



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

Petrogénesis del volcanismo alcalino
máfico Mioceno tardío-Plioceno del
Campo Basáltico San Francisco de
Batuc, Sonora Central, México

TESIS

Que para obtener el grado de:
Maestro en Ciencias – Geología

Presenta:

Carlos Rodolfo Corella Santa Cruz



Hermosillo, Sonora, Agosto 2017

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

Departamento de Geología
División de Ciencias Exactas y Naturales

F01

Hermosillo, Sonora, a 30 de junio de 2017

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano

Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Departamento de Geología.

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

"Petrogénesis del volcanismo alcalino máfico Mioceno tardío-Plioceno del Campo Basáltico San Francisco de Batuc, Sonora Central, México".

Esto es con el fin de que el alumno: **CARLOS RODOLFO CORELLA SANTA CRUZ**, pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Grado de la Maestría en Ciencias-Geología.

Sin otro en particular quedamos de Usted.

ATENTAMENTE


Dr. Francisco Abraham Paz Moreno

Director de Tesis

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 04 de julio de 2017

Dr. Francisco Abraham Paz Moreno
Director de Tesis

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

"PETROGÉNESIS DEL VOLCANISMO ALCALINO MÁFICO MIOCENO TARDÍO-PLIOCENO DEL CAMPO BASÁLTICO SAN FRANCISCO DE BATUC, SONORA CENTRAL, MÉXICO"

Esto, con el fin de que el alumno **CARLOS RODOLFO CORELLA SANTA CRUZ** pueda presentar su examen profesional, para la obtención del título de Grado. Asimismo le comunico que han sido asignados los siguientes sinodales:

Dra. Silvia Martínez Retama	Presidente
Dr. Jesús Roberto Vidal Solano	Secretario
Dr. Juan Carlos García y Barragán	Vocal (Sinodal Externo)
M.C. Saúl Herrera Urbina	Vocal
Dr. Francisco Abraham Paz Moreno	Vocal

Sin otro en particular quedo de Usted

Atentamente

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



El saber de mis hijos
hará mi grandeza
**MAESTRIA EN
CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPARTAMENTO
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

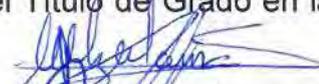
NOMBRE DE LA TESIS:

**"PETROGÉNESIS DEL VOLCANISMO ALCALINO MÁFICO MIOCENO TARDÍO-
PLIOCENO DEL CAMPO BASÁLTICO SAN FRANCISCO DE BATUC, SONORA
CENTRAL, MÉXICO"**

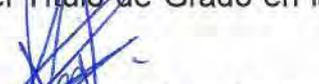
NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

CARLOS RODOLFO CORELLA SANTA CRUZ

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. Silvia Martínez Retama

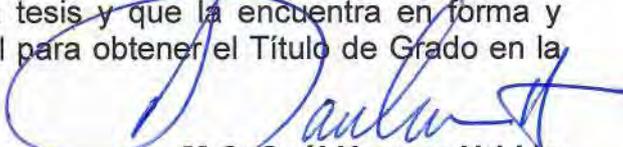
El que suscribe, certifica que ha revisado esta tesis y que la encuentra en forma y contenido adecuada, como requerimiento parcial para obtener el Título de Grado en la Universidad de Sonora.


Dr. Jesús Roberto Vidal Solano

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. Juan Carlos García y Barragán

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.


M.C. 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. Francisco Abraham Paz Moreno

A t e n t a m e n t e


Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



El saber de mis hijos
hará mi grandeza
**MAESTRIA EN
CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA**



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología

F07

Hermosillo, Sonora, a 07 de agosto de 2017

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano

Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología
Departamento de Geología

Por medio de la presente, nos permitimos informarle que después de revisar y aprobar el trabajo de tesis del alumno **CARLOS RODOLFO CORELLA SANTA CRUZ**, hemos acordado que la presentación del examen de grado del alumno se lleve a cabo el día jueves 10 de agosto del presente a las 15:00 horas.

Sin otro particular, quedamos a la espera de su respuesta.

ATENTAMENTE
Comité de Tesis

Dr. Jesús Roberto Vidal Solano

M.C. Saúl Herrera Urbina

Dr. Juan Carlos García y Barragán

Dra. Silvia Martínez Retama

Dr. Francisco A. Paz Moreno
Director de Tesis



C.c.p. Archivo

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Geología



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

Hermosillo, Sonora a 07 de agosto de 2017

Dr. Francisco Abraham Paz Moreno
Director de Tesis

Por este conducto y en atención a la solicitud recibida el día de hoy, 07 de agosto del presente, le comunico que ha sido aprobada la fecha para la presentación de Examen de Grado del alumno **CARLOS RODOLFO CORELLA SANTA CRUZ** propuesta por el Comité de Tesis.

Dicho examen se llevará a cabo el día **jueves 10 de agosto del presente a las 15:00 horas** en el *Auditorio del Departamento de Física*.

Sin otro en particular quedo de Usted

Atentamente



Dr. Jesús Roberto Vidal Solano
Coordinador de Programa
Maestría en Ciencias-Geología



El saber de mis hijos
hará mi grandeza
**MAESTRIA EN
CIENCIAS
GEOLOGIA
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA**

C.c.p. Archivo

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por el apoyo otorgado (beca 708338/585487, 2015-2017) para realizar mis estudios en el programa de Maestría en Ciencias – Geología en la Universidad de Sonora (UNISON), así como la beca mixta movilidad en el extranjero, para participar en una estancia de investigación en el Centro para geodinámica y geocronología del Instituto de la Corteza Terrestre, división Siberiana de la Academia Rusa de Ciencias. Agradezco al Departamento de Geología, UNISON por el financiamiento del trabajo de campo, gran parte del estudio petrográfico y los análisis de difracción de rayos x, y a la división de Ciencias Exactas y Naturales por el apoyo otorgado para la realización de una estancia de investigación. Asimismo, agradezco al Dr. Alexei V. Ivanov por financiar el estudio geoquímico de elementos mayores, trazas e isótopos de Sr y Nd, así como fechamientos K-Ar.

Estoy enormemente agradecido con mi mentor, el Dr. Francisco Abraham Paz Moreno, por todas sus enseñanzas, por la confianza que ha depositado en mí, y sobre todo por su paciencia, comprensión y por la libertad que siempre me ha otorgado. Я выражаю огромную благодарность Алексею Иванову за все то, чему он меня научил, а также за финансовую поддержку при проведении геохимического и геохронологического анализов. Также благодарю Елену Демонтьеву, Галину Пашкову, Татьяну Черкашину, Наталью Ухову, Елену Худоногову и Светлану Пантееву за предоставленные геохимические данные и полученные знания и навыки. Благодарю моих преподавателей Марину и Марианну, а также моих друзей Екатерину, Виктора, Татьяну, Екатерину, Вадима, Андрея, Наталью. Спасибо всем за всё.

Agradezco a los sinodales de este trabajo: Dra. Silvia Martínez Retama, Dr. Jesús Roberto Vidal Solano, Dr. Juan Carlos Gracia y Barragán y M.C. Saúl Herrera Urbina, por sus tan atinados comentarios y correcciones del manuscrito de tesis y por su valiosa guía a lo largo de estos dos años. También agradezco a mis profesores: Dra. Diana Meza Figueroa y Dr. Ricardo Vega Granillo por sus tan enriquecedoras clases, así como al Dr. Inocente Guadalupe Espinoza Maldonado y al Dr. Rogelio Monreal Saavedra por su apoyo en algunas temáticas. Agradezco al Quím. Pablo Peñaflores por su apoyo para la preparación de muestras para geoquímica.

Gracias a todos los propietarios del ejido Fructoso Méndez por las facilidades otorgadas, especialmente a don Héctor Duarte, Carlos Sortillón, Germán Valdez, Francisco Valdez, Oswaldo Bustamante, José Trinidad Palacios y a la Sra. Rosa Dórame por su amabilidad, extraordinario trato y hospitalidad. Agradezco también a todos mis amigos y compañeros, pero especialmente a Yedid, Cristal, Luis, Ari, Mariana, Diana, Rodolfo, Elena, Nallely y Nayeli por su gran apoyo en el trabajo de campo, sin el cual este estudio no hubiera sido posible. También agradezco a Sheila y Jorge por la realización de las láminas delgadas y por sus enseñanzas, así como a Norah, Silvia y Czarina por todo su apoyo durante estos dos años.

Finalmente agradezco a toda mi familia, a mis hermanos Illiana, Jesús, Graciela y Carolina, a mi padre y especialmente a mi querida madre Graciela de Lourdes por su compañía, por sus consejos, por enseñarme que siempre es posible lograr lo que uno se propone, por mostrarme que no importa cuán difíciles sean las situaciones, siempre hay que seguir adelante, y por todas las enseñanzas que me ha dado en la vida.

Resumen

El campo basáltico San Francisco de Batuc (CBSFB) se encuentra a 30 km al este de la ciudad de Hermosillo, Sonora, México. Este campo está localizado en una paleo-cuenca tectónica, conformada por gravas, arenas, limos y arcillas, que está limitada por fallas normales con orientaciones preferentes NNW-SSE. El volcanismo ocurrió en dos pulsos: El pulso inicial (8 Ma) fue seguido por un periodo de sedimentación terrígena de la cuenca y cubierto por el segundo pulso (4 Ma). En ambos pulsos volcánicos se presentaron erupciones fisurales y estrombolianas, y en el caso del segundo pulso, también hidrovulcánicas. Esto se evidencia por la presencia de conductos fisurales remanentes con orientaciones N-S y NNW-SSE, conos cineríticos y bombas en forma de coliflor. El primer pulso se encuentra restringido a la porción occidental del área de estudio, mientras que el segundo se encuentra tanto en esta porción como en la oriental. El segundo pulso presentó interacción con sedimentos lodosos, evidenciado por la presencia de peperitas y tobacitas.

Ambos pulsos magmáticos presentan abundancia de xeno-megacristales de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y espinela, así como xenolitos gabróticos (gabro y gabro de olivino) y ultramáficos (lherzolita, dunita y clinopiroxenita con espinela y plagioclasa), lo cual sugiere un ascenso rápido del magma y la ausencia de una cámara magmática justificada. Tanto los xeno-megacristales como los xenolitos ultramáficos se caracterizan por la presencia de plagioclasa con maclas en punta de lanza y olivino con *kink banding*. Ambas características son causadas debido a una deformación de la malla cristalina por altas presiones. Asimismo, se encuentran cristales de espinela desestabilizada en transformación a plagioclasa, y cristales de olivino ligeramente alterado a clorita. Las lavas presentan una textura porfídica con una matriz orientada que varía de intergranular a intersticial, dolerítica y ofítica moteada. Además, en algunos casos, las lavas presentan microcristales de flogopita en la matriz.

Estas lavas son clasificadas como basaltos alcalinos y hawaitas ($\text{SiO}_2 < 50\%$), con subsaturación moderada en sílice, evidenciada por la presencia de *nefelina normativa* (1.5-5.5%) y valores en $\text{TiO}_2 > 2\%$, características típicas de la serie alcalina sódica. La ausencia de ejemplares diferenciados sugiere un ascenso rápido del magma. Los diagramas multielementales muestran espectros en forma de «joroba», característicos de magmatismo tipo-OIB y otros más planos, típicos de magmatismo tipo E-MORB. Los valores bajos en Ni (50-150 ppm), Cr (75-300 ppm) y el valor relativamente bajo del #mg (56-65), muestran que estas rocas son evolucionadas respecto a magmas primarios, pero poco fraccionadas. Las proporciones de Th/La similares a los valores del manto primitivo (~0.1), indican una baja asimilación cortical; mientras que las proporciones de Nd/La (>1) sugieren una fuente de un manto astenosférico. Los resultados isotópicos de Sr y Nd sugieren un reservorio mantélico de tipo PREMA + HIMU (?) y confirman la pobre o nula asimilación cortical. Los cálculos petrogenéticos con elementos traza, indican una baja tasa de fusión parcial (1-4%) de una fuente hipotética de tipo lherzolita con granate y espinela, lo cual es consistente con este tipo de magmatismo. La presencia de volcanismo máfico anorogénico con naturaleza alcalina en el Campo Basáltico San Francisco de Batuc refleja la ausencia de una placa que se subduce (*slab*) debajo de la litósfera de Sonora para el Mioceno tardío – Plioceno. Esto confirma la presencia de un levantamiento astenosférico ya establecido en la región para este tiempo.

Palabras clave: *San Francisco de Batuc, basaltos alcalinos, hawaitas, tipo-OIB, tipo-E-MORB, levantamiento astenosférico.*

Abstract

The San Francisco de Batuc volcanic field is located 30 km to the east of Hermosillo, Sonora, Mexico. This field is located in a tectonic paleo-basin, conformed by gravel, sand, silt and clays and limited by normal faults with NNW-SSE as preferential orientation. The volcanism occurred in two pulses: The initial pulse (8 Ma) was followed by a period of terrigenous deposition in the basin and was covered by the second pulse (4 Ma). Both volcanic pulses presented fissural and strombolian eruptions, and in the second pulse, also hydrovolcanic. This is evidenced by the presence of remnant fissural conduits with N-S, NNW-SSE orientation, cinder cones and cauliflower bombs. The first pulse is restricted to the occidental portion of the study area, while the second pulse is found in this portion and also on the oriental portion. The second pulse presented interaction with clayish sediments, evidenced by the presence of peperites and tuffites.

Both magmatic pulses present abundant xeno-megacrystals of plagioclase, olivine, clinopyroxene and spinel, as well as gabbroic (gabbro and olivine gabbro) and ultramafic xenoliths (lherzolite, dunitite and clinopyroxenite with spinel and plagioclase), which suggest a fast ascent of the magma and the absence of a justified magmatic chamber. Both ultramafic xeno-megacrystals and xenoliths are characterized by the presence of plagioclase with deformation twinning and olivine with kink banding. These characteristics are caused by a deformation of the crystalline structure by high pressure. Likewise, some spinel crystals are found destabilized transforming into plagioclase, and olivine crystals into chlorite. The lavas have a porphyritic texture with an oriented groundmass that varies from intergranular to interstitial, doleritic and ophitic-mottled. Besides, in some cases, lavas present phlogopite microcrystals on the groundmass.

These lavas are classified as alkaline basalts and hawaiites ($\text{SiO}_2 < 50\%$), with moderate silica subsaturation, evidenced by the presence of normative nepheline (1.5-5.5%) and $\text{TiO}_2 > 2\%$, typical characteristics of the alkaline-sodic series. The absence of more differentiated specimens suggests a fast ascent of the magma. Multi-element diagrams show OIB-type and E-MORB-type spectra. The low value of Ni (50-150 ppm), Cr (75-300 ppm) and the relatively low value of Nb (56-65), show that these rocks are evolved respect to primary magmas, but little fractionated. The Th/La proportions are similar to those of the primitive mantle values (~ 0.1), and indicates a low crustal assimilation, while the Nd/La proportions (> 1) suggest an asthenospheric mantle source. The Sr and Nd isotopic results suggest a PREMA + HIMU (?) mantle reservoirs and confirm the low or no crustal assimilation. Petrogenetic calculations with trace elements, indicate a low partial melting (1-4%) of a hypothetical lherzolite source with spinel and garnet, consistent with this type of magmatism. The presence of anorogenic mafic volcanism with alkaline nature in the San Francisco de Batuc volcanic field, reflects the absence of a slab below the Sonoran lithosphere at the Late Miocene – Pliocene. This confirms that the upwelling asthenosphere was already established in this region for this time.

Keywords: *San Francisco de Batuc, alkaline basalts, hawaiites, OIB-type, E-MORB-type, asthenospheric upwelling.*

Tabla de contenido

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
I.1 LOCALIZACIÓN	1
I.2 OBJETIVOS	2
I.3 METODOLOGÍA	3
I.3.1 Trabajo de gabinete.....	3
I.3.2 Trabajo de campo.....	3
I.3.3 Trabajo de laboratorio.....	3
I.3.3.1 Estudio petrográfico	3
I.3.3.2 Estudio geoquímico	4
CAPÍTULO II: GEOLOGÍA REGIONAL.....	10
CAPÍTULO III: FISIOGRAFÍA Y GEOMORFOLOGÍA	14
III.1 FISIOGRAFÍA.....	15
III.2 CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA	16
III.2.1 Mapa geomorfológico básico.....	17
III.2.2 Mapa morfogenético	18
CAPÍTULO IV: GEOLOGÍA LOCAL	21
IV.1 LAS UNIDADES ANTERIORES AL VOLCANISMO MÁFICO ALCALINO.....	21
IV.1.1 Las calizas paleozoicas-mesozoicas	24
IV.1.2 Los granitoides laramídicos	25
IV.1.3 Las riolitas e ignimbritas riolíticas.....	25
IV.1.4 La Formación Báucarit	25
IV.1.5 Los domos dacíticos.....	26
IV.1.6 La ignimbrita hiperalcalina, tipo Ignimbrita de Hermosillo	26
IV.1.7 Los sedimentos miocénicos	27
IV.2 EL VOLCANISMO MÁFICO ALCALINO.....	28
IV.2.1 El primer pulso basáltico	28
IV.2.2 Los sedimentos entre pulsos basálticos.....	29
IV.2.3 El segundo pulso basáltico.....	29
IV.2.3.1 Fase explosiva.....	30
IV.2.3.2 Fase lávica	32
IV.2.4 Mecanismos eruptivos	35
IV.2.4.1 Volcanismo fisural.....	35
IV.2.4.2 Volcanismo estromboliano	36

IV.2.4.3 Hidrovolcanismo	37
IV.2.5 Cálculo del volumen de lava.....	38
IV.2.6 El estudio geocronológico ^{40}K - ^{40}Ar	39
CAPÍTULO V: ESTUDIO PETROGRÁFICO	41
V.1 LAS UNIDADES ANTERIORES AL VOLCANISMO ALCALINO MÁFICO	41
V.1.1 Las calizas paleozoicas.....	41
V.1.2 Los granitoides laramídicos	42
V.1.3 Las riolitas e ignimbritas riolíticas del Oligoceno-Mioceno (?)	45
V.1.4 Los domos dacíticos del Mioceno.....	47
V.1.5 La ignimbrita hiperalcalina, tipo Ignimbrita de Hermosillo (Mioceno Medio)	48
V.2 EL VOLCANISMO ALCALINO MÁFICO (MIOCENO TARDÍO – PLIOCENO)	49
V.2.1 Los xenolitos máficos y ultramáficos de las lavas máficas alcalinas.....	61
V.2.2 Las rocas híbridas y sedimentos: Tobacitas, tobas de lapilli, peperitas y sedimentos no litificados.....	61
CAPÍTULO VI: ESTUDIO GEOQUÍMICO.....	67
VI.1 LOS ELEMENTOS MAYORES	67
VI.1.1 Los basaltos alcalinos y hawaitas	68
VI.1.2 El granito y las rocas híbridas	73
VI.2 LOS ELEMENTOS TRAZA	75
VI.2.1 Los basaltos alcalinos y hawaitas	75
VI.2.2 El granito y las rocas híbridas	80
VI.3 LOS ISÓTOPOS DE SR-ND	84
VI.4 CÁLCULOS PETROGENÉTICOS	86
VI.4.1 Cálculo de la composición de los magmas primarios, condiciones de la fuente generadora y tasa de fusión parcial	87
VI.4.2 Asimilación	97
CAPÍTULO VII: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.....	100
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	103
ANEXO 1	110
ANEXO 2	111

Índice de figuras

Figura 1.1: Localización del área de estudio (Sintetizado)	1
Figura 1.2: [A] Horno eléctrico automático multi-posición TheOX. [B] Espectrómetro XRF de longitud de onda-dispersiva S8 Tiger.....	5
Figura 1.3: Prensa hidráulica semi-automática HERZOG HTP-40.	6
Figura 1.4: [A] GENESYS 10S UV-Vis, [B] muestras después de la preparación	7
Figura 1.5: Finnigan MAT 262 Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS)	8
Figura 1.6: Espectrómetro de masas de gases nobles ARGUS VI.....	9
Figura 2.1: Plano geológico regional (Sintetizado).....	11
Figura 2.2: Paleorelieve del noroeste de México en el Mioceno medio (Sintetizado).....	14
Figura 3.1: Fisiografía del estado de Sonora (Sintetizado).....	15
Figura 3.2: Mapa geomorfológico básico (Sintetizado).....	18
Figura 3.3: Mapa morfogenético (Sintetizado)	20
Figura 4.1: Mapa geológico del campo volcánico San Francisco de Batuc (Sintetizado).....	22
Figura 4.2: Columna estratigráfica compuesta del área de estudio (Sintetizado)	23
Figura 4.3: Afloramientos de la sierra La Flojera (Sintetizado).....	24
Figura 4.4: Imagen panorámica viendo hacia la mesa Válgame Cristo (Sintetizado)	26
Figura 4.5: Afloramiento de conglomerado polimíctico (Sintetizado)	27
Figura 4.6: Afloramiento de peperitas (Sintetizado)	29
Figura 4.7: Afloramiento de sedimentos y tufitas (Sintetizado).....	30
Figura 4.8: Depósitos piroclásticos (Sintetizado)	31
Figura 4.9: Base de un derrame basáltico (Sintetizado)	32
Figura 4.10: Afloramientos de los basaltos alcalinos (Sintetizado)	33
Figura 4.11: Megacristales y xenolitos en los basaltos alcalinos (Sintetizado).....	34
Figura 4.12: Megacristales en los basaltos alcalinos (Sintetizado)	34
Figura 4.13: Fisuras de emisión (Sintetizado).....	36
Figura 4.14: Xenolitos en los basaltos alcalinos (Sintetizado).....	37
Figura 4.15: Afloramientos piroclásticos (Sintetizado).....	37
Figura 4.16: Diagrama edad (Ma) contra longitud E de los basaltos alcalinos y hawaitas del CBSFB	40
Figura 5.1: Fotomicrografías de las calizas paleozoicas (Sintetizado)	42
Figura 5.2: Fotomicrografías de los granitoides laramídicos (Sintetizado)	45
Figura 5.3: Fotomicrografías de las ignimbritas antiguas (Sintetizado)	47
Figura 5.4: Fotomicrografías de los domos dacíticos (Sintetizado).....	48
Figura 5.5: Fotomicrografías de la ignimbrita hiperalcalina (Sintetizado)	49
Figura 5.6: Fotomicrografías de los basaltos alcalinos (Sintetizado).....	51
Figura 5.7: Fotomicrografías de los basaltos alcalinos (Sintetizado).....	53
Figura 5.8: Fotomicrografías de los basaltos alcalinos (Sintetizado).....	56
Figura 5.9: Fotomicrografías de un gabro de olivino (Sintetizado)	61
Figura 5.10: Fotomicrografías de enclaves ultramáficos (Sintetizado).....	63
Figura 5.11: Fotomicrografías de rocas híbridas (Sintetizado)	65
Figura 6.1: Diagramas de variación tipo harker, tomando al MgO como índice de diferenciación	69
Figura 6.2: Diagrama TAS para clasificación de rocas volcánicas (Sintetizado)	72
Figura 6.3: Diagrama propuesto por Coombs (1963) (Sintetizado).....	72
Figura 6.4: Diagrama de Peccerillo y Taylor, 1976. (Sintetizado).....	74
Figura 6.5: Diagramas de variación tipo Harker, tomando al MgO como índice de diferenciación	75
Figura 6.6: Diagrama de variación Nb/La vs La/Yb. (Sintetizado)	76
Figura 6.7: Diagrama Ti/1000 vs V (Sintetizado).....	77
Figura 6.8: Diagrama de multielementos y de REE (Sintetizado)	78
Figura 6.9: Diagrama La/10-Y/15-Nb/8 propuesto por Cabanis y Lecolle, 1989 (Sintetizado).....	79
Figura 6.10: Diagrama Th-Hf/3-Ta propuesto por Wood, 1980 (Sintetizado)	80
Figura 6.11: Diagrama de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ contra $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Sintetizado).....	85
Figura 6.12: Bloque diagrama de Kushiro, 2001 (Sintetizado).....	86
Figura 6.13: Contenido de CaO contra MgO de los magmas primarios (Sintetizado)	89
Figura 6.14: Determinación de la presión de fusión parcial de los magmas primarios (Sintetizado)	90
Figura 6.15: Diagramas de estabilidad P-T del manto (Sintetizado)	91
Figura 6.16: Modelo de tasa de fusión parcial non-modal batch melting (Sintetizado)	93
Figura 6.17: Modelo de tasa de fusión parcial non-modal batch melting (Sintetizado).....	95
Figura 6.18: Modelo de tasa de fusión parcial non-modal batch melting (Sintetizado).....	96
Figura 6.19: Diagrama de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ contra $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Sintetizado).....	98
Figura 6.20: Curvas del cálculo del grado de contaminación (Sintetizado).....	99

Índice de tablas

Tabla 4.1: Clasificación de rocas piroclásticas-epiclásticas (Sintetizado).....	31
Tabla 4.2: Resultados analíticos K-Ar (Sintetizado).....	39
Tabla 5.1: Características petrográficas generales de las calizas paleozoicas.....	41
Tabla 5.2: Características petrográficas generales de los granitoides laramídicos y las rocas híbridas (Sintetizado).....	44
Tabla 5.3: Características petrográficas generales de las ignimbritas y tobas riolíticas (Sintetizado).....	46
Tabla 5.4: Características petrográficas generales de los domos dacíticos (Sintetizado).....	47
Tabla 5.5: Características petrográficas generales de la ignimbrita de Hermosillo (Sintetizado).....	48
Tabla 5.6: Descripciones petrográficas generales de los basaltos alcalinos y hawaitas (Sintetizado).....	59
Tabla 5.7: Descripción petrográfica general de los enclaves gabróticos y ultramáficos (Sintetizado)	63
Tabla 5.8: Descripción petrográfica general de los sedimentos no litificados, depósitos piroclásticos y tufficos y peperitas (Sintetizado).....	66
Tabla 6.1: Resultados de óxidos mayores con XRF y del cálculo de la norma CIPW (Sintetizado).....	70
Tabla 6.2: Resultados de geoquímica de elementos mayores (ICP-AES) y trazas (NAA) Paz Moreno, 1992	73
Tabla 6.3: Concentraciones en partes por millón (ppm) obtenidas por XRF de elementos traza (Sintetizado).....	81
Tabla 6.4: Concentraciones en partes por millón (ppm) obtenidas por ICP-MS (Sintetizado).....	83
Tabla 6.5: Radios isotópicos de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Sintetizado).....	84
Tabla 6.6: Magmas primarios (Sintetizado).....	88
Tabla 6.7: Coeficientes de partición (Sintetizado).....	92

Capítulo I: Introducción

I.1 Localización

El área de estudio cubre una superficie aproximada de 250 km² y se localiza a 30 km al este de la ciudad de Hermosillo, Sonora, México (Figura 1.1). Se encuentra en las cercanías de los poblados de Santa Rosalía, Topahue y San Francisco de Batuc. Está delimitada al norte por la presa “El Molinito” y la carretera federal número 14, y al sur por la carretera estatal número 20.

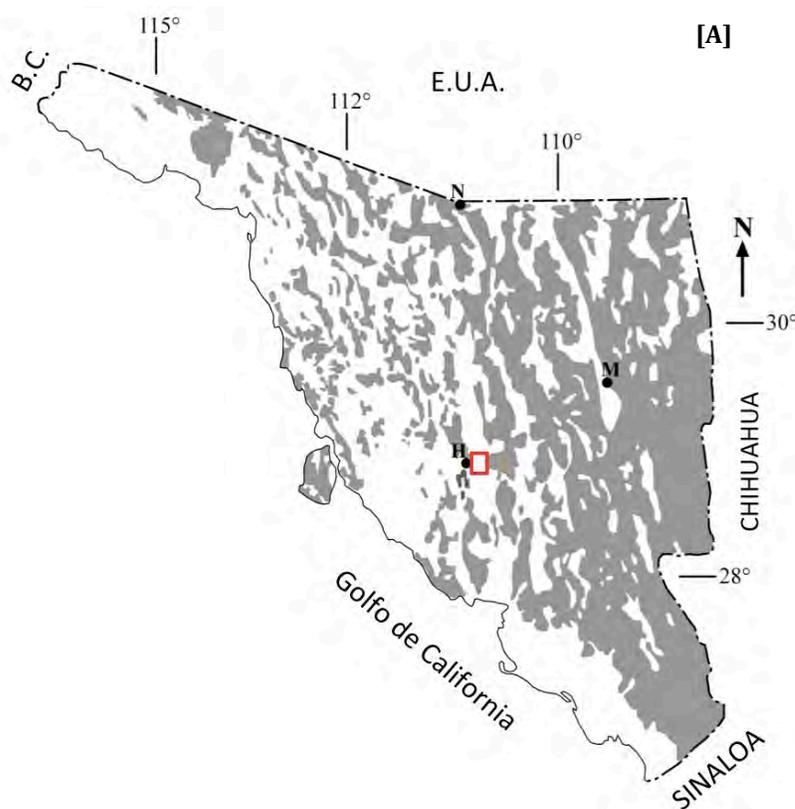
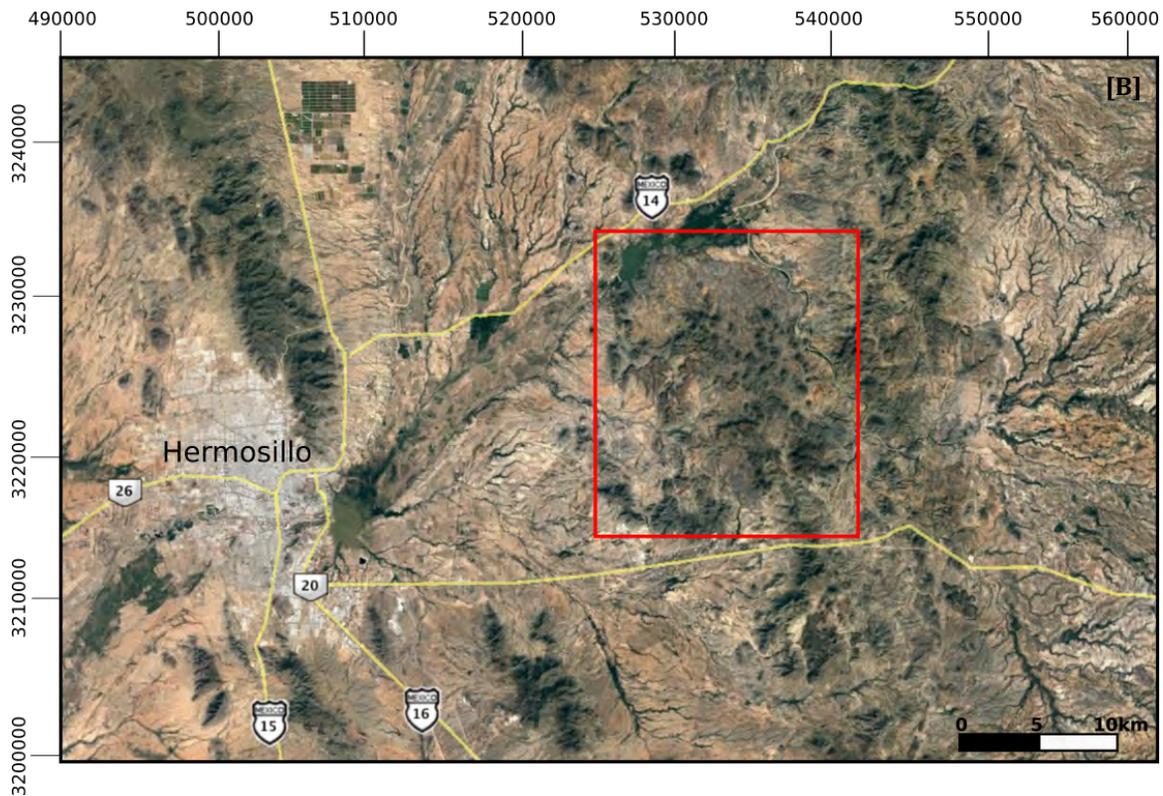


Figura 1.1: Localización del área de estudio: [A] Relieve actual del estado de Sonora. Las áreas en blanco son cuencas (59.2% de la superficie), mientras en gris se representan sierras (Cochemé, 1985), con un patrón general con orientación NW-SE; el área de estudio se denota con un rectángulo rojo. **H** = Hermosillo, **M** = Moctezuma, **N** = Nogales. [B] Imagen satelital tomada de Google Earth, el área de estudio se denota con un rectángulo rojo.



I.2 Objetivos

El objetivo principal de este estudio es caracterizar petrológicamente el volcanismo alcalino máfico del Mioceno-Plioceno en la región de San Francisco de Batuc. Los objetivos particulares se enlistan a continuación:

- Generar una cartografía geológica-volcanológica a detalle, empleando imágenes satelitales con verificación de campo.
- Definir la estratigrafía local con énfasis en el volcanismo máfico.
- Caracterizar de los mecanismos eruptivos y localizar los puntos de emisión.
- Caracterización petrográfica de las lavas máficas, enclaves máficos-ultramáficos y megacristales.
- Caracterización geoquímica, geocronológica y petrogenética de las lavas máficas.
- Estimar los volúmenes de emisión global de la lava máfica.

I.3 Metodología

Este estudio se elaboró en tres etapas: gabinete, campo y laboratorio, mismas que se describen a continuación:

I.3.1 Trabajo de gabinete

Esta etapa consistió en la recopilación de información de la geología regional y demás estudios previos del área de estudio. También se realizó el estudio geomorfológico y morfogenético con base en imágenes satelitales y cartas geológicas, usando la base topográfica 1:50 000 del INEGI (véase capítulo 3).

I.3.2 Trabajo de campo

Esta etapa consistió de 49 días efectivos de campo. Se contó con el apoyo de vehículos y financiamiento de gasolina y alimentación por parte del Departamento de Geología, Universidad de Sonora. En esta fase del estudio se realizó la cartografía geológica y la definición de la estratigrafía del área, así como el muestreo sistemático de roca para los estudios geocronológico, petrográfico y geoquímico.

I.3.3 Trabajo de laboratorio

El trabajo de laboratorio está dividido en dos estudios: el estudio petrográfico, y el estudio geoquímico.

I.3.3.1 Estudio petrográfico

Para el estudio petrográfico, se elaboraron 179 láminas delgadas en el Laboratorio de Corte y laminado de Roca del Departamento de Geología, Universidad de Sonora (UNISON), con el apoyo de los técnicos Sheila Abelí Corrales y Jorge Chang López. Además, se realizaron 16 láminas delgadas en el Laboratorio de laminado del Instituto de la Corteza Terrestre (*Институт Земной Кору*) de la división Siberiana de la Academia Rusa de Ciencias, en la ciudad de Irkutsk, Rusia. La determinación se efectuó con microscopios petrográficos en el Departamento de Geología, UNISON.

1.3.3.2 Estudio geoquímico

Los ejemplares más representativos del área de estudio fueron seleccionados para el análisis geoquímico y fueron muestrados rigurosa y sistemáticamente. La preparación de muestra inició con una quebradora de acero inoxidable Braun Chipmunk ubicada en la Estación Regional del Noroeste del Instituto de Geología de la Universidad Autónoma de México (ERNO-UNAM), la cual tritura hasta un tamaño < 0.5 cm. Posteriormente se empleó el molino de canicas de ágata Retsch S100, 250 ml, del Laboratorio de Preparación de Muestras del Departamento de Geología de la UNISON, que pulveriza hasta ~ 1.0 μm .

Todas las muestras fueron analizadas en una estancia de investigación en el Centro para Geodinámica y Geocronología del Instituto de la Corteza Terrestre (*ЦКП Геодинамика и геохронология, Институт Земной Коры*, <http://www.en.crust.irk.ru/lab08.html>), de la división Siberiana de la Academia Rusa de Ciencias, en la ciudad de Irkutsk, Rusia, entre el 15 de septiembre y el 15 de diciembre de 2016, a cargo del Dr. Alexei V. Ivanov.

Sobre la base de los criterios cartográfico, estratigráfico y petrográfico, se seleccionaron 28 muestras para el estudio de elementos mayores por Fluorescencia de Rayos X (XRF, por sus siglas en inglés), 38 para el estudio de elementos traza por XRF (28 y 10 muestras de Paz Moreno, 1992), 12 muestras para elementos traza por Espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (ICP-MS, por sus siglas en inglés) y las mismas 12 muestras para isótopos de Sr-Nd y 6 muestras para fechamiento por el método K-Ar.

A. Determinación de elementos mayores y traza por espectrometría XRF

Para la determinación de los elementos mayores es necesario fundir cada muestra, para lo cual se utiliza una mezcla de metaborato de litio (LiBO_2) y tetraborato de litio ($\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) como fundente. Antes de fundirlas, cerca de 600 mg de cada muestra fueron calentados en un horno de muflas a 950 $^\circ\text{C}$ durante 4 h; los fundentes LiBO_2 y $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$

fueron secados a 600 °C y 500 °C respectivamente durante 3 h. Las muestras calentadas y el fundente fueron pesados a una precisión de 0.1 mg. Cerca de 500 mg de la muestra fueron mezclados con 2.15 g de LiBO_2 y 5.35 g de $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ en un mortero de ágata y transferidos a un crisol de platino. Siete gotas de 40 mg/mL de LiBr en solución, fueron agregadas como agente liberador. La mezcla preparada (muestra:fundente = 1:15) fue fundida en un horno eléctrico multi-posiciones automático TheOX (Claisse, Canadá, **figura 1.2A**), a 1050 °C durante 22 min. El fundido resultante se depositó automáticamente en un molde de platino de 28 mm de diámetro.

La medición fue efectuada en un espectrómetro XRF de longitud de onda-dispersiva S8 Tiger (Bruker AXS, Alemania, **figura 1.2B**), equipado con un tubo de rayos X con un ánodo Rh. Para la calibración de este instrumento se utilizaron los materiales de referencia estándar (SRM, por sus siglas en inglés): SG-3 (granito), SG-4 (granito subalcalino), ST-2 (trap), GBPg-1 (plagiogneiss de granate-biotita), SGD-2a (gabro), SA-1 (limolita), SI-2 (caliza), DVB (andesita basáltica), DVA (andesita) y DVD (dacita). Para controlar la precisión de los resultados, se emplearon los estándares SRM BIR-1 (basalto Islándico) y BHVO-2 (basalto) del Servicio Geológico de los Estados Unidos.

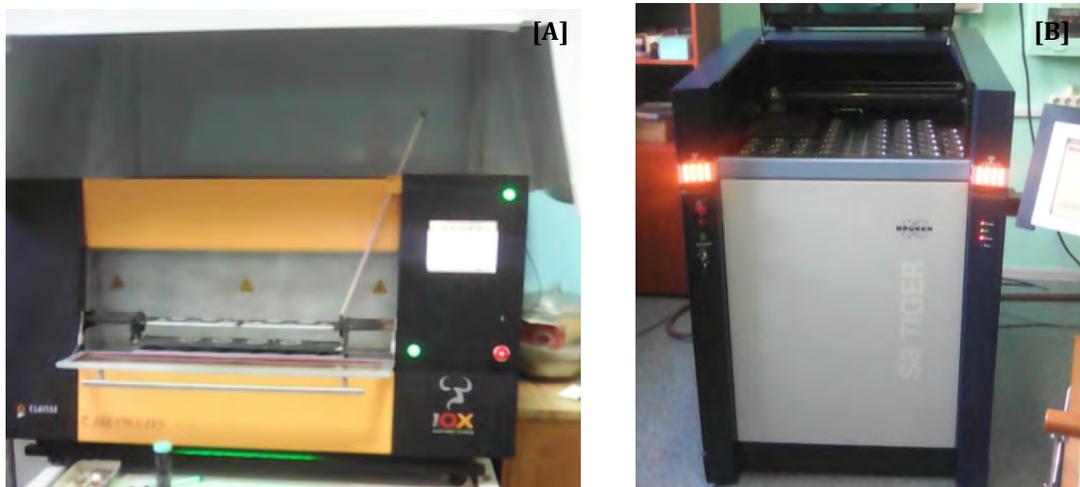


Figura 1.2: [A] Horno eléctrico automático multi-posición TheOX. [B] Espectrómetro XRF de longitud de onda-dispersiva S8 Tiger.

Para la determinación de los elementos traza, los polvos de cada muestra fueron prensados utilizando una prensa hidráulica semi-automática HERZOG HTP-40 (Alemania, [figura 1.3](#)) con una presión de peletización de 200 kN. Para medir la línea analítica de la mayoría de los elementos (Ba, Cr, V, Ni, Co, Sc, Pb, Cu, Zn, Cs, Ga, Sn, Ta, As, La, Ce, Nd, Sm), el procedimiento de preparación consistió en pesar aproximadamente 1 g de muestra y prensarlo en pellets cilíndricos de 40 mm de diámetro con fondo de ácido bórico. Para la determinación de las concentraciones de Rb, Sr, Y, Zr, Nb, U y Th, se agregó 1 ± 0.001 g de un agente de unión a 5 ± 0.001 g de muestra.



Figura 1.3: Prensa hidráulica semi-automática HERZOG HTP-40.

B. Medición de FeO y CO₂

Para la determinación de la concentración de FeO, se tomaron 0.02 g de cada muestra, se agregaron H₂SO₄ 4H (3 ml) + fenantrolina (0.3 g) + HF (8 gotas) y se calentó esta mezcla a 96-98 °C durante 30 minutos en vapor. En un vaso de precipitado se agregaron 10 ml de citrato trisódico y 10 ml de ácido bórico. La muestra, previamente preparada, fue añadida a esta mezcla, y posteriormente se agregó agua destilada hasta los 100 ml. Las mezclas fueron reposadas durante 1-2 horas ([Figura 1.4B](#)) y fueron medidas en un espectrómetro GENESYS 10S UV-Vis ([Figura 1.4A](#)).

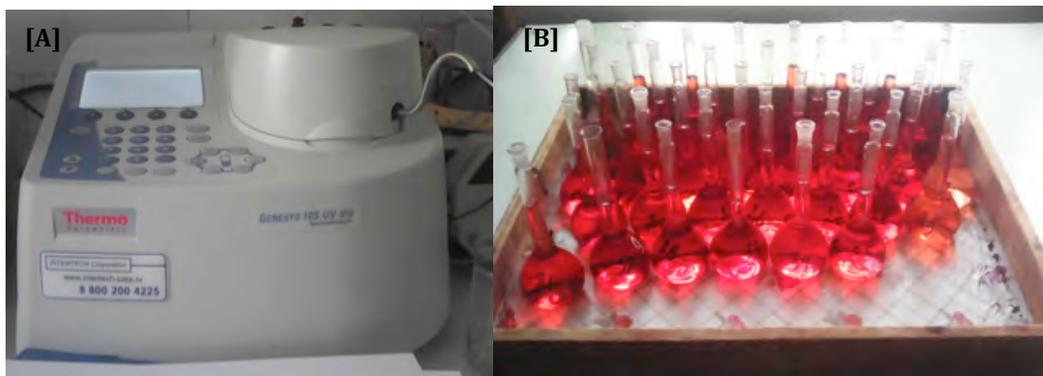


Figura 1.4: [A] GENESYS 10S UV-Vis, [B] muestras después de la preparación.

Para la medición de CO_2 , se tomaron 0.5 g de cada muestra y se añadieron 20 ml de HCl en un vaso de precipitado. En otro contenedor se vertió NaOH y posteriormente se colocó dentro del vaso de precipitado. Alrededor de media hora después, se colocaron 20 ml de BaCl_2 en otro contenedor, y después se agregó $\text{NaCO}_3 + \text{OH}^-$ (resultado de la reacción entre el CO_2 liberado por el HCl, con el NaOH). Esta reacción produjo $\text{Ba}(\text{OH})_2 + \text{Cl}^-$, la acidez de la muestra fue medida y convertida a la abundancia de CO_2 .

C. Medición de isótopos de Sr y Nd

Después de obtener los resultados analíticos de elementos mayores y traza, y criterios de campo y petrográfico, se seleccionaron 12 muestras para el estudio isotópico. Toda la preparación de muestras fue hecha en un cuarto limpio ISO 6. Alrededor de 200 mg de cada muestra fueron pesados con precisión y mezclados con agua desionizada. Fueron calentados a 160°C durante varios minutos y se les agregaron 5 ml de ácido concentrado (HClO_4 , HF y HNO_3 , con una relación de 0.2:3:1). Después de esto, las muestras fueron colocadas en una cuba ultrasónica durante una hora o más, dependiendo de la muestra. Posteriormente, las muestras fueron calentadas durante 2 días a 160°C .

Para obtener los isótopos de Nd y Sr, se emplearon columnas especiales para cada uno. Para los isótopos de Nd, las columnas fueron limpiadas con 10 ml de 0.1 nHCl. Se agregó 1 ml de 0.1 nHCl a cada muestra y posteriormente esto se agregó a las columnas. Se añadieron 2 ml de 0.1 nHCl en el contenedor de la muestra y posteriormente fuente vertido en la columna. Se añadieron 16 ml de 0.1 nHCl y 2.7 ml de 0.3 nHCl a la

columna, y posteriormente se recuperaron los isótopos de Nd con 5ml de 0.3 nHCl. El resultado se calentó a 140 °C hasta que se evaporó. Las columnas se limpiaron llenándolas dos veces con 6 nHCl y 4 veces con 0.1 nHCl. Para los isótopos de Sr se realizó este procedimiento dos veces, con ácidos más fuertes.

Las muestras fueron montadas en un filamento con trazadores y diferentes sustancias especiales para cada elemento (Nd y Sr). Las mediciones fueron hechas en un espectrómetro de masas Finnigan MAT 262 (Figura 1.5).



Figura 1.5: Finnigan MAT 262 Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS).

D. Geocronología K-Ar

Por criterio geológico, seis muestras fueron seleccionadas para este estudio. Estas muestras fueron trituradas hasta < 0.5 mm, pero para este estudio se tomó la fracción de 250-500 μm . Todas las muestras fueron limpiadas a mano con un microscopio binocular, eliminando los fenocristales de olivino, plagioclasa y clinopiroxeno, y tomando solamente la matriz volcánica. Una alícuota de alrededor de 1 g de cada muestra fue pulverizada en un molino de ágata para medir el contenido de K, empleando el método de fotometría de llama en un espectrómetro de absorción atómica Solaar M6. Una segunda alícuota de 200 mg fue montada en un horno de resistencia con doble vacío, donde fue liberado argón por fusión. Posteriormente fue limpiada de mezclas de gases agresivos en un sistema de purificación de gases empleando dos captadores SAES a temperatura

ambiente y en alta temperatura, para finalmente ser analizado en un espectrómetro de masas multicolector ARGUS VI (Figura 1.6). El sistema volumétrico del espectrómetro de masas fue calibrado utilizando el estándar HDB1 con $^{40}\text{Ar}^* = 7.536 \pm 0.104 \times 10^{-6} \text{ cm}^3/\text{g}$ STP and $K = 7.956 \pm 0.051\%$ (Hess y Lippolt, 1994). La discriminación de masas fue contabilizada por análisis de argón atmosférico en el rango de presiones igual al utilizado para las mediciones de los estándares y desconocidos. Se empleó la relación $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 298.56$ para el argón atmosférico (Lee *et al.*, 2006) y constantes convencionales de decaimiento de ^{40}K (Steiger y Jäger, 1977).



