sílica y contenidos de *Ne* normativa < 5%. Los derrames AB11-46 y AB11-48 son los únicos que se reconocen como magmas que presentan una saturación en sílice (ausencia de *Ne* y *Qz* normativos) y pertenecen a una **Serie magmática Transicional** (Figura 5.6). La secuencia del Cerro Calaveras, que es la más completa, presenta el paso desde un carácter transicional al alcalino medio. Otro aspecto importante es la afinidad a la secuencia potásica que presentan las rocas, la cual es dada por la relación de $K/Na > 1$.

El diagrama de [Leterrier \(1982\)](#) (Figura 7.2) sitúa los corazones de los clinopiroxenos analizados del derrame AB11-06B en un ambiente anorogénico como se muestra en los diagramas, que confirman también la afinidad alcalina de los magmas. Es importante mencionar que estos diagramas fueron diseñados para los corazones de los fenocristales de clinopiroxeno, por lo que el resto de los análisis de clinopiroxeno incluidos en el diagrama, que representan a microcristales, fueron graficados sólo de forma comparativa.

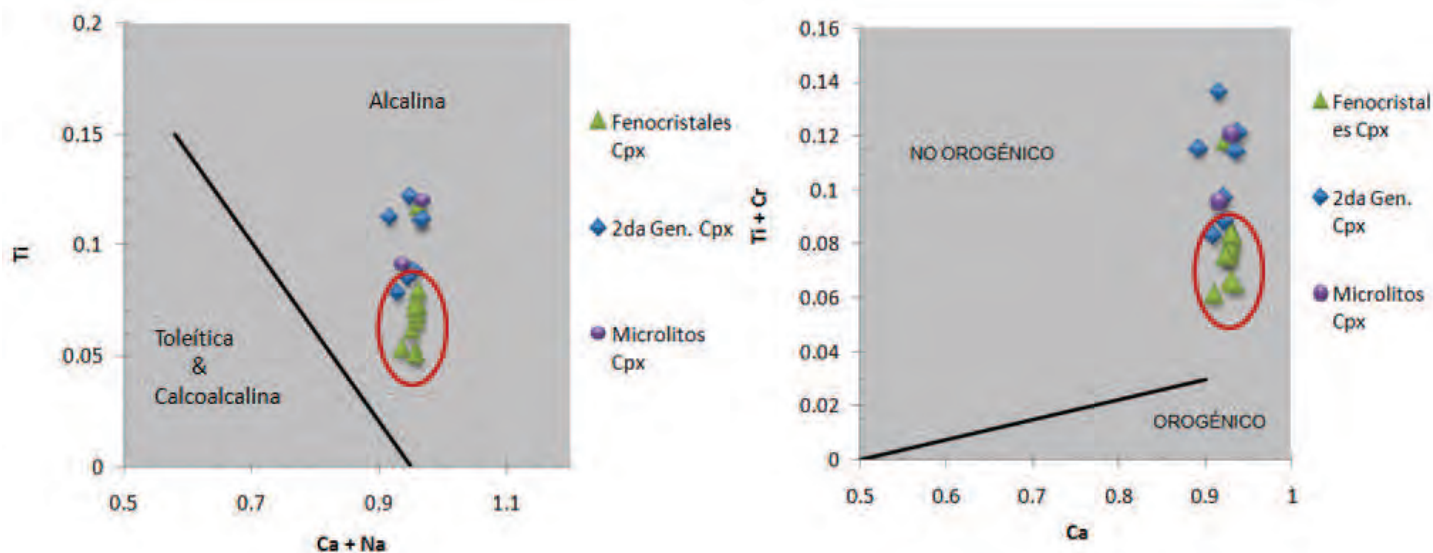


Figura 7.2: Diagrama de distinción de series magmáticas y de ambiente orogénico a anorogénico. Diseñado para los corazones de los fenocristales de Cpx (Leterrier et al. 1982).

6.1 Ambiente Tectónico

El diagrama de discriminación de ambiente tectónico de Wood (1980), ubica a las muestras estudiadas en el campo OIB (rift), con la excepción del sill AB11-07 (Figura 7.1), esto se debe a que esta última muestra contiene el valor más bajo en **Th = 3.35ppm** y a la vez el segundo más alto en **Nb = 106ppm**, es importante señalar que los tres diagramas, a pesar de utilizar distintos elementos traza con consistentes en sus resultados.