Figura 1.6: Espectrómetro de masas de gases nobles ARGUS VI.

Capítulo II: Geología regional

La nomenclatura utilizada a continuación fue tomada del Servicio Geológico Mexicano (SGM, 1999). Desde el Proterozoico superior y durante el Paleozoico, en el noroeste de México existió un margen continental pasivo. En esta cuenca marina se depositaron varias secuencias detrítico-carbonatadas, cuyos vestigios, actualmente afloran al sur-sureste del área de estudio (Figura 2.1), como una secuencia de areniscas, calizas y dolomías (*pTs Cz-Ar*) que, según Stoyanow (1942), tienen una edad proterozoica tardía con base en fósiles de arrecifes de algas *Collenia* y a la presencia de estromatolitos en las dolomías de la parte superior de la secuencia. En el límite suroriental del área de estudio (Figura 2.1) se encuentran secuencias sedimentarias que, según el SGM (1999), presentan una edad paleozoica (Cámbrico Medio-Pérmico). Estas secuencias están conformadas por calizas y areniscas con intercalaciones de lutitas y lentes de pedernal (*P Cz-Ar*) y lutitas con intercalaciones de calizas (*CmPoLu-Cz*).

Durante el Triásico Medio la sedimentación continuó. Se encuentran areniscas y calizas (*TRm Ar – Cz*) aflorando en la sierra La Flojera al este de Hermosillo, donde Rodríguez-Castañeda (1981) reportó pelecípodos del género *Halobia sp.*, con un rango de edad del Triásico Medio al Triásico Tardío. Durante esta última época, se depositaron grandes espesores de areniscas, calizas y lutitas (*TRs Ar-Lu*) con algunos conglomerados pertenecientes al Grupo Barranca; estos depósitos presentan flora y fauna fósil de edad Cárnica. La secuencia conformada por lutitas presenta intercalaciones de mantos de carbón con diversos grados de metamorfismo térmico que en algunas localidades dan origen a grafito amorfo (SGM, 1999). No se reportó la presencia del Triásico Temprano.

En el Cretácico tardío se desarrolló el proceso de subducción de la placa de Farallón debajo de la placa Norteamericana, que inició con la formación de un margen continental activo conocido como orogenia Laramide. Como parte de esta orogenia, ocurrieron intrusiones de dimensiones batolíticas, conformadas por granitos, granodioritas, monzogranitos, dioritas, pórfidos graníticos, granitos de carácter hiperaluminoso con muscovita primaria y pórfidos cuarzomonzoníticos y dioríticos así como sus equivalentes

volcánicos (*KsTpaGr-Gd*, *TcD-Gd*), SGM (1999). En los alrededores del área de estudio, una secuencia de andesitas y tobas andesíticas (*Ks A-Ta*) del Cretácico tardío – Cenomaniano, son correlacionadas a la parte media de la Formación Tarahumara según Wilson y Rocha (1946).

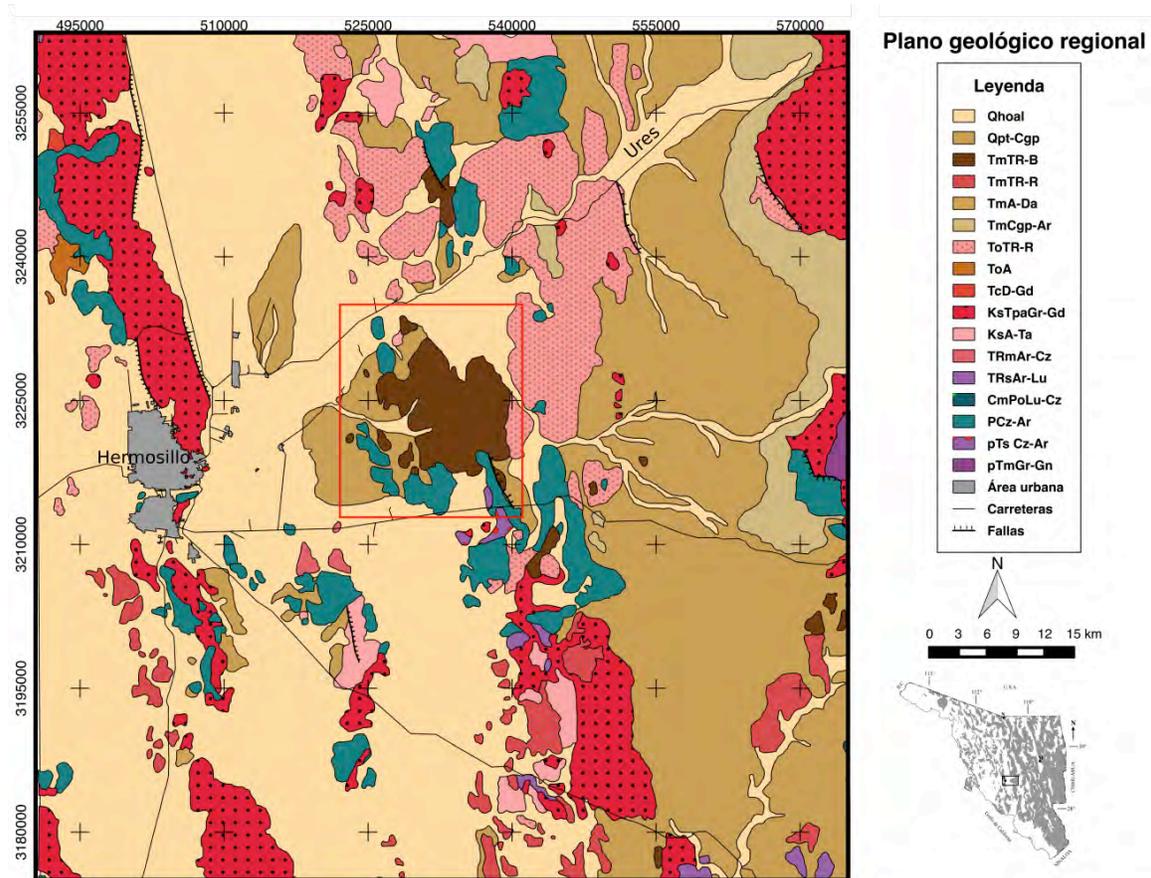


Figura 2.1: Plano geológico regional realizado con base en datos de las cartas geológicas escala 1:250,000 Hermosillo (SGM, 1999) y Sierra libre (SGM, 2000), tomando también su nomenclatura; se muestra el mapa del relieve del estado de Sonora de Cochemé (1985). El área de estudio está enmarcada en el rectángulo rojo.

Sobreyaciendo discordantemente a estas unidades, se encuentran rocas andesíticas (*ToA*) de edad oligocénica, que a su vez son cubiertas por una secuencia de tobas riolíticas, riolitas e ignimbritas (*ToTR-R*) que se distribuyen con orientaciones N-S, y que se atribuyen a la secuencia volcánica de la Sierra Madre Occidental (SGM, 1999).

En el oeste de los Estados Unidos y el Noroeste de México, se desarrolló durante el Terciario - Neógeno un evento tectónico distensivo conocido como Cuencas y Sierras (*Basin and Range*), debido a un movimiento divergente este-oeste (Thompson y Burke, 1974). Este evento formó sierras y valles paralelos limitados por fallas normales, con una orientación norte-sur, nor-noroeste - sur-sureste. Los bloques levantados comenzaron a erosionarse y se produjo una alternancia de conglomerados polimícticos y areniscas (*Tm Cgp-Ar*) de edad miocénica que se conoce como Formación Baúcarit y que presenta basculamiento (Dumble, 1900, King, 1939); dentro de esta formación se encuentran derrames de basalto interstratificados con una edad de 22.3 Ma (Paz-Moreno *et al.*, 2003).

En esta región, en zonas con una gran tasa de extensión se desarrollaron Núcleos metamórficos complejos (MCC, por sus siglas en inglés). Los MCC ocurren como resultado de un proceso de gran extensión continental, donde la corteza media e inferior se levanta mediante el desarrollo de fallas normales profundas de bajo ángulo conocidas como fallas de despegue (Lister y Davis, 1989) que yuxtaponen tipos de rocas con historias geológicas radicalmente diferentes (Davis y Lister, 1988). Este es el caso de la Sierra de Mazatán, al este del área de estudio, que, según Vega-Granillo y Calmus (2003), es el extremo sur de los MCC del norte de Sonora y sur de Arizona. Estos mismos autores proponen una edad de Terciario Medio con base en la edad aparente de trazas de fisión en apatito. En el MCC de la Sierra de Mazatán ocurrió metamorfismo dinámico a lo largo de una zona de cizalla planar y gruesa, donde se produjo una fábrica milonítica a profundidad (Vega-Granillo y Calmus, 2003).

Al finalizar el proceso de subducción de la placa Farallón debajo de la Norteamericana, durante el Mioceno Medio, se desarrolló un *rift* intracontinental conocido como «Proto-Golfo de California» (Vidal-Solano *et al.*, 2005). Este *rift* desencadenó un magmatismo hiperalcalino de naturaleza transicional, conocido como Ignimbrita de Hermosillo para Sonora, y su equivalente Toba de San Felipe para Baja California (Stock *et al.*, 1999), con una edad de 12.5 Ma (Vidal-Solano *et al.*, 2005, [figura 2.2](#)).

Debido a la alta tasa de extensión en la provincia de Sierras y Valles y, en el caso del noroeste de México, también debido al desarrollo del proto-Golfo de California, durante el Mioceno tuvo lugar la formación de campos volcánicos constituidos esencialmente por basaltos alcalinos y hawaitas (*TmTr-B*). Este es el caso de los campos volcánicos de Sáric, Rosario Tesopaco y San Francisco de Batuc, los cuales forman parte del «Alineamiento Pápago-Yaqui» (Paz-Moreno, 1992, Figura 2.2). Este fenómeno se extiende en la provincia de Sierras y Valles del suroeste de los Estados Unidos de América, v.g. en el campo Gerónimo, valle de San Bernardino, sureste de Arizona, formado por *maars*, flujos de lava y conos cineríticos, con una firma genética de tipo E-MORB (Menzies, *et al.*, 1983). Este conjunto de campos volcánicos anorogénicos comparten varias características: variación litológica de basaltos alcalinos a hawaitas, alta presencia de xenolitos ultramáficos (lherzolitas y piroxenitas con espinela), abundancia de xeno-megacristales de plagioclasa, olivino, piroxeno y espinela, así como una subsaturación en sílice.

Finalmente, durante el Cuaternario, al pie de la Sierra Madre Occidental (SMO), en el valle de Moctezuma, Sonora se desarrolló un campo basáltico con lavas toleíticas-transicionales-alcalinas. El primer evento, de 1.7 Ma, es de naturaleza toleítica, mientras que el último evento, con 0.53 Ma, es de naturaleza alcalina (Paz-Moreno, *et al.*, 2003). También durante este periodo, se desarrolló una erosión y depósito que generó gravas (*Qpt-Cgp*) y arenas y limos como parte del aluvión (*Qhoal*).

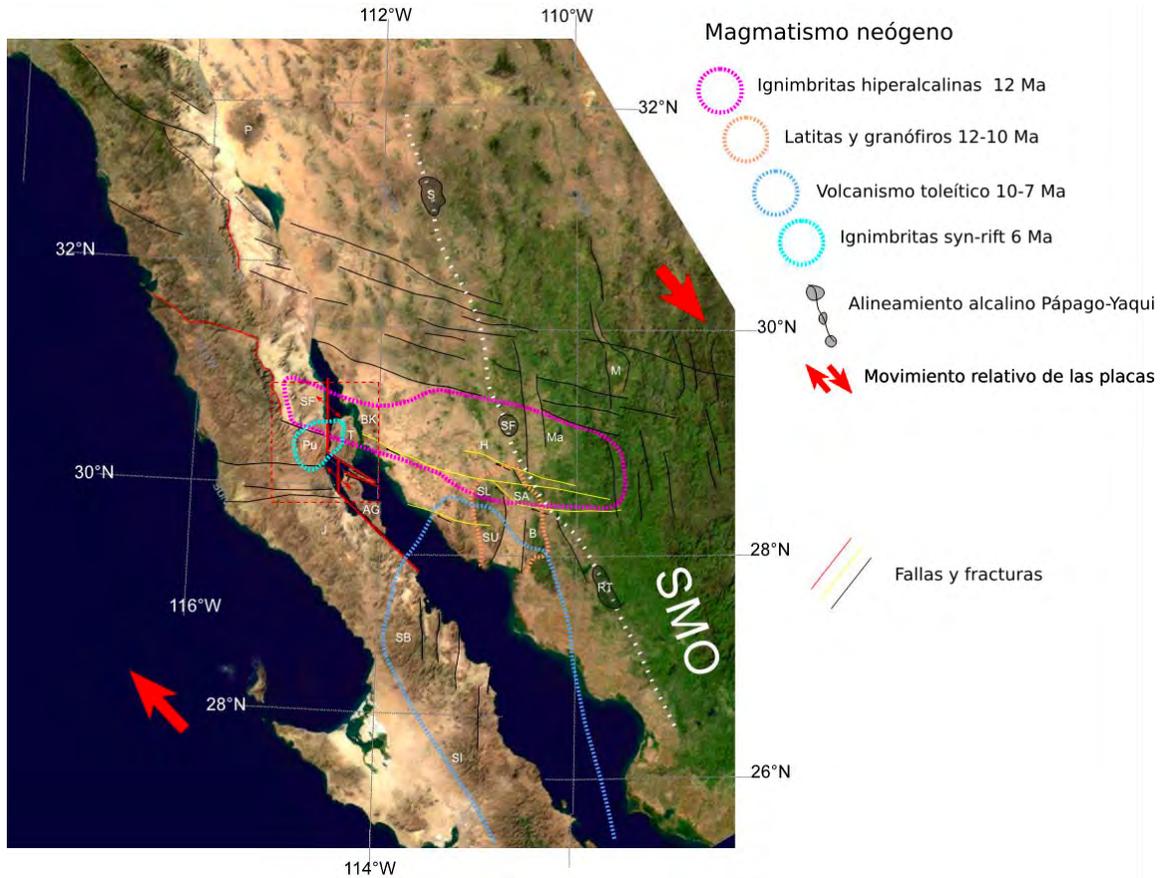


Figura 2.2: Paleo-relieve del noroeste de México en el Mioceno medio, modificado de [Vidal-Solano \(2005\)](#), mostrando fallas y fracturas generales, las diferentes etapas de magmatismo y la orientación de la placa Norteamericana contra la del Pacífico. **P:** Pinacate, **S:** Sáric, **M:** Moctezuma, **Ma:** Mazatán, **SF:** San Francisco de Batuc, **H:** Hermosillo, **SL:** Sierra Libre, **SA:** Sierra San Antonio, **SU:** Sierra Santa Úrsula, **B:** Sierra Bacatete, **RT:** Rosario Tesopaco, **BK:** Bahía Kino, **IT:** Isla Tiburón, **AG:** Isla Ángel de la Guarda, **SF:** San Felipe, **Pu:** Puertecitos, **J:** Jaraguay, **SB:** San Borja, **SI:** San Ignacio, **SMO:** Sierra Madre Occidental.

Capítulo III: Fisiografía y geomorfología

La fisiografía y geomorfología muestran el origen y composición del relieve, así como las relaciones ambientales y los procesos que originaron al relieve, entre otras. Es por esto, que estas ramas son de especial importancia para el estudio de rocas lávicas relativamente jóvenes.

III.1 Fisiografía

El estado de Sonora está conformado por cuatro provincias fisiográficas (INEGI, 1991, modificado de Raisz (1964), Figura 3.1), con sus respectivas subprovincias: Llanura Sonorense (Desierto de Altar, Sierra del Pinacate, Sierras y Llanuras Sonorenses), Llanura costera del Pacífico (Llanura Costera y Deltas de Sonora y Sinaloa), Sierras y Llanuras del Norte (Llanuras y Médanos del Norte) y Sierra Madre Occidental (Sierras y Valles del Norte, Sierras y Cañadas del Norte, Pie de la Sierra y Gran Meseta y Cañones Chihuahuenses).

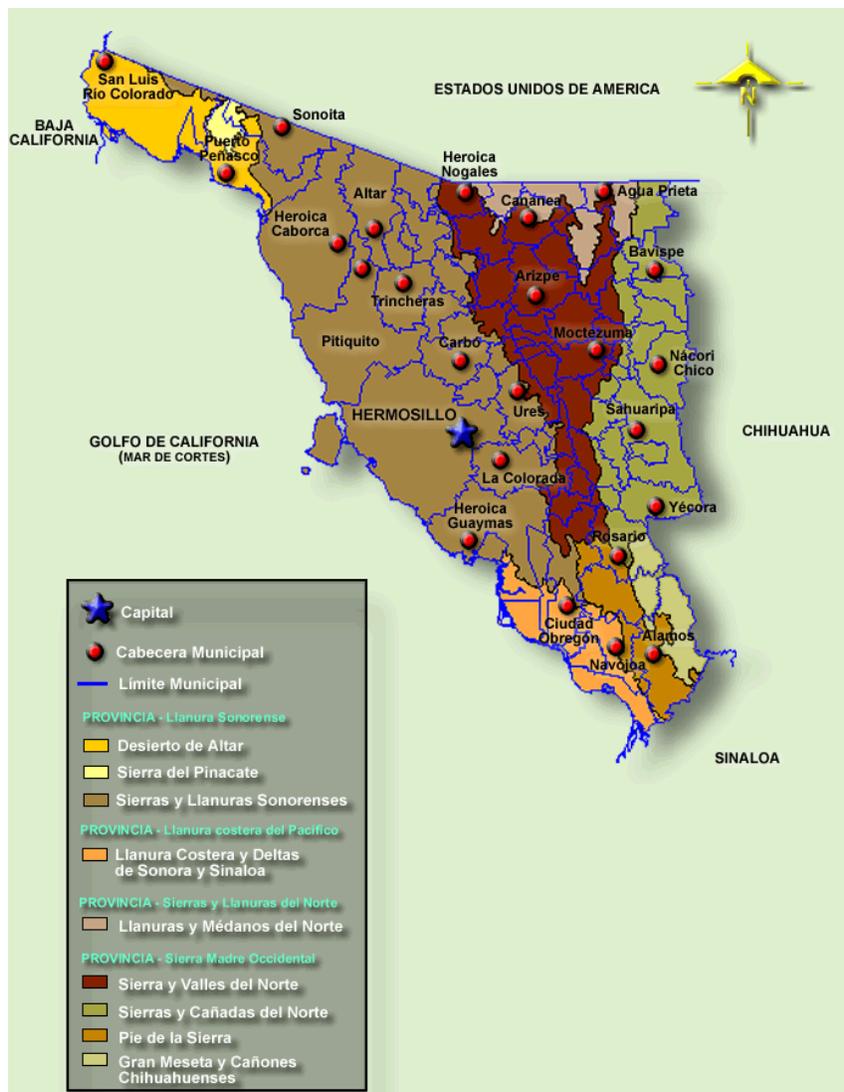


Figura 3.1: Mapa fisiográfico del estado de Sonora, INEGI (1991), modificado de Raisz (1964).

El área de estudio se encuentra dentro de la provincia Llanura Sonorense, en la subprovincia Sierras y Llanuras Sonorenses (Figura 3.1). Esta provincia se caracteriza por sierras con una orientación NW-SE limitadas por valles con grandes espesores rellenos de conglomerados y otros sedimentos mal consolidados debido a la tectónica distensiva que afectó al noroeste de México desde el Terciario medio.

III.2 Cartografía geomorfológica

El objetivo de la cartografía geomorfológica es la creación de mapas temáticos que delimiten y definan las formas del terreno según el enfoque empleado (Gutiérrez-Anguamea, 2009). Para la creación de estos mapas se emplean diferentes tipos de información: la información morfométrica (pendientes, alturas, entre otros), morfográfica (geometría de los cuerpos), morfodinámica (procesos involucrados), y geológica (litología, estructuras, entre otros).

Los mapas geomorfológicos muestran el origen y la composición del relieve, las relaciones ambientales, entre otros rasgos. Se basan en unidades caracterizadas por su geometría. Con base en la información anteriormente descrita y el objetivo planteado, Verstappen y Van Zuidam (1981) proponen tres tipos de mapas geomorfológicos:

- Mapas geomorfológicos analíticos: proporcionan información sobre el relieve y su forma (v. g. mapa geomorfológico básico), así como los procesos que le dieron origen (morfogénesis); estos mapas se muestran a continuación (Figuras 3.2 y 3.3).
- Mapas geomorfológicos sintéticos: indican las relaciones ambientales entre el terreno y factores de modelación del paisaje (v. g. mapa geomorfológico ambiental, paisajístico).
- Mapas geomorfológicos pragmáticos: son mapas guiados por un propósito específico que toman como base la información geomórfica para representar una solución a un problema planteado (v. g. mapas de riesgos geológicos).

III.2.1 Mapa geomorfológico básico

Los mapas geomorfológicos básicos indican la forma del relieve y la constitución de cada uno de sus entes; están conformados por unidades caracterizadas por su elevación y relieve, pendiente y litología. Según su elevación y relieve, se clasifican en los siguientes grupos: planicies (sin variaciones topográficas), lomeríos o mesas (con una diferencia de alturas entre la base y la cima de 200 m), laderas montañosas bajas (400-600 m) y laderas montañosas altas (más de 600 m). Esto se complementa con los valores de la pendiente, dividida en estable (0-10°), metaestable (10-25°) e inestable (superior a 25°). La suma de estos dos términos, y de la composición litológica, le da un nombre a cada uno de los entes geomorfológicos.

Los alrededores del área de estudio están representados principalmente por lomeríos con pendientes que varían desde inestables hasta estables y con litologías de rocas extrusivas, detríticas y detríticas-carbonatadas. La zona central del área está representada por mesas y lomeríos de basaltos (Figura 3.2).

Se presentan cuatro tipos de planicies: la planicie aluvial divergente superior, la planicie aluvial divergente inferior (diferenciadas por su inclinación y posición topográfica, siendo mayor en la primera respecto a la segunda) así como planicies aluviales (representadas por ríos y arroyos con su zona de influencia) y planicies aluviales antropogénicas cultivadas donde se presentan repesos (presa El Molinito) y zonas de cultivo (Figura 3.2).

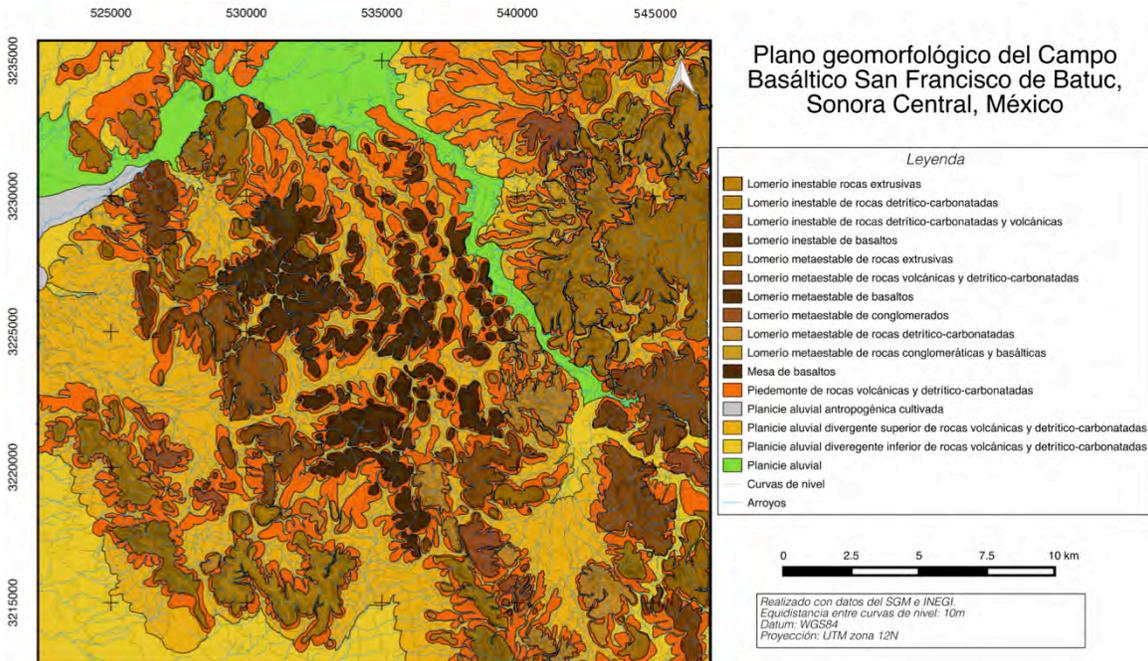


Figura 3.2: Mapa geomorfológico básico del área de estudio, generado con datos tomados del [SGM \(1999\)](#) e [INEGI \(1982 y 1999\)](#).

III.2.2 Mapa morfogenético

Los mapas morfogenéticos indican los procesos (endógenos y exógenos) que originaron las formas del relieve actual. Los factores endógenos son factores volcánicos y estructurales, mientras que los exógenos son factores de modelado del terreno como la acumulación, denudación, los factores fluviales, entre otros. Con base en estos parámetros se definieron seis orígenes principales para el área de estudio: volcánico, acumulativo, denudativo, kárstico, fluvial y antrópico, así como todas las combinaciones posibles entre ellas. El área de estudio y sus alrededores, se caracteriza por la siguiente morfogénesis ([Figura 3.3](#)):

Origen volcánico miocénico-pliocénico: Caracterizada por cuerpos morfológicos originados por procesos volcánicos del Mioceno-Plioceno, corresponde a los cuerpos de este estudio. Se subdivide en dos orígenes:

Acumulativo: Entes geomorfológicos con modelado ligero o nulo, cuya forma solamente es determinada por su naturaleza volcánica. Representado por mesas basálticas, v.g. mesa Válgame Cristo.

Modelado: Engloba a cuerpos con un origen volcánico pero con una ligera o mediana acción de modelado que tiene influencia en la forma actual del relieve. Esta unidad está representada geomorfológicamente por lomeríos metaestables e inestables de basaltos, por ejemplo cerro Las Ánimas.

Origen volcánico-denudativo: Este grupo engloba a cuerpos geomorfológicos con un origen volcánico que ha sido denudado. Este grupo está conformado por lomeríos de rocas con una composición variable.

Origen volcánico acumulativo-denudativo: Son cuerpos con una morfología originada por factores volcánicos y acumulativos (sedimentación), pero que presenta un factor de denudación que define la forma actual de este cuerpo. Representado por lomeríos de rocas volcánicas y sedimentarias.

Origen kárstico-denudativo: Entes geomorfológicos definidos por factores denudativos y constituidos por rocas detríticas-carbonatadas que forman lomeríos metaestables e inestables. Por ejemplo, sierra Los Leyva.

Origen acumulativo-denudativo: Cuerpos geomorfológicos definidos por factores de acumulación (sedimentación) que fueron afectados por denudación. Se compone de lomeríos metaestables de rocas sedimentarias.

Los piedemonte presentan un origen denudativo-acumulativo. Un subgrupo de esta morfogénesis es el de origen fluvial; dentro de esta unidad se presentan las planicies aluviales y planicies aluviales divergentes superior e inferior del área de estudio. Por otro lado, los cuerpos de origen fluvial pero con intervención humana, se conoce como un origen fluvial-antrópico como es el caso de la presa “El Molinito”.

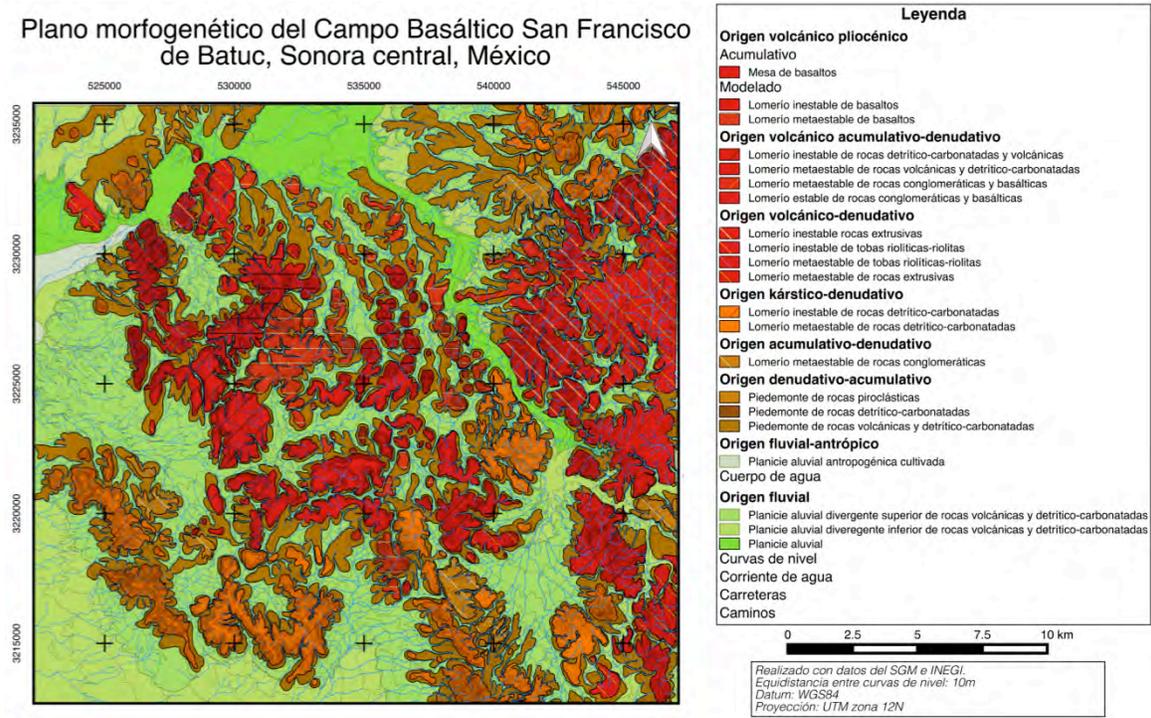


Figura 3.3: Mapa morfogenético del área de estudio con datos tomados del SGM (1999) e INEGI (1982 y 1999).

Capítulo IV: Geología local

Este estudio se centra en el evento volcánico alcalino-máfico del Mioceno-Plioceno. Sin embargo, en el área de estudio se encuentran rocas anteriores a dicho evento. Debido a esto, el presente capítulo se divide en dos sub-capítulos. El primero de ellos trata sobre las unidades anteriores a este evento, y el segundo sobre este evento volcánico alcalino. Para facilitar la localización de los diferentes afloramientos, se utilizan diversas referencias geográficas que se encuentran marcadas en el mapa geológico local (presa El Molinito, mesa Válgame Cristo, cerro El Picacho, cerro El Resbaladero, sierra de La Flojera, cerro Prieto y rancho El Pozo) (Figura 4.1).

IV.1 Las unidades anteriores al volcanismo máfico alcalino

Gran parte del área de estudio se encuentra cubierta por el evento volcánico alcalino máfico del Mioceno-Plioceno. Sin embargo, tanto dentro del área de estudio como en sus límites se encuentran unidades anteriores a este evento, con edades que llegan hasta el Paleozoico. A continuación, se describen estas unidades de manera general.

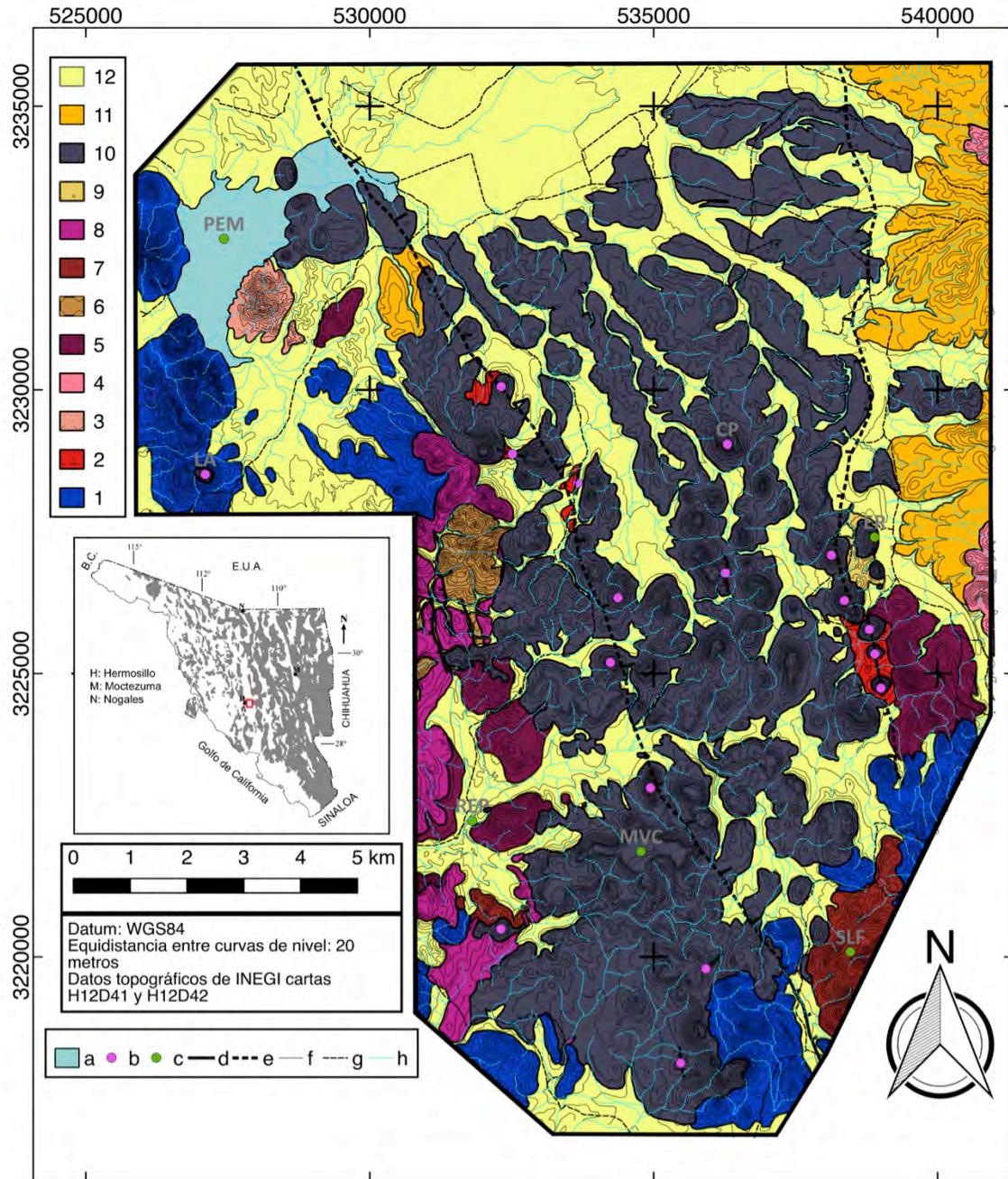


Figura 4.1: Mapa geológico del campo volcánico San Francisco de Batuc; se muestra la localización del área de estudio en el mapa de [Cochemé \(1985\)](#). Legenda: **1** – Calizas paleozoicas, **2** – Granitoides laramídicos, **3, 4 y 5** – Secuencia de ignimbritas y tobas riolíticas y andesitas, **6** – Fm. Báucarit, **7** – Domos dacíticos, **8** – Ignimbrita hiperalcalina, tipo Ignimbrita de Hermosillo, **9** – Gravas, limos y arcillas no litificadas del Mioceno tardío, **10** – Basaltos alcalinos y Hawaiitas, **11** – Gravas cuaternarias, **12** – Aluvión;

Simbología: **a** – presa El Molinito, **b** – Puntos de emisión, **c** – Toponimia: **PEM** = presa el Molinito, **LA** = cerro Las Ánimas, **CP** = cerro Prieto, **ER** = cerro El Resbaladero, **REP** = rancho El Pozo, **MVC** = mesa Válgame Cristo, **SLF** = sierra La Flojera; **d** – Fallas, **e** – Fallas inferidas, **f** – Curvas de nivel, **g** – caminos, **h** – arroyos.

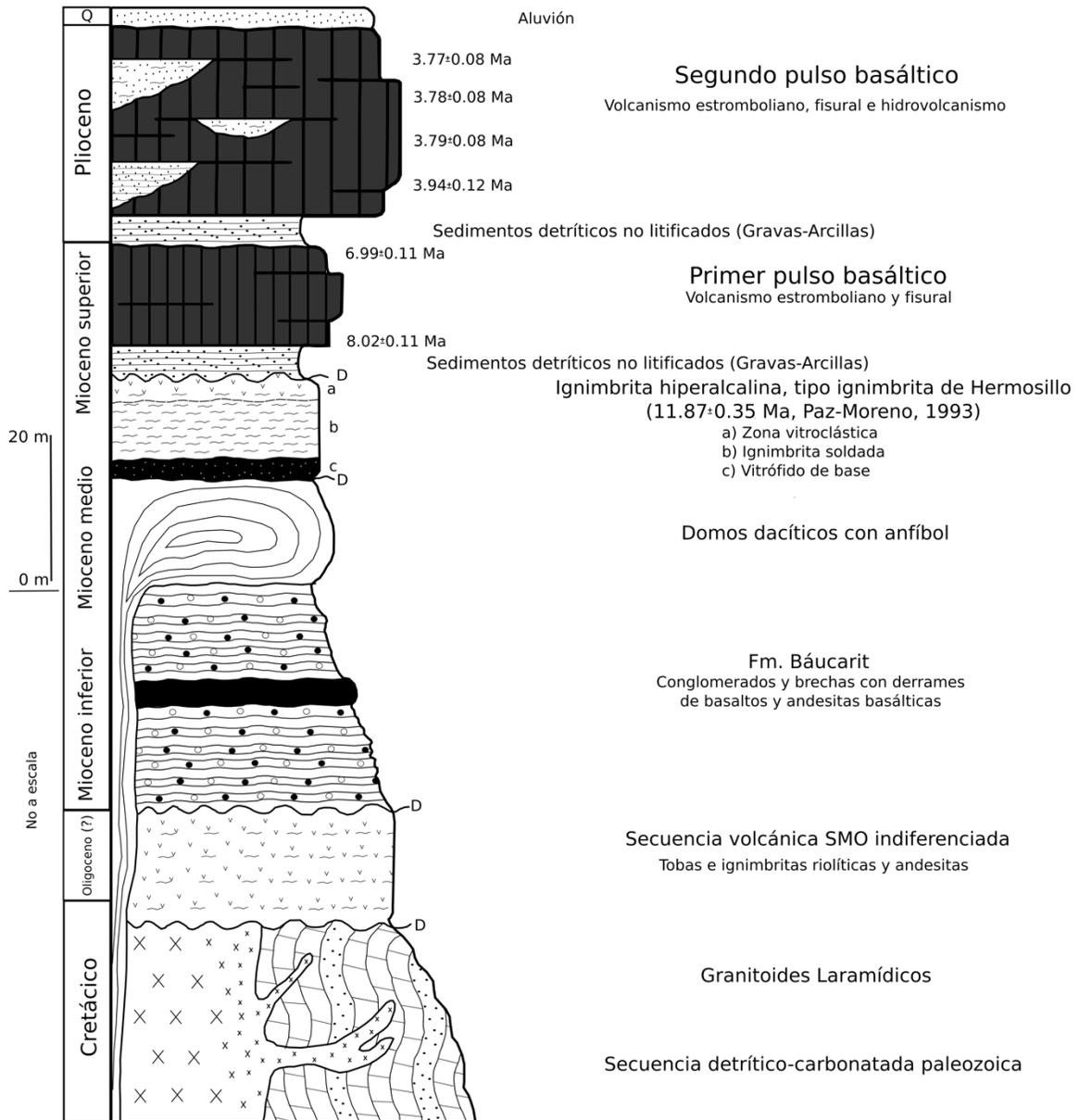


Figura 4.2: Columna estratigráfica compuesta del área de estudio. Las unidades anteriores a los domos dac3ticos de anf3bol, no se presentan a escala. La edad del Oligoceno es incierta. D = Discordancia, Q = Cuaternario, Ma = Millones de años, SMO = Sierra Madre Occidental. Las edades de los basaltos alcalinos y hawaitas fueron medidas por el método $^{40}\text{K}-^{40}\text{Ar}$.

IV.1.1 Las calizas paleozoicas-mesozoicas

Esta unidad aflora en los extremos sur-orientales, sur-occidentales y nor-occidentales del área de estudio (**Figura 4.1**). Fue descrita por **Rodríguez-Castañeda (1981)** en la zona sur-oriental del área de estudio como calizas de color gris claro y recristalizadas, con fragmentos de crinoides y pelecípodos. Este mismo autor le asignó una edad misisípica. En la cima de esta secuencia se presentan calizas con horizontes terrígenos asignados al Triásico Medio – Triásico Tardío, debido a la presencia de pelecípodos *Halobia sp.* (**Rodríguez-Castañeda, 1981**).

En los afloramientos sur-orientales se observan pequeños horizontes arcillosos, mientras que en los occidentales es más común la presencia de pedernal. Esta unidad se caracteriza por una alta deformación y recristalización generalizada (**Figura 4.3**), así como oxidación, epidotización y silicificación localizada.

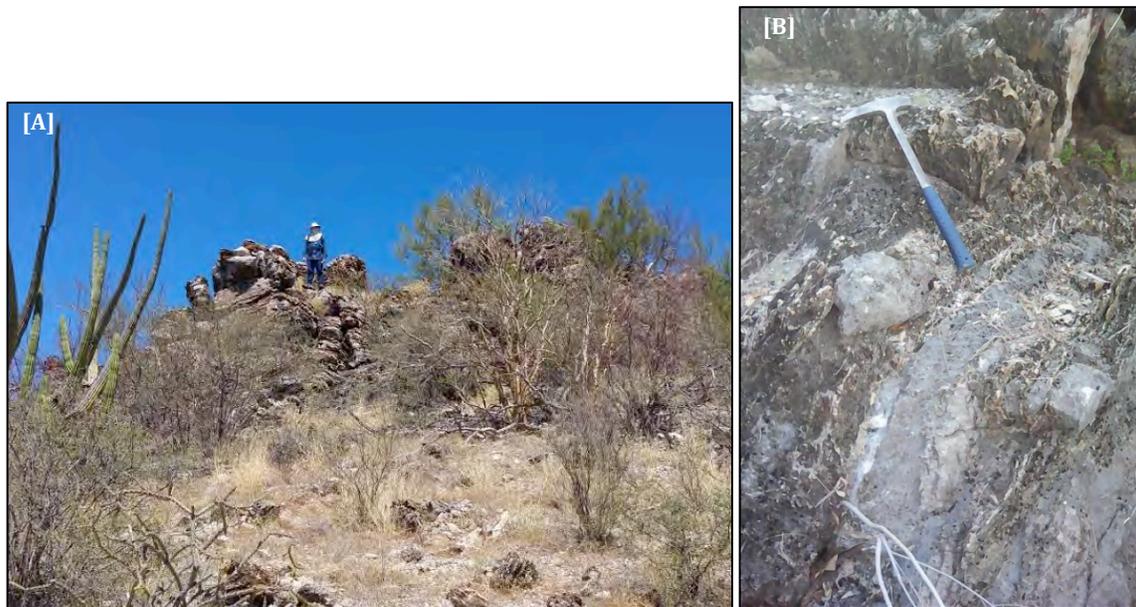


Figura 4.3: [A] Afloramiento al norte de la sierra de La Flojera, presenta horizontes de pedernal y está recristalizada. [B] Afloramiento al oeste de la sierra de La Flojera, está fuertemente plegada, recristalizada, silicificada y presenta zonas epidotizadas.

IV.1.2 Los granitoides laramídicos

Esta unidad aflora discretamente a lo largo del área de estudio, especialmente en la zona centro-norte y en el límite oriental (Figura 4.1). Está conformada por granitoides de biotita-hornblenda, fracturados y ligeramente alterados. Estos granitoides ocurren de cuatro maneras diferentes: intrusionan a las calizas paleozoicas y mesozoicas afectándolas desde simple recristalización hasta formando *hornfels*, están cubiertos por los derrames basálticos alcalinos del Mioceno-Plioceno; afloran en puntos de emisión de dicho evento, y afloran en los valles denudados en superficie. En los cuatro casos son afloramientos muy reducidos. En los puntos de emisión y su proximidad, presentan un tectonismo y una alteración más intensos, e incluso hay zonas parcialmente fundidas (véase Mecanismos eruptivos).

IV.1.3 Las riolitas e ignimbritas riolíticas

En los límites oriental y occidental, con un rumbo general NNW-SSE, afloran una secuencia de riolitas, ignimbritas riolíticas y tobas riolíticas (Figura 4.1). Estos afloramientos se encuentran alterados: presentan fuerte oxidación y silicificación en la zona oriental, mientras que en la zona occidental muestran una fuerte epidotización y silicificación. Mineralógicamente presentan ojos de cuarzo y, en caso de las muestras menos alteradas, algunos cristales de feldespatos y biotita se pueden reconocer.

IV.1.4 La Formación Báucarit

Esta unidad se localiza en el límite occidental del área de estudio (Figura 4.1), tanto en los valles como en pequeños lomeríos y mesas presentan un buzamiento preferencial hacia el E-NE. El espesor total no se puede apreciar, sin embargo es de al menos 15 m. Varía de ligera- a moderadamente litificada, conformada por clastos subredondeados-redondeados de granitoides, riolíticos, andesíticos y calizas, moderadamente clasificado y con una matriz arcillosa de color gris-rosado. En esta unidad se encuentran derrames interestratificados de basaltos microcristalinos de olivino.

IV.1.5 Los domos dacíticos

En la porción sur del área se encuentran varios domos dacíticos (Figura 4.1). El más importante en tamaño se localiza al sur-este del área de estudio y forma la sierra La Flojera. Si bien este es el afloramiento más prominente, en la porción sur-occidental del área se encuentran pequeños cuerpos dómicos de esta misma roca (Figura 4.4). Estos domos presentan una textura porfídica de anfíbol, de hasta 2 cm de largo y 0.5 cm de ancho, ligeramente alterados y en una matriz muy fina con coloraciones que varían de café claro a oscuro.

IV.1.6 La ignimbrita hiperalcalina, tipo Ignimbrita de Hermosillo

Esta unidad aflora en el límite occidental del área de estudio (Figura 4.1) y sobreyace a los domos dacíticos (Figura 4.4). Presenta echados desde subhorizontales hasta 35° NE, con rumbo variable. Presenta espesores variables desde 1 m hasta 10 m y se caracteriza por tres facies: Un vitrófido en la base, con una coloración negra-gris oscuro, poca abundancia de cristales de sanidino y baja densidad, una facies soldada con esferulitas de desvitrificación, y una facie soldada eutaxítica. Mineralógicamente se compone por microfenocristales de feldespato alcalino y escasos fragmentos de roca, en una matriz vítrea con *fiammes* de pómez. Esta unidad fue datada en 11.87 ± 0.35 Ma en El Gavilán (Paz Moreno, 1992).

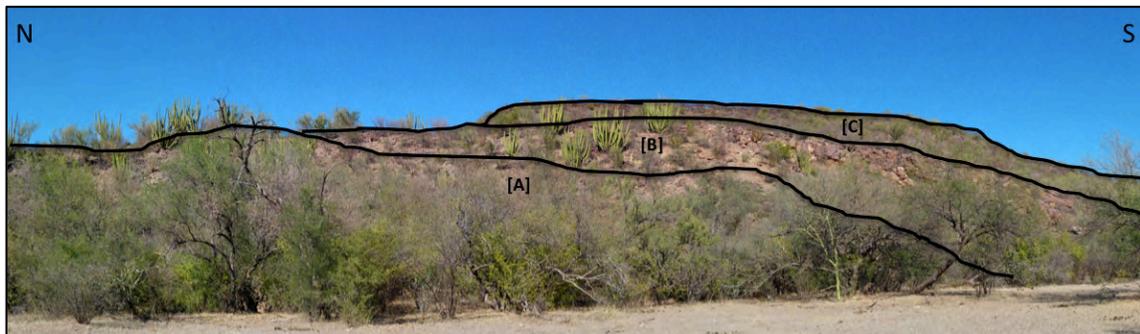


Figura 4.4: Imagen panorámica viendo hacia el este, tomada al oeste de la mesa Válgame Cristo; en primer plano se observan: [A] Domo dacítico cubierto por la [B] Ignimbrita hiperalcalina; en segundo plano se observa: [C] extremo occidental de la mesa Válgame Cristo, formada por basaltos alcalinos.

IV.1.7 Los sedimentos miocénicos

Esta unidad sobreyace a la Ignimbrita de Hermosillo en discordancia angular. Se encuentra en las bases del evento máfico alcalino Miocénico-Pliocénico, con un espesor total desconocido, aunque se pueden medir al menos 1.20 m. En los límites este y oeste del área se compone de conglomerados polimícticos mal consolidados a deleznable con fragmentos subredondeados-subangulosos de la Ignimbrita de Hermosillo, domos dacíticos, granitoides laramídicos y de las calizas paleozoicas-mesozoicas, dentro de una matriz arcillosa (Figura 4.5). En las zonas centrales del área de estudio se compone de sedimentos arenosos-arcillosos-calichosos que varían desde horizontales hasta con 10° de inclinación; están conformados por sedimentos limo – arcillosos con pequeños cristales de biotita.



Figura 4.5: Afloramiento del conglomerado polimíctico, con fragmentos subangulosos de dacitas, ignimbrita de Hermosillo, calizas y granitoides laramídicos.

En las zonas lejanas a los derrames del Mioceno-Plioceno, se encuentran fósiles de gasterópodos y bivalvos, así como marcas de bioturbaciones. Las zonas conglomeráticas posiblemente correspondan a paleo-abanicos aluviales, mientras que las zonas arenosas-arcillosas-calichosas se asocian a partes más profundas de los paleocanales o lagos de la época. Salvo por una zona restringida al sur del cerro El Resbaladero, los afloramientos de esta unidad no se observan en el mapa geológico local, debido a que se encuentran cubiertos por los derrames posteriores.

IV.2 El volcanismo máfico alcalino

El presente estudio centra su atención en este evento volcánico que fue estudiado en un trabajo pionero de [Paz Moreno \(1992\)](#), por lo que será descrita con mayor detalle que las unidades anteriores al volcanismo máfico alcalino. Los sedimentos miocénicos se encuentran cubiertos por los basaltos alcalinos y hawaitas. Ocurren en dos pulsos principales: El primero inicia aproximadamente a los 8 Ma y el segundo a los 4 Ma. El primer pulso es cubierto por el segundo, por lo que sus afloramientos son escasos y limitados. Ambos pulsos basálticos presentan características similares que serán detalladas a continuación.

IV.2.1 El primer pulso basáltico

Este pulso inicia con actividad lávica y con actividad piroclástica localizada. Está representado por dos afloramientos principales con un tamaño reducido. El primer afloramiento se encuentra al pie del flanco norte de la mesa Válgame Cristo ([Figura 4.1](#)), sobreyaciendo a las ignimbritas riolíticas, las cuales evitaron su erosión. Su espesor no se puede estimar por lo errático de sus afloramientos, y se caracteriza por una baja presencia de fragmentos de megacrístales de plagioclasa con un tamaño promedio de 2 cm, en una matriz microcristalina de plagioclasa y olivino. Presenta fracturas concoidales y un aspecto ligeramente silicificado o menos máfico que las otras lavas basálticas del área.

El segundo afloramiento es un punto de emisión con forma de cono cinerítico, localizado a 4.5 km al norte de la mesa Válgame Cristo. Este cono consiste de una intercalación de derrames y tobas de lapilli con un espesor total de 50 m. Los derrames presentan vesículas y amígdalas de calcita y zeolitas, así como fenocristales de plagioclasa (1 cm), olivino (0.5 cm), clinopiroxeno negro y clinopiroxeno verde (0.5 cm). Las tobas de lapilli tienen una matriz de tamaño de cenizas, con fragmentos de lapilli basáltico (>25%) con cristales de olivino, plagioclasa y en ocasiones piroxeno.

IV.2.2 Los sedimentos entre pulsos basálticos

Entre el fin del primer pulso y el inicio del segundo pulso, ocurrió se depositaron sedimentos arcillosos-calichosos con un espesor medido de 1.20 m y estimado de hasta 30 m cubiertos. Esta unidad presenta afloramientos muy discretos y mal preservados, salvo en la base de la mesa Válgame Cristo. Presenta evidencia de bioturbación, sin embargo no es fácilmente reconocible debido a la alteración causada por el emplazamiento de las lavas del segundo pulso basáltico (Figura 4.9).

Al suroeste del cerro El Resbaladero, en el este del área de estudio, se encuentra un gran cono cinerítico en cuyas faldas afloran peperitas (Figura 4.6). Este fenómeno es evidencia de la existencia de una cuenca sedimentaria activa en el momento del derrame de lava.

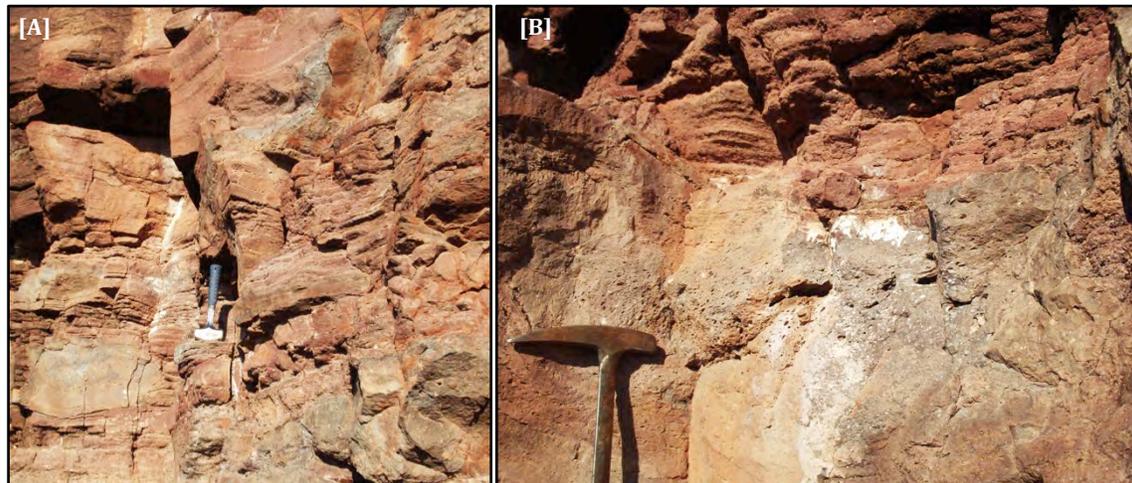


Figura 4.6: [A] Afloramiento de peperitas, [B] Acercamiento donde se observa un fragmento basáltico rodeado por sedimentos.

IV.2.3 El segundo pulso basáltico

Este pulso se caracteriza por la presencia de dos fases principales: una fase explosiva inicial, seguida de una fase lávica con discreta presencia de rocas piroclásticas e intercalaciones con sedimentos.

IV.2.3.1 Fase explosiva



Figura 4.7: Afloramiento al sur de la mesa Válgame Cristo. De la base a la cima se encuentran: arcillas, zona de sedimentos con penetración de piroclastos, toba de lapilli.

Esta fase inicia el segundo pulso y se presenta como estratos variados desde 15 cm hasta 10 m de espesor. Se trata de lapillitas – tobas de lapilli y tobas depositadas sobre los sedimentos entre pulsos basálticos. En el límite entre ambas unidades se observa la penetración de algunos fragmentos piroclásticos (>30%) dentro de los sedimentos (Figura 4.7).

Las lapillitas se componen generalmente por fragmentos cercanos a los 2 cm (Figura 4.8A), sin embargo, en casos muy aislados y cerca de puntos de emisión, llegan a presentar

fragmentos de hasta 20 cm, considerándose como una brecha piroclástica (Figura 4.8D). Los fragmentos de roca son basaltos vesiculares, con una mineralogía de $Pl > Ol > Cpx$ en una matriz de grano fino templada. Los fragmentos están soportados por una matriz de ceniza fina a gruesa que varía de laminar a masivo dependiendo de su posición relativa respecto al punto de emisión. Los afloramientos lejanos a los puntos de emisión se caracterizan por ser pequeños estratos de ≤ 30 cm, conformados por tobas basálticas (Figura 4.8B). En algunos casos se observa la presencia de tobacitas que varían de arenisca tobacítica a lutita tobacítica y brecha tobacítica, dependiendo del tamaño de grano, que pueden indicar la destrucción de un edificio volcánico (Schmid, 1981) (Tabla 4.1; Figura 4.8C).

Tabla 4.1: Propuesta por Schmid (1981) para la clasificación de rocas piroclásticas-epiclásticas en base al tamaño de grano y a la proporción de estos dos componentes.

Tamaño promedio de clasto en mm	Piroclástico	Tobacitas (mezcla piroclástico-epiclástico)	Epiclástico (volcánico y/o no-volcánico)
64	Aglomerado, brecha piroclástica	Conglomerado tobacítico, brecha tobacítica	Conglomerado, brecha
2	Lapillita		
1/16	(Ceniza) Toba	Gruesa	Arenisca
1/256		Fina	Limolita
			Lutita
Porcentaje de material piroclástico	100% a 75%	75% a 25%	25% a 0%

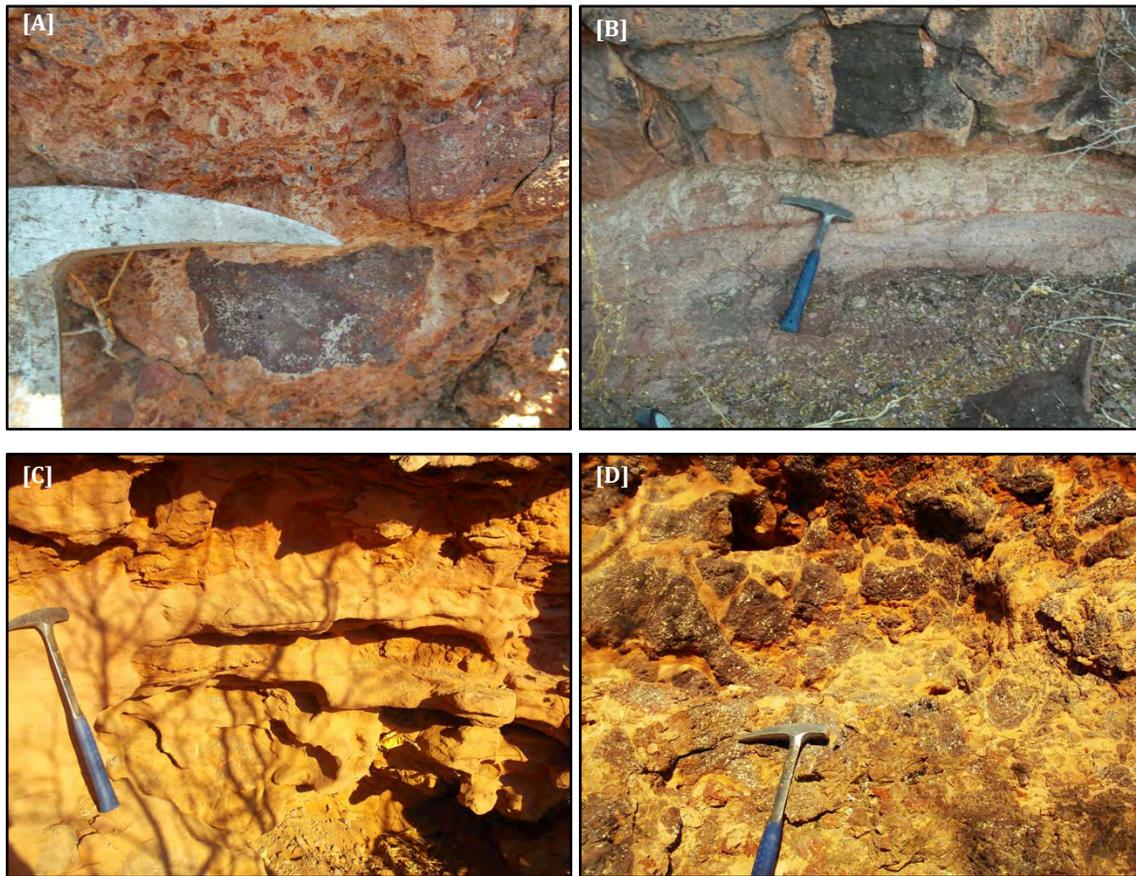


Figura 4.8: [A] Depósito piroclástico meridional, al norte de la mesa Válgame Cristo, de 7 m de espesor, con fragmentos de basalto desde 1 cm hasta 7 cm, cementados en una matriz arcillosa; [B] Depósito piroclástico septentrional, al oeste del cerro El Resbaladero, de 30 cm de espesor, un grano más fino, sin la presencia importante de fragmentos de roca y con una laminación evidente. [C] Mismo afloramiento que [A], con un dominio del aporte sedimentario sobre el piroclástico. [D] Mismo afloramiento que [A] y [C], con fragmentos de roca caóticos, con tamaños que exceden los 20 cm, cementados por una matriz sedimentaria arenosa – piroclástica arcillosa.

IV.2.3.2 Fase lávica

Esta fase inicia como derrames basálticos intercalados entre las rocas piroclásticas. Se conforma por varios derrames ampliamente distribuidos con un espesor promedio total de 50 m. El primer derrame se encuentra en los valles y bases de las mesas y lomeríos, depositado sobre los sedimentos arcillosos-calichosos recocidos (Figura 4.9). Se caracteriza por una abundancia de fenocristales de olivino (en promedio 0.5 cm, hasta 2 cm) fuertemente iddingsitizados y plagioclasa (1 cm) menos abundante. Presenta vesículas y amígdalas alargadas rellenas de calcita y zeolitas.

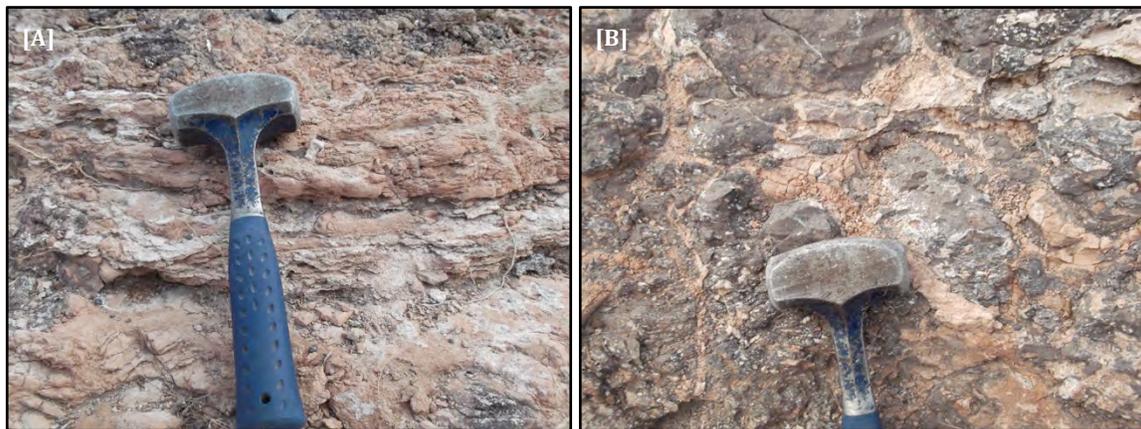


Figura 4.9: Base del primer derrame: [A] Sedimentos arcillosos – calichosos estratificados, recocidos por el emplazamiento de la lava; [B] Brecha de base con fragmentos vesiculares rotados y mezclados con los sedimentos subyacentes.

Sobre esta fase se encuentran al menos cinco derrames bien delimitados con características similares, cada uno con su respectiva brecha de base. Presentan diversas características según las condiciones de enfriamiento y la posición relativa de cada derrame; varían desde masivos, vesiculares – amigdalares, lajeados hasta columnares medianamente desarrolladas (Figura 4.10A) y bien desarrolladas (Figura 4.10C). Estos derrames muestran una textura porfídica con fenocristales de olivino (1 cm), piroxeno negro (2 cm), plagioclasa (≤ 7 cm, en promedio 0.5 cm, Figuras 4.11A y 4.12A), variable presencia de piroxeno verde (2.5 cm; Figuras 4.11C y 4.12B) y espinela (2 cm). En la matriz se observan microfenocristales de olivino, piroxeno y plagioclasa. En estos derrames se encuentran xenolitos gabroicos subredondeados con tamaños desde 1 cm hasta 6 cm y, en casos extraordinarios, más de 15 cm (Figura 4.10B y 4.14B).



Figura 4.10: [A] Zona con aspecto columnar subdesarrollado con un espesor aproximado de 4 m, [B] Xenolito gabroico (plagioclasa + piroxeno + olivino iddingsitizado) con un tamaño de 5 cm y forma sub-angular, [C] Juntas columnares en un afloramiento con 5 m de espesor y cercano a un punto de emisión.

Cerca de los puntos de emisión, los derrames presentan una alta incidencia de enclaves máficos y ultramáficos con tamaños promedio de 3 cm, pero que alcanzan hasta 13 cm. Los enclaves ultramáficos generalmente se conforman por cristales de olivino y piroxeno (Figura 4.11B), pero también los hay exclusivamente de piroxeno (piroxenitas, Figura 4.14A) y exclusivamente de olivino (dunitas).

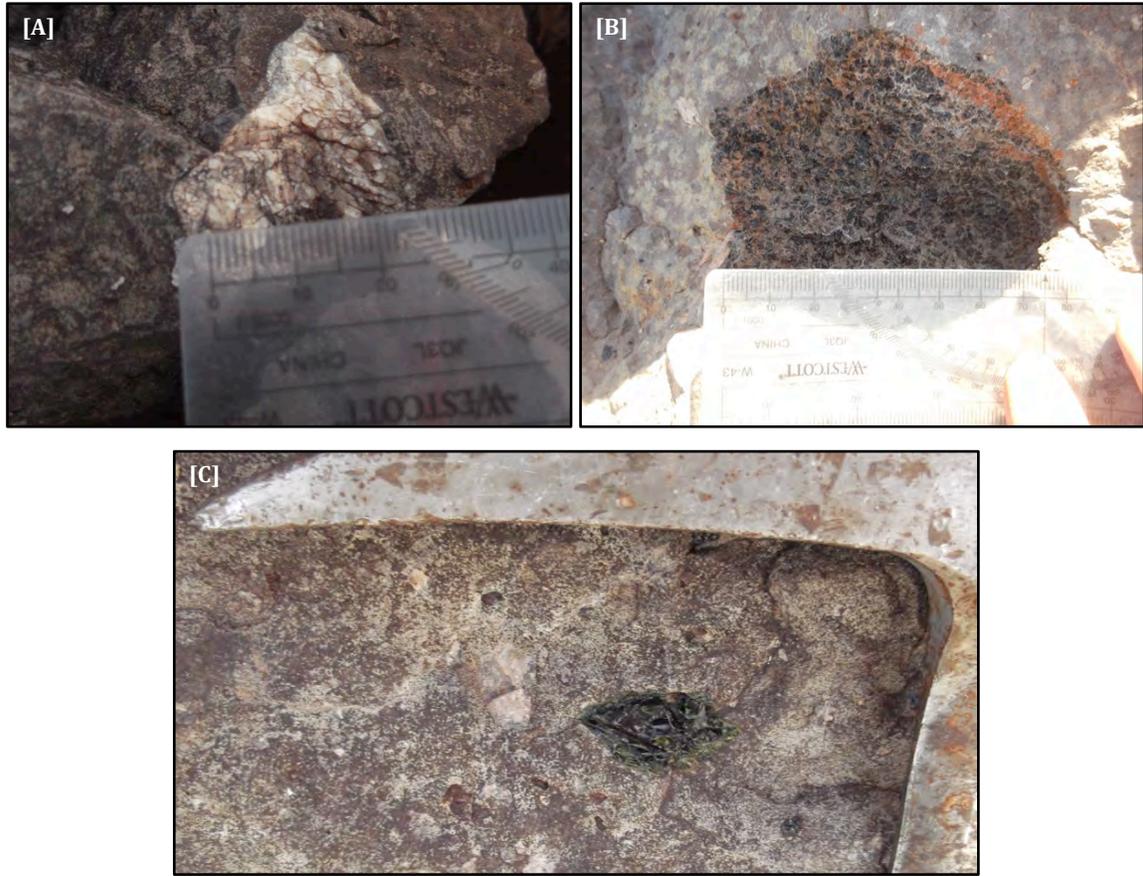


Figura 4.11: [A] Megacrystal de plagioclasa de 2.5 cm en una matriz fina-vítrea. [B] Enclave ultramáfico sub-redondeado de 8 cm, formado por piroxeno + olivino; también se aprecian marcas de “quemaduras de sol” en el basalto alcalino. [C] Megacrystal de piroxeno de color verde con un tamaño de 2.5 cm en una matriz fina-vítrea.

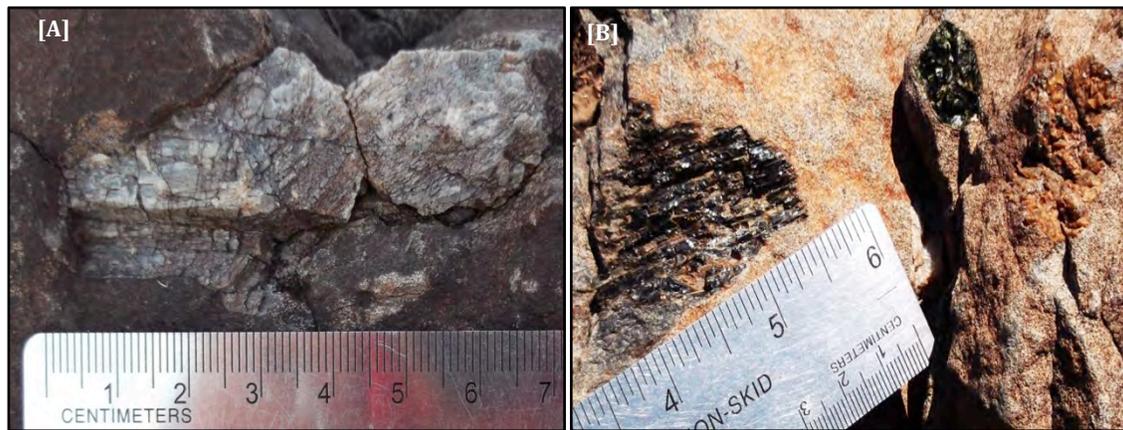


Figura 4.12: [A] Megacrystal de plagioclasa, [B] Megacrystal de piroxeno negro, verde y olivino oxidado.

IV.2.4 Mecanismos eruptivos

El primero y el segundo pulsos de este evento volcánico presentan similitudes en los tipos de mecanismos eruptivos. Ambos pulsos muestran evidencias de volcanismo fisural y estromboliano. Sin embargo, solamente el segundo pulso muestra evidencias de hidrovulcanismo. Esto no quiere decir que durante el primer pulso no se presentara hidrovulcanismo, sino que no se encontraron evidencias del mismo por lo restringido de sus afloramientos.

IV.2.4.1 Volcanismo fisural

Este tipo de volcanismo se caracteriza por la erupción lava por fisuras con orientaciones preferentes NW-SE y N-S, si bien se presentan varios puntos de emisión en fisuras orientadas E-W; todas estas fisuras son verticales en la superficie. Estas fisuras se encuentran principalmente en la zona central y occidental del área de estudio, aunque también aparecen más discretamente al sur del área de estudio. En un punto de emisión en la zona centro-oeste y en otro punto de emisión en la zona este, se observa el granito laramídico cortado y parcialmente fundido por la lava basáltica (**Figura 4.13A y B**). Al sur del área de estudio, se encuentra aflorando una fisura de emisión con características similares a la anteriormente mencionada, pero en este caso no corta al granitoide laramídico (**Figura 4.13C**). Estos rasgos particulares de empazamiento, se encuentran en ambos pulsos de este evento volcánico.

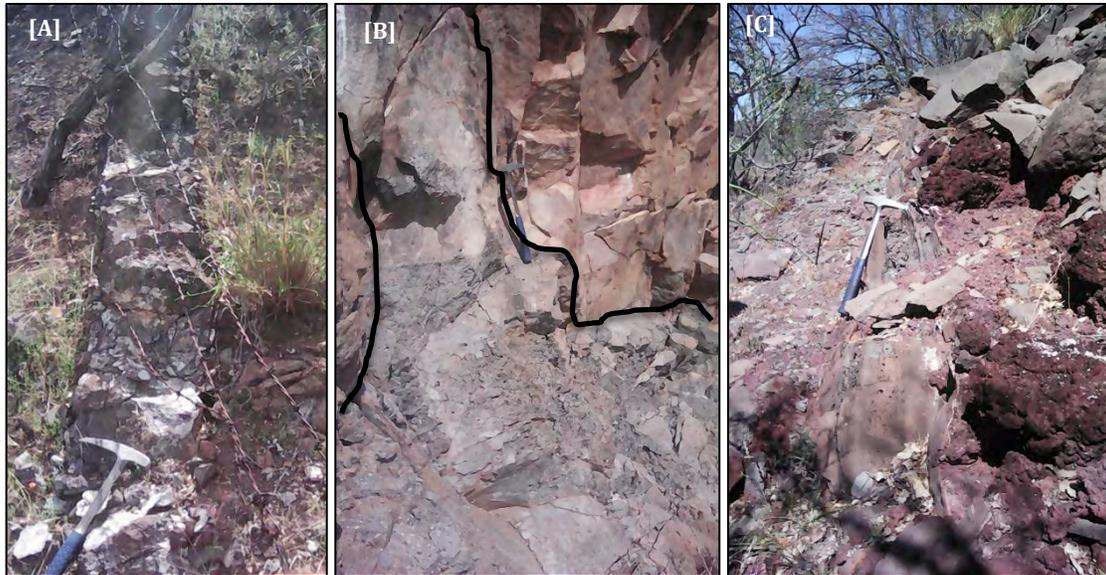


Figura 4.13: [A] Cima de un cerro al sur del cerro El Resbaladero; se observa un conducto de alimentación basáltico, con una orientación N-S; [B] Flanco sur de este mismo cerro; se observa el “dique” basáltico cortando al granitoide laramídico y fundiéndolo parcialmente; [C] Afloramiento al sur del área, al oeste de la sierra de La Flojera, se observa una fisura de emisión con una orientación N5°E, vertical.

IV.2.4.2 Volcanismo estromboliano

En el área de estudio, especialmente en la zona central, se encuentran edificios volcánicos que han sido parcialmente erosionados pero que llegan a tener hasta 120 m de altura. Estos edificios son conos cineríticos con intercalaciones rítmicas de derrames con material de erupciones explosivas, sugiriendo un volcanismo tipo estromboliano. La actividad explosiva está representada por estratos de toba brecha, lapillitas, tobas de lapilli y tobas de ceniza que varían de gruesa a fina, siendo los primeros los más cercanos a los puntos de emisión.

Tanto cerca de los puntos de emisión fisurales como de los conos cineríticos se encuentran xenolitos máficos y ultramáficos, sin embargo, solamente en el volcanismo estromboliano presentan tamaños mayores a 10 cm (Figura 4.14A y B). Este tipo de volcanismo se presenta en ambos pulsos de este evento volcánico.



Figura 4.14: [A] Xenolito de piroxenita con 13 cm de diámetro. [B] Xenolito gabroico (Pl+Px+Ol) < 15 cm.

IV.2.4.3 Hidrovolcanismo

En el límite oriental del área de estudio, entre el cerro El Resbaladero y la sierra de La Flojera, aparecen evidencias discretas de hidrovolcanismo. En este afloramiento se observa una brecha piroclástica caótica, con fragmentos de más de 50 cm (Figura 4.15A) hasta varios milímetros (Figura 4.15B); también se presenta palagonitización (Figura 4.15B) y bombas en forma de coliflor (Figura 4.15C). De este tipo de actividad, solamente se ha encontrado evidencias en el segundo pulso de este evento volcánico.

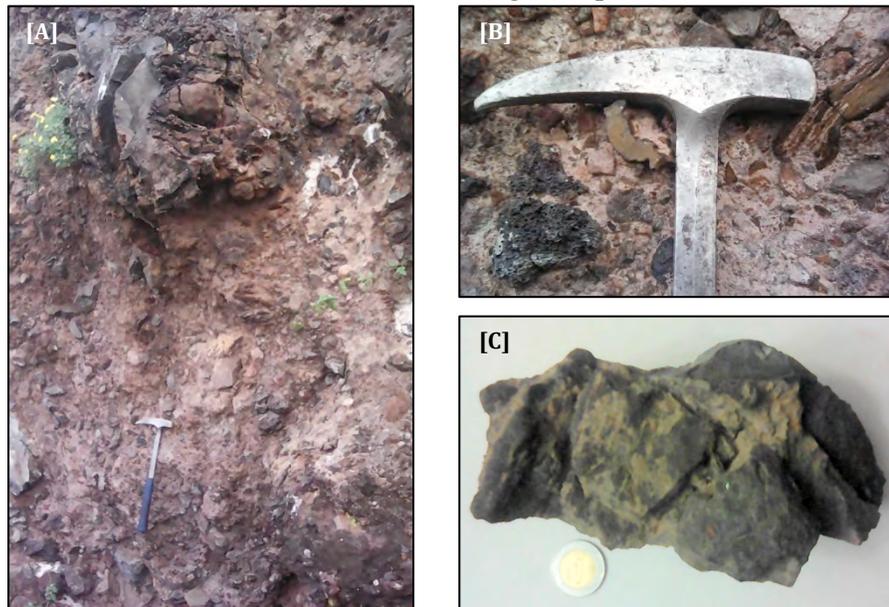


Figura 4.15: Afloramiento de una brecha hidrovolcánica, donde se muestra: [A] Gran heterogeneidad de tamaños, desde una gran bomba de más de 50 cm de tamaño hasta pequeños fragmentos milimétricos; [B] Acercamiento, se observan lapilli-bombas de vidrio templado palagonitizado y fragmentos porosos, en una matriz de grano más fino; [C] Bomba en forma de coliflor, moneda de 2.5 cm de diámetro.

IV.2.5 Cálculo del volumen de lava

Las rocas alcalinas representan el más bajo volumen de todas las rocas ígneas y se presentan como cuerpos con tamaños absolutos pequeños (Daly, 1918). Sobre esta consideración, resulta oportuno realizar el cálculo del volumen del campo basáltico San Francisco de Batuc. Para realizar este cálculo se empleó el programa ArcGis 10.4, con el cual se realizó un análisis zonal (estadística para cada polígono en base a los valores determinados) de la base de los polígonos del volcanismo alcalino máfico para determinar su altura media. Posteriormente, se calculó el volumen con la herramienta *surface volume* donde se especifica la altura de la base calculada previamente y se emplea el modelo de elevación digital DEM PALSAR (por sus siglas en inglés, phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar), con precisión de 12.5 m: <https://www.asf.alaska.edu/sar-data/palsar/download-data/>) para calcular el volumen desde este plano hasta la cima del DEM. El campo volcánico cubre un área en 2.5D de 47.72 km², formado por derrames basálticos con un espesor promedio de 46 m. Esto genera un volumen mínimo de lava de 2.2 km³ aproximadamente.

Otros campos volcánicos con características similares a San Francisco de Batuc, también presentan volúmenes bajos: Los campos Bakony-Balaton y Nógrád-Gemer de la región Cárpatos-Pannonia, Hungría presentan volúmenes de 4 y 3.5 km³ respectivamente (Kereszturi *et al.*, 2011, 2013; Harangi *et al.*, 2015), el campo volcánico del suroeste de Nevada alcanza valores < 6 km³ (Valentine y Perry, 2007), el campo volcánico Kula, en el oeste de Turquía, presenta un volumen de 2.3 km³ (Richardson-Bunbury, 1996), en el campo volcánico Fort Selkirk, al norte de la cordillera canadiense, se encuentran lavas con nefelina normativa con un volumen < 2 km³ (Abraham *et al.*, 2005; Francis y Ludden, 1990), y más localmente el Campo Volcánico Cuaternario de Moctezuma, Sonora, con un volumen < 2 km³ (Paz Moreno *et al.*, 2003). Este cálculo de volumen aproximado muestra una consistencia con los campos volcánicos de características similares.

IV.2.6 El estudio geocronológico ^{40}K - ^{40}Ar

A partir del trabajo de campo, de los estudios petrográfico y geoquímico, seis muestras representativas del volcanismo máfico alcalino que representa el objeto principal de este estudio, fueron seleccionadas para el estudio geocronológico. Este estudio fue realizado en el *ЦКП Геодинамика и геохронология, Институт Земной Коруы, Иркутск, Россия* (Centro para geodinámica y geocronología, Instituto de la corteza terrestre, Irkutsk, Rusia). El método fue seleccionado debido a que se trata de rocas jóvenes y sin ningún proceso térmico posterior que modificara la presencia del ^{40}Ar . Para una explicación detallada de la metodología utilizada, véase el **apartado de metodología**.

Tabla 4.2: Resultados analíticos del estudio geocronológico K-Ar, el nombre de la roca corresponde a las características geoquímicas de la misma; K, % corresponde a la concentración de potasio en la matriz, $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ corresponde al argón radiogénico, mientras que $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ % corresponde al argón atmosférico; la edad está dada en millones de años. Los errores tienen un nivel 2σ .

Muestra	Roca	K, %	$^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ $10^{-7} \text{ cm}^3 \text{ STP/g}$	$^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$ %	Edad, Ma
CC15-03	Basalto alcalino	1.640±0.009	2.402±0.047	61.1±4.4	3.77±0.08
CC16-129	Hawaita	1.857±0.008	2.726±0.054	62.3±5.9	3.78±0.08
CC16-123	Hawaita	1.916±0.005	2.824±0.062	76.3±1.8	3.79±0.08
CC16-130	Basalto alcalino	1.171±0.010	1.793±0.053	83.9±3.4	3.94±0.12
CC16-101	Hawaita	1.634±0.007	4.442±0.067	39.6±8.9	6.99±0.11
CC16-45	Hawaita	1.284±0.005	4.009±0.052	79.6±0.6	8.02±0.11

Gracias al estudio geocronológico, se definieron dos pulsos de volcanismo en el campo basáltico San Francisco de Batuc. Las características de campo, petrográficas y geoquímicas de ambos pulsos son prácticamente idénticas, por lo que no es posible diferenciarlos. Los resultados analíticos se muestran en la **Tabla 4.2**. El primer pulso del volcanismo alcalino inicia a los 8.02±0.11 Ma (muestra CC16-45) y termina a los 6.99±0.11 Ma (muestra CC16-101). El segundo pulso inicia a los 3.94±0.12 Ma (muestra CC16-130), y continúa en un corto periodo desde los 3.79±0.08 Ma (muestra CC16-123), 3.78±0.08 Ma (muestra CC16-129) hasta los 3.77±0.08 Ma (muestra CC15-03).

Las muestras más antiguas fueron tomadas en la parte occidental del área de estudio. La primera de ellas corresponde a un cono cinerítico, mientras que la más joven corresponde a un pequeño afloramiento de lava al norte de la mesa Válgame Cristo. Las muestras más jóvenes fueron tomadas en la parte central y oriental del área de estudio. Estas corresponden, en orden cronológico, a la base de la mesa Válgame Cristo, a un cono cinerítico en el oeste del área de estudio, a la cima de la mesa Válgame Cristo y una pequeña mesa al norte del Cerro Prieto, al noreste del área de estudio.

Entre ambos pulsos volcánicos se presenta un aparente hiato de volcanismo, con una duración de 3 m.a. Durante este periodo se depositaron sedimentos arcillosos, arenas y gravas. En el segundo pulso volcánico se presentan evidencias de interacción de las lavas y piroclastos con estos sedimentos, lo cual sugiere una cuenca activa en el momento del inicio del segundo pulso. De modo general, las edades del volcanismo son más jóvenes hacia el occidente (Figura 4.16). Esto sugiere que, además de emplear los conductos del primer pulso, para el segundo pulso se generaron nuevos conductos eruptivos.

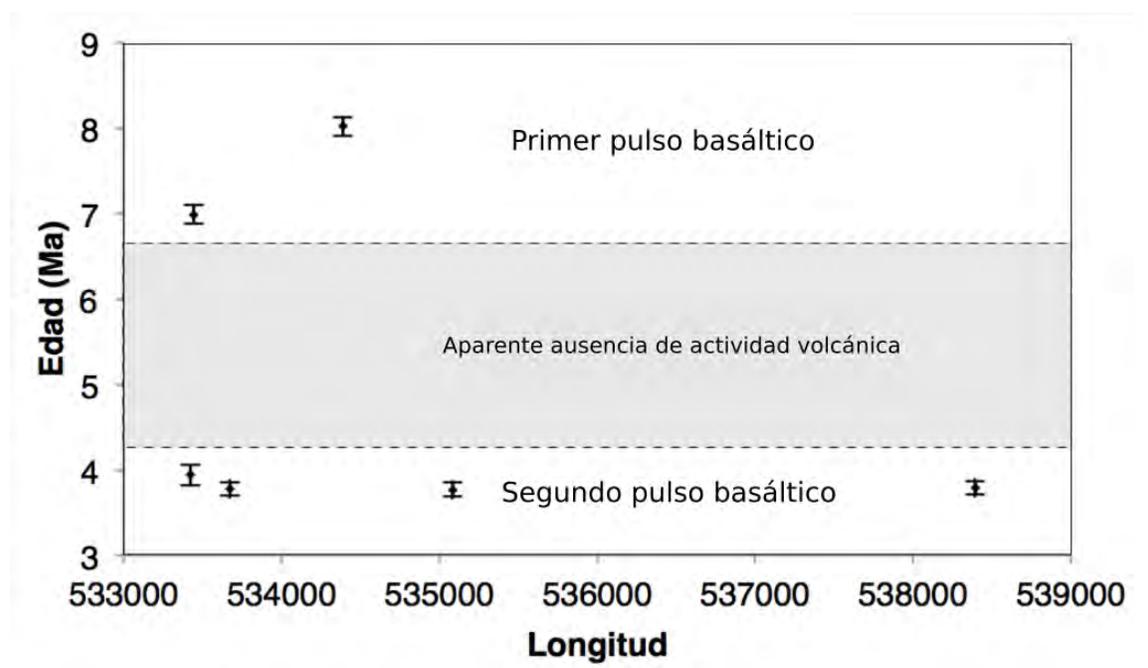


Figura 4.16: Diagrama edad (Ma) contra longitud E de los basaltos alcalinos y hawaitas del CBSFB.

Capítulo V: Estudio petrográfico

Este capítulo consta de dos apartados. El primero aborda las unidades litológicas anteriores al evento de volcanismo alcalino máfico del Mioceno tardío – Plioceno, mientras que el segundo se encarga de este último evento, mismo que constituye el objeto principal de este estudio.

V.1 Las unidades anteriores al volcanismo alcalino máfico

V.1.1 Las calizas paleozoicas

Las muestras de esa unidad están descritas brevemente en la **Tabla 5.1**. La muestra CC16-131o se tomó en la zona noroccidental, y se trata de una caliza recristalizada con abundantes óxidos de fierro que se encuentran reemplazando a los carbonatos. En la porción suroccidental del área se encuentran calizas con menor grado de alteración. Según la clasificación de **Folk (1959)**, la muestra CC16-156 es una *mudstone* con vetilleo de calcita de grano grueso (**Figura 5.1A y B**), mientras que la muestra CC16-157 es una encrinita (**Bissell y Chilingar, 1967**), con placas y espinas de equinodermos, de moluscos (pelecípodos) y briozoarios, así como posible contenido de algas (**Figura 5.1C y D**). Finalmente, en la parte suroriental del área de estudio se encuentran calizas fuertemente recristalizadas, con minerales aciculares recristalizados no identificados (CC17-29).

Tabla 5.1: Características petrográficas generales de las calizas paleozoicas.

Muestra	Roca	Observaciones
CC16-131o	Caliza cristalina	Esparita, óxidos de fierro
CC16-156	Mudstone	Vetilleo de calcita de grano grueso
CC16-157	Encrinita	Placas y espinas de equinodermos, fragmentos de moluscos (pelecípodos) y briozoarios
CC17-29	Caliza cristalina	Esparita y acículas por recristalización

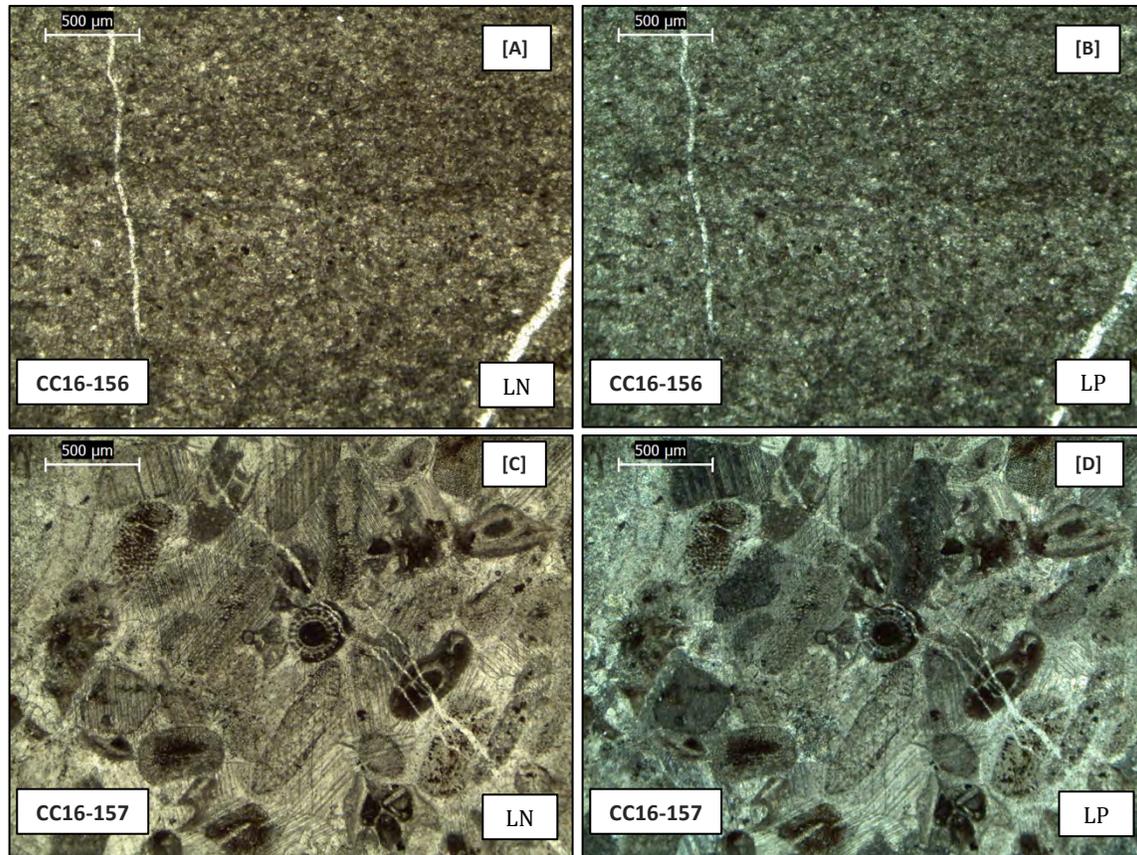


Figura 5.1: Fotomicrografías en luz natural y polarizada: [A] y [B] mudstone con vetillas de calcita; [C] y [D] encrinura con placas de equinodermos, pelecípodos y briozoarios, vetillas de calcita.

V.1.2 Los granitoides laramídicos

Las muestras de esta unidad están descritas brevemente en la [Tabla 5.2](#). En la zona occidental del área de estudio, esta unidad se presenta como un sienogranito de biotita y anfíbol. La muestra CC16-127 presenta una mineralogía esencial de $Qz+FA>Pl$ y como accesorios $Bi>Anf\pm OxFeTi$, con una textura de grano medio ([Figuras 5.2A y B](#)). Algunos cristales de feldespato alcalino contienen inclusiones de cuarzo. Los cristales de feldespato alcalino y plagioclasa se encuentran de ligera a moderadamente sericitizados. Los cristales de biotita y anfíbol cristalizan entre los planos de los cristales de plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo. La biotita se presenta como inclusión en algunos cristales de plagioclasa.

Por otro lado, en la zona oriental del área de estudio se presenta como monzogranito de biotita y anfíbol. La muestra CC17-13 tiene una mineralogía esencial de $Pl > Qz + FA$ y como accesorios $Bi > Anf \pm OxFeTi$ (Figuras 5.2A y B). Los cristales de plagioclasas están ligeramente sericitizados, mientras que los feldespatos alcalinos presentan una sericitización un poco más intensa. El cuarzo cristaliza tardíamente entre los cristales de plagioclasa y feldespato alcalino, con hábito anhedral. Los minerales ferromagnesianos son intergranulares, mientras que la biotita presenta una ligera a moderada cloritización.

En una fisura de emisión del basalto alcalino en el oeste del área de estudio, se observa al sienogranito alterado y parcialmente fundido. La muestra CC16-33C corresponde a la zona alterada de este afloramiento y se muestra como un sienogranito con una mineralogía esencial de $Qz + FA > Pl >$ y $OxFe-Ti >> Anf > Bi$ como accesorios. La mayoría de los feldespatos están ligeramente sericitizados y los minerales ferromagnesianos se encuentran fuertemente reemplazados por óxidos, por lo que presenta una cantidad de óxidos de hierro y titanio mucho mayor que la muestra fresca; además, presentan algunas zonas recristalizadas. La muestra CC16-33B representa a la zona parcialmente fundida (Figuras 5.2E y F) con una textura inequigranular y una mineralogía de $Pl > Qz + FA$ y $Bi > Anf$ como accesorios. Los cristales de cuarzo son amorfos y se encuentran rodeados por coronas vítreas que en algunos casos desarrollan pequeños cristales aciculares de plagioclasa. La biotita y el anfíbol están reemplazados por óxidos de Fe-Ti. Se encuentran zonas microcristalinas, posiblemente resultado de una recristalización.