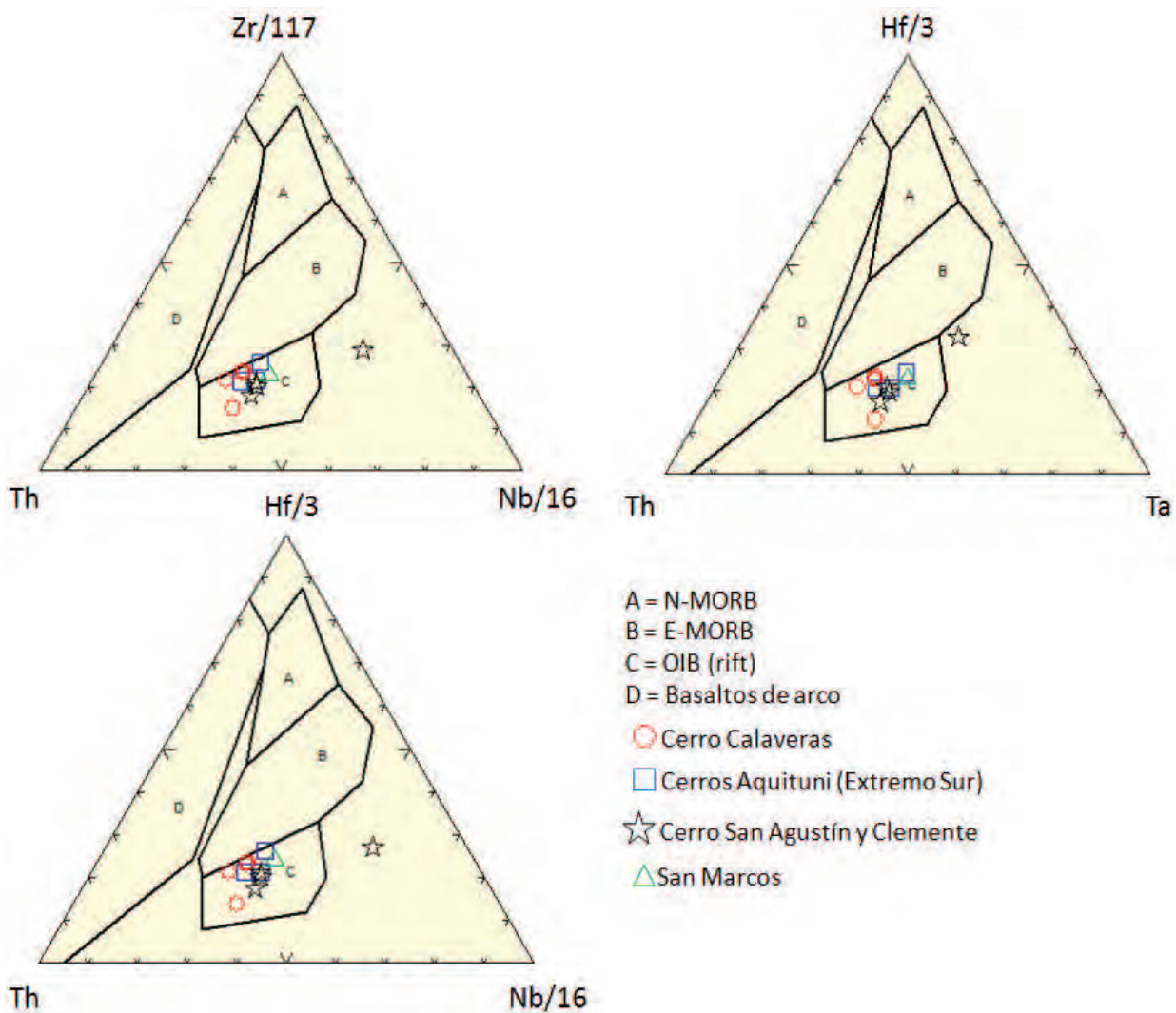


Figura 7.1: Diagramas de discriminación de ambiente, usado para basaltos en el cual se consideran elementos de Wood, 1980.

El ambiente OIB para estas rocas, ya había sido puesto en manifiesto por el diagrama multielemental (Figura 5.8), el cual presenta un espectro de tipo "joroba" caracterizado por una ausencia de anomalía negativa en Nb-Ta. Por su relación de campo y alto contenido en potasio se puede confirmar que se trata de un **ambiente intraplaca de tipo continental**.

El diagrama de [Pearce \(1982\)](#) (Figura 7.4) muestra de nueva cuenta una consistencia de estas rocas con el ambiente intraplaca, con una fuente proveniente del manto inferior. Los derrames basálticos intracontinentales que no han tenido una contaminación se grafican en el área del reservorio de manto enriquecido ([Pearce, 1982](#)), lo cual indica que las rocas estudiadas no presentan un importante grado de contaminación por sedimentos.

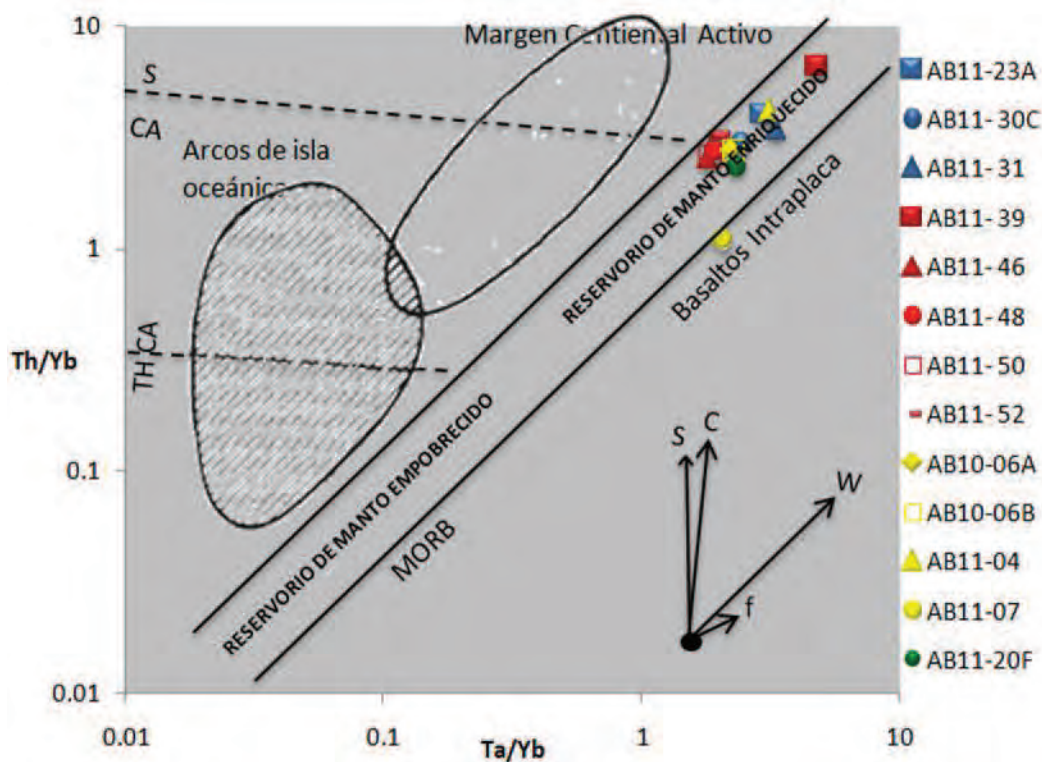


Figura 7.4: Diagrama de discriminación de ambiente tectónico de [Pearce \(1982\)](#) en el cual se observa cómo las muestras están contenidas en el campo de basaltos intraplaca y reservorio de manto enriquecido.

De manera consistente, el diagrama discriminador de Cabanis y Lecolle (1989), ubica a las rocas estudiadas dentro del campo de rift continental en el dominio anorogénico. (Figura 7.5), próximos o a la frontera intracontinental tardía a postorogénico.