En otra fisura, al oriente del área de estudio, se observa al monzogranito cortado por el basalto alcalino. La muestra CC17-12C corresponde a una zona recristalizada y alterada, presenta cristales de feldespatos ligeramente sericitizados y con textura en “criba”. Al igual que la muestra CC16-33C, hay una gran cantidad de óxidos de Fe-Ti reemplazando a los ferromagnesianos. No presenta biotita, y hay una baja abundancia de anfíbol, por lo que se supone que ambos minerales pueden estar reemplazados por los óxidos de Fe-Ti. La muestra CC17-12B (Figuras 5.2C y D) corresponde a los bordes de

la fisura, en contacto con el granito, y está dividida en dos zonas: una dominada por la composición granítica y otra dominada por la composición basáltica. La primera zona está compuesta por plagioclasas y feldespatos alcalinos ligeramente sericitizados, con textura en “criba” y zonados, además presenta cuarzo y gran concentración de óxidos de Fe-Ti. La segunda zona presenta una textura holocristalina de grano fino con cristales de feldespato alcalino, plagioclasa, olivino totalmente oxidado y abundante clinopiroxeno intergranular, que es más abundante al acercarse a la zona dominada por el granito.

Tabla 5.2: Características petrográficas generales de los granitoides laramídicos y las rocas híbridas. Qz = Cuarzo, FA = Feldespato alcalino, Pl = Plagioclasa, Bi = Biotita, Anf = Anfíbol, Ol = Olivino, Cpx = Clinopiroxeno, OxFe-Ti = Óxidos de Fe-Ti.

Muestra	Roca	Textura	Mineralogía	Observaciones
CC16-127	Sienogranito	Grano medio	Qz+FA>Pl>Bi>Anf	Ligera sericitización
CC17-13	Monzogranito	Grano medio	Pl>Qz+FA>Bi>Anf	Ligera sericitización y cloritización
CC17-12B	Híbrida	Inequigranular; holocristalina intergranular	Pl+FA>Qz; Pl>FA>Ol>Cpx+OxFe-Ti	Reemplazamiento por óxidos de Fe-Ti
CC17-12C	Híbrida	Recristalizado	Pl>Qz>FA+Ox>>Anf	Sericitización, reemplazamiento por óxidos de Fe-Ti
CC16-33B	Híbrida	Inequigranular	Pl>Qz+FA>Bi>Anf	Parcialmente fundido
CC16-33C	Híbrida	Inequigranular	Qz+FA>Pl>>Anf>Bi	Sericitización, reemplazamiento por óxidos de Fe-Ti

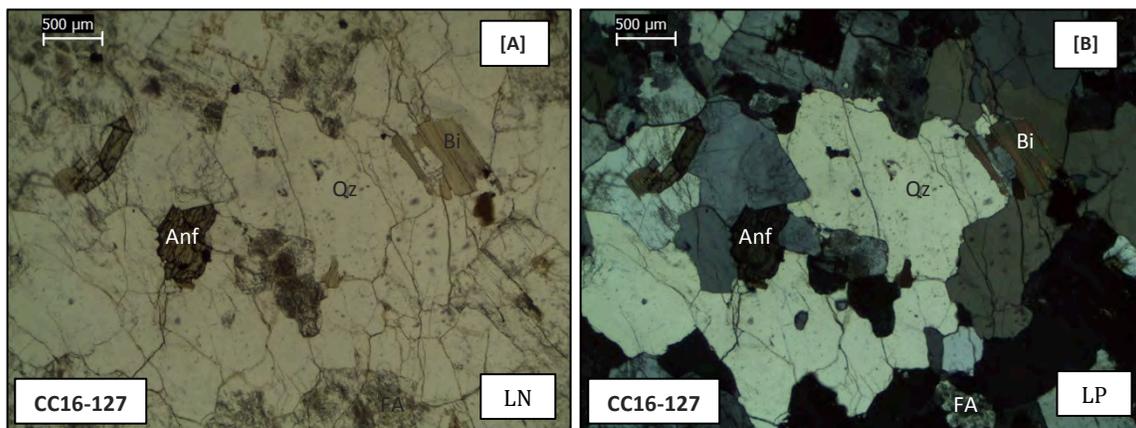


Figura 5.2

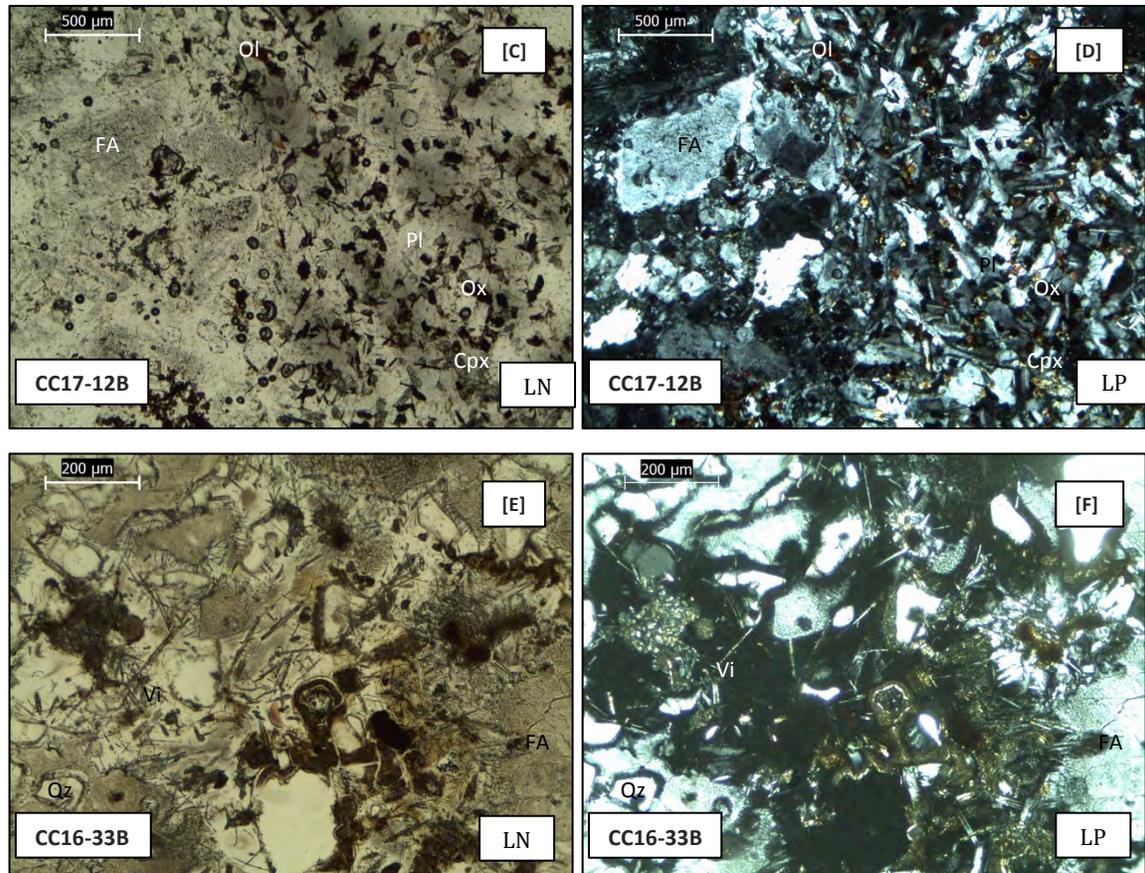


Figura 5.2: Fotomicrografías de granitoides en luz natural y polarizada: [A] y [B] sienogranito de grano medio $Qz+FA>Pl>Bi>Anf$ ligeramente sericitizado; [C] y [D] roca híbrida: en la zona dominada por el monzogranito presenta $Pl+FA>Qz$ desestabilizados y alterados; en la zona dominada por el basalto presenta $Pl>FA>Ol>Cpx+OxFeTi$; [E] y [F] roca híbrida, presenta $Pl>Qz+FA>Bi>Anf$ parcialmente fundidos. Abreviaturas: Qz = Cuarzo, FA = Feldespato alcalino, Pl = Plagioclasa, Ol = Olivino, Cpx = Clinopiroxeno, Bi = Biotita, Anf = Anfíbol, Vi = Vidrio, Ox = Óxidos de Fe-Ti.

V.1.3 Las riolitas e ignimbritas riolíticas del Oligoceno-Mioceno (?)

Las muestras de esta unidad están descritas brevemente en la [Tabla 5.3](#). Esta unidad está representada por un evento piroclástico conformado por tobas de lapilli, en algunos casos por ignimbritas. Las tobas de caída libre, se conforman por tobas de lapilli y tobas de cristales, con una mineralogía de $FA>Qz>Bi+Ox.Fe-Ti>>FR$. Se encuentran ligeramente argilizadas y epidotizadas, con feldespatos sericitizados. Los cristales sobresalen en una ceniza muy fina, recristalizada y en ocasiones con reemplazamiento de óxidos de Fe-Ti.

Las ignimbritas tienen una textura imbricada que varía de poco soldada a bien soldada, con textura eutaxítica. La mineralogía presente es Feld>Qz>Bi+FR, con una devitrificación, oxidación, sericitización y epidotización generalizadas. La muestra CC16-136 presenta fragmentos de roca templados y con textura vesicular. Las muestras de la zona este del área de estudio (CC17-23A y CC17-23B) presentan un mayor grado de alteración.

Tabla 5.3: Características petrográficas generales de las ignimbritas y tobas riolíticas. Qz = Cuarzo, Feld = Feldespatos alcalinos + plagioclasas, Ox = Óxido de Fe-Ti, Bi = Biotita, FR = Fragmentos de roca.

Muestra	Roca	Textura	Mineralogía	Observaciones
CC16-132o	Toba de cristales		Qz>Feld+Ox	Varía a toba de lapilli, sericitización y oxidación
CC16-133	Ignimbrita	Imbricada, poco soldada	Feld>Qz+FR	Devitrificación, oxidación y sericitización
CC16-134	Toba de lapilli		Feld>Ox>Bi	Argilización y epidotización
CC16-136	Toba de lapilli		Qz>Feld>FR	Fragmentos de una lava templada y vesicular
CC16-139	Ignimbrita	Imbricada, soldada	Feld>Qz+FR	Devitrificación y oxidación
CC16-140	Toba de lapilli		Feld>Qz>Ox	Varía a toba de cristales
CC16-141	Ignimbrita	Imbricada, soldada	Feld>Qz+FR	Devitrificación y oxidación
CC17-23A	Ignimbrita	Eutaxítica	Feld>Qz>Bi+FR	Sericitización, oxidación y recristalización
CC17-23B	Ignimbrita	Eutaxítica	Qz>Feld>Bi	Sericitización, oxidación y recristalización

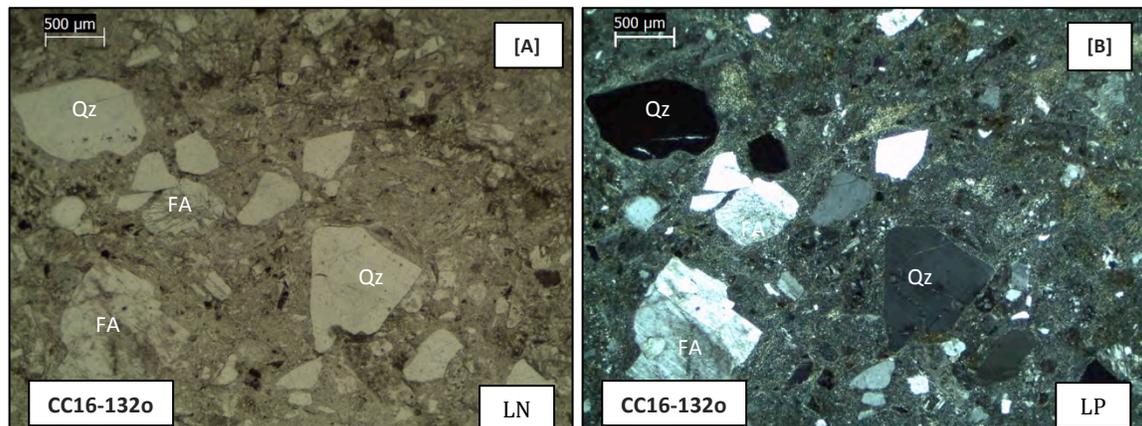


Figura 5.3

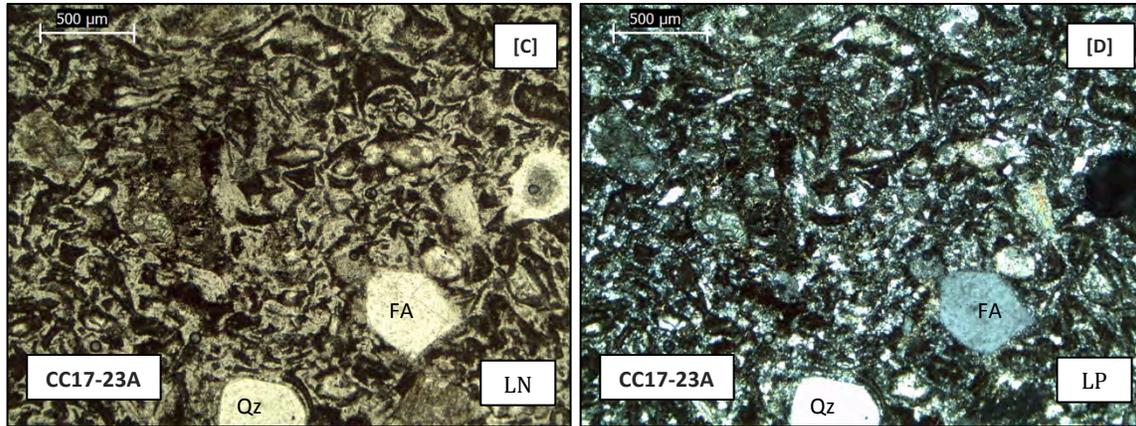


Figura 5.3: Fotomicrografías de tobas e ignimbritas en luz natural y polarizada: [A] y [B] Toba de cristales con una mineralogía de Qz>FA>Bi, presenta ligera sericitización; [C] y [D] Ignimbrita – toba de cristales, con textura eutaxítica y con una mineralogía de FA>Qz>Bi+FR, presenta oxidación, sericitización y recristalización. Abreviaturas: FA = Feldespato alcalino, Qz = Cuarzo y Bi = Biotita.

V.1.4 Los domos dacíticos del Mioceno

Las muestras de esta unidad están descritas brevemente en la [Tabla 5.4](#). Esta unidad aflora en la zona sur del área de estudio y se caracteriza por tener una textura porfídica compuesta de Anf>>Pl>Cpx euhedrales. Los fenocristales de anfíbol están zonados y presentan oxidación en las fracturas. Algunos cristales de anfíbol presentan texturas de reacción con núcleos de clinopiroxenos ([Figura 5.4](#)). La matriz de esta unidad es hipohialina orientada, dominada por microfenocristales de plagioclasa y, en algunos casos, anfíbol.

Tabla 5.4: Características petrográficas generales de los domos dacíticos. Anf = Anfíbol, Cpx = Clinopiroxeno, Pl = Plagioclasa.

Muestra	Roca	Textura	Fenocristales	Matriz	Observaciones
CC16-143	Dacita	Porfídica	Anf	Hipohialina orientada (Pl+Vidrio)	Fenocristales euhedrales, anfíbol zonado
CC16-162	Dacita	Porfídica	Anf>>Cpx	Hipohialina orientada (Pl>Vidrio)	Fenocristales euhedrales con zoneamiento, oxidación en fracturas
CC17-30	Dacita	Porfídica	Anf>Pl	Hipohialina orientada (Pl>Anf)	Microfenocristales de anfíbol

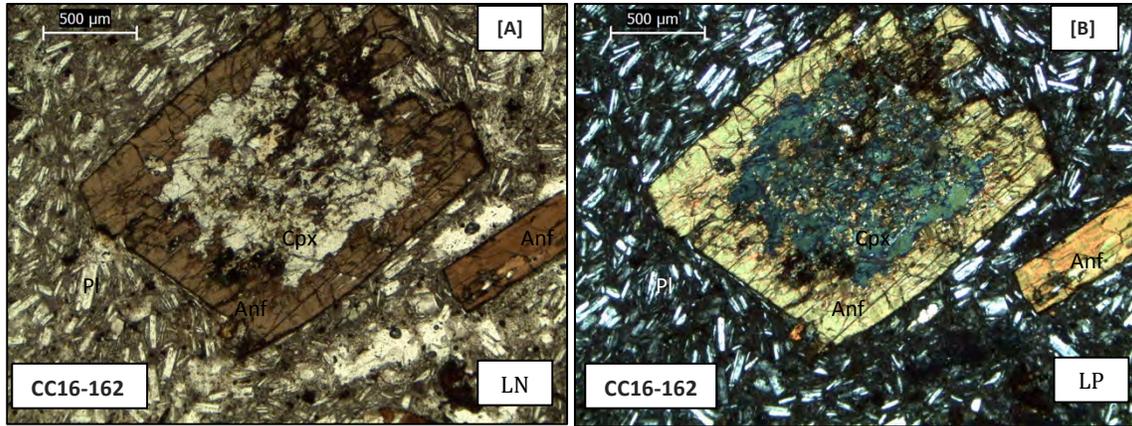


Figura 5.4: Fotomicrografías de dacitas en [A] luz natural y [B] luz polarizada. Dacita con una textura porfídica de Anf>>Pl en una matriz hipohialina con Pl. El fenocristal de anfíbol presenta un corazón de clinopiroxeno y bordes oxidados. Abreviaturas: Cpx = Clinopiroxeno, Anf = Anfíbol, Pl = Plagioclasa.

V.1.5 La ignimbrita hiperalcalina, tipo Ignimbrita de Hermosillo (Mioceno Medio)

Las muestras de esta unidad están descritas brevemente en la [Tabla 5.5](#). Esta unidad está restringida al borde occidental del área de estudio y se caracteriza por una textura ignimbrítica con un arreglo FA>>Cpx>Fay+FR ([Figura 5.5](#)). Los cristales de plagioclasa, aenigmatita y fayalita no son abundantes ni se encuentran en todas las muestras. Todas las muestras presentan una textura eutaxítica, con *fiammes*, son ricas en cristales y, en algunos casos, líticos. Algunas de las muestras presentan esferulitas de devitrificación y textura perlítica.

Tabla 5.5: Características petrográficas generales de la ignimbrita de Hermosillo. FA = Feldespato alcalino, Pl = Plagioclasa, Ox = Óxidos, Cpx = Clinopiroxeno, Fa = Fayalita, FR = Fragmentos de roca. Facies: v = vitrificado, e = eutaxítica, cr = rica en cristales, l = rica en líticos, T = toba ([Branney y Kokelaar, 2002](#)).

Muestra	Facies	Textura	Mineralogía	Observaciones
CC16-64	vecrT	Eutaxítica	FA>>Pl+Ox	
CC16-65	vecrT	Eutaxítica	FA	
CC16-66	ecrT	Eutaxítica	FA	Esferulitas de devitrificación
CC16-142A	ecrlT	Eutaxítica	FA+FR	Esferulitas de devitrificación
CC16-142B	vecrT	Eutaxítica	FA>>Cpx+Fa	Esferulitas de devitrificación
CC16-142C	ecrT	Eutaxítica	FA>>Cpx+Fa	Esferulitas de devitrificación
CC16-161A	ecrlT	Eutaxítica	FA>FR	
CC16-161B	ecrT	Eutaxítica	FA	

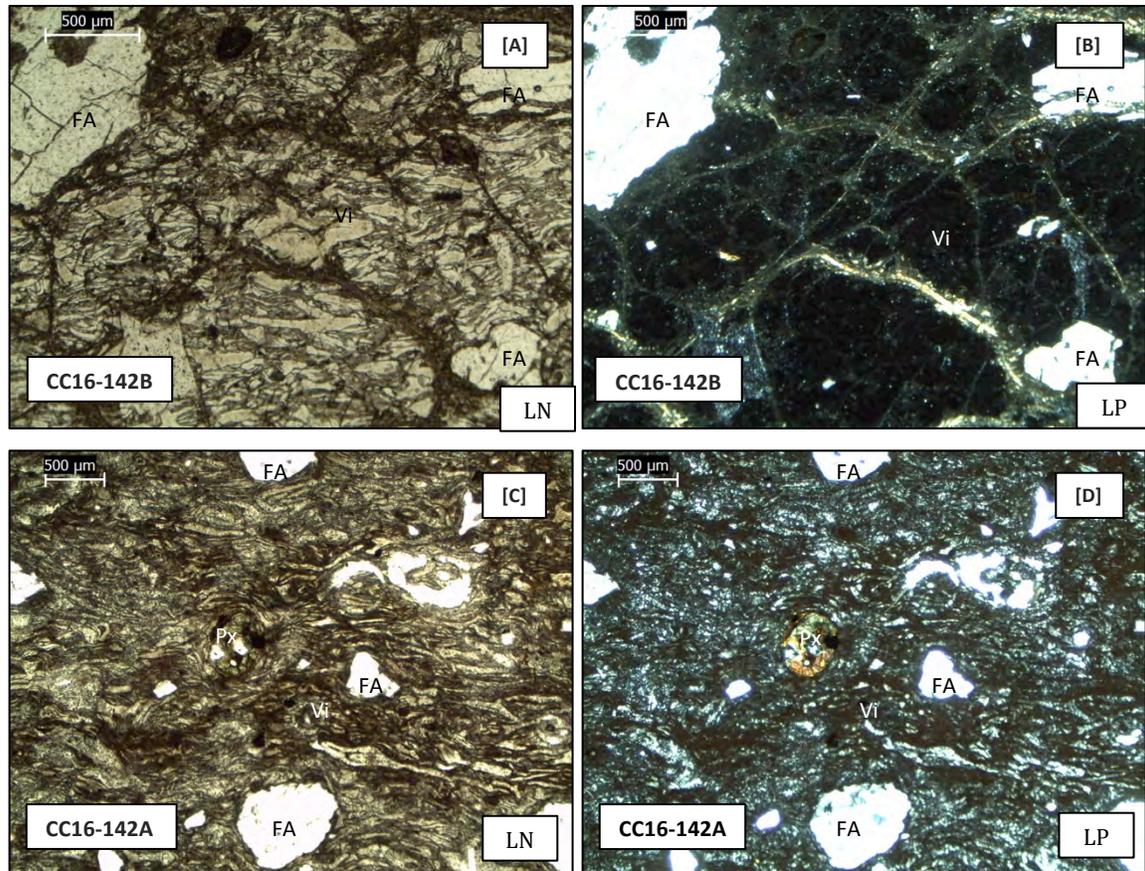


Figura 5.5: Fotomicrografías de ignimbritas en luz natural y polarizada: [A] y [B] vitrificado de base porfídico de FA, con matriz con textura eutaxítica; [C] y [D] zona con textura eutaxítica ligeramente devitrificada, con fenocristales de FA>>Px. Abreviaturas: FA = Feldespato alcalino, Px = Piroxeno, Vi = Vidrio en astillas y *fiammes*.

V.2 El volcanismo alcalino máfico (Mioceno tardío – Plioceno)

Los pulsos volcánicos del Campo Basáltico San Francisco de Batuc presentan ligeras diferencias mineralógicas y texturales que no corresponden con la estratigrafía propuesta, sino con el grado y velocidad de enfriamiento, la cercanía de los puntos de emisión, el espesor del derrame y la presencia de xeno-megacristales y xenolitos. A continuación, se describirán los ejemplares más representativos de ambos pulsos, que han sido fechados (Tabla 4.2). Las primeras fotomicrografías son de los fenocristales (Figuras 5.6 y 5.7), mientras que las segundas son de la matriz (Figura 5.8).

El primer pulso, representado por las muestras CC16-45 y CC16-101, presenta una textura porfídica con fenocristales de $Pl > Ol > Sp > Cpx$. Los fenocristales de plagioclasa son redondeados, con bordes de reacción y con maclas truncadas y en punta de lanza (Figura 5.6). Los fenocristales de olivino son subhedrales (Figura 5.7A, B, C y D) y en algunos casos presentan coronas de iddingsita. Los fenocristales de espinela presentan coloraciones café-verdosas, son subhedrales-anhedrales y en algunos casos se aprecia su transformación a plagioclasa (Figura 5.7E y F). Los fenocristales de clinopiroxeno son anhedrales, con bordes de reacción y parcialmente asimilados, con textura en criba (Figura 5.6E y F). La matriz está orientada y presenta plagioclasa seriada y microfenocristales de olivino iddingsitizado; si bien presenta una gran abundancia de cristales intergranulares de clinopiroxeno y óxidos de hierro – titanio cúbicos (Figura 5.6E y F), éstos se encuentran solamente como microcristales en las fases tardías de cristalización.

El segundo pulso, representado por las muestras CC16-129, CC16-130, CC16-123 y CC15-03, presenta características similares al primer pulso. Al igual que el primer pulso, presentan una textura porfídica con fenocristales de $Pl > Ol + Cpx > Sp$. Los fenocristales de plagioclasa presentan textura nublada, xenomorfa, con bordes de reacción y golfos de corrosión (Figura 5.6), y en algunos casos hasta coronas de reacción. Los fenocristales de olivino, clinopiroxeno y óxidos de hierro – titanio presentan arreglos subhedrales.

La matriz en todos los casos está orientada, pero varía desde hipohialina hasta holocristalina. La muestra CC15-03 presenta una textura holo-hipocristalina orientada y ofítica moteada con cristales de $Pl \geq Cpx >> Ol \geq Ox.FeTi$, con olivino como microcristal y microfenocristal. La muestra CC16-130 muestra una textura hipocristalina intergranular con plagioclasa seriada, y una mineralogía de $Pl > Ol + Cpx + Ox.FeTi$, con microfenocristales de olivino. Algunos cristales de olivino y clinopiroxeno se encuentran desestabilizados. La muestra CC16-129 varía de hipocristalina a hipohialina y tiene una textura intergranular con una mineralogía de $Pl > Cpx > Ox.FeTi$; en este caso los cristales de clinopiroxeno están fuertemente desarrollados. Finalmente, la muestra CC16-123 es hipohialina con una mineralogía de $Pl > Ol > Ox.FeTi$.

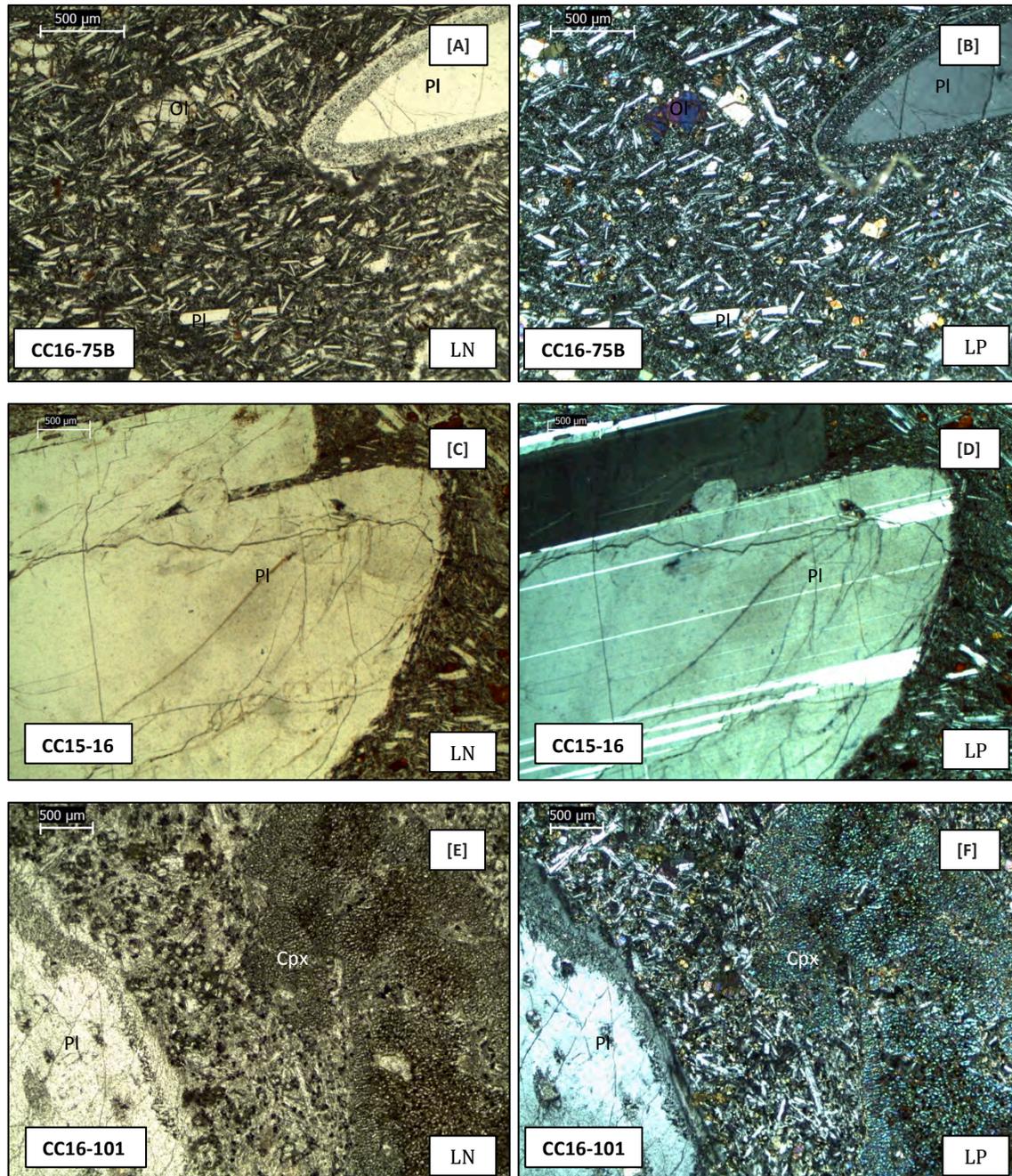


Figura 5.6: Fotomicrografías de basaltos en luz natural y polarizada: [A] y [B] Basalto porfídico con un xenocrystal de plagioclasa con bordes redondeados y textura nublada en una matriz orientada hipohialina con microfenocristales de olivino y plagioclasa; [C] y [D] Xenomegacrystal de plagioclasa con bordes redondeados, en un basalto con matriz orientada hipohialina con microfenocristales de plagioclasa y olivino oxidado; [E] y [F] Xenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno fuertemente desestabilizados, el primero con textura en criba y bordes redondeados, en una matriz hipocrystalina con microcristales de plagioclasa, olivino, óxidos de hierro – titanio y clinopiroxeno intergranular. Abreviaturas: Pl = Plagioclasa, Ol = Olivino, Cpx = Clinopiroxeno.

Ambos pulsos presentan características muy similares y no es posible diferenciarlos con el simple estudio petrográfico. A continuación se describen diferentes ejemplares representativos del área de estudio.

En la porción centro-occidental del área de estudio se encuentra la muestra CC16-125. Esta muestra presenta una textura porfídica-dolerítica intersertal (Ol>Pl>Ox.FeTi>Cpx). Los fenocristales de olivino, clinopiroxeno y plagioclasa presentan bordes de reacción, estas últimas no presentan maclas. La matriz es orientada intergranular (Pl>Ol>Ox.FeTi>Cpx), ligeramente palagonitizada en algunas zonas.

En la porción centro-oriental del área de estudio, se encuentran las muestras CC16-10 y CC16-121. La muestra CC16-10 presenta una textura porfídica con fenocristales de Cpx>Ol>Pl, donde Cpx y Pl muestran bordes de reacción, en una matriz holocristalina orientada intergranular-ofítica moteada (Pl>Ol≥Cpx≥Ox.FeTi). Presenta enclaves ultramáficos. La muestra CC16-121 presenta una textura porfídica de Pl>Ol>Cpx en una matriz hipohialina-hipocristalina de (Pl>Ol>Ox.FeTi). Los fenocristales de plagioclasa presentan bordes de reacción y golfos de corrosión; en algunos casos presentan maclas en punta de lanza.

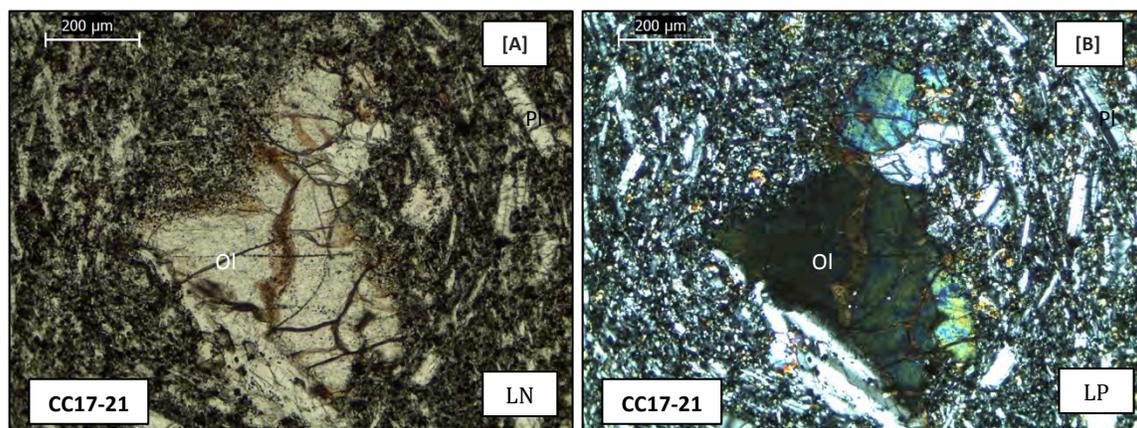


Figura 5.7

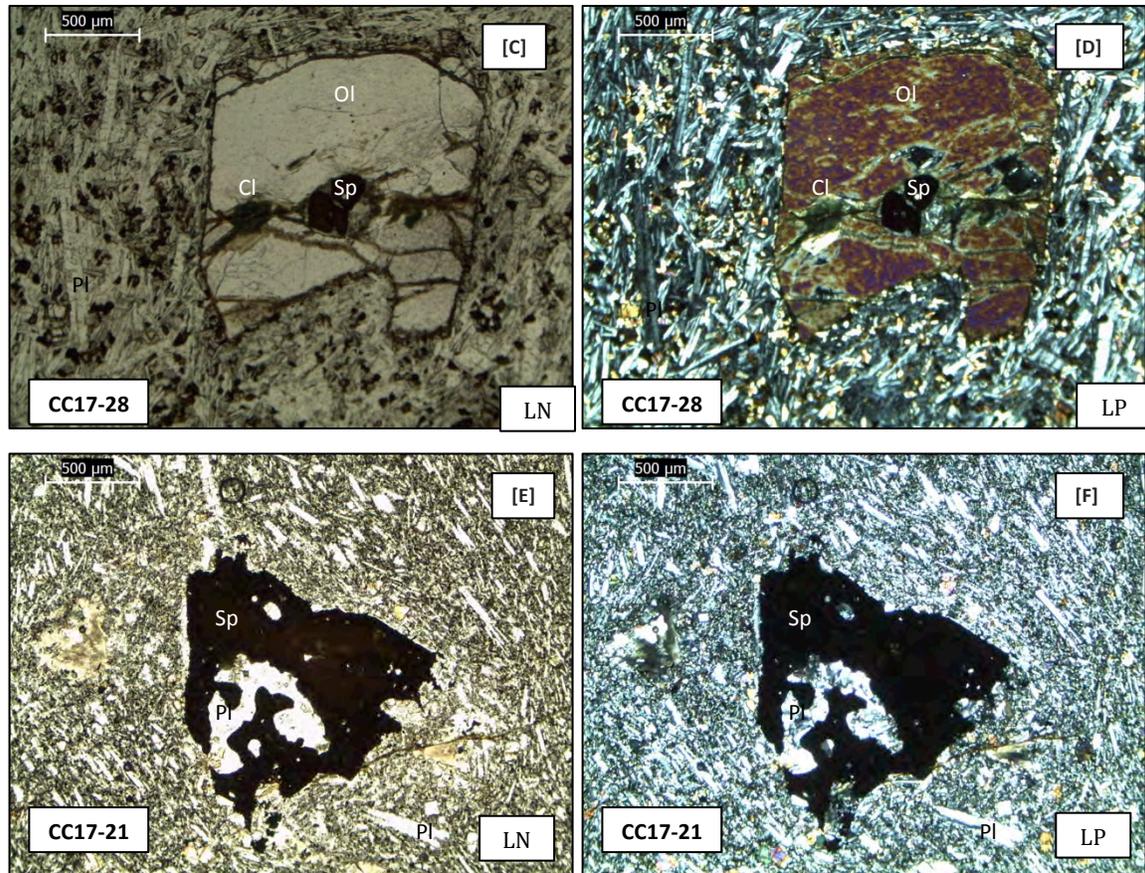


Figura 5.7: Fotomicrografías de basaltos en luz natural y polarizada: [A] y [B] Xenocristal de olivino con extinción ondulante (kink banding) y bordes parcialmente asimilados, en un basalto con matriz hipocristalina-hipohialina orientada con microfenocristales de plagioclasa y óxidos de hierro – titanio y clinopiroxeno intersticial; [C] y [D] Fenocristal de olivino con bordes oxidados, presenta una inclusión de espinela café así como clorita por metamorfismo retrógrado, en un basalto con matriz hipocristalina orientada con microfenocristales de plagioclasa y óxidos de hierro y clinopiroxeno intergranular; [E] y [F] Xenocristal de espinela café xenomórfico con metamorfismo retrógrado transformándolo a plagioclasa, en un basalto hipohialino orientado con microfenocristales de plagioclasa y olivino. Abreviaturas: Pl = Plagioclasa, Ol = Olivino, Sp = Espinela, Cl = Clorita.

En la porción central del área se recolectaron varias muestras representativas. La muestra CC16-104 presenta una textura porfídica con fenocristales de Pl+Ol. Los fenocristales de plagioclasa y olivino están desestabilizados, en algunos casos las plagioclasas presentan coronas de reacción con clinopiroxenos que implican una fusión. La matriz es hipocristalina orientada intergranular (Pl>Ol>Ox.FeTi+Cpx); presenta amígdalas de zeolitas tipo natrolita (**Anexo 1**). La muestra CC16-50 es porfídica con fenocristales de Ol>Pl. Los fenocristales de olivino son de dos tipos: con extinción ondulante y bordes iddingsitizados, y esqueléticos. Las plagioclasas presentan bordes de reacción. Los fenocristales se encuentran en una matriz hipohialina orientada

intergranular – intersticial (Pl>Ol>Cpx>Ox.FeTi). La muestra CC16-61B tiene una textura dolerítica de Pl>Ol>Cpx>Ox.FeTi (Figura 5.8A y B); el olivino está iddingsitizado.

En esta misma porción del área de estudio, la muestra CC16-126 presenta una textura porfídica de Pl>>Ol, donde la plagioclasa y el olivino están desestabilizados y contenidos en una matriz hipocristalina-hipohialina ligeramente orientada e intergranular (Pl>Ol>Ox.FeTi>Cpx), con vesículas rellenas de zeolitas y calcita. La presencia de clinopiroxeno en la matriz es mínima y ocurre como pequeñas astillas esqueléticas. La muestra CC16-75B (Figura 5.6A y B) tiene una textura porfídica con Ol>Pl>Ox.FeTi>Cpx en una matriz hipocristalina – hipohialina orientada intergranular (Pl>Ol>Ox.FeTi>Cpx). Los fenocristales de olivino, óxidos de fierro – titanio, y plagioclasa están subredondeados, estos últimos con maclas en punta de lanza y con texturas en criba.

Las muestras CC16-132 y CC16-131 corresponden al mismo derrame al que CC15-03 y fueron tomadas de la porción nororiental del área de estudio, al igual que la muestra CC15-07. La muestra CC16-132 presenta una textura dolerítica holocristalina (Pl>Ol), orientada, intergranular, ligeramente ofítica moteada (Pl>Ol>Ox.FeTi>Cpx). Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales-anhedrales y presentan bordes de reacción. Por otro lado, la muestra CC16-131 tiene una textura porfídica holocristalina (Pl>Ol), en una matriz orientada ofítica moteada (Pl>Cpx>Ol>Ox.FeTi, Figura 5.8C y D). Los fenocristales de plagioclasa y olivino presentan formas anhedrales-subhedrales y, en el caso de la plagioclasa, bordes de reacción. La matriz presenta microfenocristales de olivino y óxidos de fierro y titanio. La muestra CC15-07 es un basalto porfídico con fenocristales de Ol+Pl con amigdalas de carbonatos y zeolitas (Figura 5.8E y F); los fenocristales de olivino están iddingsitizados, mientras que los de plagioclasa tienen bordes de reacción y golfos de corrosión. La matriz es hipocristalina, orientada, intergranular (Pl>Ol>Ox.FeTi>Cpx) con microfenocristales de plagioclasa y olivino (Figura 5.8G y H).

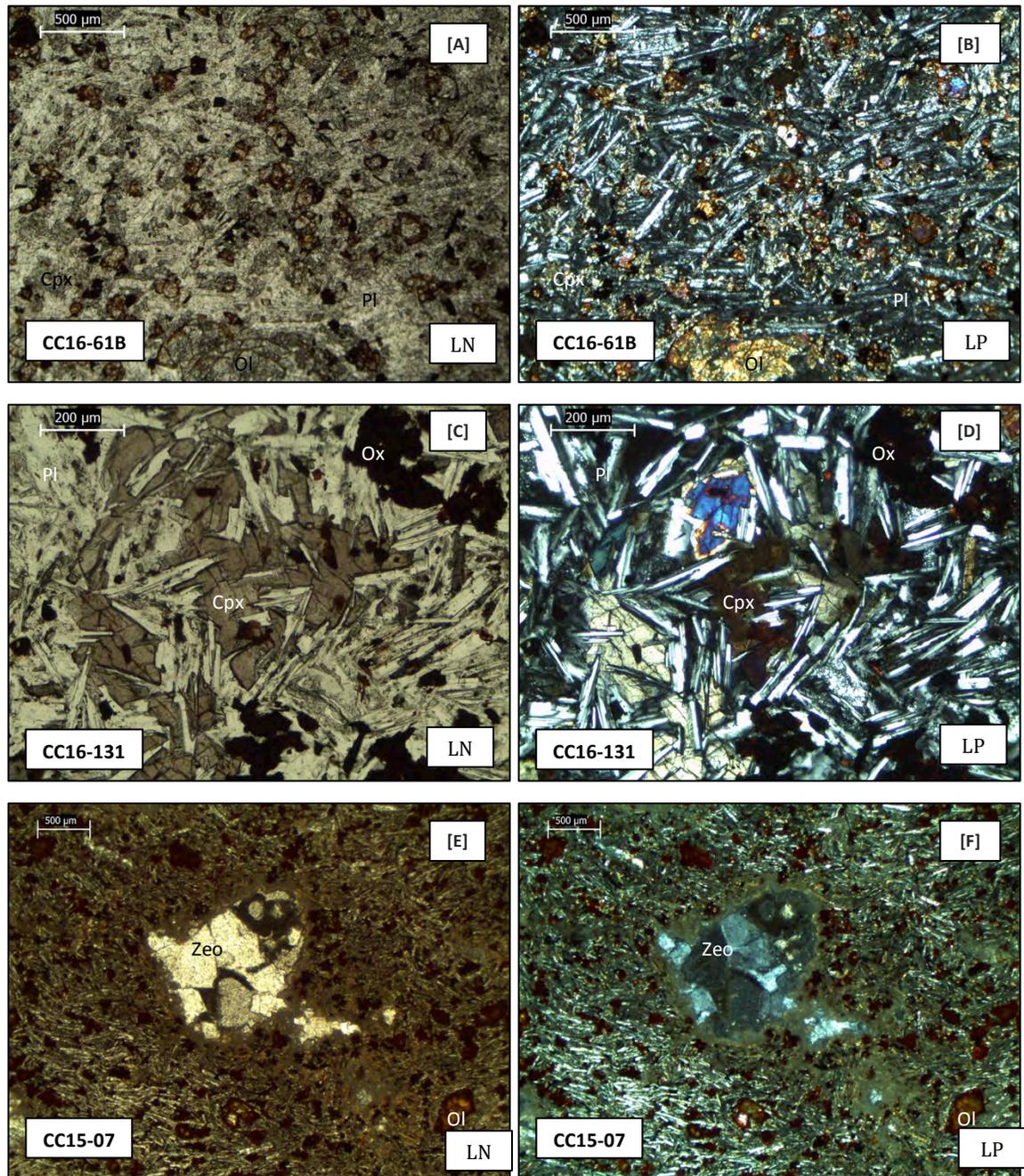


Figura 5.8

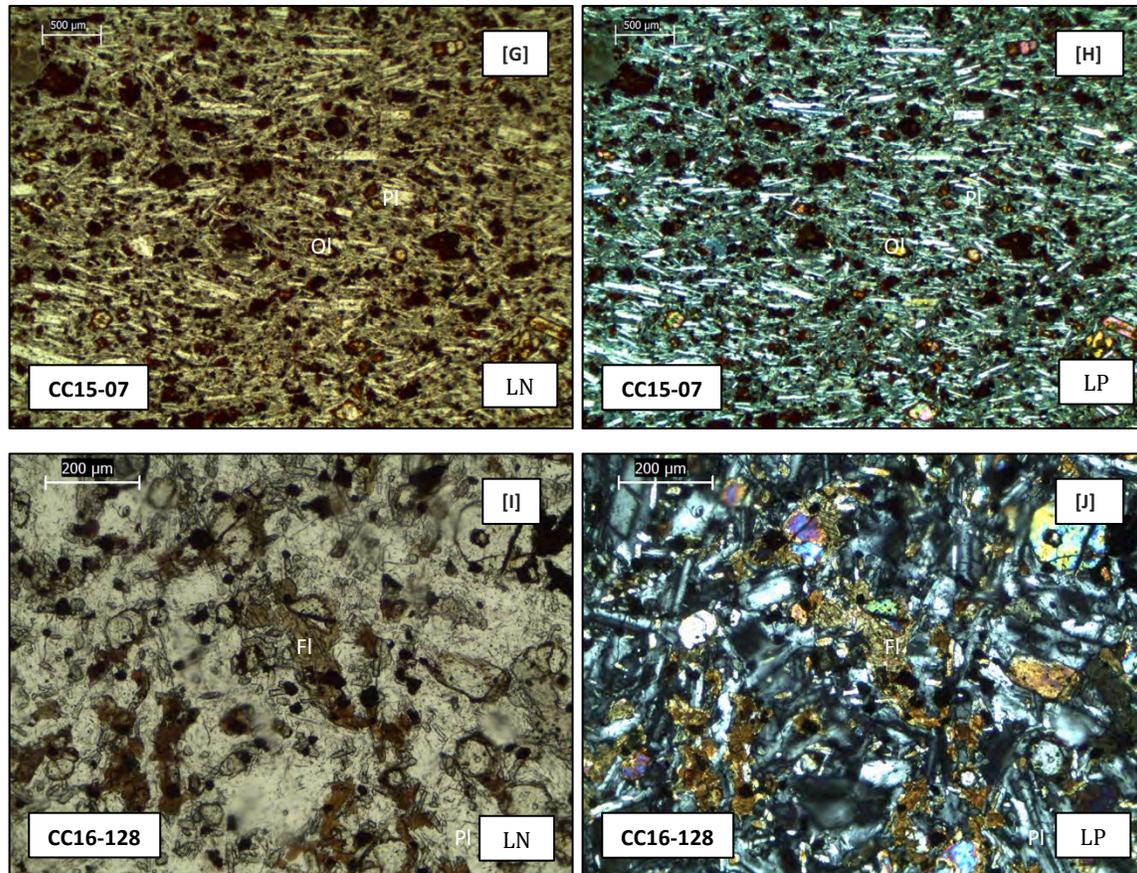


Figura 5.8: Fotomicrografías de basaltos en luz natural y polarizada: [A] y [B] Basalto porfídico de olivino con matriz holocristalina, orientada con microfenocristales de plagioclasa, olivino y óxidos de fierro-titanio, con clinopiroxeno y óxidos de fierro-titanio intergranulares; [C] y [D] Basalto ofimoteado con microfenocristales de óxidos de fierro - titanio; [E] y [F] Basalto con vesículas de zeolita, con una matriz hipocristalina, orientada, con microfenocristales de olivino y plagioclasa; [G] y [H] Basalto con matriz hipocristalina orientada con microfenocristales de plagioclasa, olivino y óxidos de fierro-titanio; [I] y [J] Basalto holocristalino ligeramente orientado intergranular con microcristales de plagioclasa, olivino, óxidos de fierro-titanio, clinopiroxeno y flogopita. Abreviaturas: Ol = Olivino, Pl = Plagioclasa, Cpx = Clinopiroxeno, Zeo = Zeolitas, Fl = Flogopita.

En la porción nororiental del área de estudio, en el cerro Prieto, se tomaron las muestras CC15-14, CC15-15 y CC15-16. Estas muestras tienen una textura porfídica con fenocristales de Pl>Ol>Cpx, los fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno tienen bordes de reacción (Figura 5.6C y D) y en el caso de la plagioclasa, textura en criba, coronas de reacción y maclas borradas o en punta de lanza; los fenocristales de olivino están iddingsitizados, y contenidos en una matriz hipocristalina orientada seriada intergranular de Pl>Ol>Cpx>Ox.FeTi).

En la porción noroeste del área se presenta una gran variedad textural. Por ejemplo, la muestra CC16-128 presenta una textura porfídica (Pl>Ol>Sp), hipocristalina, orientada e intergranular (Pl>Ol>Ox.FeTi>Cpx+Fl). Los fenocristales de plagioclasas presentan bordes de reacción y en algunos casos las maclas han sido borradas. La matriz presenta flogopita (Figura 5.8I y J) como mineral tardío hidrotermal. La muestra CC16-124 tiene una textura porfídica con fenocristales de Pl+Ol, en una matriz holocristalina, orientada e intergranular (Pl>Ol>Ox.FeTi>>Cpx). Los fenocristales de plagioclasa no presentan maclas y tienen bordes de reacción y golfos de corrosión. La muestra CC16-84 tiene una textura porfídica con fenocristales de Ol>Pl>Sp con una matriz hipocristalina, orientada e intergranular (Pl>Ol>Ox.FeTi>>Cpx).

Por otro lado, la muestra CC16-83, a diferencia de todas las muestras de este grupo, no presenta fenocristales de Ol, tiene una textura porfídica de Pl>Sp, con una matriz hipocristalina, orientada e intergranular de Pl>Ol>Ox.FeTi>>Cpx. La muestra CC16-84 es porfídica con fenocristales de Ol>Pl>Sp, en una matriz hipocristalina, orientada e intergranular (Pl>Ol>Ox.FeTi>>Cpx). La muestra CC16-88 presenta una textura porfídica de Ol>Pl en una matriz hipohialina, ligeramente orientada (Pl>Ol>Ox.FeTi); los fenocristales de plagioclasa presentan coronas de reacción de clinopiroxeno. Esta muestra es la única de esta zona sin clinopiroxeno en la matriz. La muestra CC16-32 presenta una textura porfídica con fenocristales de Pl>Ol>Cpx en una matriz orientada e intergranular (Pl>Ol>Ox.FeTi>Cpx). Los fenocristales de plagioclasa están redondeados y con bordes de reacción; también se observan maclas en punta de lanza. La muestra CC16-97, localizada en la zona centro – norte, presenta una textura porfídica de Ol>Pl, en una matriz hipocristalina orientada intergranular (Pl>Ol>Ox.FeTi>>Cpx). Los fenocristales de plagioclasa presentan bordes de reacción y golfos de corrosión además de maclas en punta de lanza.

En la porción sur del área de estudio se presentan características petrográficas no muy variadas (CC16-163, CC16-158, CC16-159, CC16-160, CC17-06, CC17-08 y CC17-21). Las muestras tienen una textura porfídica que varía de hipocristalina a hipohialina, con

una mineralogía de Pl>Ol, Ol>Pl>Cpx>Sp, Ol>Pl>Cpx o solamente olivino, en una matriz microcristalina, orientada, intergranular-intersticial a ofítica moteada (Pl>Ol>>Cpx>Ox.FeTi). La presencia de fenocristales varía desde el 1% hasta el 45%, con los cristales de plagioclasa con bordes de reacción, así como olivino xenomórfico y automorfo; en el caso de la muestra CC17-21 se encuentran olivino con *kink banding* (Figura 5.7A y B), así como xenofenocristales de espinela transformándose a plagioclasa (Figura 5.7E y F) e inclusiones de espinela en olivino; también se encuentra una bolsa micropegmatoide con plagioclasa y flogopita microcristalinas. La muestra CC17-28 presenta una textura porfídica de Ol>>Pl, donde los fenocristales de plagioclasa presentan bordes de reacción y el olivino está cloritizado en fracturas (posiblemente debido a metamorfismo retrógrado) y presenta inclusiones de espinela (Figura 5.7C y D); están en una matriz hipohialina orientada de Pl>>Ol>Ox.FeTi.

Petrogénesis del volcanismo alcalino máfico Mioceno tardío-Plioceno del Campo Basáltico San Francisco de Batuc, Sonora Central, México

Carlos Rodolfo Corella Santa Cruz, 2017

Maestría en Ciencias – Geología

Tabla 5.6: Descripciones petrográficas generales de los **basaltos alcalinos y hawaítas** del campo San Francisco de Batuc. Pl = Plagioclasa, Ol = Olivino, Cpx = Clinopiroxeno, Ox.Fe-Ti = Óxidos de Hierro-Titanio, Cal = Calcita, Zeo = Zeolitas, Fl = Flogopita; Enclaves: G = Gabroicos y UM = Ultramáficos.

Nota: Para fines prácticos, se muestran exclusivamente las más representativas.

Muestra	Textura	Fenocristales	Matriz	Observaciones
CC15-03	Porfídica	Pl	Holo-hipocristalina orientada y ofimoteada (Pl>Cpx>>Ol>Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Pl xenomorfos, con bordes de reacción. Microfenocristales de Ol y Pl. Presenta enclaves UM.
CC15-07	Porfídica, amigdalar	Ol+Pl; Zeo+Cal	Hipocristalina orientada e intergranular (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti±Cpx)	Pl con bordes de reacción.
CC15-14	Porfídica	Pl>Ol>Cpx	Hipocristalina orientada, seriada (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti>Cpx)	Fenocristales de Pl con bordes de reacción, maclas en punta de lanza y textura nublada.
CC15-15	Porfídica	Pl>Ol	Microcristalina orientada, intergranular (Pl>Ol>Cpx>Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Pl xenomorfos, con bordes de reacción. Olivino subhedral-anhedral, en algunos casos con textura esquelética.
CC15-16	Porfídica	Pl>Ol	Hipocristalina-hipohialina, orientada (Pl>Cpx>Ol>Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Pl con bordes de reacción y golfos de corrosión, maclas en punta de flecha. Ol con bordes iddingsitizados.
CC16-10	Porfídica	Cpx>Ol>Pl	Holocristalina orientada, intergranular-ofimoteada (Pl>Ol>Cpx>Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Cpx y Pl con bordes de reacción. Presenta enclaves G y UM
CC16-32	Porfídica	Pl>Ol>Px	Orientada intergranular (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti>Cpx)	Fenocristales de Pl redondeados y con bordes de reacción, también se observa maclas en punta de lanza.
CC16-45	Porfídica	Pl>Ol>Sp	Microcristalina orientada, intergranular con plagioclasa seriada (Pl>Ol>Cpx>Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Pl con bordes de reacción, macla en punta de lanza. Sp café-verdosa.
CC16-50	Porfídica	Ol>Pl	Orientada intergranular, hipohialina (Pl>Ol>Cpx>Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Pl anhedrales con bordes de reacción: Ol con extinción ondulante y esqueléticos.
CC16-61B	Dolerítica	Pl>Ol>Cpx>Ox FeTi	Orientada intergranular-intersertal (Pl>Ol>Cpx>Ox.Fe-Ti)	Ol iddingsitizado.
CC16-75B	Porfídica	Ol>Pl>OxFeTi >Cpx	Hipocristalina-hipohialina orientada (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti>Cpx)	Fenocristales de Pl con puntas de lanza y bordes de reacción, Ox.Fe-Ti con bordes de reacción. Fenocristales de Ol subhedral.
CC16-83	Porfídica	Pl>OxFeTi	Hipocristalina orientada, intergranular (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti>>Cpx)	Pocos fenocristales.
CC16-84	Porfídica	Ol>Pl>Sp	Hipocristalina orientada, intergranular (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti>>Cpx)	Fenocristales de Pl de euhedrales a subhedral, Ol subhedral.
CC16-88	Porfídica	Ol>Pl	Hipohialina ligeramente orientada (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Pl con coronas de reacción de Cpx. Fenocristales de Ol esquelético.
CC16-97	Porfídica	Ol>Pl	Hipocristalina orientada, intergranular (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti>>Cpx)	Fenocristales de Pl con bordes de reacción, golfos de corrosión y sin maclas.
CC16-101	Porfídica	Pl>Ol>OxFeTi >Cpx	Hipocristalina orientada, intergranular con plagioclasa seriada (Pl>Ol>Cpx>Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Pl, Ol y Ox.Fe-Ti desestabilizados.
CC16-104	Porfídica, amigdalar	Pl+Ol; Zeo	Hipocristalina orientada, intergranular (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti+Cpx)	Fenocristales de Pl y Ol desestabilizados. Pl con coronas de reacción de Cpx.

Petrogénesis del volcanismo alcalino máfico Mioceno tardío-Plioceno del Campo Basáltico San Francisco de Batuc, Sonora Central, México

Carlos Rodolfo Corella Santa Cruz, 2017

Maestría en Ciencias – Geología

CC16-121	Porfídica	Pl>Ol>Cpx	Hipohialina-hipocristalina (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Pl con bordes y golfos de reacción, sin maclas.
CC16-123	Porfídica	Ol>Pl>OxFeTi	Hipohialina (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Pl y Ox.Fe-Ti con bordes de reacción.
CC16-124	Porfídica	Pl+Ol	Holocristalina orientada, intergranular (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti>>Cpx)	Fenocristales de Pl con bordes y golfos de corrosión, sin maclas.
CC16-125	Porfídica-Dolerítica	Ol>Pl>Cpx + OxFeTi	Orientada intergranular-intersterial (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti>>Cpx)	Fenocristales de Pl, Ol, Ox.Fe-Ti y Cpx con bordes de reacción y golfos de corrosión. Ligera a moderada palagonitización en algunas zonas.
CC16-126	Porfídica	Pl>>Ol	Hipocristalina-hipohialina, ligeramente orientada (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti>>Cpx)	Fenocristales de Pl y Ol con bordes de reacción. Pequeñas vesículas con Cal y Zeo.
CC16-128	Porfídica	Pl>Ol>OxFeTi	Hipocristalina ligeramente orientada, intergranular (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti>Cpx)	Fenocristales de Pl con bordes de reacción y sin maclas. Ox.Fe-Ti con golfos de corrosión y anhedrales. Ol con bordes de reacción.
CC16-129	Porfídica	Pl>Ol	Hipocristalina-Hipohialina orientada, intergranular (Pl>Cpx>Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Pl, Ol y Ox.Fe-Ti con bordes de reacción. Cpx intergranular fuertemente desarrollado.
CC16-130	Porfídica	Pl+Ol	Hipocristalina orientada intergranular, seriada (Pl>Ol+Cpx+Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Pl y Ol con bordes de reacción. Matriz con microfenocristales de Ol y Cpx corroidos. Pl con corona de reacción de Cpx.
CC16-131	Porfídica	Pl>Ol	Holocristalina orientada, ofimoteada (Pl>Cpx>Ol>Ox.Fe-Ti)	Poca abundancia de fenocristales. Fenocristales de Pl redondeados, con textura en criba y sin maclas, Ol parcialmente desestabilizado.
CC16-132	Dolerítica - Porfídica	Pl>Ol	Holocristalina dolerítica, orientada, intergranular, variolítica, ligeramente ofimoteada (Pl>Ol>Ox.Fe-Ti>Cpx)	Fenocristales de Pl desestabilizados.
CC16-158	Porfídica	Pl>Ol	Hipohialina orientada, intergranular-intersticial (Pl>Ol>>Cpx>Ox.Fe-Ti)	Abundancia de fenocristales hasta 45%. Dos tipos de Ol: xenomorfos y automorfos. Pl con bordes de reacción.
CC16-159	Porfídica	Pl>Ol	Hipohialina orientada, intergranular-intersticial (Pl>Ol>Cpx+Ox.Fe-Ti)	Abundancia de fenocristales hasta 35%. Ol de dos tipos: automorfo y xenomorfo; Pl con bordes de reacción.
CC16-160	Porfídica	Ol>Pl>Cpx	Holocristalina orientada, intergranular-ofimoteada (Pl>Ol+Cpx>Ox.Fe-Ti)	Cpx de intergranular-ofimoteado.
CC16-163	Porfídica	Ol	Hipocristalina orientada, intergranular (Pl>Ol>>Cpx+Ox.Fe-Ti)	Vesículas con calcita
CC17-06	Porfídica	Pl+Ol	Hipohialina intersticial (Pl>Ol>>Cpx+Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Ol y Pl desestabilizados y poco abundantes.
CC17-08	Porfídica	Pl	Hipohialina ligeramente orientada, intersticial-intergranular (Pl>Ol>Cpx+Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Pl con bordes de reacción.
CC17-21	Porfídica	Ol>Pl>Cpx>Sp	Hipohialina orientada, intersticial (Pl>Ol>Vidrio>Cpx+Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Pl con bordes y coronas de reacción formando Cpx; en el borde de un fenocristal se encuentra una bolsa micropegmatóide con Pl y Fl microcristalina. Ol con kink banding, Cpx anhedral. Xenocristales de Sp café e inclusiones en Ol. Matriz con Ol esquelético.
CC17-28	Porfídica	Ol>>Pl	Hipohialina orientada (Pl>>Ol>Ox.Fe-Ti)	Fenocristales de Pl con bordes de reacción. Ol cloritizado en fracturas, y con inclusiones de Sp.

Tabla 5.6

V.2.1 Los xenolitos máficos y ultramáficos de las lavas máficas alcalinas

En la [Tabla 5.7](#) se presentan las características petrográficas de los xenolitos máficos y ultramáficos contenidos en las lavas máficas alcalinas. En todas las unidades se encuentran xenolitos tanto máficos como ultramáficos. Sin embargo, son más abundantes en o cerca de los puntos de emisión. Los xenolitos máficos son gabros de olivino de grano medio. En la muestra CC16-45 se presenta un xenolito gabroico compuesto por $Pl > Cpx \geq Ol \pm Sp$, con plagioclasas de hasta 5 mm, aunque los cristales de olivino y clinopiroxeno son de menor tamaño. La plagioclasa presenta maclas en punta de lanza y en algunos casos no muestra maclas. El olivino muestra un arreglo en *kink band* y está ligeramente iddingsitizados. Los cristales de espinela presentan coloraciones café-verdoso en luz natural. En la muestra CC16-121 se encuentra un xenolito de gabro de olivino ($Pl > Cpx \geq Ol \pm Ox.Fe-Ti$; [Figura 5.9](#)) con plagioclasa con textura en criba.

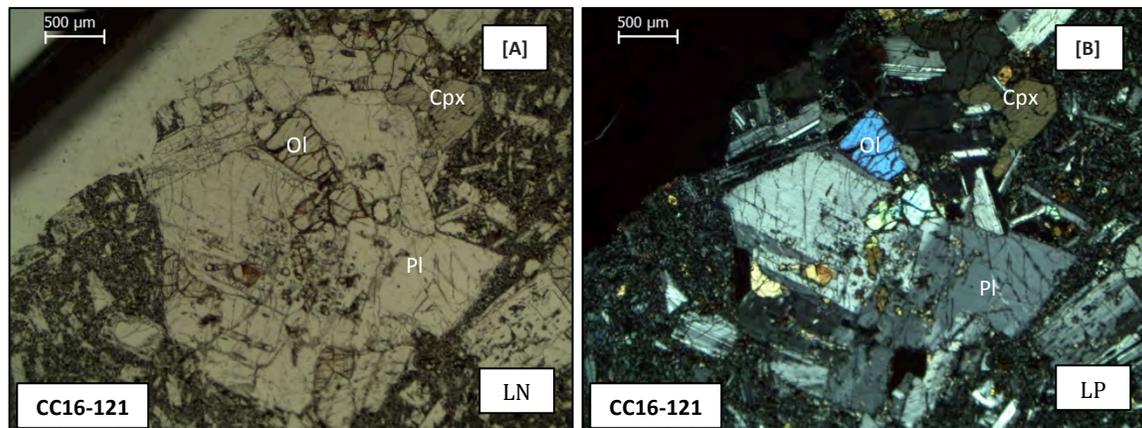


Figura 5.9: Fotomicrografías en luz natural [A] y luz polarizada [B] de: Xenolito de gabro de olivino en un basalto hipohialino porfídico de plagioclasa con textura nublada.

Los xenolitos ultramáficos varían desde lherzolitas con plagioclasa, dunitas con espinela hasta clinopiroxenitas. La muestra CC15-03 presenta xenolitos duníticos ([Figura 5.10A y B](#)) con espinela café-verdosa (abundancia menor al 10%) y escasa presencia de clinopiroxeno ($Ol \gg Cpx > Sp$); el olivino presenta deformación *kink banding*. También se observa la presencia de puntos triples con ángulos de 120° , lo cual sugiere un ajuste

térmico de la roca. La muestra CC16-10 presenta xenolitos de lherzolita con plagioclasa menor al 10% (Ol>Cpx>Opx>Pl), donde el olivino presenta deformación *kink banding*.

La muestra CC16-128 es una lherzolita de espinela con plagioclasa (Figura 5.10C y D) con una mineralogía de Ol>Cpx>Opx>Sp+Pl, con plagioclasa < 10% y espinela entre 5 y 10%. Las plagioclasas presentan maclas de deformación en punta de lanza; el olivino tiene *kink banding* y la espinela se está transformando a plagioclasa. La muestra CC17-27 corresponde a una lherzolita con espinela (Figura 5.10E y F), con una mineralogía de Ol>Cpx+Opx>Sp, donde el olivino presenta deformación *kink banding*. La muestra CC16-123 corresponde a una clinopiroxenita (Figura 5.10G y H) que presenta bordes recrystalizados con puntos triples de 90°, 120° y 180°. En estos bordes se encuentran microcristales de óxidos de hierro-titanio.

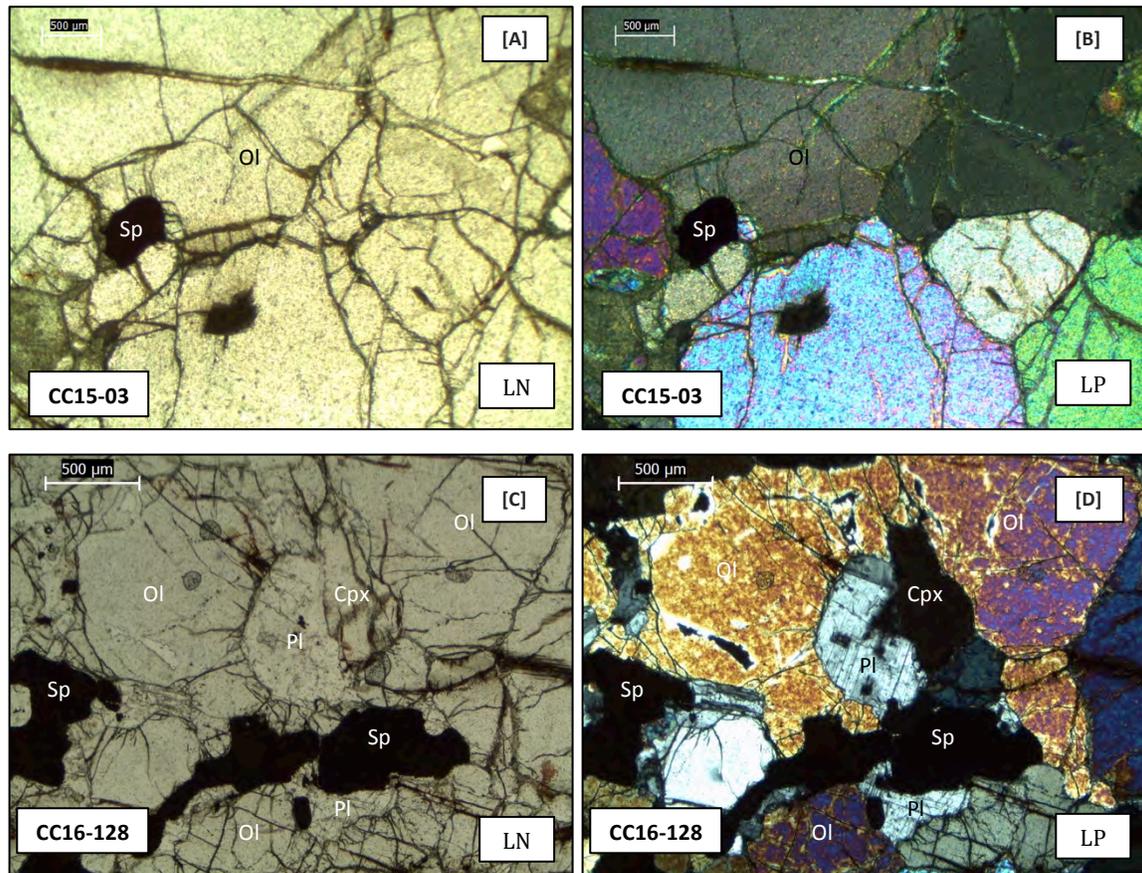


Figura 5.10

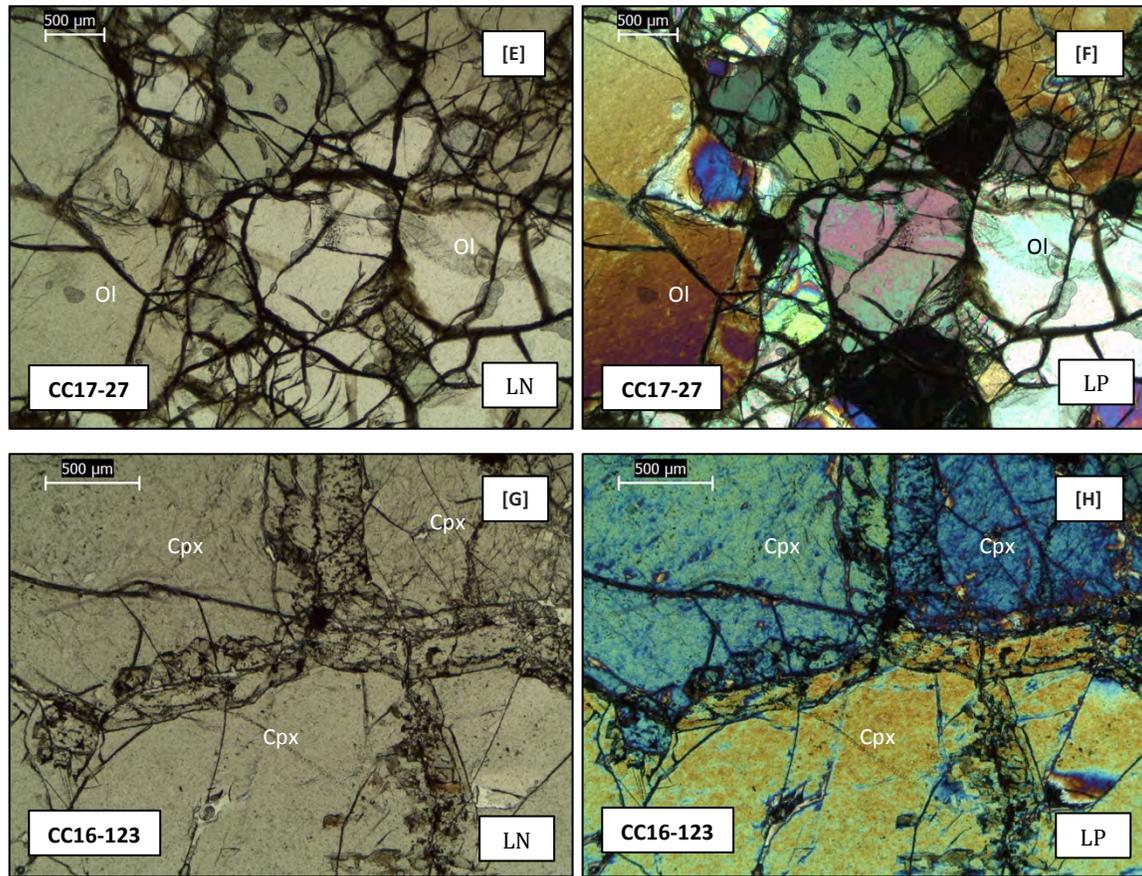


Figura 5.10: Fotomicrografías de rocas ultramáficas en luz natural y polarizada: [A] y [B] Dunita con espinela con *kink banding* y espinela <10%; se observan también puntos triples con ángulos de 120°; [C] y [D] Lherzolita con plagioclasa <10% y de espinela 5-10%; [E] y [F] Lherzolita con espinela; [G] y [H] Clinopiroxenita con puntos triples de 90°, 120° y 80°, con bordes recrystalizados. Abreviaturas: Ol = Olivino, Pl = Plagioclasa, Cpx = Clinopiroxeno, Sp = Espinela.

Tabla 5.7: Descripción petrográfica general de los enclaves gabroicos y ultramáficos. Ol = Olivino, Cpx = Clinopiroxeno, Pl = Plagioclasa, Sp = Espinela, Ox.Fe-Ti = Óxidos de hierro-titanio.

Muestra	Roca	Mineralogía	Observaciones
CC15-03	Dunita con espinela	Ol>>Cpx>Sp	Ol con <i>kink banding</i> , Sp menor al 10%. Puntos triples con ángulos de 120°
CC16-10	Lherzolita con plagioclasa	Ol>Cpx>Opx>>Pl	Pl menor al 10%, Ol con <i>kink banding</i>
CC16-45	Gabro de olivino	Pl>Cpx>Ol±Ox.Fe-Ti	Pl con 5mm, maclas en punta de lanza; Ol con <i>kink banding</i>
CC16-121	Gabro de olivino	Pl>Cpx>Ol±Ox.Fe-Ti	Pl con textura en criba
CC16-123	Clinopiroxenita	Cpx	Bordes recrystalizados con puntos triples de 90°, 120° y 180°; microcristales de óxidos en los bordes
CC16-128	Lherzolita de espinela con plagioclasa	Ol>Cpx>Opx>Sp+Pl	Pl con maclas en punta de lanza, Ol con <i>kink banding</i> , Sp transformándose a Pl
CC17-27	Lherzolita con espinela	Ol>Cpx>Opx>Sp	Ol con <i>kink banding</i>

V.2.2 Las rocas híbridas y sedimentos: Tobacitas, tobas de lapilli, peperitas y sedimentos no litificados

En la **Tabla 5.8** se muestra la descripción general de estas rocas. Entre los derrames basálticos se encuentran tobas de lapilli compuestas principalmente por fragmentos de roca y una matriz de ceniza fina. Los fragmentos de roca, provienen de dos tipos de basaltos: matriz templada con microfenocristales de $Pl>Ol>Cpx$, y otros vesiculares con alteración a coloración dorada. El tamaño de partícula varía de lapilli a ceniza, siendo éstas últimas clasificadas como toba lítica.

Debido a la interacción entre las tobas, los sedimentos y los basaltos, se generaron tufitas y peperitas, que se agrupan en este apartado. Los sedimentos no litificados varían de areniscas (arcosas-litarenitas) a margas. Las litarenitas presentan una abundancia de $FR>Qz>Feld$, con fragmentos de roca de los domos dacíticos. Las arcosas-subarcosas presentan una mineralogía de $Feld>Qz+FR>Bi$, donde la biotita está oxidada y la matriz es cercana al 60%. Las margas tienen una mineralogía de $Feld>Qz>Bi$ con una matriz arcillosa mezclada con carbonatos y con la posible presencia de zonas algáceas (**Figura 5.11A y B**). En la base sur de la mesa Válgame Cristo se encuentra un afloramiento de tufita con una matriz sedimentaria cercana al 60%; esta matriz está formada por fragmentos de cristales subangulosos principalmente de feldespatos, cuarzo y biotita mal clasificados, así como escasos anfíboles. El resto de la muestra está compuesta por fragmentos volcánicos templados con tamaños de lapilli. Se clasifica como un conglomerado tobacítico (**Figura 5.11C y D**). Este afloramiento presenta una fuerte zeolitización de tipo heulandita – Na y chabazita – Ca (**Anexo 2**).

La peperita está compuesta por fragmentos basálticos y por una matriz areno-arcillosa (**Figura 5.11E y F**). Los sedimentos están oxidados y cloritizados, con cristales de cuarzo y biotita alterada. Los fragmentos de basalto son subangulosos-subredondeados y presentan una mineralogía con fenocristales de $Pl>Ol>OxFeTi$ inestables, en una matriz templada.

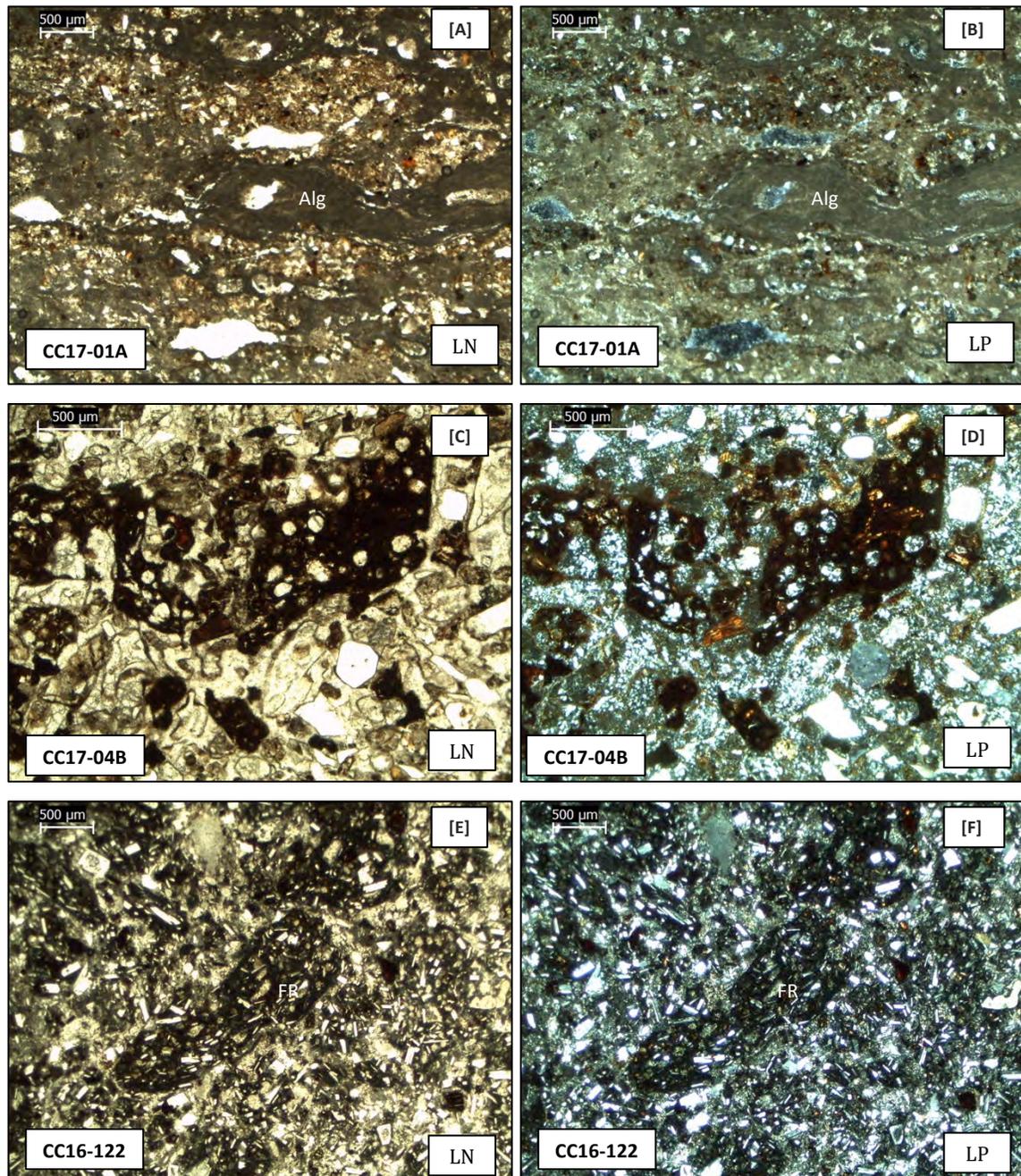


Figura 5.11: Fotomicrografías de rocas sedimentarias e híbridas en luz natural y polarizada: [A] y [B] Marga con fragmentos de cristales de Feld>Qz>Bi>Anf mezclada con carbonatos, posibles zonas algáceas estratiformes; [C] y [D] Conglomerado tufítico compuesto por cristales de Qz>Feld>Bi>Anf + FR, los fragmentos de roca corresponden a lavas templadas; se observa una fuerte zeolitización; [E] y [F] Peperita. Abreviaturas: Feld = Feldespatos, Qz = Cuarzo, Bi = Biotita, Anf = Anfíbol, Alg = Zona algácea, FR = Fragmento de roca.

**Petrogénesis del volcanismo alcalino máfico Mioceno tardío-Plioceno del Campo Basáltico
San Francisco de Batuc, Sonora Central, México**
Carlos Rodolfo Corella Santa Cruz, 2017 Maestría en Ciencias – Geología

Tabla 5.8: Descripción petrográfica general de los sedimentos no litificados, depósitos piroclásticos y tufíticos y peperitas del campo basáltico San Francisco de Batuc, y la peperita. FR = Fragmentos de roca, Qz = Cuarzo, Feld = Feldespatos, Bi = Biotita, Anf = Anfíbol, Pl = Plagioclasa, Ol = Olivino, OxFeTi = Óxidos de hierro-titanio.

Muestra	Roca	Mineralogía	Observaciones
CC16-21	Toba de lapilli	FR>Bi>Feld	
CC16-61A	Toba de lapilli	FR>Feld>Bi	FR de dos tipos: Templados con cristales de Pl>Ol>Cpx y otros vesiculares con una alteración color dorado.
CC16-76	Toba lítica	FR>Pl>Ol>Bi	FR de dos tipos: Templados con cristales de Pl>Ol>Cpx y otros vesiculares con una alteración color dorado.
CC16-77	Toba lítica	FR	Carbonatos rellenando fracturas. FR de dos tipos: Templados con cristales de Pl>Ol>Cpx y otros vesiculares con una alteración color dorado.
CC16-136	Toba de lapilli	FR>Qz>Feld	FR de dos tipos: Templados con cristales de Pl>Ol>Cpx y otros vesiculares con una alteración color dorado.
CC17-21A	Litarenita	FR>Qz>Feld	Fragmentos de roca de los domos dacíticos y cristales de cuarzo y feldespatos.
CC17-01A	Marga	Feld>Qz>Bi	Arcillas mezcladas con carbonatos.
CC17-02	Arcosa	Feld>Qz>Bi	Cristales subangulares.
CC17-03	Marga	Feld>Qz>Bi>Anf	Arcillas mezcladas con carbonatos.
CC17-04A	Arenisca tufítica	Feld>Qz+FR>Bi	Matriz cercana al 60%. Cristales de Bi oxidados.
CC17-04A	Arenisca tufítica	Feld>Qz+FR>Bi	Fragmentos de lava basáltica templada.
CC17-04B	Conglomerado tufítico	Qz+Feld+FR	Fragmentos de lapili de lava basáltica templada, fuerte zeolitización
CC17-18B	Subarcosa	Qz>Feld>Anf+FR	Matriz con zonas calcáreas.
CC16-122	Peperita	Pl>Ol>OxFeTi	Se presentan clastos subangulosos de material basáltico con una matriz arcillosa. Se presenta oxidación y cloritización.

Capítulo VI: Estudio geoquímico

En este estudio se realizaron veintiocho análisis de roca por óxidos mayores y treinta y ocho análisis de roca por elementos traza mediante el método de fluorescencia de rayos X (XRF, por sus siglas en inglés) en el ЦКП Геодинамика и геохронология, Институт Земной Коры, Иркутск, Россия (Centro para Geodinámica y geocronología, Instituto de la Corteza Terrestre, Irkutsk, Rusia) (Tablas 6.1 y 6.3). Como producto de un diagnóstico sobre los resultados de la geoquímica XRF, en combinación con los resultados de campo y la petrografía, se seleccionaron 12 muestras representativas para el análisis fino de trazas por el método ICP-MS (Tablas 6.4) y para isótopos Nd-Sr (Tabla 6.5).

En su tesis doctoral, Paz Moreno (1992) realizó un muestreo sistemático del área de estudio. De este muestreo se seleccionaron once muestras que fueron analizadas por óxidos mayores y elementos traza (Tabla 6.2). Tres de estas muestras contienen resultados de elementos de tierras raras (REE, por sus siglas en inglés). En el presente trabajo se tomaron diez de estas muestras y fueron re-analizadas por elementos traza en XRF, mientras que los resultados de óxidos mayores fueron retomados con fines interpretativos. Dentro de las 12 muestras analizadas por ICP-MS e isótopos, se encuentran dos muestras del citado autor.

VI.1 Los elementos mayores

Este apartado está dividido en dos partes: la primera parte, que es la más desarrollada, trata sobre los basaltos alcalinos y hawaitas, mientras que la segunda parte trata sobre el granito de edad laramídica, las rocas híbridas entre éste y los basaltos alcalinos, recolectadas de un punto de emisión, y un afloramiento de peperitas. Los resultados analíticos se muestran en la Tabla 6.1. Todos los cálculos mostrados fueron realizados en base anhidra recalculada al 100%.

VI.1.1 Los basaltos alcalinos y hawaitas

Como se puede observar en la **Tabla 6.1**, el contenido en SiO_2 en estas muestras es < 50%, varía desde 46.46% (CC16-130) hasta 49.14% (CC16-101), con un promedio cercano al 47.5%. El contenido en TiO_2 es relativamente constante, presenta una mínima variación, y en todos los casos es > 2%, típico de las rocas alcalinas máficas. El contenido de Al_2O_3 muestra valores cercanos al 16%, sin embargo, se presentan muestras con valores mayores al 17%, que no es usual en rocas alcalinas. Los valores de FeO_t son cercanos al 10%, con una alta proporción entre $\text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3$, en algunos casos inferior y en la mayoría de los casos $\text{Fe}_2\text{O}_3 \gg 3\%$, que ilustra un estado de oxidación importante para estas lavas.

El comportamiento de elementos mayores respecto al MgO se muestra en los diagramas de variación de tipo Harker (**Figura 6.1**). En estos diagramas, con la excepción del CaO , todos los óxidos mayores muestran un fraccionamiento negativo respecto al MgO . La correlación positiva del CaO con el MgO es debida a la cristalización fraccionada de plagioclasa cálcica y/o clinopiroxeno. Si bien los óxidos mayores presentan un comportamiento general claro, las concentraciones de SiO_2 , Na_2O , CaO y K_2O presentan variaciones debido a la presencia de xenocristales de feldespatos, clinopiroxeno, olivino y espinela, que aumentan o diluyen sus concentraciones respecto al MgO .

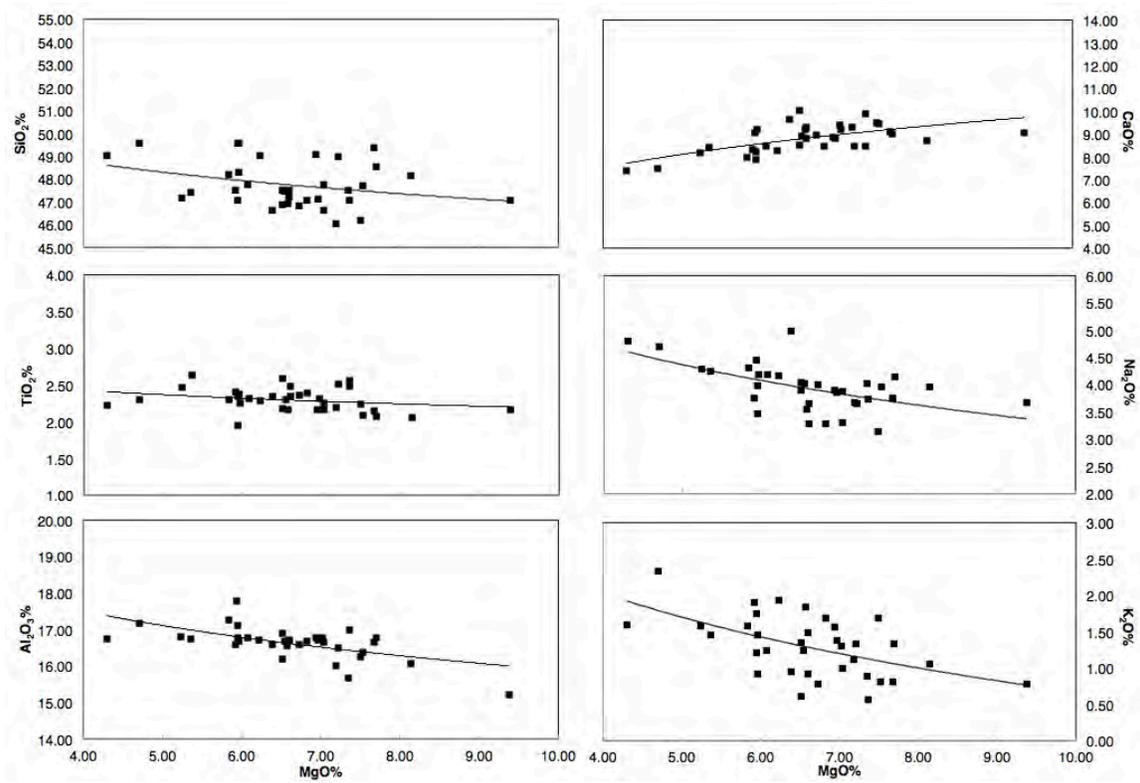


Figura 6.1: Diagramas de variación tipo harker, tomando al MgO como índice de diferenciación.

Petrogénesis del volcanismo alcalino máfico Mioceno tardío-Plioceno del Campo Basáltico San Francisco de Batuc, Sonora Central, México

Carlos Rodolfo Corella Santa Cruz, 2017

Maestría en Ciencias – Geología

Tabla 6.1: Resultados del análisis de óxidos mayores con XRF y del cálculo de la norma CIPW para basaltos del área de estudio. El FeO fue medido por fotometría de emisión de llama.