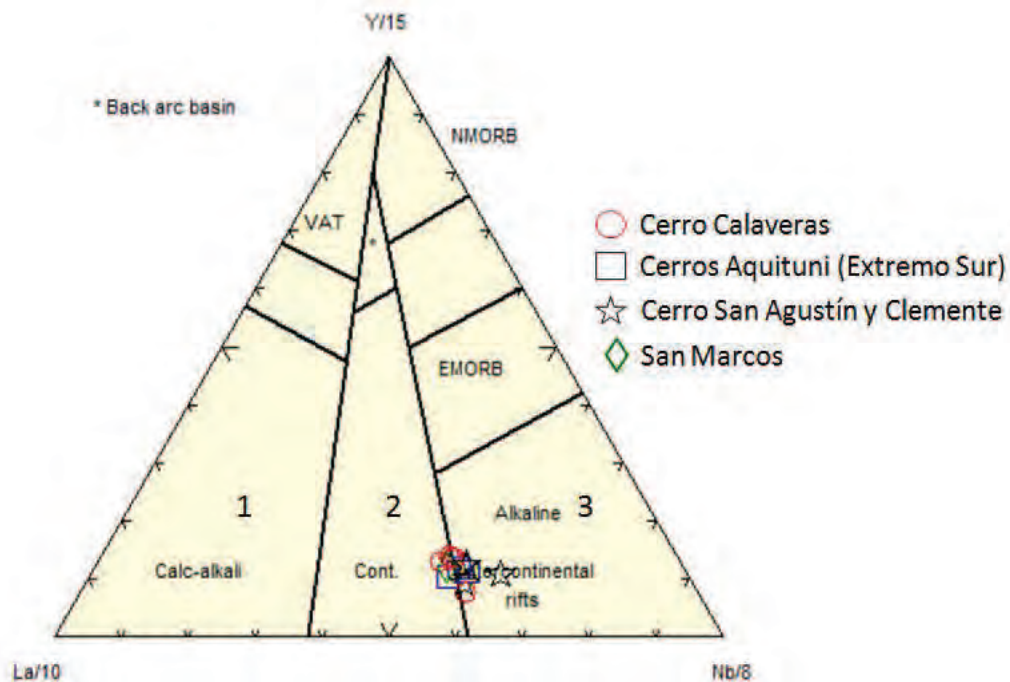


Figura 7.5: Diagrama de discriminación de ambiente de Cabanis y Lecolle (1989) diseñado para basaltos, **Campo 1:** Dominio orogénico. **Campo 2:** Dominio intercontinental: tardío a postorogénico. **Campo 3:** Dominio no orogénico.

Es importante mencionar que todos los diagramas utilizados hacen intervenir un considerable número de elementos traza inmóviles {Hf, La, Nb, Ta, Th, Y, Yb, Zr}, los cuales, en principio, no son afectados por la alteración o metamorfismo que pudieran presentar las rocas, hipótesis que es demostrada dada la consistencia en los resultados.

Estas unidades máficas-ultramáficas que han sido atribuidas a la frontera Cámbrico-Precámbrico y a un ambiente OIB de tipo intraplaca continental, pueden relacionarse a un evento de apertura de rift, como la serie de aulacógenos que se desarrollan al sureste de EUA. Gilbert (1983) reporta que

el inicio del rift del aulacógeno del sur de Oklahoma, está marcado por flujos basálticos del Cámbrico Temprano que formaron el *Glen Mountains Layered Complex*. Sin embargo algunos autores consideran estos derrames de edad Proterozoica, como lo discute [Powell et al. \(1980\)](#).

En un estudio de la Formación Skinner Covee en *Green Gardens, Gros Morne National Park*, [Baker \(1979\)](#) reportó edades de 550.5 ± 3 Ma para una suite de derrames ankaramíticos y basaltos alcalinos. Por su parte [Cawood et al. \(2011\)](#) consideran que estas rocas representan el magmatismo más joven relacionado con la apertura del rift que formó el océano de «Iapetus». Por lo que las rocas estudiadas en este trabajo podrían también tener una relación con este rift, al pertenecer al mismo ambiente geodinámico de formación y coincidir en edad.

Un estudio a mayor detalle de las rocas máficas-ultramáficas de la región del sur de Caborca serviría como apoyo en la precisión de la edad de formación de éstos aulacógenos, a la vez que ayudaría a precisar la existencia de eventos regionales como la Megacizalla Mojave-Sonora, inferida al norte del área de estudio. Por lo que se recomienda continuar con la caracterización de un mayor número de estas unidades, con énfasis geocronológico por el método de U-Pb y estudios isotópicos.

VIII. REFERENCIAS

- Anderson, T. H. & Silver, L.T., 1981, An overview of Precambrian rocks in Sonora, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista Vol. 5, No. 2, 131-139.
- Anderson, T. H., Eells, J. H. & Silver L. T., 1978, Rocas precámbricas y paleozoicas de la región de Caborca, Sonora, México: Roldán-Quintana, J. y Salas G. A., eds., Libro Guía. Primer Simposio sobre la Geología y Potencial Minero en el Estado de Sonora. Hermosillo, UNAM, Inst. Geol., p. 5-34.
- Anderson, T. H. & Silver, L.T., 2005, The Mojave-Sonora Megashear—Field and analytical studies leading to the conception and evolution of the hypothesis, en Anderson, T. H., *et al.*, eds., The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives: Geological Society of America Special Paper 393, p. 1–50.
- Baker, D.F., 1979, Geology and geochemistry of an alkali volcanic suite (Skinner Cove Formation) in the Humber Arm allochthon, Newfoundland., M.S. thesis, St. John's, Memorial University of Newfoundland, 314 p.
- Cabanis, B. & Lecolle, M., 1989, Le diagramme La/10 - Y/15 - Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence de processus de melange et/ou de contamination crustale, C. R. Acad. Sci. Ser. II, 309, 2023 - 2090.
- Centeno-García, E., Maytorena, F., Calmus, T., Solis-Pichardo, G. & Lozano, R., 2002, Proterozoic OIB magmatism in the Caborca terrane, northwestern Mexico., en Denver Annual Meeting, Colorado Convention Center: C205, Session No. 245.
- Cawood, P. A., McCausland, P. J A. & Dunning, G. R., 2011, Opening Iapetus: Constraint from the Laurentian margin in Newfoundland, Geological Society of America Bulletin, No. 113, 443-453.
- Coombs, D. S., 1963, Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxene as illustrated on the Diopside-olivine-silica diagram., Miner. Soc. Am., Sp. paper 1, 227-250.
- Coney, P. J., 1983, Un modelo tectónico de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe: Inst. Mex. Petroleo, Revista, 15, 7-15.
- Coney, P. J., Reynolds, S. J., 1977. Cordilleran Benioff zones., Nature 270, 403–406.
- Cawood, P. A., McCausland, P. J. A., Dunning, G. R., 2011, Opening Iapetus: Constraints from the Laurentian margin in Newfoundland., Geological Society of America Bulletin, 443-453.