<i>Óxidos mayores (porcentaje en peso)</i>																								
	CC16-130	CC15-03	CC16-128	CC16-104	CC16-126	CC16-129	CC16-125	CC16-132	CC16-84	CC16-32	CC16-131	CC16-124	CC16-123	CC15-15	CC16-83	CC15-14	CC16-45	CC16-50	CC16-97	CC16-10	CC16-75B	CC16-121	CC16-88	CC16-101
SiO ₂	46.46	46.56	46.92	46.99	47.05	47.26	47.35	47.40	47.43	47.47	47.53	47.62	47.66	47.81	47.85	47.88	47.90	47.91	47.98	48.21	48.21	48.24	48.39	49.14
TiO ₂	2.21	2.26	2.31	2.28	2.37	2.18	2.61	2.41	2.17	2.36	2.37	2.49	2.41	2.19	2.31	2.66	2.33	2.10	2.58	2.06	2.18	2.25	2.31	2.23
Al ₂ O ₃	16.14	16.38	16.63	16.92	16.67	16.67	16.35	16.80	15.33	16.81	16.95	16.97	16.64	17.00	16.82	16.92	16.84	16.44	15.82	16.09	16.82	16.67	17.33	16.79
Fe ₂ O ₃	2.64	2.91	4.82	2.22	5.42	2.45	2.99	5.19	3.15	5.42	6.78	4.39	7.07	4.44	4.00	6.32	3.31	3.59	4.14	4.86	3.15	5.43	3.63	3.24
FeO	6.64	7.23	5.20	7.27	5.21	7.16	7.62	5.41	7.76	5.48	3.62	6.05	3.49	6.01	6.06	4.37	6.95	6.19	6.95	4.79	6.47	5.07	6.16	6.97
MnO	0.16	0.17	0.16	0.16	0.18	0.17	0.19	0.18	0.19	0.18	0.17	0.18	0.17	0.17	0.17	0.18	0.18	0.17	0.19	0.16	0.18	0.18	0.17	0.19
MgO	7.25	7.56	6.94	7.09	6.76	6.62	6.58	6.87	9.46	6.64	6.01	5.29	5.93	6.55	6.10	5.41	6.60	7.56	7.42	8.15	7.10	5.96	5.86	4.31
CaO	9.36	9.60	8.79	9.48	9.02	9.27	8.62	8.53	9.12	8.85	8.31	8.24	8.32	10.10	8.51	8.52	8.98	9.49	8.55	8.72	9.28	9.21	8.03	7.43
Na ₂ O	3.71	3.17	3.84	3.32	4.02	3.58	3.93	3.30	3.70	3.67	3.50	4.33	3.76	4.07	4.18	4.28	4.06	3.97	4.06	3.95	3.91	4.17	4.33	4.82
K ₂ O	1.12	1.70	1.37	1.31	0.78	1.85	1.36	1.69	0.79	1.49	1.77	1.59	1.90	0.62	1.24	1.47	1.25	0.82	0.90	1.05	1.00	0.91	1.59	1.60
P ₂ O ₅	0.45	0.47	0.51	0.47	0.59	0.52	0.62	0.54	0.42	0.50	0.57	0.63	0.56	0.39	0.58	0.72	0.53	0.50	0.60	0.45	0.51	0.47	0.61	0.62
CO ₂	0.20	<0.06	0.08	0.08	0.10	0.10	0.11	0.37	<0.06	0.22	0.29	<0.06	0.74	0.14	0.15	0.34	<0.06	<0.06	<0.06	0.33	0.18	<0.06	0.11	0.07
H ₂ O-	0.21	0.24	0.10	0.23	0.26	0.19	0.36	0.58	0.15	0.22	0.72	0.22	0.18	0.12	0.20	0.35	0.18	0.20	0.41	0.18	0.18	0.11	0.17	0.29
LOI	1.42	2.55	1.91	2.99	2.00	2.70	2.28	2.68	1.11	1.20	3.37	2.97	1.43	0.97	2.06	1.56	1.77	1.49	1.41	1.79	1.79	1.23	1.66	2.56
TOTAL	97.96	100.80	99.58	100.81	100.44	100.71	100.96	101.94	100.77	100.51	101.96	100.96	100.26	100.60	100.22	100.98	100.89	100.43	101.01	100.80	100.95	99.89	100.35	100.24
NORMA CIPW																								
Or	6.82	10.15	8.24	7.86	4.67	11.08	8.10	10.08	4.64	8.84	10.66	9.53	11.41	3.66	7.43	8.74	7.40	4.87	5.31	6.26	5.93	5.42	9.47	9.62
Ab	23.87	18.86	24.40	23.75	27.98	21.01	26.41	25.23	24.17	24.46	27.00	27.34	25.54	25.75	28.73	28.11	25.92	26.56	29.49	27.56	27.43	29.11	28.61	33.60
An	24.83	25.73	24.55	27.84	25.46	24.29	23.15	26.30	22.78	25.10	25.81	22.50	23.29	26.26	23.81	22.78	24.08	24.74	22.27	23.28	25.49	24.27	23.35	19.81
Ne	4.61	4.48	4.71	2.60	3.51	5.26	3.86	1.61	3.79	3.65	1.73	5.33	3.68	4.69	3.87	4.53	4.61	3.90	2.62	3.34	3.13	3.50	4.51	4.30
Di	16.45	15.93	13.67	13.91	13.30	15.65	13.28	10.80	16.00	13.08	10.44	12.50	12.49	17.54	12.70	12.73	14.21	15.91	13.51	14.31	14.38	15.55	10.78	11.59
OL _{mg}	9.35	9.84	9.37	9.49	9.15	8.37	8.81	9.81	12.78	8.94	8.54	6.95	7.98	7.81	8.18	7.00	8.56	9.72	10.05	11.06	9.28	7.37	8.09	5.64
OL _{fe}	5.52	6.23	6.13	5.87	6.59	5.74	6.48	6.89	7.21	6.79	6.57	6.20	6.29	5.89	6.21	5.99	6.22	5.95	6.90	6.08	5.89	6.02	6.18	6.33
Mt	2.03	2.17	2.12	2.06	2.23	2.07	2.27	2.22	2.30	2.27	2.16	2.21	2.18	2.18	2.14	2.21	2.17	2.07	2.33	2.02	2.04	2.19	2.08	2.20
Ilm	4.34	4.35	4.48	4.41	4.57	4.21	5.01	4.63	4.11	4.51	4.60	4.81	4.66	4.16	4.46	5.10	4.45	4.02	4.91	3.96	4.17	4.32	4.43	4.32
Ap	1.11	1.13	1.23	1.13	1.42	1.25	1.49	1.29	1.00	1.20	1.39	1.51	1.36	0.93	1.39	1.72	1.26	1.19	1.42	1.08	1.21	1.12	1.46	1.50
TOTAL	98.94	98.87	98.91	98.93	98.87	98.93	98.86	98.86	98.78	98.83	98.91	98.90	98.89	98.86	98.92	98.91	98.89	98.93	98.82	98.94	98.95	98.87	98.96	98.91
Id	35.30	33.49	37.36	34.21	36.15	37.35	38.37	36.92	32.60	36.94	39.39	42.21	40.63	34.09	40.03	41.39	37.92	35.33	37.43	37.16	36.49	38.02	42.59	47.52
#Mg	62.96	61.87	60.62	61.79	58.61	59.94	57.43	59.05	65.38	57.55	56.70	52.80	56.04	58.07	57.15	53.25	58.44	62.93	59.53	65.30	61.75	55.89	56.76	47.98

Tabla 6.1 (Continuación): Resultados del análisis de óxidos mayores con XRF y del cálculo de la norma CIPW para otras rocas del área de estudio. El FeO fue medido por fotometría de emisión de llama.

Óxidos mayores (porcentaje en peso)				
	CC16-122	CC16-33B	CC16-33C	CC16-127
SiO ₂	54.26	57.51	61.33	73.79
TiO ₂	1.81	1.30	0.67	0.25
Al ₂ O ₃	16.13	15.57	16.95	13.24
Fe ₂ O ₃	3.12	1.65	4.10	1.08
FeO	4.80	4.62	1.44	0.79
MnO	0.15	0.11	0.11	0.02
MgO	4.04	3.87	0.91	0.48
CaO	7.96	6.82	4.61	1.43
Na ₂ O	3.18	3.64	5.29	3.58
K ₂ O	2.23	2.46	2.47	4.44
P ₂ O ₅	0.53	0.33	0.33	0.07
CO ₂	<0.06	0.56	0.10	<0.06
H ₂ O-	0.24	0.34	0.39	0.07
LOI	1.52	1.14	1.23	0.48
TOTAL	99.96	99.93	99.93	99.70
NORMA CIPW				
Qz	4.66	7.18	9.13	31.59
Or	13.33	14.76	14.82	26.40
Ab	27.23	31.27	45.46	30.50
An	23.43	19.17	15.45	6.73
Di	10.99	10.80	4.97	0.00
Hyp	13.08	11.42	6.34	3.36
Mt	1.68	1.35	1.14	0.39
Ilm	3.49	2.51	1.30	0.48
Ap	1.27	0.79	0.79	0.17
Cor	0.00	0.00	0.00	0.10
TOTAL	99.14	99.27	99.39	99.71
Id	45.21	53.21	69.41	88.49
#Mg	52.92	57.31	27.25	36.56

Estas lavas presentan #Mg $[100 * (Mg / (Mg + Fe^{2+}))]$ entre 47 y 65, con un promedio de 59. Estos valores están ligeramente diferenciados respecto a magmas primarios. De acuerdo al diagrama TAS (por sus siglas en inglés: *Total alkali-silica*, Figura 6.2; Le Bas *et al.*, 1986; Le Maitre *et al.* 2002) las rocas se clasifican como basaltos y traquibasaltos. Todas se posicionan sobre la línea discriminatoria de Irvine y Baragar, 1971, por lo que muestran el carácter alcalino. Debido a sus características químicas, y aplicando el discriminante de afinamiento del propio diagrama $[Na_2O - 2 > K_2O]$, los traquibasaltos son nombrados como hawaitas (serie alcalina-sódica). La muestra 55-89 se aproxima al campo de basanita ($Ol > 10\%$), y las muestras CC16-101 y 03-89 al de la mugearita.

El cálculo de la norma CIPW (Cross, *et al.*, 1903) muestra una homogeneidad de los resultados. Todas las lavas presentan nefelina normativa con valores entre 1.7 y 5.2, con promedio de 4. Para una clasificación más fina de la serie magmática a la que pertenecen, se emplea el diagrama de Coombs (1963), (Figura 6.3). Este diagrama utiliza *Qz-Di-Hy-Ol-Ne* expresados en proporción molecular. El cuarzo y la nefelina son mutuamente

excluyentes, por lo que se forman dos triángulos: *Ne-Di-Ol* corresponde a un carácter alcalino y sub-saturado en sílice; el triángulo *Di-Ol-Hy-Qz* se divide en carácter transicional y carácter toleítico, siendo saturado y sobresaturado en sílice, respectivamente. En este diagrama, las muestras presentan un grado de alcalinidad relativamente homogéneo.

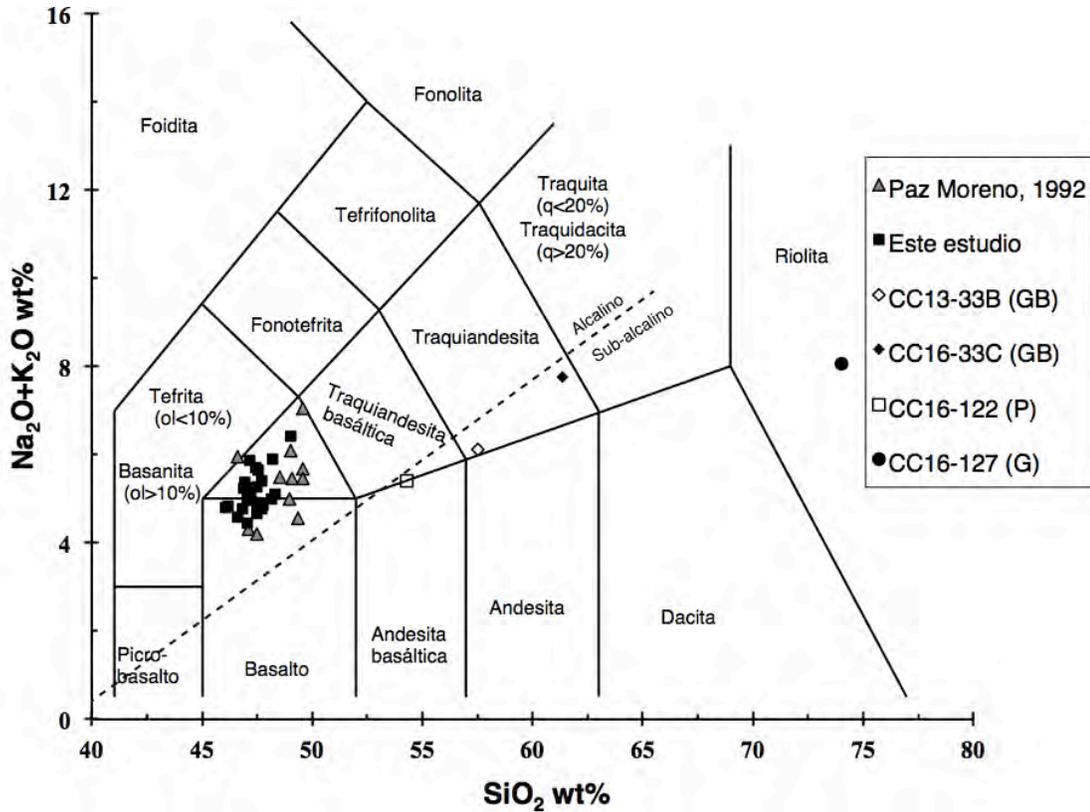


Figura 6.2: Diagrama TAS para clasificación de rocas volcánicas de [Le Bas et al., \(1986\)](#) y [Le Maitre et al. \(2002\)](#), la línea punteada divisoria de series alcalinas y sub-alcalinas es tomada de [Irvine y Baragar, 1971](#). La muestra CC16-127 es una roca intrusiva, por lo que sólo se presenta de manera esquemática. Las muestras CC16-33B y CC16-33C corresponden a muestras híbridas entre el granito y los basaltos, tomadas de un punto de emisión, mientras que la muestra CC16-122 corresponde a una peperita. Estas tres muestras son presentadas de manera ilustrativa, pero su nomenclatura correcta no corresponde a la sugerida por este diagrama.

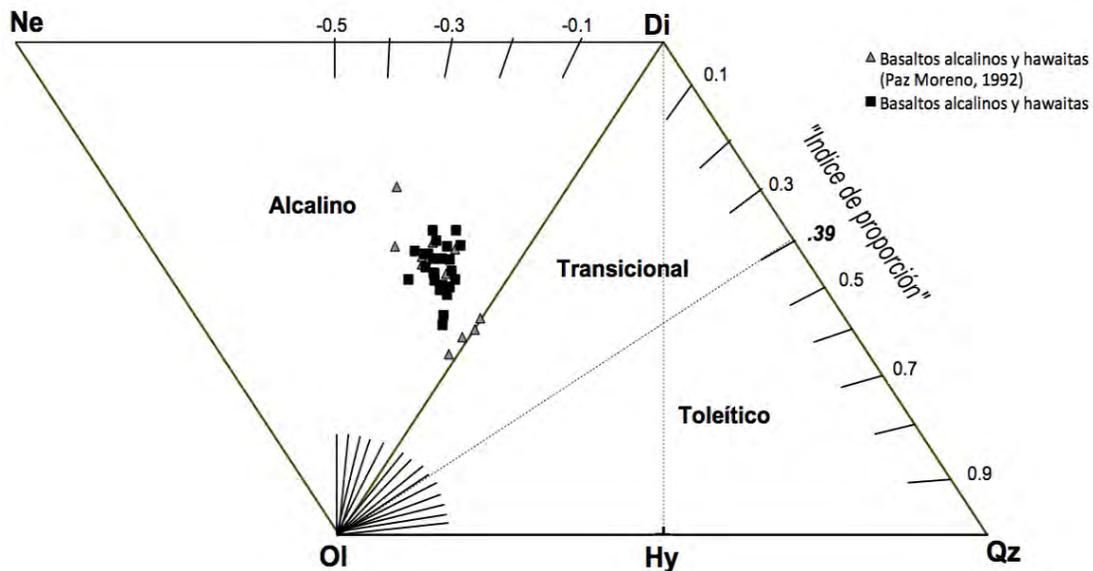


Figura 6.3: Diagrama propuesto por [Coombs \(1963\)](#) para clasificación de las series anorogénicas con base en su mineralogía normativa expresada en proporción molecular.

Tabla 6.2: Resultados de geoquímica de elementos mayores (ICP-AES) y trazas (NAA), del CBSFB, tomadas de Paz Moreno, 1992.

	2-89	3-89	6-89	7-89	11-89	13-89	24-89	55-89	57-89	91-38	66-89
SiO ₂	47.89	48.36	47.95	48.08	47.6	47.09	48.41	46.09	48.45	46.33	46.56
TiO ₂	2.23	2.24	2.12	2.3	2.44	2.01	2.11	2.32	1.9	2.44	2.43
Al ₂ O ₃	16.33	16.77	16.38	16.61	16.02	16.28	16.33	16.41	17.4	16.72	16.35
Fe ₂ O ₃	4.41	8.46	5.47	3.91	2.67	2.85	3.89	5.66	3.52	4.79	7.2
Feo	5.92	1.99	4.27	6.6	7.54	6.63	5.71	5.97	5.71	6.33	5.11
MnO	0.18	0.21	0.17	0.18	0.18	0.17	0.17	0.19	0.17	0.17	0.17
MgO	6.08	4.59	6.78	5.78	7.01	7.47	7.52	6.31	5.81	7.24	6.47
CaO	8.07	7.32	8.65	7.66	8.24	8.76	8.93	9.53	8.85	9.71	9.11
Na ₂ O	4.06	4.59	3.81	3.86	3.55	4.02	3.67	4.93	4.36	3.68	3.21
K ₂ O	1.89	2.28	1.53	1.42	1.3	1.3	0.8	0.94	1.18	0.55	0.9
P ₂ O ₅	0.62	0.77	0.55	0.63	0.63	0.47	0.49	0.52	0.43	0.42	0.5
H ₂ O+	1.5	2.05	1.77	2.65	2.22	2.07	1.67	0.92	1.2	1.35	1.27
H ₂ O-	0.27	0.27	0.27	0.47	0.27	0.17	0.17	0.07	0.1	0.1	0.2
Total	99.45	99.9	99.72	100.15	99.67	99.29	99.87	99.86	99.08	99.83	99.48
Cr	139	64	174	84	213	211	222	108	131	127	98
V	191	155	196	197	228	228	234	194	193	220	230
Ni	71	49	104	113	118	172	123	61	82	73	67
Rb	31	31	26	23	13	19	19	6	17	11	16
Sr	485	543	499	537	386	420	455	556	384	562	525
Ba	350	420	370	370	166	294	211	171	221	137	229
Zr						168	189				221
Nb						42	36				22
Y						28	28				30
Co	31	27	31	31	34	34	36	38	30	49	35
Zn	81	81	73	82	102	77	83	105	93	86	103
Li	9	23	7	8	10	7	6	13	8	36	36
Cu	37	41	37	76	44	59	46	36	31	45	40
La						23.96	21.26				20.05
Ce						50.61	50.84				54.63
Nd						25.1	23.53				27.91
Sm						6.09	5.88				6.61
Eu						1.9	1.81				2.09
Gd						6.14	6.19				6.82
Dy						5.09	5.22				5.8
Er						2.83	2.86				3
Yb						2.42	2.39				2.49
Lu						0.42	0.43				0.42

VI.1.2 El granito y las rocas híbridas

El granito laramídico se muestra de manera esquemática en el diagrama TAS para rocas volcánicas (Figura 6.2). Presenta 0.10 de *corindón normativo* (Tabla 6.1 cont.), sugiriendo una leve tendencia hiperaluminosa. En el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976), se encuentra en el campo de alto potasio (Figura 6.4), algo típico de rocas calcialcalinas de margen continental activo.

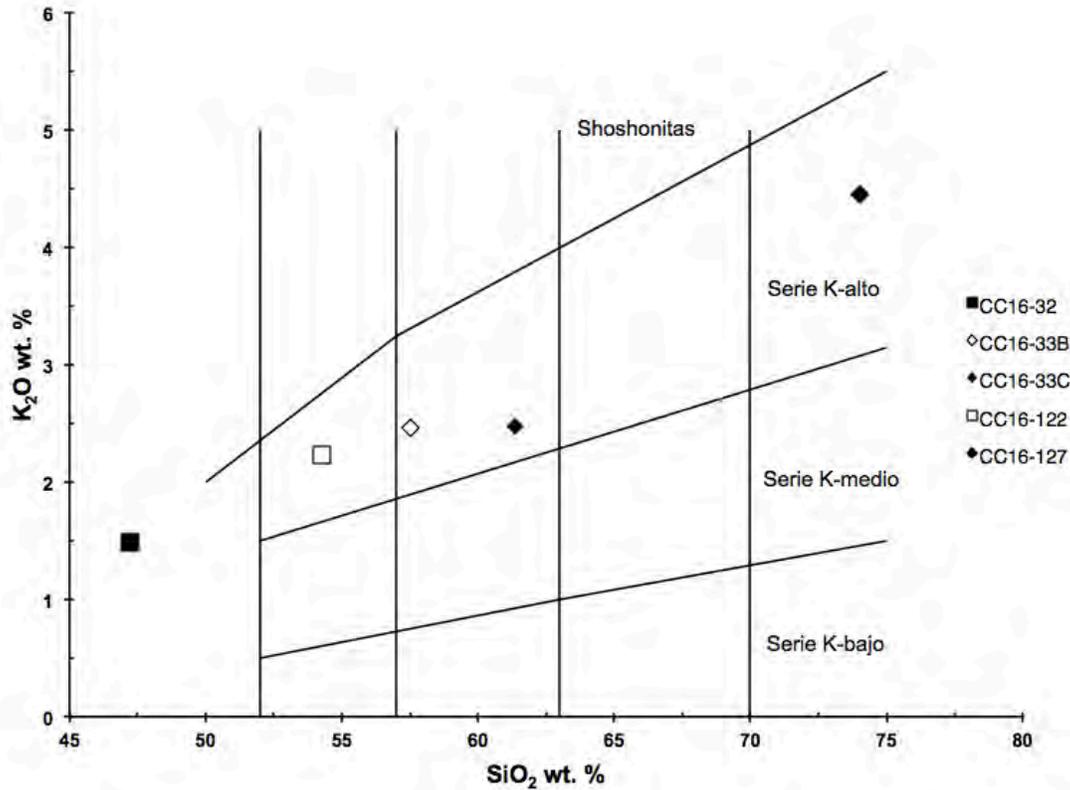


Figura 6.4: Diagrama de Peccerillo y Taylor (1976). La muestra CC16-32 se presenta de manera esquemática para comparar sus valores con los de las rocas híbridas.

Las rocas híbridas, resultado de la mezcla entre los basaltos y el granito laramídico, entran en el campo de traquiandesita del diagrama TAS (Figura 6.2), aunque este nombre no será empleado. La muestra CC16-33B presenta características similares a los basaltos en su contenido de álcalis y presenta un valor de 1.3% en TiO₂. Por otro lado, la muestra CC16-33C presenta características similares al granito tanto en los valores de álcalis como de TiO₂. En el diagrama de Peccerillo y Taylor (1976), entran en el campo de alto potasio (Figura 6.4), con valores más bajos en SiO₂ que el granito. Los valores en sílice de estas muestras indican una proporción aproximada 1:1 entre el granito y el basalto.

La peperita, resultado de la mezcla entre un derrame basáltico y sedimentos (muestra CC16-122), tiene características muy similares a los basaltos: presenta un valor en TiO₂ de 1.8% y un valor en álcalis similar a estas rocas. Por otro lado, muestra un valor en SiO₂ mayor al de los basaltos. Estas características sugieren un aporte del granito en la génesis de los lodos que interactuaron con este derrame.

VI.2 Los elementos traza

Los resultados analíticos de los elementos traza se muestran en la [Tabla 6.3](#). Este apartado está dividido en dos partes: la primera parte trata sobre los basaltos alcalinos y hawaitas, mientras que la segunda trata sobre el granito de edad laramídica, las rocas híbridas producto de la mezcla entre el granito y los basaltos (tomadas de un punto de emisión y mezcla evidente), y una peperita.

VI.2.1 Los basaltos alcalinos y hawaitas

Los elementos traza clave para evidenciar la evolución magmática, como: V, Ni, Cr, Rb, Sr y Ba, son mostrados en diagramas de tipo Harker ([Figura 6.5](#)). Los elementos compatibles (aquellos que prefieren la fase sólida, como el Ni, V y Cr) decrecen a la par que el MgO por la cristalización de minerales ferromagnesianos (olivino, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti), mientras que los elementos incompatibles (aquellos que prefieren la fase líquida como el Rb, Sr y Ba) aumentan. Si bien, los elementos incompatibles muestran una correlación negativa con el MgO, también presentan una variación posiblemente debido a la presencia de xenocristales que alteran su abundancia.

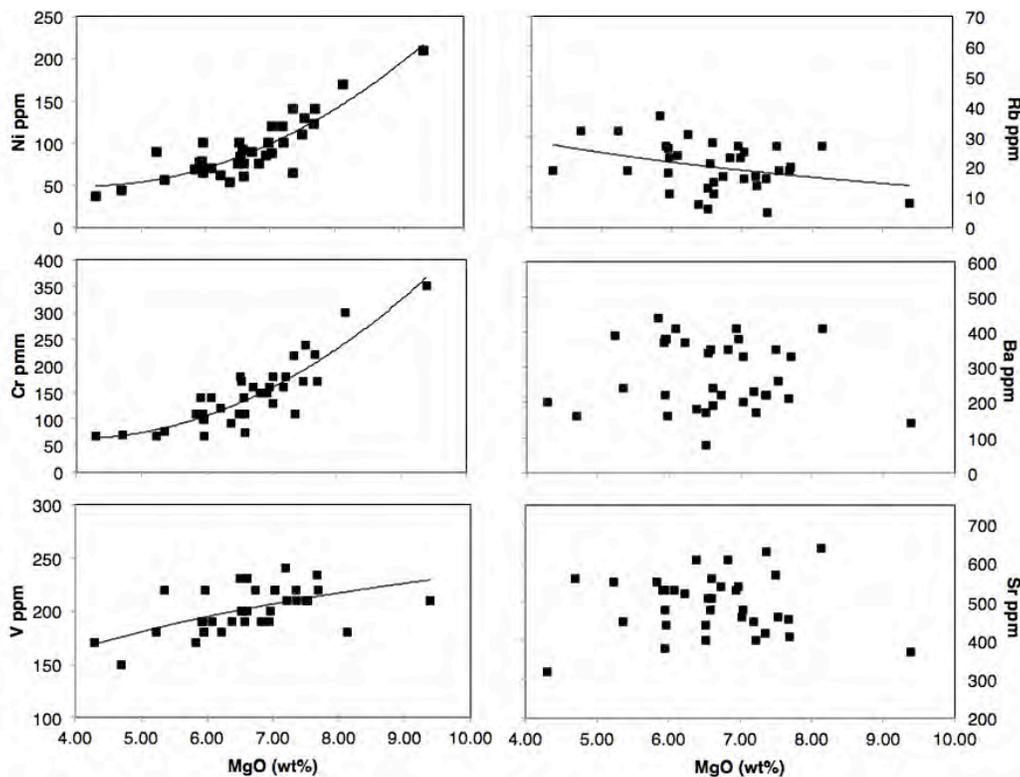


Figura 6.5: Diagramas de variación tipo Harker, tomando al MgO como índice de diferenciación. N= 35

La relación Th/Ta de estas lavas es cercana a 1, típico de rocas anorogénicas. Los valores bajos en Ni (50-150 ppm), Cr (350-69 ppm) y el valor relativamente bajo del #Mg (56-65), muestran que estas rocas son evolucionadas respecto a magmas primarios, pero poco fraccionadas. Las proporciones de Th/La (0.05 – 0.18) similares a los valores del manto primitivo (~0.1), indican una baja asimilación cortical (Taylor y McLennan, 1985). Por otro lado, las proporciones de Nb/La son similares a los del manto astenosférico (>1, Smith *et al.*, 1999, Figura 6.6).

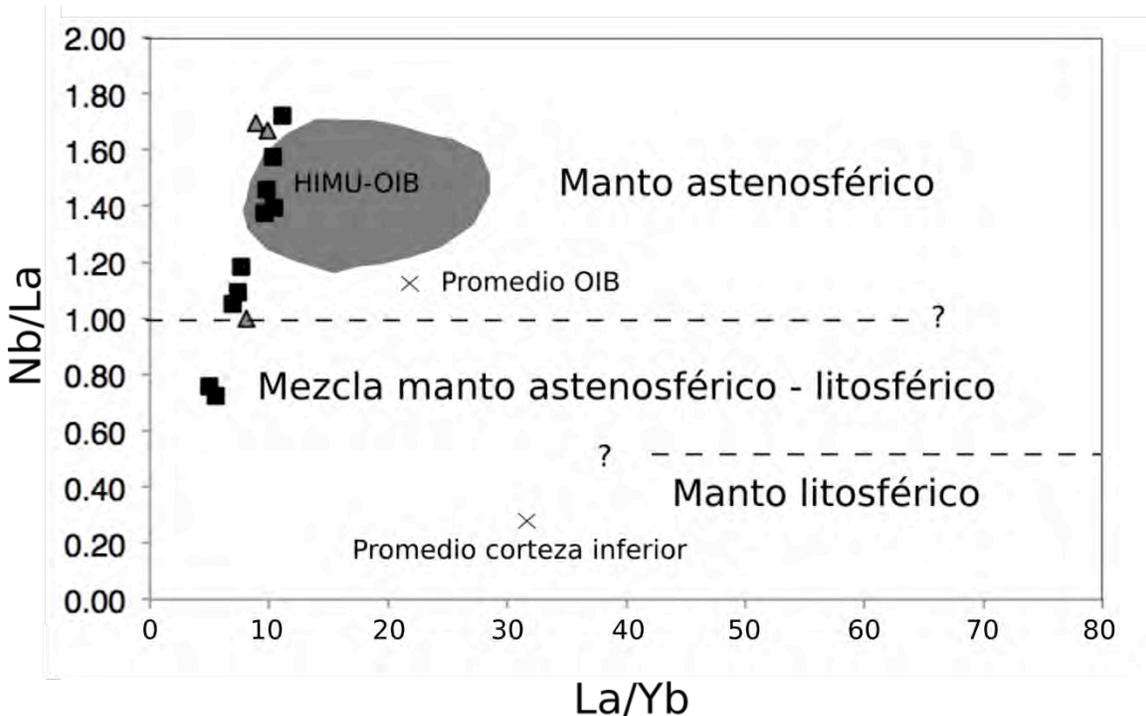


Figura 6.6: Diagrama de variación Nb/La vs La/Yb. Líneas de separación entre el manto astenosférico, litosférico y el mezclado. Tomados de Smith *et al.*, (1999). El promedio de la corteza inferior es tomado de Chen y Arculus (1995), mientras que el de los OIB es tomado de Fitton *et al.*, (1991). El área de HIMU-OIB es tomada de Weaver *et al.*, (1987). Los triángulos son resultados tomados de Paz Moreno, (1992); los cuadrados son resultados de este estudio.

En el diagrama de Shervais (1982) (Figura 6.7), los basaltos alcalinos del CBSFB entran en el dominio OIB ($50 > \text{Ti/V} < 100$). En el diagrama normalizado con manto primitivo (Sun y McDonough, 1989, Figura 6.8A), las hawaitas y basaltos alcalinos muestran un espectro con anomalías positivas en Ba, K, P, Zr y Ti, así como negativas en Th, Sr y Nd. Además, están enriquecidas en LILE (por sus siglas en inglés: *Large Ion Litophile Element*). Seis muestras presentan un patrón de joroba característico de los OIB (por sus siglas en inglés: *Oceanic Island Basalts*), mientras que dos muestras presentan

un patrón más plano de tipo E-MORB (55-89 y CC16-84) y dos muestras más, presentan un patrón similar entre E-MORB y OIB (CC16-101 y CC16-32). Las anomalías presentes sugieren una ligera contaminación por rocas corticales. La muestra 03-89 presenta una anomalía positiva en Pb, lo cual puede sugerir que fue contaminada por la corteza (dominantemente formada por rocas de margen continental activo).

En el diagrama de elementos de tierras raras normalizado contra condrita (Figura 6.8B), se puede observar un enriquecimiento en tierras raras ligeras (LREE) con una pendiente promedio de 5.8. Este grado de enriquecimiento es típico de rocas con firma de tipo-OIB (Sun y McDonough, 1989). Las muestras no presentan anomalía en europio, posiblemente debido a que se trata de ejemplares con $\text{SiO}_2 < 50\%$.

De acuerdo al diagrama La/10-Y/15-Nb/8 (Figura 6.9, Cabanis y Lecolle, 1989), las lavas alcalinas fueron desarrolladas inicialmente en un régimen pos-orogénico que evolucionó a un régimen tectónico extensional anorogénico, y generó magmas de tipo E-MORB y OIB. En el diagrama Th-Hf/3-Ta, propuesto por Wood (1980) (Figura 6.10), las muestras se reparten equitativamente en dos campos: basaltos alcalinos intraplaca y E-MORB.

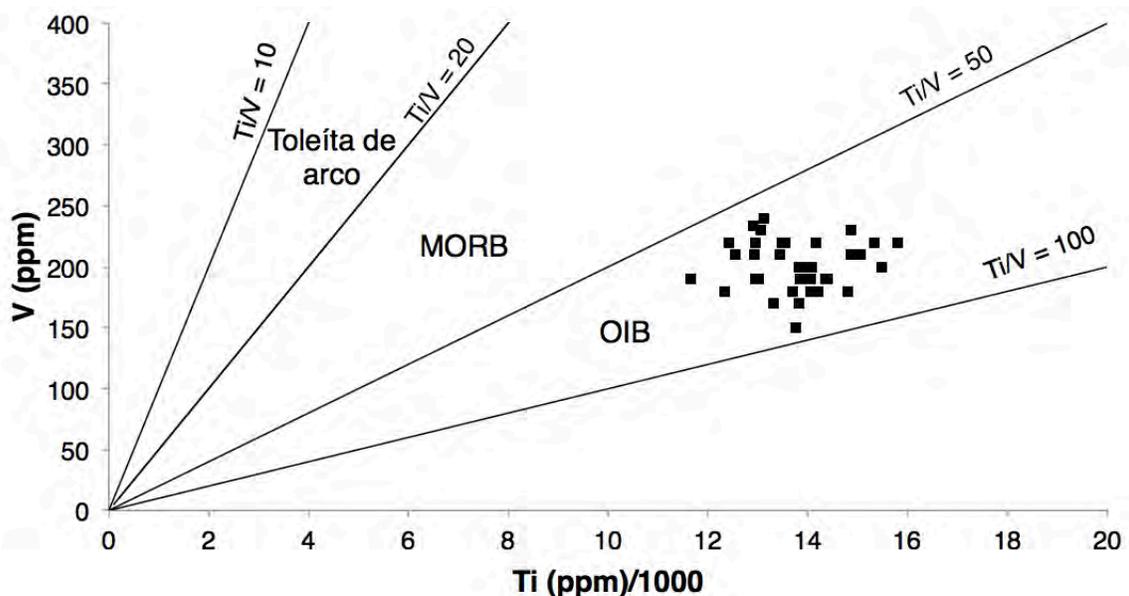


Figura 6.7: Diagrama Ti/1000 vs V, mostrando las características de tipo OIB de las lavas del CBSFB. Tomado de Shervais (1982). N = 35

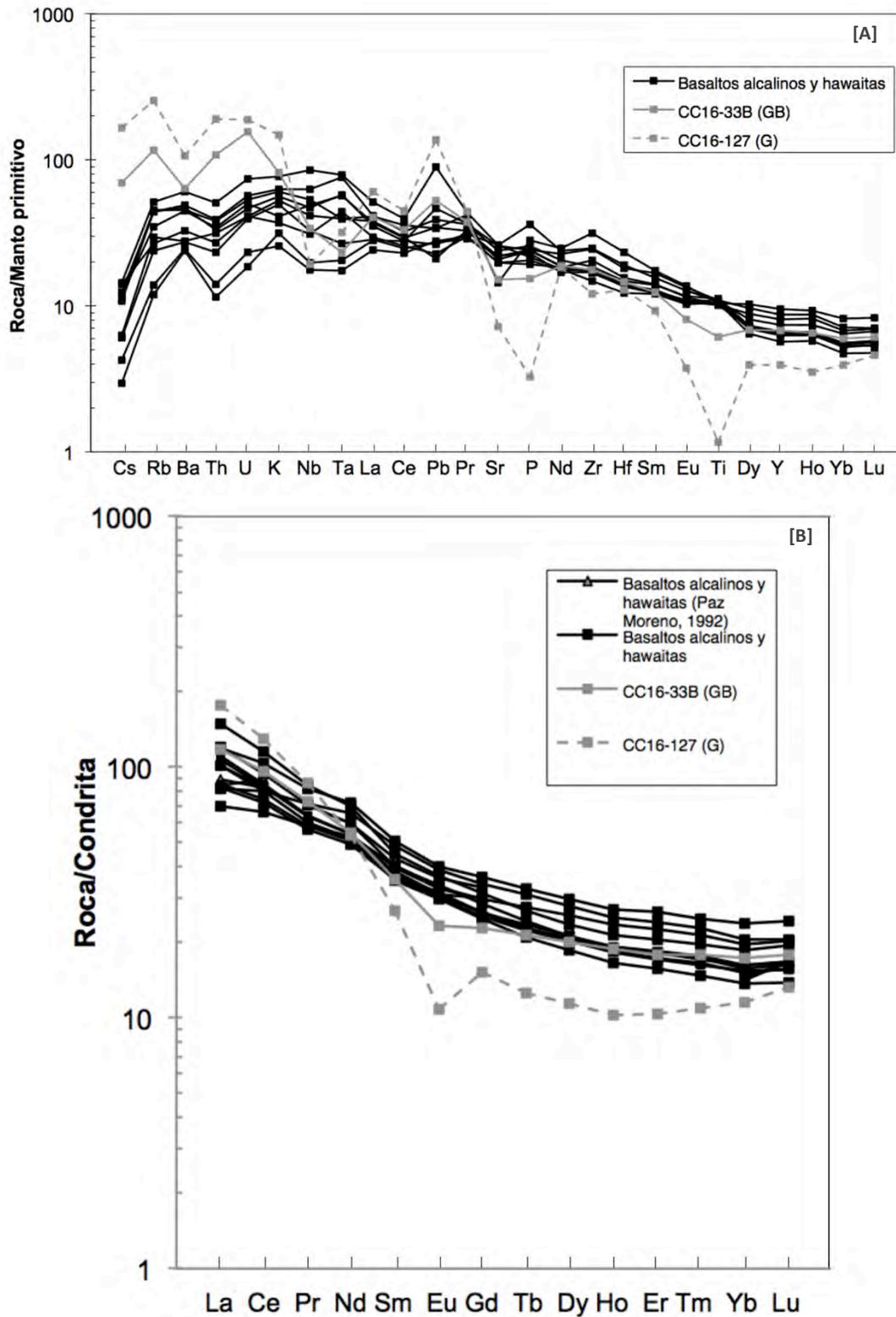


Figura 6.8: [A] Diagrama de multielementos normalizado contra manto primitivo. Valores normalizadores de Sun y McDonough (1989). [B] Diagrama de REE normalizado contra condrita (Sun y McDonough, 1989), triángulos grises son tomados de Paz-Moreno (1992). Simbología: Cuadrado negro = Basaltos alcalinos y hawaítas; cuadrado gris punteado = granito laramídico; cuadrado gris = roca híbrida. N = 12.

Las variaciones se mantienen en los diagramas mostrados (Figura 6.8A, 6.9 y 6.10) y no corresponden con la variación de la edad de estas lavas, es decir: No se presenta una variación de basaltos alcalinos intraplaca de tipo OIB a E-MORB respecto al tiempo, o viceversa, sino que en ambos pulsos se encuentran tanto rocas de tipo E-MORB como de tipo OIB. Es posible que estas variaciones sean causadas por diferentes tasas de fusión parcial de la fuente.

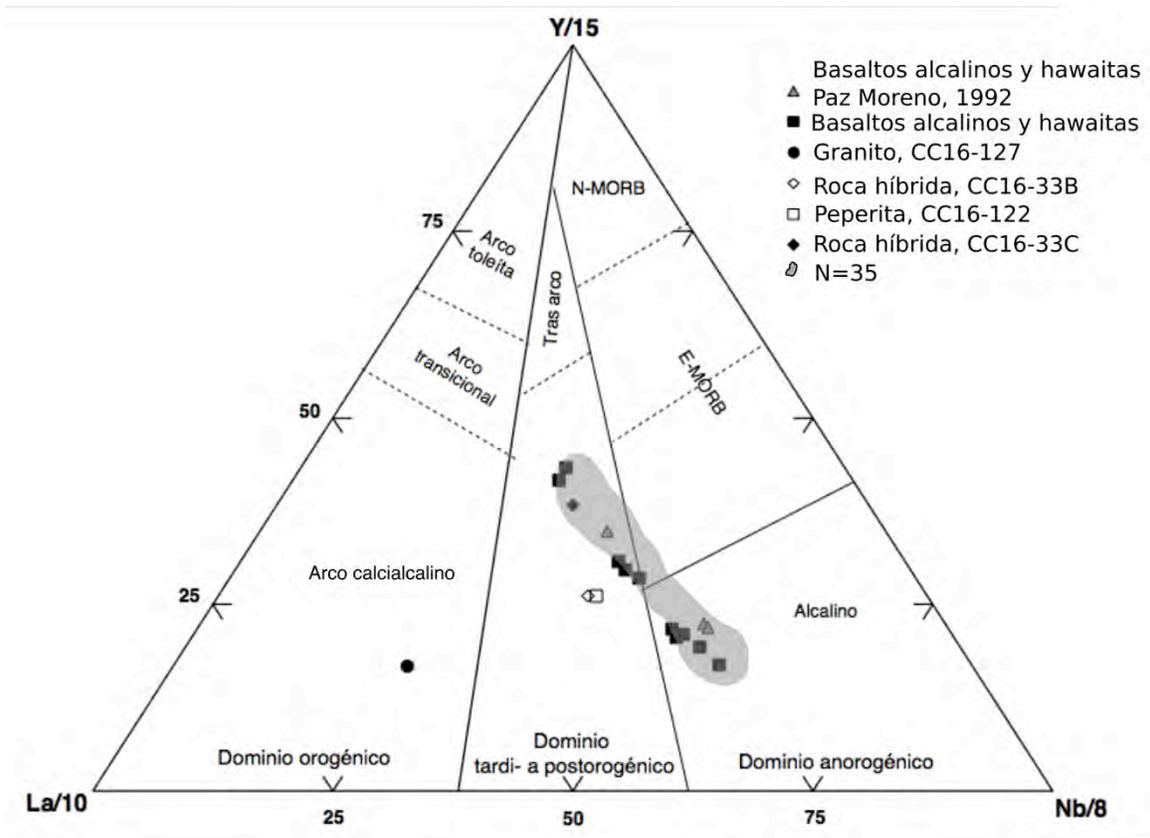


Figura 6.9: Diagrama La/10-Y/15-Nb/8 propuesto por Cabanis y Lecolle, (1989), para discriminación de ambientes tectónicos. Los datos graficados corresponden a los resultados de ICP-MS. La nube (N=35) en color gris engloba a los resultados de XRF del CBF. La peperita corresponde a los resultados de XRF.

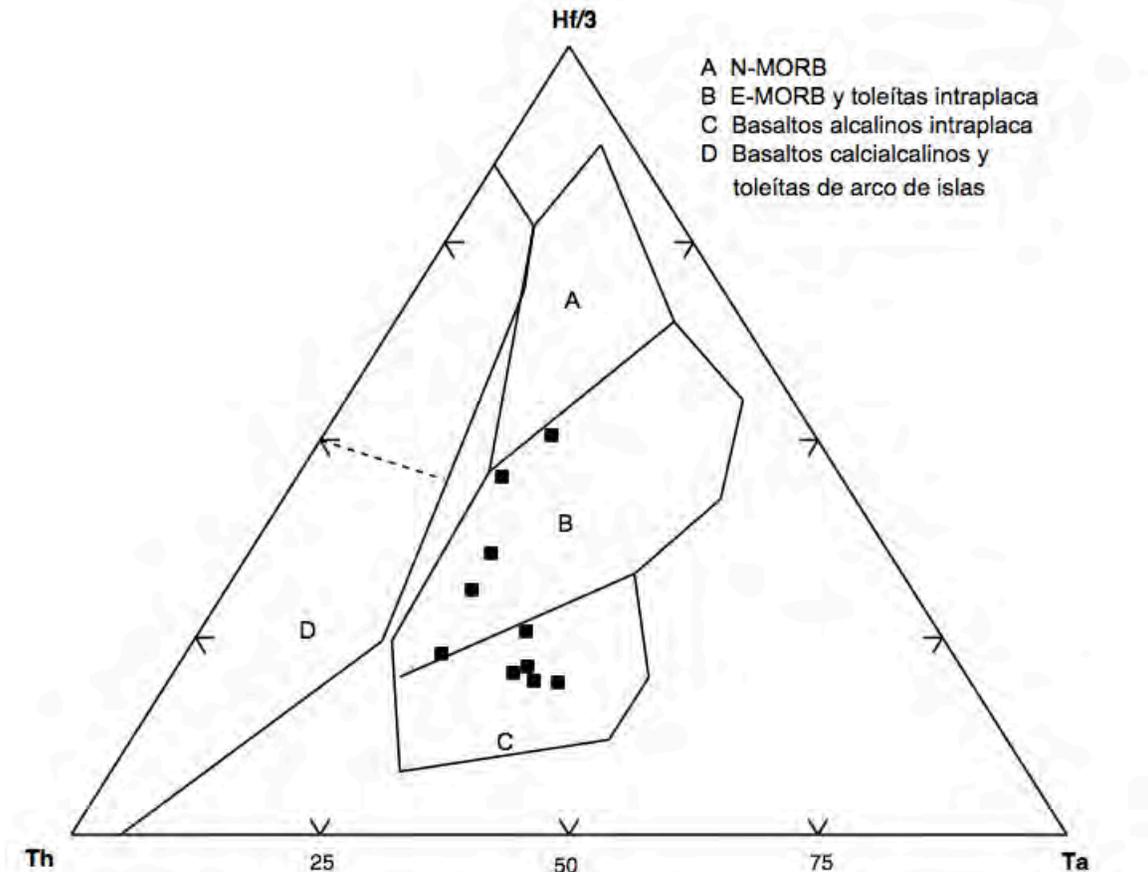


Figura 6.10: Diagrama Th-Hf/3-Ta propuesto por Wood (1980), para discriminación de ambientes tectónicos. Los datos graficados corresponden a los resultados del ICP-MS del CBDFB.

VI.2.2 El granito y las rocas híbridas

El granito laramídico, de naturaleza calcialcalina (CC16-127) presenta una fuerte anomalía negativa Nb-Ta respecto al Ba (Figura 6.8A), además de anomalías negativas en Sr, P y Ti, y positivas en K, Pb, U y Rb, típicas de magmas de arco (Sun y McDonough, 1989). Presenta valores de Th de 16 ppm y de Ta 1.30 ppm, por lo que la relación Th/Ta es ~12.5, típico de rocas orogénicas de Margén Continental Activo. En el diagrama de REE normalizado contra condritas (Figura 6.8B), presenta un fuerte enriquecimiento en LREE respecto a HREE, así como una marcada anomalía negativa en Eu ($Eu/Eu^*=0.52$) que sugiere la cristalización fraccionada de plagioclasa. En el diagrama discriminatorio de ambientes tectónicos (Figura 6.9, Cabanis y Lecolle, 1989), el granito entra en el campo orogénico-arco calcialcalino.

Petrogénesis del volcanismo alcalino máfico Mioceno tardío-Plioceno del Campo Basáltico San Francisco de Batuc, Sonora Central, México

Carlos Rodolfo Corella Santa Cruz, 2017

Maestría en Ciencias – Geología

Tabla 6.3: Concentraciones en partes por millón (ppm) obtenidas por XRF de elementos traza para basaltos del área de estudio. “<” significa que el contenido es menor al límite de detección.

Elemento	Elementos traza (ppm)																							
	CC16-130	CC15-03	CC16-128	CC16-104	CC16-126	CC16-129	CC16-125	CC16-132	CC16-84	CC16-32	CC16-131	CC16-124	CC16-123	CC15-15	CC16-83	CC15-14	CC16-45	CC16-50	CC16-97	CC16-10	CC16-75B	CC16-121	CC16-88	CC16-101
Ba	230	350	380	200	220	350	170	350	140	190	380	390	370	79	410	240	340	260	220	410	330	160	440	200
Rb	17	27	23	16	17	28	13	23	8.2	15	26	32	27	6.2	24	19	21	19	16	27	25	11	37	19
Th	2.7	3.1	3.6	3	2.7	4.2	2.4	3.6	<2	2.1	4.7	4.9	4.7	<2	4.4	4.1	3.7	3	3.4	3.9	3.4	2	4.6	3.4
Nb	34	45	49	32	45	49	32	52	18	39	56	58	54	14	54	41	47	41	36	44	49	23	62	40
Sr	450	570	540	460	540	480	400	610	370	510	530	550	530	440	530	450	510	460	420	640	480	440	550	320
Zr	170	140	160	170	190	170	250	180	190	190	190	210	180	190	180	240	160	190	210	150	170	220	190	300
Y	35	29	32	34	38	33	45	34	40	37	36	38	36	40	35	46	34	36	42	29	34	45	34	48
Cr	160	170	160	130	160	140	180	150	350	110	100	69	140	110	140	76	170	240	220	300	180	98	110	69
V	240	210	200	220	220	190	200	190	210	200	180	180	190	230	190	220	200	210	220	180	220	220	170	170
Ni	120	110	100	88	89	92	100	76	210	76	78	90	77	75	70	56	84	130	140	170	120	65	68	37
Co	41	46	46	39	44	43	40	41	54	46	42	36	40	47	35	37	42	48	43	47	38	40	39	32
Sc	25	23	22	22	28	21	20	19	30	24	20	20	24	33	26	24	24	29	26	24	26	28	19	23
Pb	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	4.7	<3
Cu	47	50	53	45	44	43	47	40	57	39	48	68	42	47	40	37	42	45	51	40	49	40	78	45
Zn	76	66	64	72	83	66	86	75	94	79	76	72	72	84	73	90	71	79	93	59	75	88	72	100
Cs	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	4.2	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Ga	16	13	15	16	15	15	18	14	15	16	15	15	15	15	15	18	15	15	16	14	16	17	15	19
Sn	3.5	4	<3	<3	4.1	<3	5.5	4.4	3.5	3.6	<3	3.4	<3	3.5	3.8	<3	3.2	6.6	5.1	3.8	5.3	<3	6.9	4
Ta	<3	4.2	5.3	<3	4.4	4.4	<3	7	3.3	<3	7.6	4.9	4.8	<3	4.3	3.3	3.3	3.6	5.2	5.2	6.4	3	6.2	<3
U	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
La	24	27	27	23	26	24	24	28	22	25	28	33	30	16	28	31	27	26	26	24	28	20	35	30
Ce	50	45	63	54	66	53	70	59	45	58	64	70	55	48	71	71	64	64	63	55	70	50	55	73
Nd	29	29	33	30	34	28	33	32	26	28	35	32	42	31	31	39	29	31	31	27	28	29	39	41
Sm	7.5	6.7	8.6	6.6	8.8	7.6	7.2	9.3	8.8	7	7	8	7.2	6.9	6.2	8.4	<4	8.9	6.5	8	7.2	8.5	8.7	7.2

Tabla 6.3 (Continuación): Concentraciones en partes por millón (ppm) obtenidas por XRF. Las primeras cuatro muestras corresponden a rocas híbridas y un granito, el resto son muestras reanalizadas de Paz Moreno, 1992, obtenidos por ICP-AES y NAA.