- Damon, P. E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J. & Cochemé, J. J., 1983, El Batolito Laramide (90-40 Ma) de Sonora: Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México (AIMMGM), Convención Nacional XV, Guadalajara, Jal., 63-95.
- De la Roche, H., Leterrier, J., GrandClaude, P. & Marchal, M., 1980, A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 - diagram and major-elements analyses – Its relationships with current nomenclature., *Chemical Geology*, No 29, 183-210.
- Eells, J. L., 1972, Geology of the Sierra de La Berruga, north-western Sonora, Mexico: San Diego, California State University, M. S. thesis, 77 p.
- Gilbert, M.C., 1983, Timing and chemistry of igneous events associated with the Southern Oklahoma aulacogen., *Tectonophysics* 94, 439-455.
- Gifkins, C., Hermann, W. & Large, R., 2005, Altered Volcanic Rocks. A guide to description and interpretation, Centre for Ore Deposit Research, 275 p.
- Gómez-Valencia, A. M., Peñaflor-Escárcega, P., Vidal-Solano, J. R. & Lozano-Santacruz, R., 2010, Influencia de la contaminación en la pulverización con contenedores de Ágata, Cerámica y Carburo de tungsteno: análisis geoquímico de elementos traza por WDFRX, Congreso Nacional de Geoquímica, INAGEQ., 189-194.
- Green, D. H. & Ringwood, A. E., 1967, The gneiss of basaltic magmas., *Contr. Mineral Petrol.* 15, 103-190.
- He, Q., Xlao, L., Balta, B., Gao, R. & Chen, J., 2010, Variety and complexity of the Late Permian Emeishan basalts: Reappraisal of plume-lithosphere interactions processes., *Lithos* No. 119, 91-107.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 2006)., Mapa de fisiografía del Estado de Sonora, <http://mapserver.inegi.gob.mx/geografia/espanol/estados/son/fisio.cfm?c=444&e=13>, acceso libre, consulta agosto 2012.
- Hollocher, K., 2005, Universidad de Schenectady, Nueva York, E.U.A. http://faculty.fortlewis.edu/collier_j/Geol210/norm4.xls
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram, *Journal of Petrology*, Oxford, Vol.27, p.745–750.
- Le Maitre R.W. *edit*, 2002, *Igneus Rocks A Classification and Glossary of Terms*, Ed. Cambridge, 236 p.

- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. & Marchal, M., 1982, Clinopyroxene composition as a method of identification of magmatic affinities of paleovolcanic series . *Earth Planet. Sci. Letters* 59, 139-154.
- Longoria, J. F., González, M. A., Mendoza, J. J. & Pérez, V. A., 1978, Consideraciones estructurales en el cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora., *Boletín del Departamento de Geología UNISON*, vol 1, No 1, 61 -67.
- Longoria, J. F. & Pérez V. A., 1979, Bosquejo geológico de los cerros Chino y Rajón, cuadrángulo Pitiquito-La Primavera (NW de Sonora), *Boletín del Departamento de Geología UNISON*, vol 1, No 2, 119-144.
- Longoria, J. F. & González, M. A., 1978, Estudios estratigráficos-estructurales en el precámbrico de Sonora: Geología de los Cerros Gamuza y El Arpa., *Boletín del Departamento de Geología UNISON*, vol 2, No 2, 106-149.
- Longoria, J. F. & González, M. A., 1981, Descripción de las localidades a ser visitadas durante la excursión de campo de la GSA no. 4. En Longoria, J., *Regional geology of northwest Sonora: Geological Society of America, Cordilleran Section, Annual Meeting, Hermosillo, Sonora, Mexico*, 49-64.
- Maytorena-Silva, J. F. & Durazo-Tapia, G. E., 1982, Bosquejo geológico y estructural de los cerros Clemente y San Agustín, cuadrángulo Pitiquito-La Primavera, noroeste del estado de Sonora., *Universidad de Sonora, Tesis de Licenciatura*, 45 p.
- McMillan, N. J. & McLemore, V. T., 2004, Cambrian–Ordovician magmatism and extension in New Mexico and Colorado., *New Mexico Bureau of Geology & Mineral Resources, bulletin* 160.
- Merrian, R. & Eells, J. L., 1979, Reconnaissance geologic map of the Caborca quadrangle, Sonora, Mexico., *Boletín del Departamento de Geología UNISON*, vol 1, No 2, 87-94.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A., Ginzburg, I., Roos, M., Seifert, F. & Zussman, J., 1988, Nomenclature of pyroxenes, *Bull. Minéral.*, v. 111, 535-550.
- Pearce, J. A., 1982, Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries., En: Thorpe, R. S., *Andesites*, Wiley & Sons, 525-548.
- Powell, B. N., Gilbert, M. C. & Fischer, J. F., 1980, Lithostratigraphic classification of basement rocks of the Wichita province, Oklahoma., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 91 part 1: 509-514, part 2: 1875-1994.

Radelli, L., Solis-Weiss, V., Dórame-Navarro, M., De la Cruz-Ortega, L. C. & Urrutia, J., 2008, Fossil content and structural relationships of the San Luis zone and Caborca zone of NW Sonora, Mexico. Suppression of the precambrian Z. of Caborca, Boletín de Geología Universidad Industrial de Santander, Colombia, vol 30, No. 2, 1-34.

Raisz, E., 1964, Land forms of Mexico: Cambridge, MA, Office of Naval Research, Segunda Edición.

Saggerson, E. P. & Williams, L. A. V., 1964, Ngurumanite from southern Kenya and its bearing on the origin of the rocks in the northern Tanganyika alkaline district., J Petrol. 5, 40-81.

Sour-Tovar, F., Hagadorn, J. W. & Huitrón-Rubio, T., 2007, Ediacaran and cambrian index fossils from Sonora, Mexico., Paleontology, vol 50, Part 1, 169-175.

Spear, F. S., 1993, Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths., Mineralogical Society of America monography, 779 p.

Stewart, J. H., McMenamin, A. S. & Morales-Ramirez, J. M., 1984, Upper Proterozoic and Cambrian Rocks in the Caborca Region, Sonora, Mexico. Physical Stratigraphy, Biostratigraphy, Paleocurrents Studies and Regional Relations., U. S. Geological Survey Professional Paper 1390.

Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989, Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. En: Saunders A. D. & Norry, M. J., Magmatism in ocean basins, Geol. Soc. London. Spec. Pub. 42, 313-345.

Schwarzer, R. R. & Rogers, J. W., 1974, A worldwide comparison of alkali olivine basalts and their differentiation trends., Earth Planet, Sci., Lett. 23, 286-296.

Valencia-Moreno, M., Iriondo, A. & González-León, C., 2006, Temporal constraints of the eastward migration of the Late Cretaceous-early Tertiary magmatic arc of NW Mexico based on new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende geochronology of granitic rocks., Journal of South American Earth Science 22, 22-38.

Wilson, M., 1989, Igneous Petrogenesis, Ed. Springer, 466 p.

Wood, D. A., 1980, The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province, *Earth and Planetary Science Letters* 50, 11–30.

Anexo 1

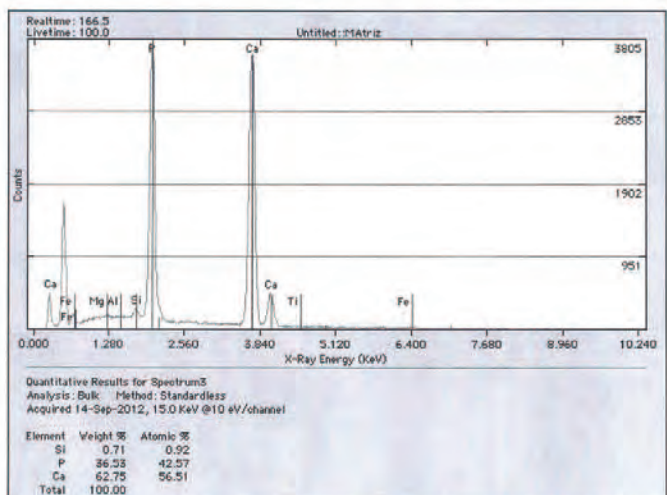
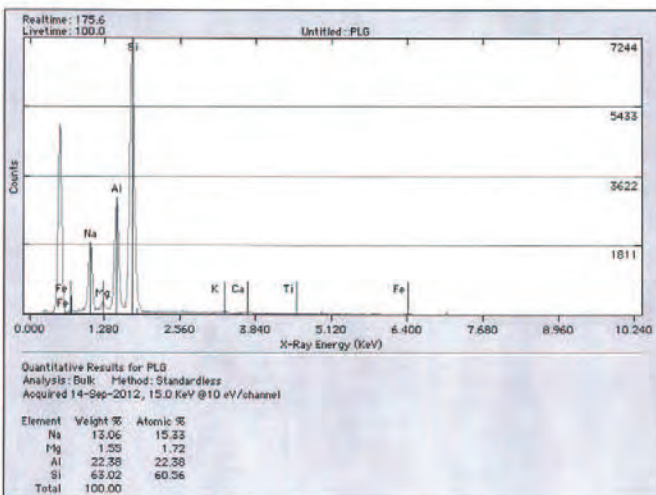
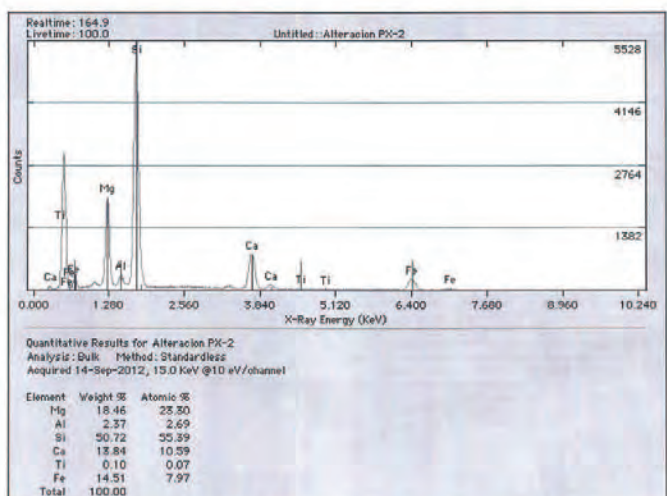
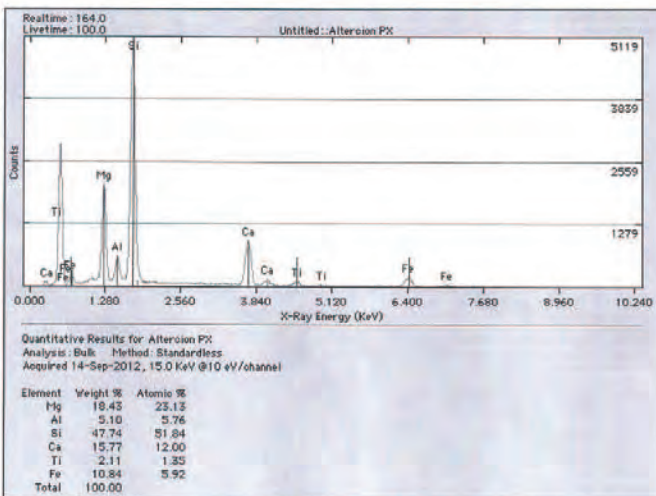
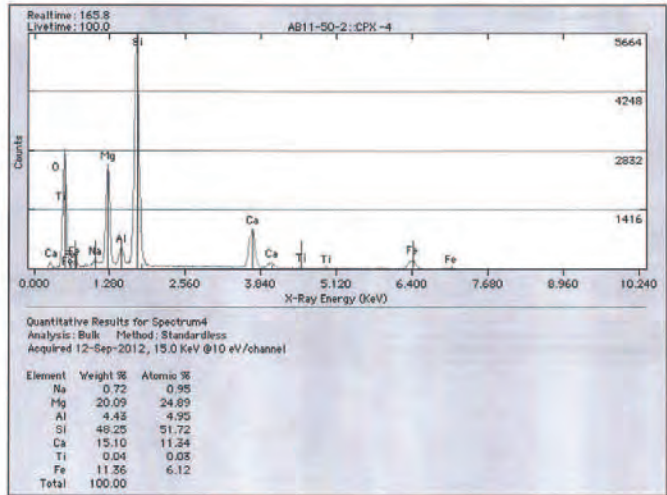
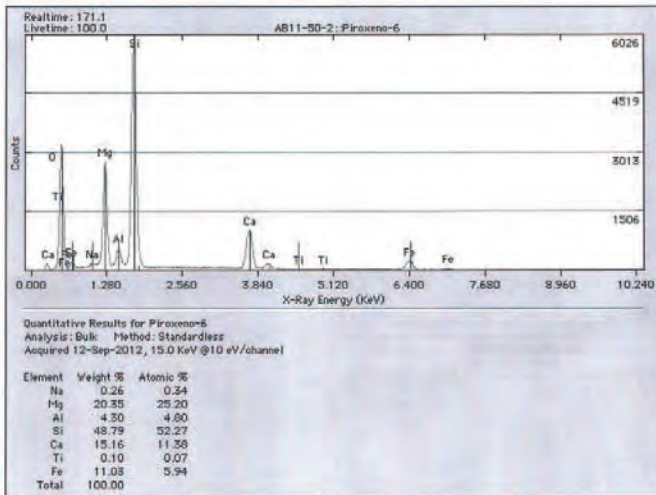
Tablas de análisis de la química mineral por una microsonda electrónica CAMECA SX100 de la muestra **AB11-06B**.