Elemento	Elementos traza (ppm)													
	CC16-122	CC16-33B	CC16-33C	CC16-127	11-89	13-89	2-89	3-89	55-89	57-89	6-89	66-89	7-89	91-38
Ba	510	440	600	670	170	330	370	160	180	220	410	240	380	220
Rb	62	71	85	170	14	20	31	32	7.5	18	27	11	23	5.1
Th	7.4	10	6.8	17	2.9	3.3	3.7	5.8	<2	2.9	5	<2	4.8	<2
Nb	32	26	24	14	32	40	53	59	19	23	50	20	46	15
Sr	480	330	360	150	400	410	520	560	610	380	530	560	480	630
Zr	240	160	120	100	250	140	190	230	240	240	160	180	170	200
Y	40	34	56	19	46	32	36	39	46	44	33	36	35	43
Cr	81	79	<5	10	180	170	120	71	93	110	150	75	69	110
V	170	130	67	24	210	220	180	150	190	190	190	230	180	210
Ni	50	50	11	5.1	100	140	62	44	53	71	85	60	100	64
Co	28	29	13	7.7	40	44	37	29	46	42	35	46	33	46
Sc	21	19	12	4.5	23	25	20	19	25	25	22	27	21	31
Pb	9.7	4.7	5.5	10	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
Cu	40	69	20	72	41	48	37	29	34	32	31	35	64	37
Zn	100	59	53	22	85	63	70	75	92	81	59	93	69	83
Cs	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
Ga	17	16	20	15	17	15	14	15	15	17	14	15	15	13
Sn	3.8	4.8	12	<3	4.3	<3	3	4.6	4	4.1	<3	3.4	<3	3.7
Ta	<3	<3	3.2	<3	3.6	<3	7.9	3.8	<3	<3	<3	<3	7.3	<3
U	2.4	3.5	4.3	3.9	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2	<2
As	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4	<4
La	35	29	30	40	27	22	29	38	23	23	28	23	29	19
Ce	78	77	72	75	59	48	58	76	59	67	62	44	67	38
Nd	39	34	38	28	39	25	35	39	36	35	30	36	33	33
Sm	7.2	5.7	7.6	4.5	10	8.2	7	7.1	9.5	7.2	7.4	7.5	7.6	11

Las rocas híbridas presentan concentraciones de elementos traza entre los valores del granito y de los basaltos alcalinos y hawaitas. Este fenómeno se ve reflejado en el diagrama multielemental (Figura 6.8A), donde la muestra CC16-33B presenta un comportamiento intermedio entre los espectros del granito y de los basaltos alcalinos y hawaitas. Igualmente, en el diagrama de REE normalizadas contra condrita (Figura 6.8B), donde presenta un espectro similar a los basaltos alcalinos y hawaitas, pero con una anomalía en Eu negativa ($Eu/Eu^*=0.8$) debido a la mezcla con el granito laramídico. En el diagrama de discriminación tectónica (Figura 6.9), las muestras híbridas correspondientes a un punto intermedio entre los basaltos y el granito calco-alcalino, presentan dos características diferentes: la muestra CC16-33C no se separa de algunos basaltos y hawaitas, sugiriendo una componente mayor de los basaltos en esta roca, mientras que la muestra CC16-33B se encuentra en un punto intermedio entre los basaltos y el granito calco-alcalino.

Petrogénesis del volcanismo alcalino máfico Mioceno tardío-Plioceno del Campo Basáltico San Francisco de Batuc, Sonora Central, México

Carlos Rodolfo Corella Santa Cruz, 2017

Maestría en Ciencias – Geología

Tabla 6.4: Concentraciones en partes por millón (ppm) obtenidas por ICP-MS. Las muestras 55-89 y 03-89 fueron tomadas por Paz Moreno (1992) y analizadas en este estudio. La muestra CC16-127 y CC16-33B corresponden al granito laramídico y a una roca híbrida, respectivamente. El resto de las muestras corresponden a basaltos alcalinos y hawaitas del CBSFB.

Elementos traza (ppm)												
	CC16-129	CC16-130	CC16-101	55-89	03-89	CC15-03	CC16-123	CC16-45	CC16-84	CC16-32	CC16-33B	CC16-127
Sc	23.42	26.84	21.55	27.98	17.23	24.24	21.02	22.32	29.16	22.78		
V	196.78	221.25	166.09	186.53	149.14	208.98	184.37	187.65	214.28	188.85	170.39	22.62
Cr	157.69	170.43	74.19	95.38	78.23	184.94	151.26	174.89	350.16	99.21	86.68	2.50
Co	36.19	39.55	28.36	37.54	27.27	37.87	34.47	36.66	46.56	37.00	21.38	3.39
Ni	107.16	125.19	35.81	59.32	43.64	132.75	171.96	95.96	205.20	79.79	59.82	0.07
Cu	48.48	48.61	43.45	59.16	29.88	65.35	70.87	77.39	58.36	53.47	70.43	51.21
Zn	76.40	77.84	102.78	110.58	77.79	77.87	104.57	94.05	96.49	96.22	75.26	25.16
Ga	16.97	17.55	21.77	19.12	18.73	16.08	17.11	17.01	18.54	17.23	18.63	15.31
Ge	1.53	1.61	1.80	1.74	1.66	1.49	1.55	1.55	1.75	1.53	1.32	1.42
Rb	28.92	16.98	18.89	7.60	32.82	28.24	28.19	22.10	8.87	15.09	73.79	162.22
Sr	437.93	419.83	303.69	542.68	549.31	547.43	503.54	463.19	417.18	464.63	319.21	152.54
Y	29.44	30.34	43.31	39.63	33.74	25.74	30.12	28.72	37.00	29.04	31.03	17.91
Zr	192.51	199.10	354.99	276.04	276.42	166.53	208.56	188.73	230.23	191.39	196.56	135.23
Nb	38.21	22.25	29.57	14.04	60.68	33.71	44.79	34.86	12.55	23.21	24.26	13.80
Mo	2.39	1.88	1.96	1.25	4.32	2.01	2.64	2.74	1.54	2.31	2.22	0.99
Sn	2.17	2.03	4.45	3.01	2.86	3.71	2.36	2.35	3.14	2.85	2.45	3.99
Cs	0.26	0.32	0.14	0.07	0.33	0.25	0.28	0.27	0.10	0.14	1.61	3.81
Ba	318.69	227.93	193.69	166.66	421.94	329.81	343.52	312.65	171.40	191.12	444.74	747.48
Hf	4.32	4.31	7.20	5.59	5.86	3.77	4.59	4.27	4.78	4.17	4.52	3.96
Ta	1.62	1.82	1.63	0.85	3.24	2.37	3.12	2.35	0.72	1.10	0.95	1.30
W	0.36	0.27	0.13	0.15	0.59	0.39	0.42	0.35	0.16	0.21	1.89	0.40
Tl	0.07	0.04	0.09	0.08	0.08	0.11	0.05	0.05	0.03	0.05	0.25	0.51
Pb	1.49	1.62	2.40	3.29	6.35	1.88	2.79	2.45	1.97	1.94	3.74	9.79
Th	3.22	2.30	2.68	0.98	4.32	2.81	3.31	2.91	1.19	1.98	9.15	16.17
U	1.12	0.86	0.86	0.39	1.56	0.98	1.20	1.05	0.49	0.83	3.28	3.93

REE (ppm)												
La	26.22	20.38	28.11	19.37	35.25	24.18	28.42	25.34	16.52	19.60	27.94	41.82
Ce	52.66	45.70	63.73	49.38	70.49	49.08	57.64	51.56	40.65	44.25	58.64	79.73
Pr	6.11	5.55	7.78	6.77	8.07	5.75	6.69	6.03	5.53	5.35	6.93	8.21
Nd	25.36	23.73	33.57	30.68	32.50	24.18	27.71	25.18	24.85	23.05	25.44	24.89
Sm	5.75	5.56	7.75	7.47	6.93	5.39	6.14	5.61	6.23	5.46	5.48	4.11
Eu	1.80	1.78	2.32	2.26	2.13	1.72	1.97	1.85	1.93	1.75	1.36	0.63
Gd	5.47	5.40	7.46	7.01	6.47	5.11	5.85	5.36	6.11	5.20	4.69	3.13
Tb	0.85	0.88	1.23	1.16	1.00	0.78	0.91	0.84	1.03	0.84	0.80	0.47
Dy	5.29	5.38	7.60	7.07	5.99	4.74	5.36	5.14	6.52	5.18	5.09	2.89
Ho	1.05	1.09	1.53	1.43	1.21	0.94	1.07	1.03	1.34	1.04	1.07	0.58
Er	2.97	3.05	4.37	3.98	3.41	2.61	3.02	2.84	3.72	2.86	2.97	1.72
Tm	0.44	0.45	0.63	0.58	0.50	0.37	0.44	0.41	0.55	0.42	0.45	0.28
Yb	2.67	2.75	4.03	3.50	3.17	2.33	2.75	2.63	3.33	2.57	2.95	1.96
Lu	0.41	0.42	0.62	0.52	0.50	0.35	0.43	0.39	0.52	0.40	0.45	0.34

La peperita (CC16-122), al igual que las rocas híbridas, muestra concentraciones de elementos traza similares a los del granito y de los basaltos alcalinos y hawaitas. En el diagrama de discriminación tectónica (Figura 6.9), esta muestra se encuentra entre el granito laramídico y los basaltos alcalinos y hawaitas, junto con la muestra CC16-33B. Esto sugiere una proveniencia granítica de los sedimentos mezclados con las lavas.

VI.3 Los isótopos de Sr-Nd

Para este estudio se realizaron 12 análisis de isótopos de Sr y Nd, cuyos resultados se muestran en la Tabla 6.5. Estos análisis corresponden a: 10 basaltos alcalinos y hawaitas, un granito (CC16-127) y una roca híbrida (mezcla granito-basalto, CC16-33B). Dos de las muestras (55-89 y 03-89) fueron recolectadas por Paz Moreno (1992).

Tabla 6.5: Radios isotópicos de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, obtenidos con un espectrómetro de masas de ionización térmica (Finnigan MAT 262). El valor de ϵNd fue calculado en base a Jacobsen y Wasserburg (1984).

Muestra	Tipo de roca	$^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$	$\pm 2s$	%	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2s$	%	ϵNd
CC16-127	Granito	0.710285	0.000011	0.0016	0.512287	0.000010	0.0019	-6.85
CC16-33B	Mezcla G-B	0.705111	0.000012	0.0017	0.512722	0.000009	0.0018	1.64
CC16-129	Hawaita	0.702983	0.000011	0.0016	0.513034	0.000008	0.0016	7.72
CC16-130	Basalto alcalino	0.703209	0.000011	0.0016	0.512994	0.000008	0.0015	6.94
CC16-101	Hawaita	0.702842	0.000012	0.0018	0.513061	0.000008	0.0015	8.25
55-89	Hawaita	0.703600	0.000011	0.0016	0.512974	0.000009	0.0018	6.55
03-89	Hawaita	0.703207	0.000012	0.0018	0.513057	0.000006	0.0012	8.17
CC15-03	Basalto alcalino	0.703055	0.000012	0.0017	0.51302	0.000010	0.0019	7.45
CC16-123	Hawaita	0.702958	0.000011	0.0015	0.513053	0.000007	0.0013	8.10
CC16-45	Hawaita	0.702907	0.000011	0.0016	0.513016	0.000008	0.0016	7.37
CC16-84	Hawaita	0.702907	0.000011	0.0016	0.513011	0.000007	0.0014	7.28
CC16-32	Basalto alcalino	0.702854	0.000011	0.0016	0.512983	0.000008	0.0015	6.73

En la Figura 6.11 se puede observar que las muestras de los basaltos alcalinos y hawaitas se posicionan en el arreglo que corresponde al manto. También se muestra que no presentan una variación importante en los valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512974-0.513053). Por otro lado, en esta misma figura, se observa una ligera variación en los valores de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ (0.702842-0.703600). Las muestras presentan valores similares a una mezcla entre los reservorios mantélicos DM, PREMA e HIMU, sin embargo, para poder afirmar esta hipótesis, se necesitarían los valores isotópicos del Pb. Los valores de ϵNd varían de 8.25 a 6.55, sugiriendo una proveniencia de un manto moderadamente empobrecido, sin una fuerte asimilación cortical.

El grupo de basaltos alcalinos y hawaitas del CBSFB presenta características isotópicas similares a otros campos volcánicos de la región. Uno de ellos es el campo volcánico Moctezuma, Sonora (Paz Moreno *et al.*, 2003), el cual presenta valores más enriquecidos en los isótopos de Nd, pero muy similares a los isótopos de Sr (Figura 6.11). Otro campo con el que se comparten similitudes isotópicas, es el campo volcánico Gerónimo, Arizona (Menzies *et al.*, 1985), que presenta datos isotópicos similares en Sr, con un ligero empobrecimiento en los isótopos de Nd (Figura 6.11).

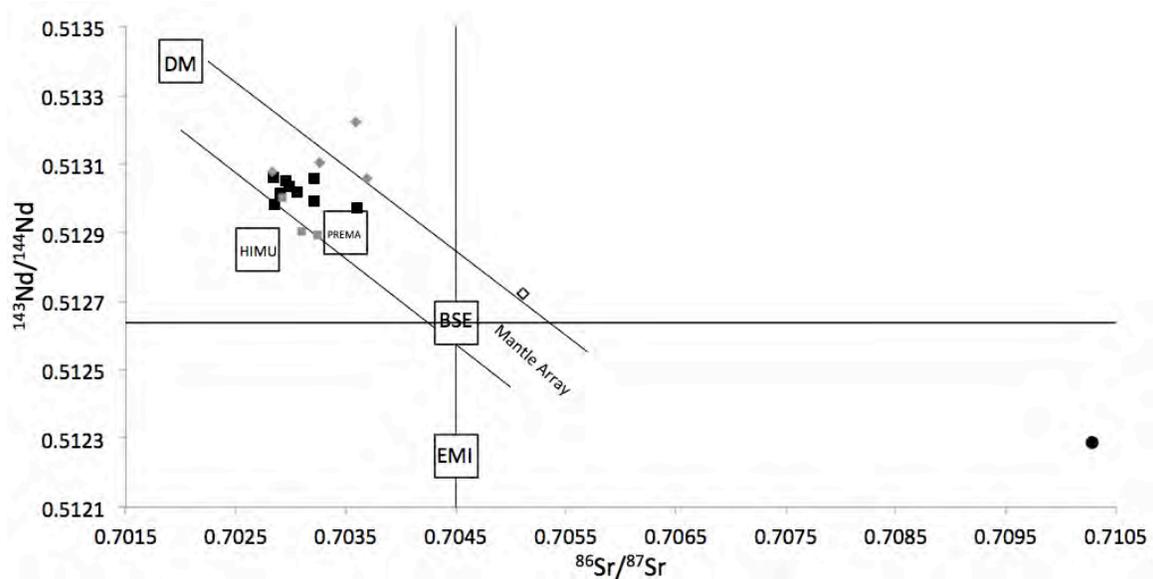


Figura 6.11: Diagrama de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ contra $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Símbolos negros corresponden al CBSFB (Cuadrados = Basaltos alcalinos y hawaitas, rombo = roca híbrida granito – basalto, círculo = granito), rombos grises corresponden a lavas del campo volcánico Moctezuma, Sonora (Paz-Moreno *et al.*, 2003), cuadrados grises corresponden a lavas del campo volcánico Gerónimo, Arizona (Menzies *et al.*, 1985). Reservorios mantélicos (Zindler y Hart, 1986): Manto empobrecido (DM), Alto μ (HIMU), Manto prevaleciente (PREMA), Composición global de la Tierra silicatada (BSE), Manto enriquecido 1 (EMI).

Los valores del granito laramídico corresponden a una corteza continental enriquecida. Valencia-Moreno, *et al.* (2001), sugieren que los granitoides laramídicos de la zona central y norte de Sonora fueron generados por fusión de la corteza inferior precámbrica, lo que genera un fuerte enriquecimiento en $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$, también es posible que este fenómeno se deba a la asimilación/contaminación de un basamento precámbrico. La muestra híbrida (CC16-33B) se encuentra fuera del arreglo mantélico (Figura 6.11) en una posición intermedia entre los basaltos alcalinos y hawaitas, y el granito laramídico.

VI.4 Cálculos petrogenéticos

La generación de los magmas alcalinos se puede producir de tres maneras (Wyllie, 1971 modificado por Winter, 2010): Por una baja tasa de fusión parcial de una fuente somera o por la fusión parcial de una fuente profunda. La otra manera, menos común, es la fusión parcial de un manto con volátiles ricos en CO₂. Kushiro (2001), con base en resultados de Kushiro (1996), propone una tasa de fusión parcial del manto hasta 15% para la generación de magmas alcalinos. Menores tasas de fusión parcial pueden generar magmas alcalinos en más bajas condiciones de presión y temperatura. Por otro lado, mayores tasas de fusión parcial sólo generan magmas alcalinos en condiciones de alta presión y temperatura (Figura 6.12). Por esto, las rocas alcalinas pueden ser generadas por una baja tasa de fusión parcial de una fuente somera o una mayor tasa de fusión de una fuente profunda.

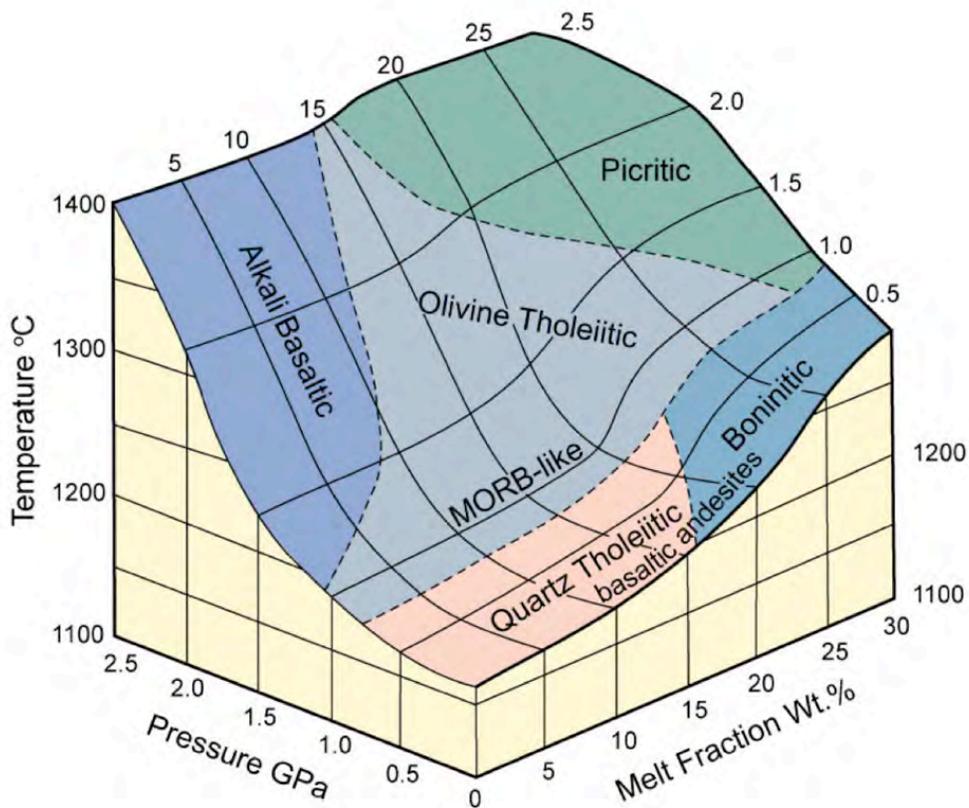


Figura 6.12: Bloque diagrama de Kushiro (2001), representación de la dependencia del magma generado, en función de la variación de la temperatura, presión y tasa de fusión parcial a partir de una fuente fértil de lherzolita de granate.

Una vez que los magmas son producidos, generalmente comienza un proceso de diferenciación. El mecanismo principal de la diferenciación magmática es conocido como cristalización fraccionada. Este proceso es provocado por la cristalización y el aislamiento paulatino de los minerales formados que modifican la composición del magma. Así, el magma se empobrece en elementos compatibles y se enriquece en incompatibles. Esto ocasiona un cambio progresivo en la composición del magma, generando diferentes minerales. La Serie de Reacciones de Bowen ilustra este fenómeno en condiciones anhidras ([Bowen, 1922](#)).

Además de la cristalización fraccionada, los magmas interactúan con diferentes materiales, los que pueden asimilar. El proceso de asimilación consiste en la incorporación de material ajeno al magma. Este fenómeno puede modificar fuertemente la composición del magma dependiendo del grado de asimilación y de las diferencias composicionales entre el magma y el contaminante ([McBirney, 1979](#) y [Wilson, 1989](#)). Los elementos mayores no son fuertemente afectados por este proceso, sin embargo, esto sí ocurre con los elementos traza e isótopos.

La tasa de fusión parcial y los procesos de cristalización fraccionada y de asimilación, son factores que influyen fuertemente en las características finales de la roca. A continuación, se presenta una propuesta de modelización de dichos factores para el CBSFB.

VI.4.1 Cálculo de la composición de los magmas primarios, condiciones de la fuente generadora y tasa de fusión parcial

Un magma primario es el resultado directo de la fusión parcial del manto, y que no ha atravesado ningún proceso de contaminación, asimilación, mezcla o diferenciación. El cálculo del magma primario de una lava se realiza añadiendo olivino a la muestra y recalculando la composición química. Para realizar el cálculo de los magmas primarios del Campo Basáltico San Francisco de Batuc, se empleó el programa PRIMELT3 MEGA.XLSM de [Herzberg y Asimow \(2015\)](#).

Tabla 6.6: Magmas primarios de acuerdo al software PRIMELT3 MEGA.XLSM de Herzberg y Asimow, 2015 para el primer y segundo pulsos. Para el cálculo se emplearon las muestras CC16-101 y CC16-129 para el primer y segundo pulsos, respectivamente. Se empleó el modelo *non-modal batch melting*. % Ol = Porcentaje de olivino añadido, T = Posible temperatura del manto (°C), Id = Índice de diferenciación y #Mg = Número de magnesio.

Pulso basáltico	% Ol	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	T
Primero	33.92	46.04	1.90	9.42	0.88	10.28	0.17	19.44	9.49	1.63	0.53	0.22	1430.86
Segundo	39.68	45.6	0.87	10	0.86	10.41	0.19	21.48	8.99	1.14	0.04	0.06	1463.22

Norma CIPW														
Pulso basáltico	Or	Ab	An	Ne	Di	Hyp	Ol _{mg}	Ol _{fe}	Mt	Ilm	Ap	Total	Id	#Mg
Primero	3.13	13.57	16.81	0.11	23.14	0.00	27.88	9.8	1.28	3.61	0.52	99.84	16.8	78.81
Segundo	0.24	9.67	22.16	0.00	17.75	7.61	28.92	10.39	1.25	1.66	0.14	99.80	9.91	80.27

El cálculo se realizó con las muestras de edad conocida (Tabla 4.2), sin embargo las muestras CC16-45, CC16-130 y CC15-03 presentan una relación de Fe/Mg muy bajo, debido al bajo contenido en FeO de estas lavas, que no permite un resultado confiable para este cálculo. Asimismo, la muestra CC16-123 arroja una fuente de piroxenita por lo que el cálculo no puede ser realizado; esta muestra presenta una gran abundancia de xenolitos ultramáficos de tipo clinopiroxenita, pudiendo ser la causa del tipo de fuente. Para este cálculo se añadió ~34 % de olivino para el primer pulso y ~40 % para el segundo (Tabla 6.6), reflejando que no se trata de lavas primitivas. Los resultados mostrados sugieren una temperatura probable del manto entre 1430 y 1463 °C. La fuente de los magmas primarios propuestos corresponde a un manto peridotítico, sin una diferencia notable entre ambos pulsos (Figura 6.13).

Según Langmuir *et al.* (1992), durante el proceso de fusión parcial del manto, el Na₂O, el TiO₂ y el K₂O se comportan de manera incompatible; esto se traduce en una mayor concentración de estos óxidos en las bajas tasas de fusión parcial, así como una concentración cada vez menor al aumentar la tasa de fusión parcial. El MgO presenta un comportamiento inverso a estos óxidos, es decir: incrementa su concentración con el aumento de la tasa de fusión parcial. Por otro lado, el comportamiento del SiO₂ y del FeO es controlado por la presión de fusión: el SiO₂ aumenta su concentración a menores presiones, mientras que el FeO incrementa su concentración a mayores presiones. Para la concentración de estos dos elementos se presenta un ínfimo efecto de la fusión progresiva para una única presión. El comportamiento del CaO es más complejo, y no presenta relevancia para los fines de este estudio.

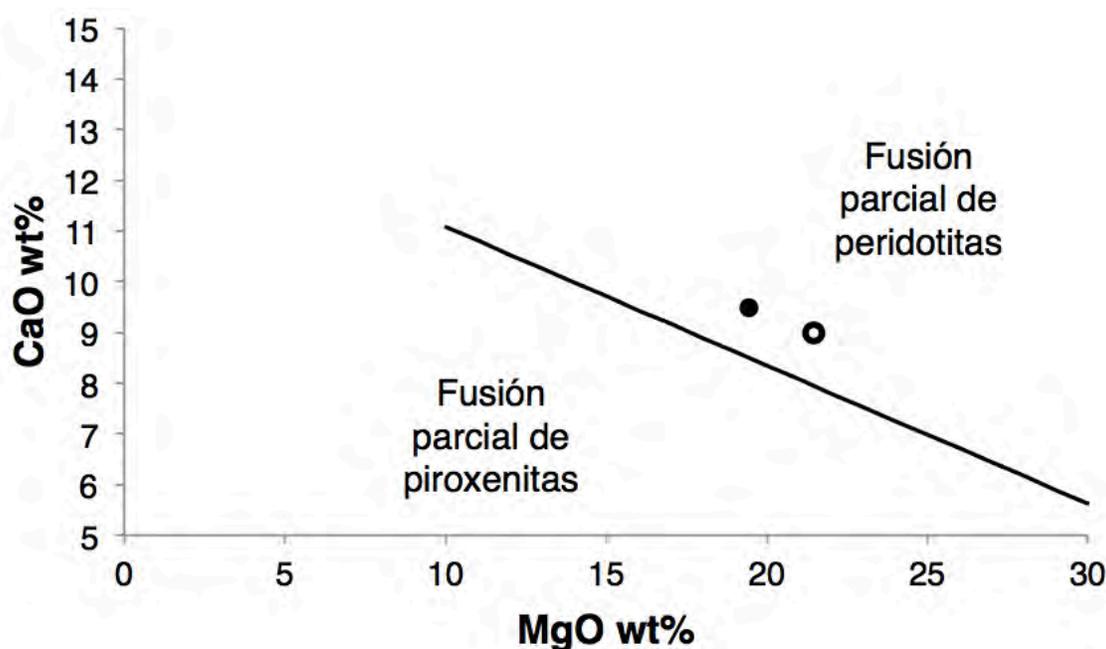


Figura 6.13: Contenido de CaO contra MgO de los magmas primarios producidos por una fuente peridotítica o piroxenítica (Herzberg y Azimow, 2008). Simbología: Círculo cerrado = Primer pulso, círculo abierto = segundo pulso.

En la [Tabla 6.5](#) y en la [Figura 6.13](#), se puede observar que se presentan ligeras diferencias entre ambos pulsos. El primer pulso presenta valores más altos en TiO_2 , Na_2O y K_2O , así como ligeramente más bajos en MgO; esto sugiere una tasa de fusión parcial un poco menor. El cálculo de la norma CIPW muestra que el magma primario del primer pulso presenta nefelina normativa, mientras que el del segundo pulso presenta hiperstena normativa. La presencia de estos minerales normativos le otorga al magma primario del primer pulso una naturaleza alcalina, mientras que al del segundo una transicional; esto se refleja en una tasa de fusión parcial ligeramente menor para el primero, respecto al segundo. Los minerales normativos de los magmas primarios pueden proporcionar información respecto a las condiciones de presión en las cuales ocurrió la fusión parcial del manto. En la [Figura 6.14](#) se observa que ambos pulsos se encuentran muy cercanos a la curva de 3 Gpa, con una proporción ligeramente mayor del primer pulso en el eje Ne', debido a las características anteriormente descritas.

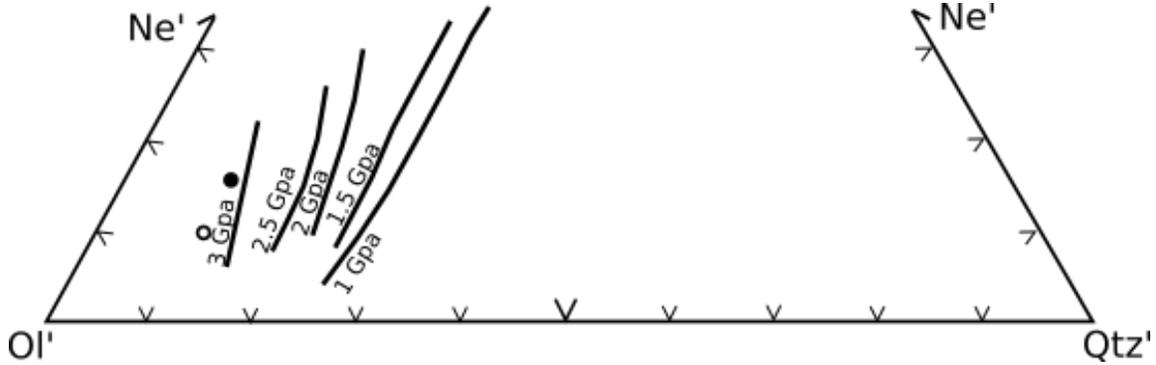
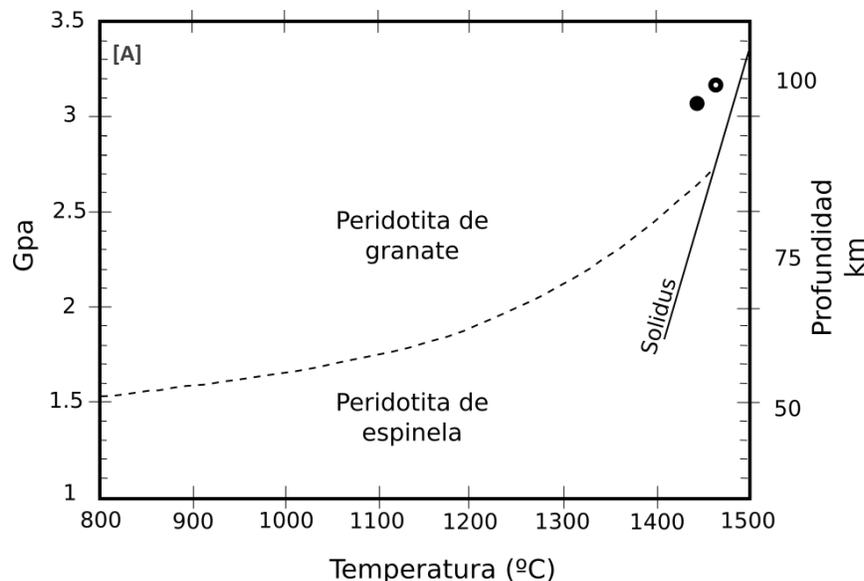


Figura 6.14: Determinación de la presión de fusión parcial de los magmas primarios calculados para ambos pulsos del campo basáltico San Francisco de Batuc, utilizando el diagrama de Ol'-Ne'-Qtz' de Hirose y Kushiro (1993). $Ol' = Ol + 0.75Opx$; $Ne' = Ne + 0.6Ab$; $Qtz' = Qtz + 0.4Ab + 0.25 Opx$. Las líneas de presión de fusión son tomadas de Sakuyama *et al.* (2009). Los minerales utilizados son normativos. Abreviaturas: Ol = Olivino, Ne = Nefelina, Qtz = Cuarzo, Ab = Albita, Opx = Ortopiroxeno; Gpa = Gigapascales. Simbología: Círculo cerrado = Primer pulso, círculo abierto = segundo pulso.

La temperatura y la presión propuestas para los magmas primarios, indican la fusión de un manto en la zona de transición granate-espinela (≈ 90 km, Figura 6.15). En estas figuras se puede observar también que, si bien la perturbación del manto comienza en el campo de estabilidad del granate, al ocurrir una descompresión adiabática, el manto migra hacia el campo de estabilidad de la espinela. Esto puede ocasionar una dispersión de los datos al realizar el cálculo de la mineralogía de la fuente de estos magmas.



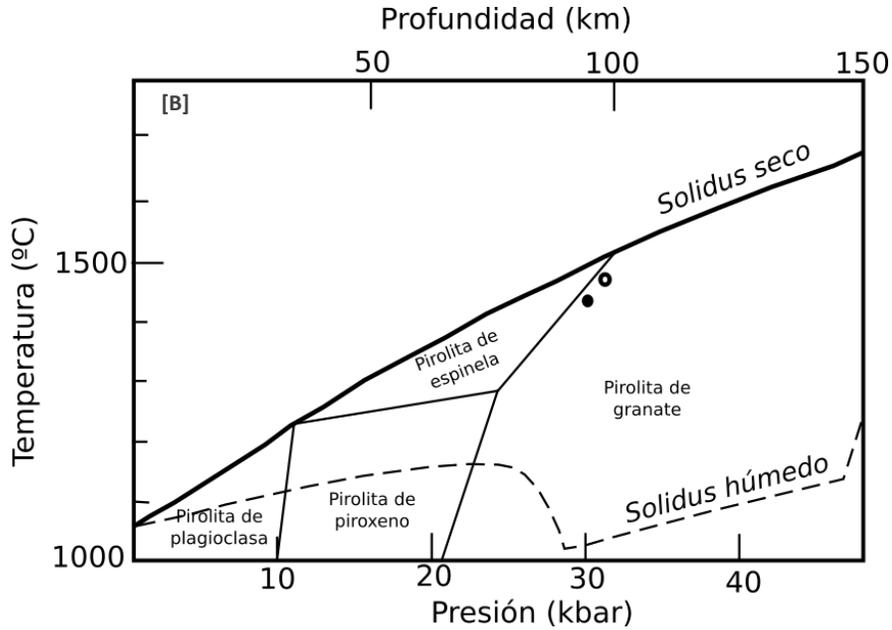


Figura 6.15: Diagramas de estabilidad P-T del manto, [A] Diagrama de estabilidad granate – espinela en condiciones de P-T (Modificado de Wood, *et al.* 2013); [B] Diagrama de estabilidad del manto superior en condiciones de P-T, modificado de Green y Ringwood (1967). Círculo cerrado = Primer pulso, Círculo abierto = segundo pulso.

Para realizar el cálculo de la tasa de fusión parcial se empleó una modelización siguiendo una fusión en tandas no-modal, el cual asume que el líquido generado es liberado después de su acumulación, separándose del residuo. La ecuación 1, que fue desarrollada a partir de Shaw (1970), considera la concentración del elemento en el fundido (C_l), en la fuente (C_s^0) y en la restita (C_s), la fracción fundida (f , de 0 a 1) y el coeficiente de partición en la fuente (D_0) y en el fundido (P), de la siguiente manera:

$$C_l = \frac{C_s^0}{D_0 + f(1-P)}, C_s = \frac{C_s^0(D_0 - Pf)}{(1-f)(D_0 + f(1-P))} \quad (\text{ecuación 1})$$

Los coeficientes de partición D_0 y P se refieren a la sumatoria de los coeficientes de partición de todos los minerales involucrados en la reacción:

$$D_0 = \sum W_A D_i$$

$$P = \sum W_B D_j$$

Donde W_A y W_B se refieren al porcentaje en peso del mineral involucrado en la fuente y el fundido, respectivamente; D_i y D_j al coeficiente de partición del elemento empleado respecto al mineral involucrado, en la fuente y en el fundido, respectivamente. Los coeficientes de partición utilizados para este cálculo se presentan en la **Tabla 6.7**.

Tabla 6.7: Coeficientes de partición de los elementos empleados en el cálculo de la tasa de fusión parcial. Ol = Olivino, Opx = Ortopiroxeno, Cpx = Clinopiroxeno, Anf = Anfíbol, Grt = Granate, Sp = Espinela. Modificado de [Ivanov \(2011\)](#), referencias dentro: Pl – [Dun y Sen \(1994\)](#); Cpx – [Hart y Dun \(1993\)](#); Grt - [Zack et al., \(1997\)](#); Ol, Sp y Opx - [Green \(1994\)](#), [Litasov \(1998\)](#).

	Ol	Opx	Cpx	Pl	Grt	Sp
Ti	0.015	0.025	0.38	0.037	0.5	0.5
K	0.003	0.003	0.05	0.5	0.003	0.003
P	0.013	0.013	0.125	0.1	0.013	0.013
Rb	0.0001	0.0038	0.0014	0.023	0.002	0.0005
Sr	0.00004	0.0015	0.1283	2.38	0.0006	0.0005
Y	0.0082	0.02	0.467	0.0122	3.08	0.01
Zr	0.001	0.02	0.1234	0.00018	0.11	0.06
Nb	0.00005	0.003	0.0077	0.0236	0.0008	0.01
Ba	0.000005	0.0001	0.0047	0.688	0.00002	0.0005
Hf	0.0029	0.06	0.256	0.08	0.092	0.08
Ta	0.00005	0.005	0.019	0.19	0.008	0.0001
Pb	0.0055	0.01	0.01	0.44	0.00002	0.001
Th	0.000007	0.001	0.012	0.064	0.001	0.001
U	0.000007	0.001	0.0103	0.078	0.0048	0.001
REE						
La	0.0002	0.003	0.0536	0.12	0.0003	0.0006
Ce	0.00007	0.0021	0.0858	0.0968	0.0022	0.0006
Pr	0.0003	0.0014	0.14	0.0766	0.0072	0.0006
Nd	0.0003	0.0023	0.1873	0.06	0.02	0.0006
Sm	0.0009	0.0037	0.291	0.048	0.14	0.0006
Eu	0.0005	0.009	0.32	0.9	0.26	0.0006
Gd	0.0011	0.01	0.4	0.04	0.61	0.0006
Tb	0.001	0.03	0.51	0.04	1	0.00105
Dy	0.0027	0.015	0.442	0.04	1.65	0.0015
Ho	0.01	0.019	0.4	0.035	2.5	0.002
Er	0.011	0.021	0.387	0.03	3.48	0.003
Tm	0.0175	0.0265	0.4085	0.0199	5.67	0.00375
Yb	0.024	0.032	0.43	0.0098	7.86	0.0045
Lu	0.05	0.042	0.43	0.0098	10	0.0045

Como se muestra en la [ecuación 1](#), la concentración de determinado elemento en el fundido depende de la mineralogía de la fuente y de la tasa de fusión parcial. Por ejemplo, las tierras raras pesadas y el ytrio son elementos fuertemente compatibles en el granate ([Tabla 6.7](#)), por lo que no son liberados con facilidad. Por otro lado, al fundir una fuente con espinela, el líquido será enriquecido en estos elementos. Cabe mencionar que este fenómeno sólo ocurre con tasas de fusión parcial bajas, por lo que al acercarse al 100% de fundido, la concentración del elemento es similar en ambos casos.

En la [Figura 6.16](#) se observa que las muestras se alinean, en su mayoría, entre una fuente de lherzolita con granate y una de lherzolita con espinela. Algunas de las muestras cruzan la línea de lherzolita con espinela y se acercan a una lherzolita con plagioclasa. Esto puede significar una asimilación de un manto lherzólítico con plagioclasa por parte de un magma con un origen de un manto lherzólítico con espinela o con granate. Las composiciones de la fuente fueron tomadas del modelo de pirolita de [McDonough y Sun \(1995\)](#).

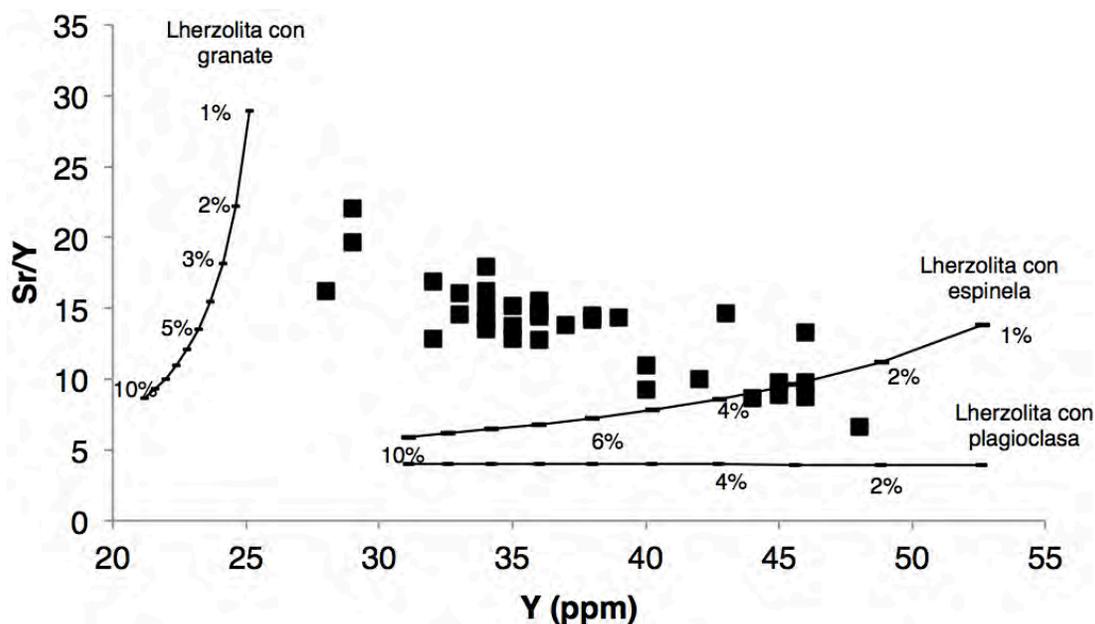
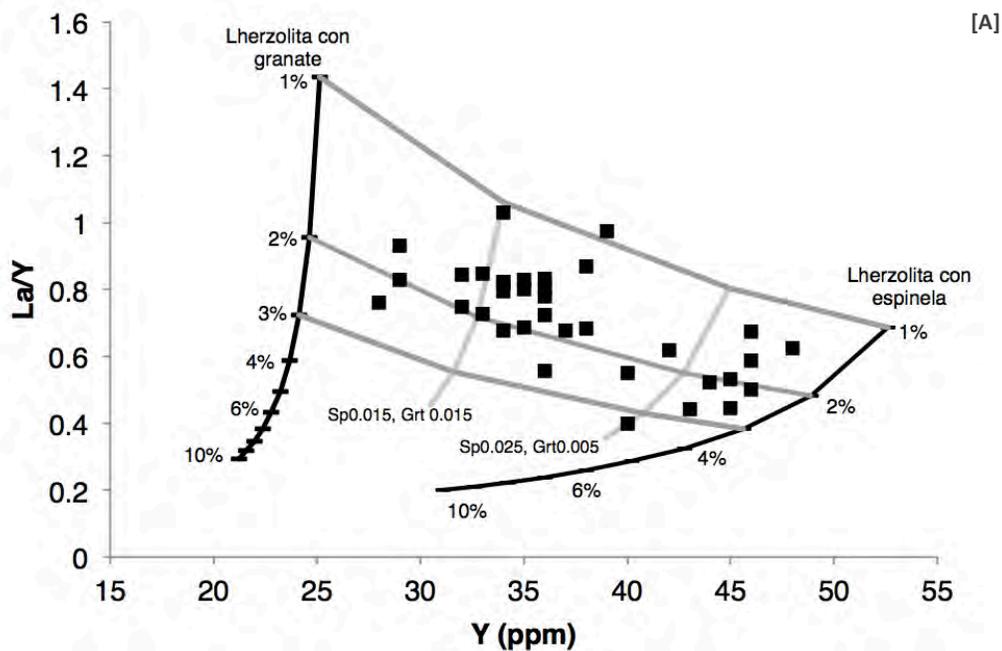


Figura 6.16: Modelo de tasa de fusión parcial en tandas no-modal calculado con base en las ecuaciones de [Shaw \(1970\)](#). Los coeficientes de partición utilizados se presentan en la [Tabla 6.7](#). Mineralogía modal: lherzolita con granate (Ol 0.58, Opx 0.25, Cpx 0.14, Gt 0.03), lherzolita con espinela (Ol 0.58, Opx 0.25, Cpx 0.14, Sp 0.03) y Lherzolita con plagioclasa (Ol 0.58, Opx 0.25, Cpx 0.14, Pl 0.03). Proporción de fundido: lherzolita con granate (Ol 0.05, Opx 0.07, Cpx 0.79, Gt 0.09), lherzolita con espinela (Ol 0.05, Opx 0.07, Cpx 0.79, Sp 0.09) y lherzolita con plagioclasa (Ol 0.05, Opx 0.07, Cpx 0.79, Pl 0.09). Ol = Olivino, Opx = Ortopiroxeno, Cpx = Clinopiroxeno, Sp = Espinela, Gt = Granate. La composición de la fuente fue tomada de [McDonough y Sun \(1995\)](#).

Debido a los resultados observados en la **Figura 6.16**, se realizó otro modelo de tasa de fusión parcial asumiendo dos fuentes teóricas para este volcanismo (**Figura 6.17A**). La primera es una lherzolita con granate (Ol 0.58, Opx 0.25, Cpx 0.14, Gt 0.03) y la segunda es una lherzolita con espinela (Ol 0.58, Opx 0.25, Cpx 0.14, Sp 0.03), así como dos composiciones intermedias (Sp 0.015, Gt 0.015 y Sp 0.025, Gt 0.005). Las composiciones de la fuente fueron tomadas del modelo de pirolita de **McDonough y Sun (1995)**. Así mismo, con el fin de obtener un modelo más preciso, se realizó un modelo de La/Yb vs Yb (**Figura 6.17B**); en este caso solamente se pueden utilizar los resultados obtenidos por el método de ICP-MS (**Tabla 6.4**).