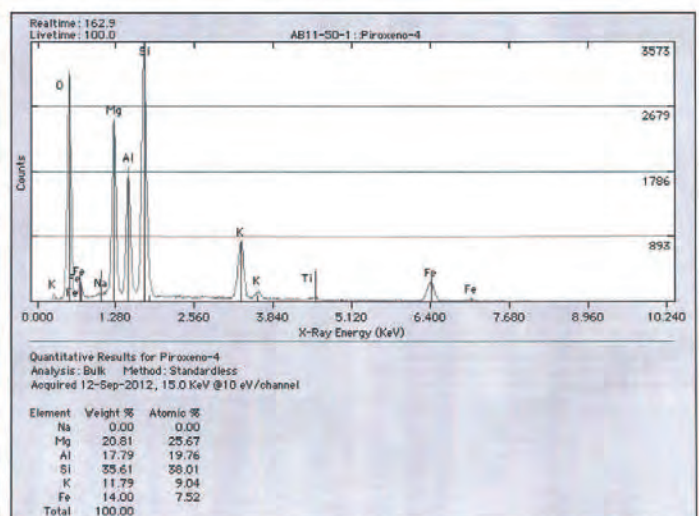
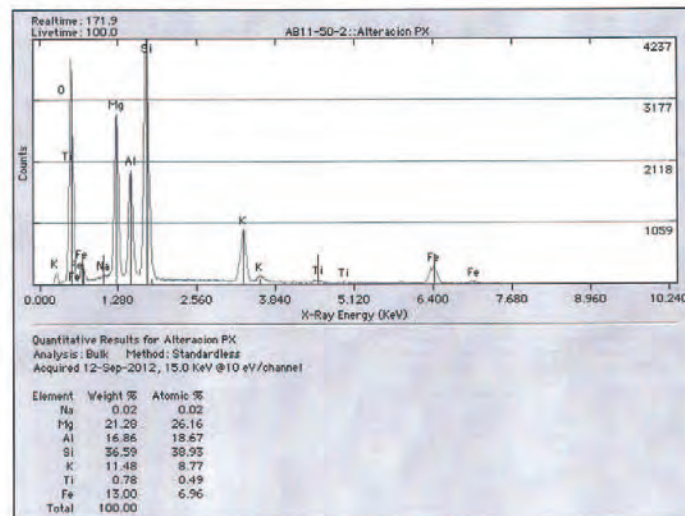
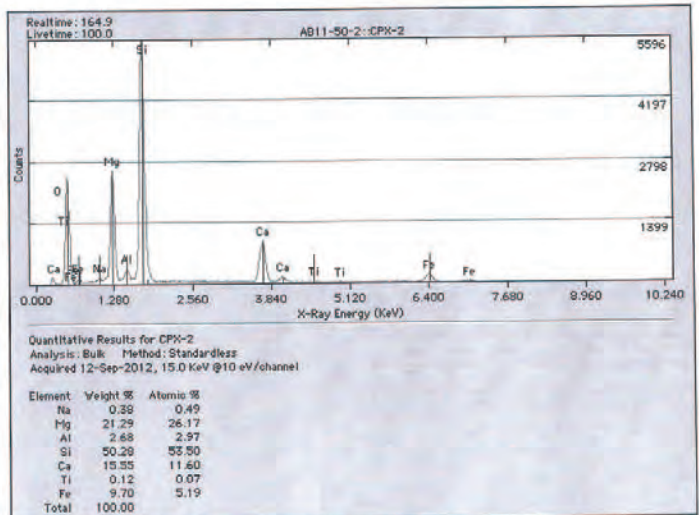
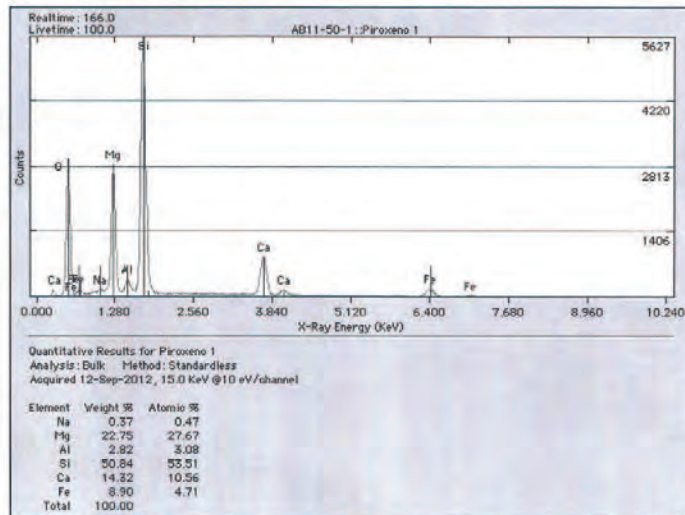
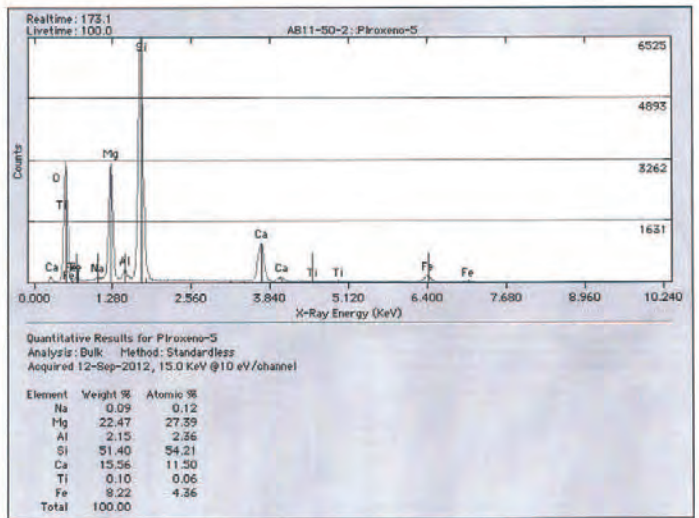
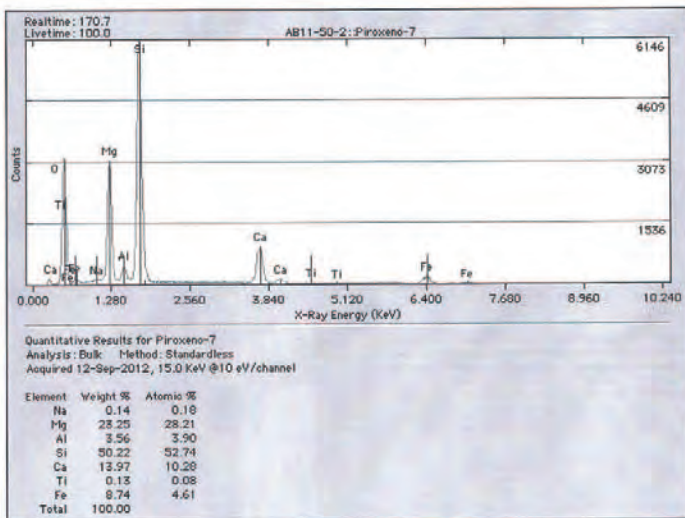
Mineral	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Cr2O3	Total
Fx Cpx	48.428	3.968	5.748	0.085	14.268	22.918	0.348	0.001	2.157	0.473	98.392
Fx Cpx	48.273	4.315	5.773	0.070	14.488	23.157	0.376	0.002	2.309	0.514	99.276
Fx Cpx	50.083	2.899	6.036	0.090	15.014	22.766	0.364	0.010	1.904	0.282	99.437
Fx Cpx	47.963	4.284	6.262	0.102	13.968	22.866	0.451	0.004	2.376	0.291	98.567
Fx Cpx borde	45.189	6.691	7.360	0.101	12.293	22.714	0.515	0.003	4.088	0.030	98.984
Fx Cpx	47.579	4.442	6.262	0.097	14.176	23.022	0.372	0.006	2.600	0.335	98.883
Fx Cpx	48.145	4.576	6.487	0.071	14.030	23.171	0.451	0.001	2.568	0.198	99.696
Fx Cpx	49.202	3.407	5.685	0.073	14.880	23.150	0.404	0.002	1.800	0.499	99.099
Fx Cpx	47.866	4.520	6.589	0.126	13.960	22.891	0.454	0.001	2.497	0.120	99.023
Fx Cpx	49.264	3.262	5.618	0.113	14.949	23.277	0.304	0.001	1.760	0.488	99.036
Fx Cpx	47.412	4.971	6.513	0.096	13.834	23.096	0.413	0.004	2.791	0.123	99.253
Cpx	45.112	6.127	7.367	0.098	12.708	22.915	0.414	0.005	3.837	0.126	98.709
Cpx	48.334	3.699	7.136	0.115	14.151	22.528	0.294	0.003	2.750	0.182	99.192
Cpx	44.496	7.059	7.613	0.094	12.517	22.569	0.458	0.002	4.253	0.502	99.560
Cpx	44.805	6.569	7.472	0.101	12.571	23.029	0.388	0.007	3.857	0.335	99.133
Cpx	46.449	5.350	8.761	0.151	12.914	22.105	0.337	0.002	3.946	0.111	100.124
Cpx	46.798	5.592	7.365	0.102	13.138	22.864	0.465	0.005	3.106	0.310	99.740
Cpx	47.261	4.244	7.509	0.108	13.827	22.762	0.324	0.002	2.990	0.108	99.132
Micro Cpx	45.195	6.497	7.359	0.116	12.518	22.914	0.509	0.021	4.157	0.023	99.307
Micro Cpx	47.081	4.160	7.760	0.148	13.866	22.558	0.277	0.000	3.178	0.120	99.148
Opaco	0.157	0.095	66.486	0.142	0.057	0.187	0.017	0.006	23.861	2.525	93.516
Opaco	0.261	3.437	61.416	0.379	0.057	0.092	0.094	0.001	23.466	3.586	92.693
Opaco	0.145	1.607	60.931	0.465	0.035	0.160	0.018	0.003	24.803	4.859	93.008
Opaco	1.000	0.846	63.930	0.085	0.856	0.295	0.013	0.028	25.128	0.221	92.401

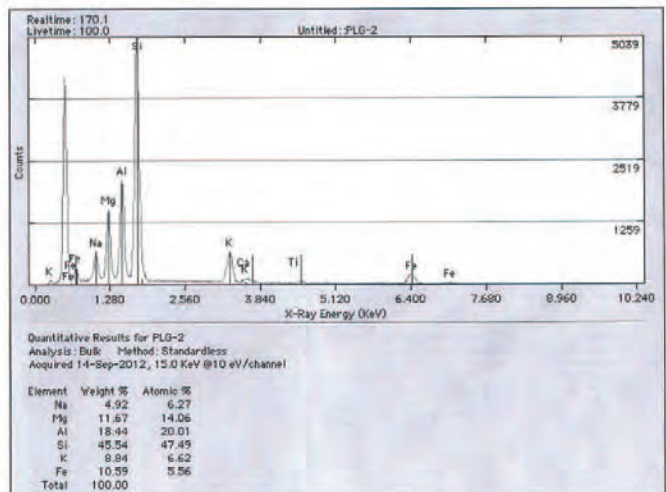
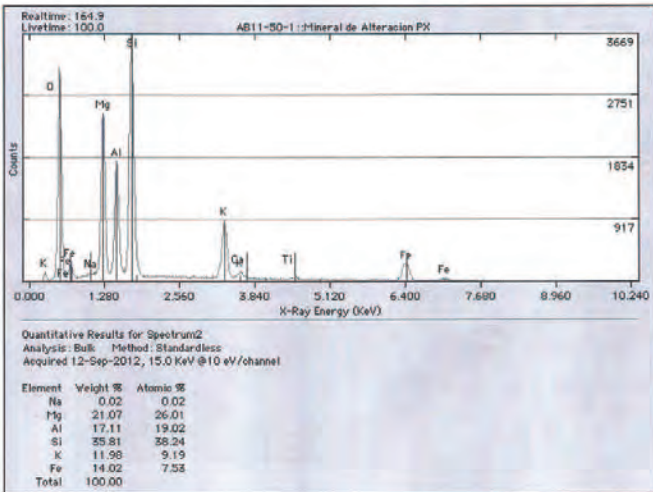
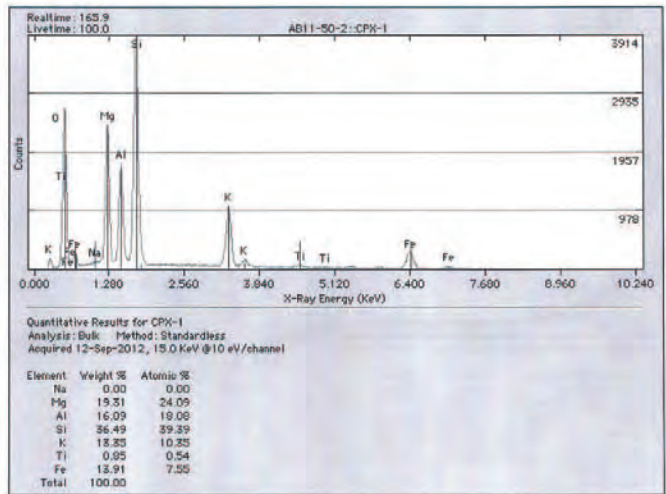
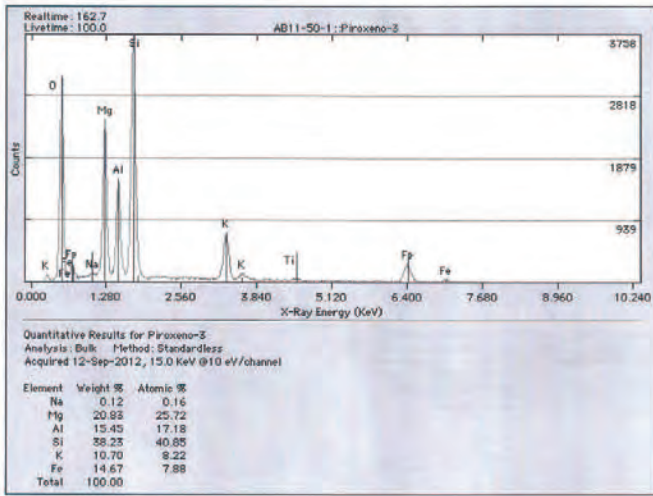
Mineral	SiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	Cr2O3	Total
Pl tard	55.811	27.880	0.376	0.007	0.025	8.843	6.112	0.724	0.189	0.024	99.991
Pl tard	58.569	25.576	0.384	0.002	0.035	6.318	7.074	1.189	0.180	-0.007	99.324
Pl tard	54.899	28.688	0.499	0.004	0.050	10.029	5.557	0.489	0.182	-0.027	100.395
Pl tard	55.394	28.216	0.404	0.002	0.051	9.531	5.698	0.620	0.186	0.001	100.102
Pl tard	54.475	28.366	0.480	0.007	0.031	9.589	5.782	0.472	0.214	0.001	99.410
Pl tard	55.073	28.172	0.923	0.017	0.150	7.534	5.125	2.770	0.199	-0.006	99.962
Pl tard	64.022	22.004	0.440	0.014	0.279	1.503	8.608	2.516	0.055	0.008	99.447
Pl tard	55.046	28.390	0.479	0.004	0.032	9.604	5.949	0.575	0.213	-0.007	100.287
Pl tard	59.704	23.906	1.037	0.003	0.125	4.290	7.052	2.441	0.146	-0.002	98.701
Pl tard	62.688	19.370	0.723	0.005	0.244	0.055	0.251	17.289	0.006	-0.012	100.631
Pl tard	55.591	27.690	0.507	0.004	0.059	8.982	6.131	0.551	0.188	0.006	99.709
Pl tard	55.412	28.349	0.492	0.003	0.032	9.633	5.722	0.590	0.206	0.004	100.443
Cal	0.676	0.040	0.733	0.671	0.010	42.099	0.026	0.008	0.027	0.053	44.342
Cal	0.061	-0.010	0.050	0.035	-0.037	59.402	0.010	0.007	0.014	-0.006	59.569
Qz	94.426	1.444	1.266	0.044	0.794	0.056	0.076	0.146	0.013	0.051	98.316
Qz	94.726	1.570	2.074	0.052	1.370	0.047	0.057	0.026	0.030	0.002	99.953
Qz	95.509	0.950	0.860	0.014	0.913	0.027	0.049	0.049	0.006	0.021	98.399
Smc	34.312	12.646	12.538	0.358	24.667	0.232	0.048	0.163	0.005	0.003	84.971
Smc	34.138	12.476	13.123	0.333	23.906	0.333	0.056	0.311	0.004	-0.006	84.681
Clorita	30.244	14.640	20.324	0.367	20.842	0.023	0.011	0.005	0.027	0.020	86.502