Con base en los modelos realizados (**Figuras 6.16 y 6.17**), se propone una tasa de fusión parcial baja, cercana al 2%. Como se puede observar en estas figuras, se presenta una variación de la mineralogía de la fuente desde una lherzolita con espinela hasta una lherzolita con granate. Esta variación no correlaciona con el tiempo y por lo tanto no corresponde con la cronología propuesta.



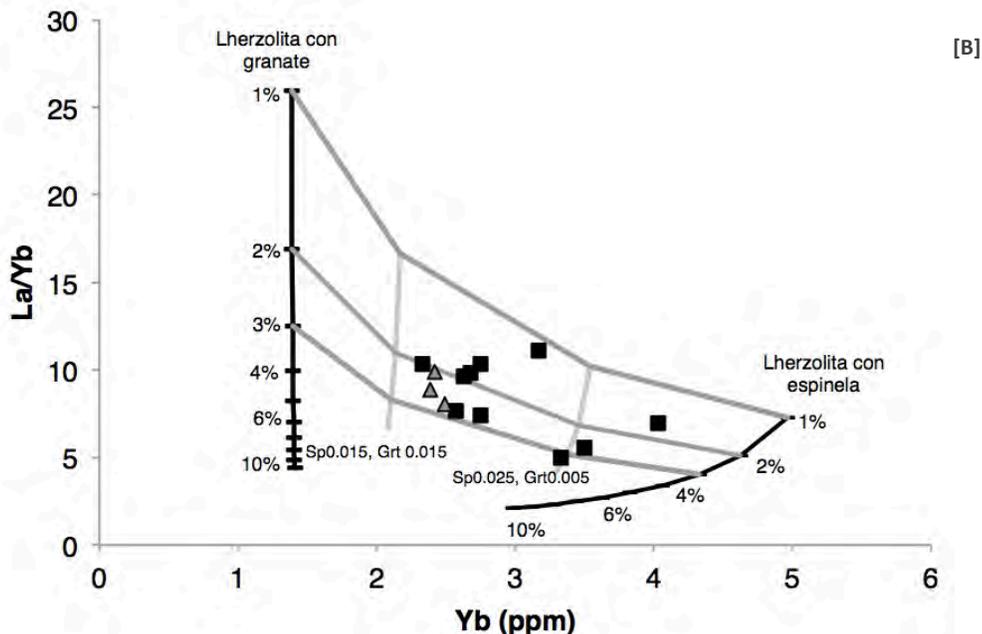


Figura 6.17: Modelo de tasa de fusión parcial en tandas no-modal calculado con base en las ecuaciones de Shaw (1970). Los coeficientes de partición utilizados se presentan en la Tabla 6.7. Mineralogía modal: lherzolita con granate (Ol 0.58, Opx 0.25, Cpx 0.14, Gt 0.03), lherzolita con espinela (Ol 0.58, Opx 0.25, Cpx 0.14, Sp 0.03) y composiciones intermedias. Proporción de fundido: lherzolita con granate (Ol 0.05, Opx 0.07, Cpx 0.79, Gt 0.09), lherzolita con espinela (Ol 0.05, Opx 0.07, Cpx 0.79, Sp 0.09) y sus proporciones intermedias. Ol = Olivino, Opx = Ortopiroxeno, Cpx = Clinopiroxeno, Sp = Espinela, Grt = Granate. La composición de la fuente fue tomada de McDonough y Sun (1995). Los triángulos grises corresponden a análisis de Paz Moreno (1992).

Una vez confirmada una fuente híbrida entre una lherzolita con granate y una lherzolita con espinela para los basaltos alcalinos y hawaitas del CBSFB, se realizaron los cálculos de fusión parcial para el diagrama multielemental normalizado contra manto primitivo, y para el diagrama de REE normalizado contra condritas provenientes de la Figura 6.8. En estos diagramas generados (Figura 6.18), se observa que tanto las tierras raras pesadas, como los elementos más compatibles e inmóviles, son los que muestran una mayor diferencia entre ambas fuentes (con granate y con espinela): el espectro de los basaltos alcalinos y hawaitas del CBSFB se encuentra entre ambos, más cargado hacia una fuente de espinela. Por otro lado, como se puede observar en la Figura 6.18B, las LREE sugieren una tasa de fusión parcial entre 1 y 3%, mientras que, en la Figura 6.18A, la variación ocurre entre 1% y 4%. Con estos modelos de fusión parcial se comprueba que los basaltos con una afinidad de tipo E-MORB presentan una tasa mayor de fusión parcial que los de tipo alcalina intraplaca (OIB).

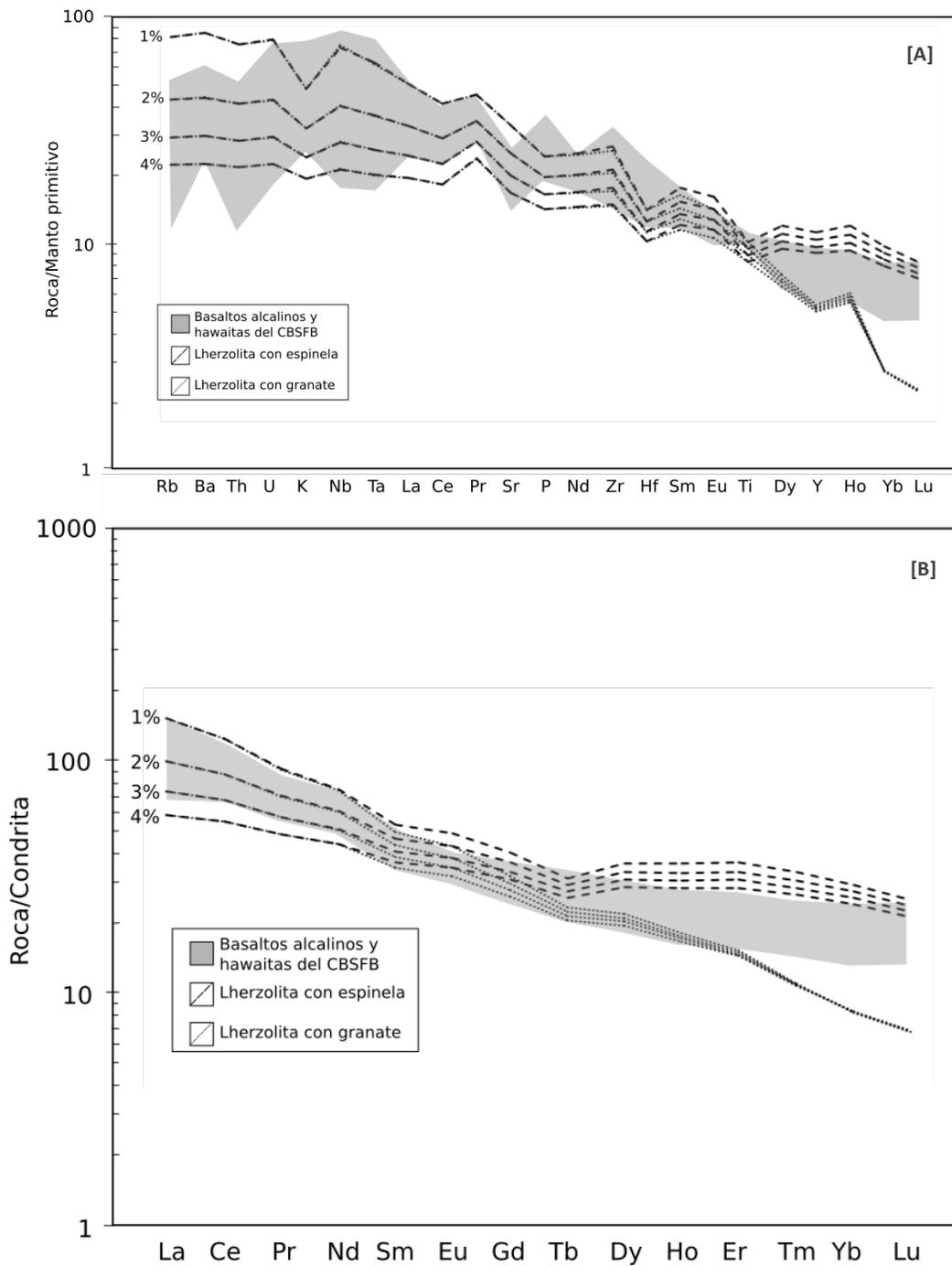


Figura 6.18: Modelos de tasa de fusión parcial en tandas no-modal calculado con base en las ecuaciones de Shaw (1970): [A] diagrama multielemental de Sun y McDonough (1989) y [B] diagrama de REE normalizado contra condrita (Sun y McDonough, 1989). Los coeficientes de partición utilizados se presentan en la Tabla 6.7. Mineralogía modal: lherzolita con granate (Ol 0.58, Opx 0.25, Cpx 0.14, Gt 0.03), lherzolita con espinela (Ol 0.58, Opx 0.25, Cpx 0.14, Sp 0.03). Proporción de fundido: lherzolita con granate (Ol 0.05, Opx 0.07, Cpx 0.79, Gt 0.09), lherzolita con espinela (Ol 0.05, Opx 0.07, Cpx 0.79, Sp 0.09). Ol = Olivino, Opx = Ortopiroxeno, Cpx = Clinopiroxeno, Sp = Espinela, Grt = Granate. La composición de la fuente fue tomada de McDonough y Sun (1995). El área sombreada corresponde a los basaltos alcalinos y hawaitas del CBSFB. Los espectros en guiones corresponden a la lherzolita con espinela y los punteados a la lherzolita con granate.

La variación mineralógica de la fuente, se puede deber a dos causas: la fusión del manto pudo ocurrir en el límite de la zona de estabilidad de la espinela y del granate, que se encuentra entre 80 y 100 km de profundidad para la temperatura propuesta del manto, sobre la base de [Wyllie \(1979\)](#), [Wood, *et al.* \(2013\)](#) y [Green y Ringwood \(1967\)](#) ([Figura 6.15](#)). Además de esto, al continuar la fusión del manto, el magma va perdiendo profundidad y asimilando zonas superiores del manto, lo cual se refleja en la variación entre los polos de lherzolita de granate y lherzolita de espinela ([Figuras 6.17 y 6.18](#)), así como entre lherzolita de espinela y lherzolita de plagioclasa ([Figura 6.16](#)). La segunda causa puede ser una fusión parcial de un manto con granate (> 100 km de profundidad, [Figura 6.15](#)) que al ascender fue contaminado por un manto con espinela y con plagioclasa. De acuerdo a los resultados mostrados por estos cálculos, la primera opción es la más factible para los basaltos alcalinos y hawaitas del CBSFB.

VI.4.2 Asimilación

Como se mencionó anteriormente, el proceso de asimilación se ve reflejado en la composición de los elementos traza e isótopos del magma. La contaminación cortical de un magma mantélico se ve particularmente reflejada en la composición isotópica. Los efectos de este fenómeno pueden ser observados claramente empleando una ecuación simple de mezcla:

$$R_M^i = \frac{R_A^i C_A^i f + R_B^i C_B^i (1-f)}{C_A^i f + C_B^i (1-f)} \quad (\text{ecuación 2})$$

Donde:

R^i_M = el radio isotópico del elemento i en la mezcla,

R^i_A = el radio isotópico del elemento i en el componente A,

R^i_B = el radio isotópico del elemento i en el componente B,

C^i_A = la concentración del elemento i en el componente A,

C^i_B = la concentración del elemento i en el componente B, y

f = la porción del componente A en la mezcla (de 0 a 1).

Para el cálculo de la asimilación, se empleó la muestra CC16-127 (granito) como el material contaminante. En el caso de la **Figura 6.19**, se tomó a la muestra CC16-101 como asimilante por ser la que presenta los valores isotópicos más primitivos. En este diagrama se observa que la muestra CC16-33B, la cual corresponde al borde de una fisura de emisión del basalto que corta al granito, presenta una mezcla basalto – granito cercana al 50% (**Figuras 6.19 y 6.20**).

Los resultados mostrados son evidenciados desde el trabajo de campo, estudio petrográfico y geoquímico. Cabe aclarar que esto no quiere decir que este afloramiento tenga este grado de asimilación, sino que fue tomada deliberadamente y de manera puntual, con el propósito de comparar con el resto de las muestras y afinar los cálculos petrogenéticos.

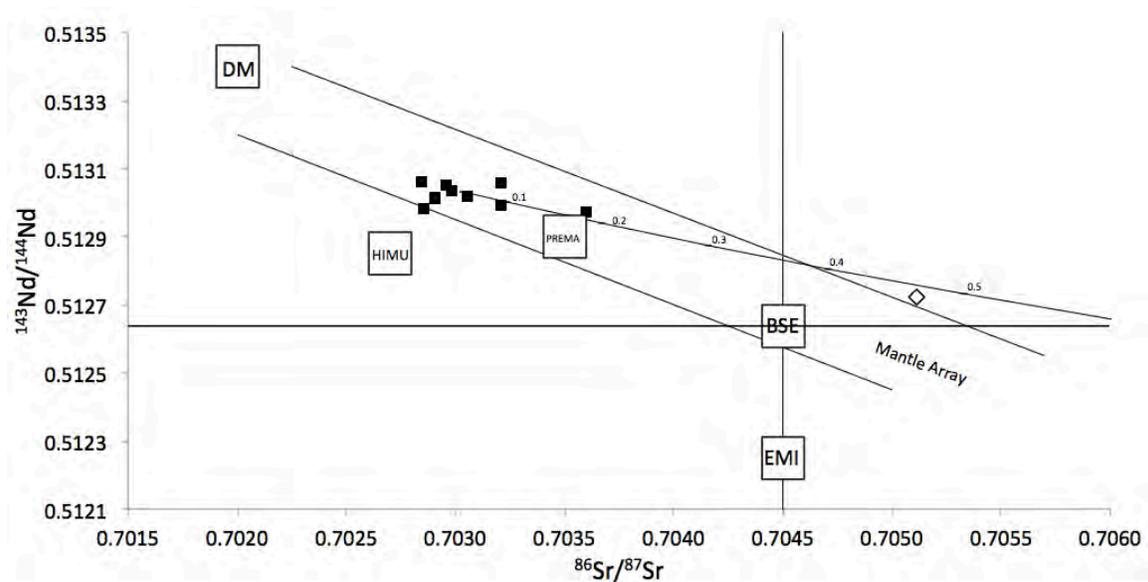


Figura 6.19: Diagrama de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ contra $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Se muestra la línea de mezcla entre el basalto con los radios isotópicos más primitivos (CC16-101) y el granito laramídico (CC16-127). Reservorios mantélicos (Zindler y Hart, 1986): Manto empobrecido (**DM**), Alto μ (**HIMU**), Manto prevaleciente (**PREMA**), Composición global de la Tierra silicatada (**BSE**), Manto enriquecido 1 (**EMI**). Simbología: Cuadros negros = basaltos alcalinos y hawaitas, rombo = mezcla basalto – granito.

En este cálculo se observa la ausencia de contaminación cortical, representada por el granito laramídico, en los basaltos alcalinos y hawaitas del CBSFB. Esto se demuestra con los valores estables de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, aún en los materiales más diferenciados (**Figura 6.20**). Además, se muestra una posible heterogeneidad mantélica debido a la separación en dos grupos, lo cual se observa especialmente en la **Figura 6.20B**. La muestra

55-89 presenta, según estos cálculos, una mezcla cercana al 20% (Figuras 6.19 y 6.20). Lo anterior puede deberse a que esta muestra corresponde a la primera lava que atravesó a un conducto alimentador, por lo que tuvo una mayor dificultad para ascender y un mayor grado de asimilación de la corteza que el resto de las muestras medidas.

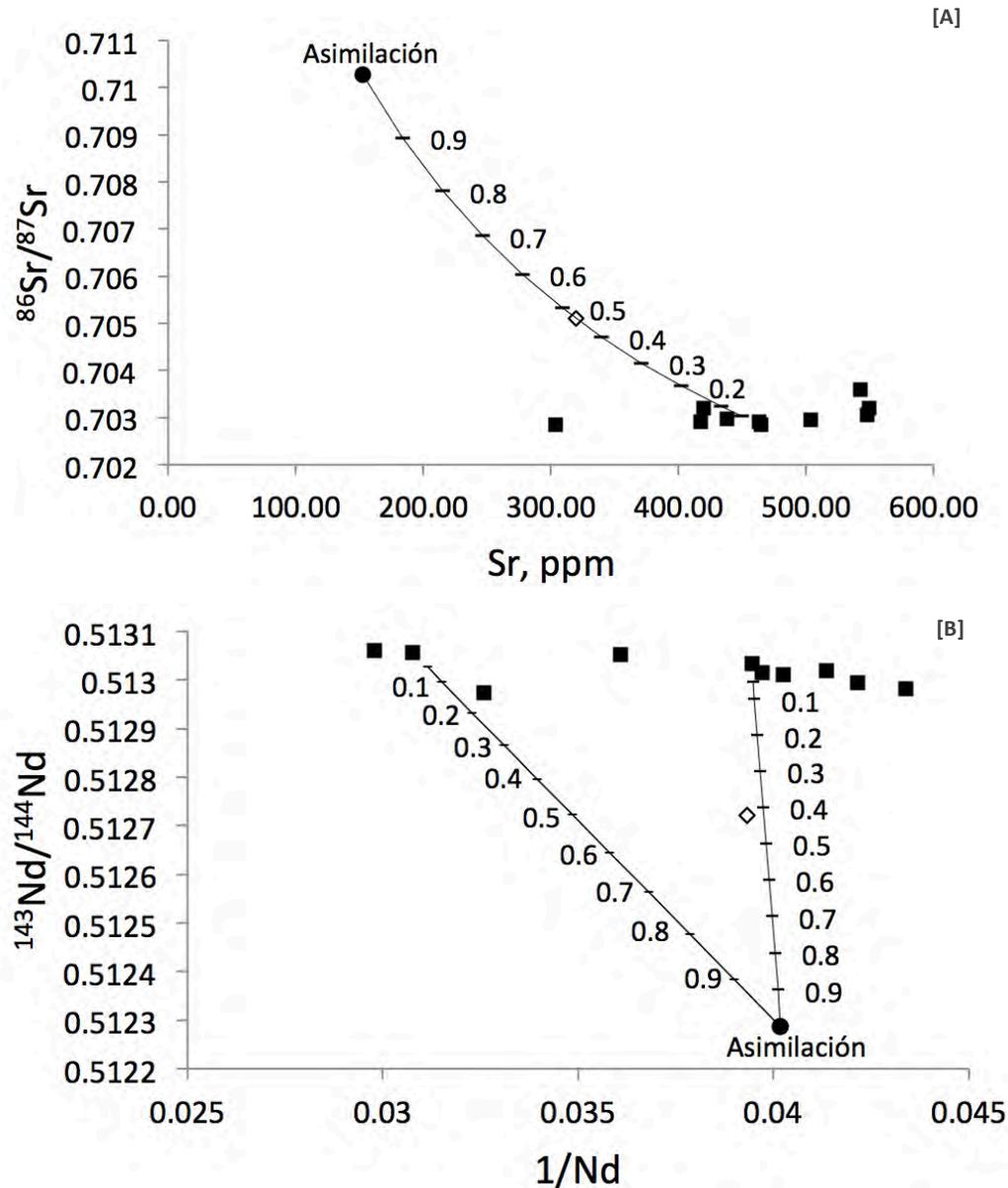


Figura 6.20: Curvas del cálculo del grado de contaminación de los basaltos alcalinos y hawaitas del CBSFB con el polo granítico (CC16-127) (ecuación 2), [A] Radio isotópico de $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ contra la concentración de Sr en ppm, utilizando la muestra CC16-45 como asimilante; [B] Radio isotópico de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ contra la relación $1/\text{Nd}$, empleando las muestras CC16-101 y 03-89 como asimilante.

Capítulo VII: Discusión y conclusiones

El Campo Basáltico San Francisco de Batuc, Sonora central, México (CBSFB), se encuentra localizado en una paleo-cuenca tectónica limitada por fallas NNW-SSE. Esta cuenca presenta sedimentos detríticos del mioceno medio-tardío mal consolidados, de tamaño de gravas en los bordes, hasta limo-arcillosos hacia el centro de la cuenca. El evento volcánico inició aproximadamente hace 8 m.a. Este evento ocurrió en dos pulsos: El primero entre 8-7 m.a. y el segundo más restringido a los 4 m.a.

Los dos pulsos de este evento presentaron erupciones fisurales y estrombolianas, y el segundo además una discreta actividad hidrovulcánica. Esto es evidenciado por la presencia de conductos fisurales remanentes con orientaciones N-S, NNW-SSE, conos cineríticos y derrames asociados, y bombas en forma de coliflor, respectivamente. Los puntos de emisión se encuentran alineados con una orientación NW-SE, utilizando estructuras corticales preexistentes (v.g. Sierras y Valles y Proto-Golfo de California). Las lavas del primer pulso se encuentran restringidas a la zona occidental del área de estudio, mientras que las del segundo pulso se encuentran tanto en esta zona como en la oriental. Esto sugiere que la formación de la paleocuenca tectónica inició en la porción occidental, y posteriormente se extendió hacia el oriente.

Entre los 7 y 4 m.a. no hay registro de algún evento volcánico; durante este lapso se depositaron sedimentos con características similares a los anteriormente mencionados. En la base de la mesa Válgame Cristo, la meseta más grande del área y que forma parte del segundo pulso basáltico, localizada en la zona central del área de estudio, hay evidencia de interacción con carbonatos y presencia de algas. En este pulso es frecuente la interacción con sedimentos lodosos, que podría indicar que la cuenca sedimentaria se encontraba activa en ese momento. Esto se evidencia por la presencia de peperitas, tobacitas e hidrovulcanismo. Además, en algunos casos, las lavas presentan microcristales de flogopita en la matriz debido a la proximidad de zonas hidrotermales. La existencia de zeolitas de tipo natrolita en las vesículas de los derrames basálticos, indica la presencia de fluidos ricos en álcalis, especialmente en sodio, y proveniencia de fuentes subsaturadas en sílice (Deer *et al.*, 2004). El volumen total de emisión de lava se estima en al menos 2.5 km³, de los cuales

el segundo pulso representa una mayor fracción. Volúmenes bajos, como el que presenta este campo, son típicos del volcanismo alcalino.

Ambos pulsos presentan abundantes xeno-megacristales de plagioclasa > clinopiroxeno > olivino > espinela. Los xeno-megacristales de plagioclasa presentan maclas en punta de lanza, mientras que los olivinos presentan arreglos en *kink banding*. Esto es causado por una deformación de la malla cristalina debido a altas presiones. Los xeno-megacristales de espinela presentan rasgos de desestabilización, con zonas que están siendo transformadas a plagioclasa, mientras que los olivinos presentan iddingsitización y una discreta alteración a clorita. Esto puede ser causado por un metamorfismo retrógrado al modificar las condiciones de presión y temperatura en las que estos minerales fueron formados. Una de las características principales de estas lavas, es la abundancia, además de xeno-megacristales, de xenolitos máficos y ultramáficos. Estos xenolitos y xeno-megacristales se presentan en mayor abundancia y tamaño en los puntos de emisión y cerca de éstos, llegando a tener hasta 13 cm. Su presencia sugiere un ascenso rápido del magma, sin una cámara magmática justificada. Los xenolitos ultramáficos presentan espinela y plagioclasa como fases aluminosas proviniendo de zonas someras del manto.

Estas lavas se clasifican como basaltos alcalinos y hawaitas, con una moderada subsaturación en sílice evidenciada por la presencia de *ne* normativa (1.7-5.2%), con $TiO_2 > 2\%$, formando parte de la serie alcalina sódica; presentan dos espectros multielementales: uno en forma de «joroba», característico de lavas tipo-OIB, y otro más planar, característico de lavas tipo E-MORB. Las características químicas de las lavas, con $SiO_2 < 50\%$, como los valores bajos en Ni (50-150 ppm), Cr (75-300 ppm) y el valor moderado del #mg (56-62), muestran que se trata de lavas evolucionadas respecto a magmas primarios, pero poco diferenciadas. Además, las relaciones de Th/La son similares a los valores del manto primitivo (~0.1) e indican una baja asimilación cortical, mientras que las relaciones de Nb/La (>1) indican una fuente de manto astenosférico. De acuerdo a las relaciones isotópicas de Sr y Nd, estos magmas fueron generados por un reservorio mantélico de tipo PREMA, con una mezcla con un posible reservorio de tipo HIMU, DM o EM1. Además, las relaciones isotópicas de Sr y Nd confirman la nula o pobre contaminación cortical.

De acuerdo a los cálculos petrogenéticos realizados, estos magmas se originaron por una baja tasa de fusión parcial (1-4%) de una fuente lherzolítica con una variación de la fase aluminosa de granate a espinela. Esto es debido a una fusión parcial de la zona del límite de estabilidad de la espinela y del granate (3 kbar, \approx 90 km) y una posterior asimilación del manto espinelífero sobreyacente. Además, estos resultados están posiblemente sesgados por la presencia de los xenolitos ultramáficos con espinela. El conjunto de características mineralógicas, petrográficas y geoquímicas de las lavas, sugieren que la fuente para ambos pulsos es la misma y no presentó cambios significativos.

Una ventana astenosférica es una ruptura entre partes de la litósfera oceánica en lugares con subducción de una dorsal mediooceánica (Dickinson y Snyder, 1979; Thorkelson y Taylor, 1989). Estas rupturas generan un levantamiento de la astenósfera anhidra y más caliente que el manto que sobreyace al *slab*. Aproximadamente un tercio del borde pacífico del continente americano es subyacente por ventanas astenosféricas (Thorkelson, *et al.*, 2011). En Norteamérica fueron desarrolladas dos grandes ventanas astenosféricas: la primera en el límite occidental de Canadá, y la segunda en el suroeste de los Estados Unidos (Thorkelson y Taylor, 1989).

El modelo de una ventana astenosférica ha sido tomado para el magmatismo del Mioceno medio y tardío en Baja California y Sonora, México (Fletcher *et al.*, 2007; Pallares *et al.*, 2007; Calmus *et al.*, 2010). El inicio de esta ventana astenosférica ocurrió cerca de los 12.5 Ma en la porción sur de Baja California (Fletcher *et al.* 2007), lo cual coincide con la presencia de volcanismo hiperalcalino con naturaleza transicional en Sonora (Paz-Moreno *et al.*, 2000; Vidal-Solano, 2005; Vidal-Solano, *et al.*; 2005).

Para Sonora central, la idea de la presencia de un ascenso astenosférico fue tomada por Paz-Moreno (1992) para explicar la presencia del alineamiento Pápago-Yaqui (campos volcánicos de Saric, San Francisco de Batuc y Rosario Tesopaco). Retomando esta idea, las características del volcanismo máfico anorogénico intracontinental con naturaleza alcalina en el Campo Basáltico San Francisco de Batuc refleja la ausencia de un *slab* debajo de la litósfera de Sonora central para el Mioceno tardío – Plioceno. Esto confirma la presencia de un levantamiento astenosférico ya establecido en la región en este tiempo.

Referencias bibliográficas

- Abraham, A. C., Francis, D., Polvé, M.** (2005). Origin of Recent alkaline lavas by lithospheric thinning beneath the northern Canadian Cordillera. *Can. J. Earth Sci.*, 42, pp. 1073–1095.
- Bowen, N. L.** (1922). The Reaction Principle in Petrogenesis. *The Journal of Geology*, 30(3), pp. 177-198.
- Bissell, H. J., y Chilingar, G. V.** (1967). Classification of sedimentary carbonate rocks. In Chilingar, G.V., Bissell, H.J., and Fairbridge, R.W. (eds.), *Carbonate Rocks. Amsterdam: Elsevier*, pp. 87–168.
- Branney, M. J. y Kokelaar, P.** (2002). *Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*. Londres, Reino Unido: The geological society. 52p.
- Cabanis, B. y Lecolle, M.** (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, t. 309, pp. 2023–2029. (En Francés).
- Calmus, T., Pallares, C., Maury, R. C., Aguillón-Robles, A., Bellon, H., Benoit, M. y Michaud, F.** (2011). Volcanic Markers of the Post-Subduction Evolution of Baja California and Sonora, Mexico: Slab Tearing Versus Lithospheric Rupture of the Gulf of California. *Pure Appl. Geophys*, 168, pp. 1303–1330.
- Chen, W. y Arculus, R. J.** (1995). Geochemical and isotopic characteristics of lower crustal xenoliths, San Francisco Volcanic Field, Arizona, U.S.A. *Lithos*, 110, pp. 99–119.
- Cochemé, J. J.** (1985). *Le magmatisme dans le Nord-Ouest du Mexique. Cartographie de la région de Yécora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif*. Thèse Doct. Etat Univ. Aix-Marseille III, 209 p. (En Francés).
- 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*, pp. 227-250.
- Cross, W., Iddings, J. P., Pirsson, L. V. y Washington, H. S.** (1902). A quantitative chemico-mineralogical classification and nomenclature of igneous rocks. *Journal of Geology*, 10, pp. 555-690.
- Daly, R. A.** (1918). Genesis of the Alkaline Rocks. *The Journal of Geology*, 26(2), pp.97-134.
- Davis, G. A. y Lister, G. S.** (1988). Detachment faulting in continental extension: perspectives from the southwestern U.S. Cordillera, *John Rodgers symposium volume. Spec. Pap. geol. Soc. Am.* 218, pp. 133-159.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Wise, W. S. y Zussman, J.** (2004). *Rock-Forming minerals. Volume 4B. Framework Silicates: Silica Minerals, Feldspathoids and the Zeolites*. 2 ed. Londres, Reino Unido: The Geological Society. 982 p.

- Dickinson, W. R., y Snyder, W. S.** (1979). Geometry of subducted slabs related to San Andreas Transform. *Journal of Geology*, 87, pp. 609–627.
- Dumble, E. T.** (1900). Notes on the geology of Sonora, México. *Amer. Inst. Min. Eng-Trans* (29).
- Dun, T. y Sen, C.** (1994). Mineral/matrix partition coefficients for orthopyroxene, plagioclase, and olivine in basaltic to andesitic systems: A combined analytical and experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, pp. 717–733.
- Fitton, J. G., James, D., Leeman, W. P.** (1991). Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research*, 96, pp. 13693–13712.
- Folk, R. L.** (1959). Practical petrographic classification of limestone. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43, pp. 1–38.
- Francis, D., y Ludden, J.** (1990). The mantle source for olivine nephelinite, basanite, and alkaline olivine basalt at Fort Selkirk, Yukon, Canada. *Journal of Petrology*, 31, pp. 371–400.
- Fletcher, J. M., Grove, M., Kimbrough, D., Lovera, O., And Gehrels, G. E.** (2007). Ridge–trench interactions and the Neogene tectonic evolution of the Magdalena Shelf and southern Gulf of California: insights from detrital zircon U–Pb ages from the Magdalena Fan and adjacent areas. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 119(11–12), pp. 1313–1336.
- Goodman, R. E.** (1989). *Introduction to rock mechanics*. 2nd. ed. Editorial Wiley. ISBN: 0-471-81200-5. 562p.
- Green, T. H.** (1994). Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis – Sedona 16 years later. *Chemical Geology*, v. 117, pp 1-36.
- Green, D. H. y Ringwood, A. E.** (1967). The stability fields of aluminous pyroxene peridotite and garnet peridotite and their relevance in upper mantle structure. *Earth Planetary Sci. Letters*, 8, pp. 151-160.
- Gutiérrez Anguamea, G. A.** (2009). *Metodología para la elaboración del mapa hidrogeomorfológico de la cuenca del Rio Asunción*. Hermosillo, México: Tesis de Maestría, Departamento de Geología, UNISON. 97p.
- Harangi, S., Jankovics, M. E., Sági, T., Kiss, B. Lukács, R. y Soós, I.** (2015). Origin and geodynamic relationships of the Late Miocene to Quaternary alkaline basalt volcanism in the Pannonian basin, eastern-central Europe. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 104, pp. 2007–2032.
- Hart, S. R., Dun T.** (1993). Experimental cpx/melt partitioning of 24 trace elements. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 113, pp. 1-8.
- Herzberg, C. y Asimow, P. D.** (2008). Petrology of some oceanic island basalts: PRIMELT2.XLS software for primary magma calculation. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, 25 p.
- Herzberg, C. y Asimow, P. D.** (2015). PRIMELT3 MEGA.XLSM software for primary magma calculation: Peridotite primary magma MgO contents from the liquidus to the solidus. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, pp. 563–578.

- Hess, J. C. y Lippolt, H. J.** (1994). Compilation of K–Ar measurements on HD-B1 standard biotite — 1994 status report. In: Odin, G.S. (Ed.), Phanerozoic Time Scale. *Bull. Liasis. Inform. IUGS Subcom. Geochronol.*, vol. 12, pp. 19–23.
- Hirose, K. y Kushiro, I.** (1993). Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of composition of melts segregated from peridotite using aggregate of diamonds. *Earth and Planetary Science Letters*, 114, pp. 477–489.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía (INEGI).** (1982). Carta geológica H12-8 Hermosillo escala 1:250000.
- Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI).** (1999). Carta topográfica H12D41 Hermosillo escala 1:50000.
- Irvine, T. N. y Baragar, W. R. A.** (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, pp. 523–548.
- Ivanov, A.V.** (2011). *Volcanismo basáltico intracontinental (con ejemplos del Mesozoico y Cenozoico de Siberia)*. Irkutsk, Rusia: Tesis de doctor en ciencias (Habilitación), Instituto de la Corteza Terrestre, División Siberiana de la Academia Rusa de Ciencias. 382 p. (En Ruso).
- Jacobsen, S. B. y Wasserburg, G. J.** (1984). Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67, pp. 137–150.
- Kereszturi, G., Németh, K., Csillag, G., Balogh, K. y Kovács, J.** (2011). The role of external environmental factors in changing eruption styles of monogenetic volcanoes in a Mio/Pleistocene continental volcanic field in western Hungary. *J Volcanol Geotherm Res*, 201, pp. 227–240.
- King, R. E.** (1939). Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico. *Geol. Soc. America Bull.*, v. 50, pp. 1625–1722.
- Kushiro, I.** (1996). Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressure: and experimental study using aggregates of diamond. In Earth processes: reading the isotopic clock (Ed. A. Basu & S. Hart). *AGU (Geophysical monograph 95)*, pp. 109–122.
- Kushiro, I.** (2001). Partial melting experiments on peridotite and origin of mid-ocean ridge basalts. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 29, Pp. 71–107.
- Langmuir, C. H., Klein, E. M. y Plank, T.** (1992). Petrological systematics of Mid-Ocean Ridge Basalts: Constrains on Melt Generation Beneath Ocean Ridges. *AGU Monograph*, 71, pp. 183–280.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B.** (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, pp. 745–750.
- Le Maitre, R. W. (editor), Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H. y Woolley, A. R.** (2002). *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. 2ed. Cambridge, Reino Unido: Cambridge University Press, 254p.

- Lee, J. Y., Marti, K., Severinghaus, J. P., Kawamura, K., Yoo, H. S., Lee, J. B., y Kim, J. S. (2006). A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, pp. 4507–4512.
- Lister, G. S. y Davis, G. A. (1989). The origin of metamorphic core complexes and detachment faults formed during Tertiary continental extension in the northern Colorado River region, U.S.A. *Journal of Structural Geology* (11), pp. 65-94
- Litasov, K. D. (1998). *Modelos geoquímicos del desarrollo de sistemas magmáticos mantélicos con datos de xenolitos profundos de los campos volcánicos de Vitimskij y Udokan (Transbaikalia oriental)*. Novosibirsk, Rusia: Дис-я на соискание степени канд. геол-мин. наук, Новосибирск: ОИГГИМ СО РАН, 292 p. (En Ruso).
- McBirney, A. R. (1979). Effects on assimilation. In: The evolution of the Igneous Rocks. Fiftieth Anniversary Perspectives (ed. H. S. Yoder). *Princeton University Press. Princeton, NJ.*, pp. 307-338.
- McDonough, W. F. y Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, pp. 223-253.
- Menzies, M. A., Kempton, P. D., y Dungan, M. (1985). Interaction of continental lithosphere and asthenospheric melts below the Geronimo volcanic field, Arizona, USA. *Journal of Petrology*, v. 26, pp. 663–693.
- Menzies, M. A., Leeman, W. P. y Hawkesworth, C. J. (1983). Isotope geochemistry of Cenozoic volcanic rocks reveals mantle heterogeneity below western USA. *Nature*, vol. 303, pp. 205-209.
- Oxford. (2000). *Diccionario de ciencias de la tierra*, Editorial Complutense, ISBN; 8489784779, 9788489784772. 822p.
- Pallares, C., Maury, R. C., Bellon, H., Royer, J. Y., Calmus, T., Aguillón-Robles, A., Cotten, J., Benoit, M., Michaud, F., Bourgois, J. (2007). Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, pp. 95–117.
- Paz Moreno, F. A. (1992). *Le volcanisme mio-plio-quatenaire de l'Etat du Sonora (nord-ouest du Mexique): évolution spatiale et chronologique; implications pétrogénétiques*. Thèse Univ. Aix- Marseille III, 220 p. (En Francés).
- Paz Moreno, F. A., Demant, A. y Ornelas Solis, R. (2000). Las ignimbritas hiperalcalinas neógenas de la región de Hermosillo, Sonora, México: mineralogía y geoquímica. *Cuarta reunión sobre la geología del NNW de México y áreas adyacentes*, pp. 90.91.
- Paz Moreno, F. A., Demant, A., Cochemé, J. -J., Dostal, J., y Montigny, R. (2003). The Quaternary Moctezuma volcanic field: A tholeiitic to alkali basaltic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, México, in Johnson, S.E., Paterson, S.R., Fletcher, J.M., Girty, G.H., Kimbrough, D.L., and Martín-Barajas, A., eds., Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA. *Boulder, Colorado, Geological Society of America, Special Paper 374*, pp. 439–455.

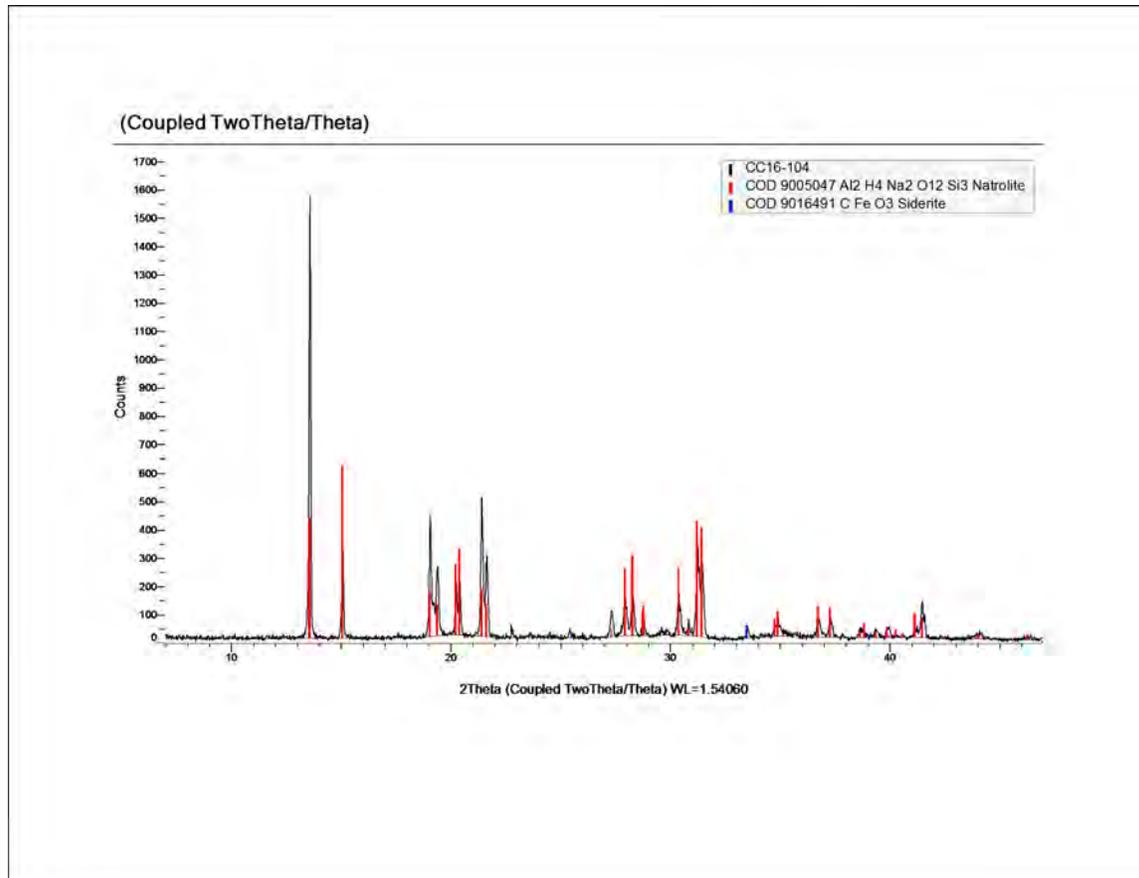
- Peccerillo, A. y Taylor, S. R.** (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, pp. 63–81.
- Raisz, E.** (1964). Landforms of México 2nd edition: Prepared for the geography branch of the office of naval research, *Cambridge, Mass.*
- Richardson-Bunbury, J.** (1996). The Kula Volcanic Field, western Turkey: The development of a Holocene alkali basalt province and the adjacent normal-faulting graben. *Geological Magazine*, 133(3), pp. 275-283.
- Rodríguez-Castañeda, J. L.** (1981). Notas sobre la geología del área de Hermosillo, Sonora. *UNAM, Instituto de Geología*, 5(1), pp. 30-36.
- Schmid, R.** (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology. The Geological Society of America. Boulder, Co. Vol.9*, pp. 41–43.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM).** (1999). Carta geológico-minera H12-8 Hermosillo escala 1:250000.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM).** (2000). Carta geológico-minera H12-11 Sierra Libre escala 1:250000.
- Shaw, D. M.** (1970). Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 34, pp. 237-243.
- Shervais, J. W.** (1982). Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, pp. 101–118.
- Smith, E. I., Sánchez, A., Walker, J. D., Wang, K.** (1999). Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane volcanic field, Utah: implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle. *Journal of Geology*, 107, pp. 433–448.
- Steiger, R. H. y Jäger, E.** (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, pp. 359–362.
- Stock, J. M., Lewis, C. J., Nagy, E. A.** (1999). The Tuff of San Felipe: an extensive middle Miocene pyroclastic flow deposit in Baja California, Mexico. *J. Volcanol. Geother. Res.*, 93, pp. 53-74.
- Stoyanow, A.** (1942). Paleozoic paleogeography of Arizona. *Bull. Geol. Soc. America*, 53, pp. 1255-1282.
- Sakuyama, T., Ozawa, K., Sumino, H. y Nagao, K.** (2009). Progressive melt extraction from upwelling mantle constrained by the Kita-Matsuura Basalts in NW Kyushu, SW Japan. *Journal of Petrology*, 50, pp. 725-779.
- Sun, S. S. y McDonough, J. D.** (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and process, in Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., Magmatism in the ocean basins. *Geological Society of London Special Publication*, 42, pp. 313–345.

- Taylor, S. R., y McLennan, S. M.** (1985). *The Continental Crust; Its Composition and Evolution*. Oxford, Reino Unido: Blackwell Scientific, 312 p.
- Thompson, G. A., y Burke, D. B.** (1974). Regional geophysics of the Basin and Range Province. *Annual Reviews*, pp. 213-238.
- Thorkelson, D. J., y Taylor, R. P.** (1989). Cordilleran slab windows. *Geology*, 17, pp. 833–836.
- Thorkelson, D. J., Julianne, K. M., Christa, L. S.** (2011). Mantle flow through the Northern Cordilleran slab window revealed by volcanic geochemistry. *Geology*, 39(3), pp. 267–270.
- Valencia-Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M. D., Patchett, P. J., Zürcher, L., Hudkinson, D. G., Roldán-Quintana, Jaime.** (2001). A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement. *Geological Society of America*, 113 (11), pp. 1409-1422.
- Valentine, G. A. y Perry, F. V.** (2007). Tectonically controlled, time-predictable basaltic volcanism from a lithospheric mantle source (central Basin and Range Province, USA). *Earth Planet Sci Lett*, 261, pp. 201–216.
- Vega-Granillo, R. y Calmus, T.** (2003). Mazatan metamorphic core complex (Sonora, Mexico): structures along the detachment fault and its exhumation evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, 16, pp. 193–204.
- Verstappen, Th. y Van Zuidam, R.** (1981). El sistema ITC para el levantamiento geomorfológico. ITC Publication, 41 p.
- Vidal-Solano, J. R.** (2005). *Le Volcanisme Hyperalcalin D'age Miocene Moyen Du Nord-Ouest Du Mexique (Sonora) Minéralogie, Géochimie, Cadre Géodynamique*. Thèse Univ. Aix- Marseille III, 256p. (En Francés).
- Vidal-Solano, J. R., Paz-Moreno, F. A., Iriondo, A., Demant, A. y Cochemé, J. J.** (2005). Middle Miocene peralkaline ignimbrites in the Hermosillo region (Sonora, Mexico): Geodynamic implications. *C. R. Geosciences*, 337, pp. 1421-1430.
- Weaver, B. L., Wood, D. A., Tarney, J., Joron, J.** (1987). Geochemistry of ocean island basalt from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha. In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), *Alkaline Igneous Rocks*. *Journal of the Geological Society London, Special Publication* (30), pp. 253–267.
- Wilson, I. F. y Rocha, V. S.** (1946). *Los yacimientos de carbón de la región de Santa Clara, Municipio de San Javier, Estado de Sonora*. Com. Dir. Inv. Recursos Mineales México, 9, 108 p.
- Wilson, M.** (1989). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Londres, Reino Unido: Unwin Hyman, 480 p.
- Winter, J. D.** (2010). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Nueva Jersey, Estados Unidos de América: Prentice-Hall Inc, 697 p.
- Wood, B. J., Kiseeva, E. S. y Matzen, A. K.** (2013). Garnet in the Earth's Mantle. *Elements*, 9, pp. 421-426.

- 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, pp. 11–30.
- Wyllie, P. J.** (1971). *The Dynamic Earth: Textbook in Geosciences*. Nueva York, Estados Unidos: John Wiley & Sons, 416 p.
- Zack, T., Foley, S. F., Jenner, G. A.** (1997). A consistent partitioning coefficient set for clinopyroxene, amphibole and garnet from laser ablation microprobe analyses of garnet pyroxenite from Kakanui, New Zealand. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen*, 172, pp. 23–41.
- Zindler, A. H., y Hart, S. R.** (1986). Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14, pp. 493-572.

ANEXO 1

Difractograma de la muestra CC16-104 (basalto alcalino) con el objetivo de identificar la especie de zeolita presente en las amígdalas.



ANEXO 2

Difractograma de la muestra CC17-04B (conglomerado tuftítico) con el objetivo de identificar la especie de zeolita presente en esta roca.