Anexo 2

Gráficas de los resultados obtenidos en el estudio de microscopía electrónica de barrido de las muestras AB11-46, AB11-48 y AB11-50. Los nombres indicados en cada estudio son previos al procesado de los datos por lo que no indican necesariamente el mineral estudiado.







Anexo 3

Resultados de los análisis geoquímicos normalizados al 100% en base anhidra.

Análisis recalculados al 100%													
MUESTRA	Cerros Aquituni (Extremo Sur)			Cerro Calaveras					Cerro San Agustín		Cerro Clemente		San Marcos
	AB11-23A	AB11-30C	AB11-31	AB11-39	AB11-46	AB11-48	AB11-50	AB11-52	AB10-06A	AB10-06B	AB11-04	AB11-07	AB11-20F
	MFo	MPb	Mfo	MBa	MB	MB	MB	MB	PB	PB	MG	MG	MBa
SiO ₂	39.45	42.15	36.61	42.87	46.79	46.66	46.75	48.92	41.87	42.21	30.02	42.58	42.41
TiO ₂	7.00	2.98	5.34	7.52	4.71	4.88	4.61	4.39	6.91	6.70	5.34	5.32	5.59
Al ₂ O ₃	11.27	4.95	9.72	12.02	10.40	10.59	10.04	14.43	9.91	9.72	9.10	11.00	10.71
Fe ₂ O ₃	9.87	13.47	7.50	12.62	3.87	5.72	8.64	10.84	7.74	9.13	8.13	6.31	18.05
FeO	7.16	2.59	7.61	5.13	8.63	6.98	3.91	2.91	8.66	6.27	8.04	6.10	0.42
MnO	0.13	0.33	0.42	0.18	0.20	0.19	0.24	0.19	0.16	0.21	0.30	0.15	0.10
MgO	10.61	13.00	14.52	5.53	10.40	10.12	9.64	5.61	8.61	9.14	19.24	7.94	0.19
CaO	9.69	19.12	15.82	9.41	10.71	10.28	11.13	4.55	13.27	13.31	18.45	14.12	15.40
Na ₂ O	0.03	0.05	0.02	0.37	1.64	1.73	3.13	4.55	1.13	1.27	0.01	0.26	6.41
K ₂ O	3.67	0.97	1.71	3.16	1.99	2.19	1.27	2.63	1.20	1.42	0.46	4.82	0.16
P ₂ O ₅	1.12	0.39	0.72	1.19	0.65	0.67	0.63	0.99	0.55	0.61	0.90	1.41	0.57

