

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Geología

**“PETROGENESIS Y GEOCRONOLOGIA ^{40}Ar - ^{39}Ar
DEL PLUTONISMO LARAMIDICO DEL AREA
SOBAI SATECHI, SONORA , MEXICO”**

TESIS

Que para obtener el Grado de:
Geólogo

Presenta:

ERIKA ALMIRUDIS ECHEVERRIA



Hermosillo, Sonora, México Febrero de 2010

Universidad de Sonora

Repositorio Institucional UNISON



**"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"**



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



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA

División de Ciencias Exactas y Naturales

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TEL. (662) 259 21 10

FAX 259 21 11

26 de Enero, 2010

M.C. SAUL HERRERA URBINA
JEFE DEL DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
Presente.-

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

" PETROGENESIS Y GEOCRONOLOGIA ⁴⁰Ar-³⁹Ar DEL PLUTONISMO LARAMIDICO DEL AREA SOBAI SATECHI, SONORA, MEXICO"

Esto es con el fin de que la alumna **ERIKA ALMIRUDIS ECHEVERRIA** pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Licenciatura en Geología.

Sin otro en particular, quedo de Usted.

ATENTAMENTE
"EL SABER DE MIS HIJOS HARA MI GRANDEZA"


DR. FRANCISCO A. PAZ MORENO
DIRECTOR


DRA. MARGARITA LOPEZ MARTINEZ
CO-DIRECTORA

C.c.p. Interesada.
C.c.p. Archivo


EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA
División de Ciencias Exactas y Naturales
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TEL. (662) 259 21 10
FAX 259 21 11

28 de enero, 2010

DR. FRANCISCO A. PAZ MORENO
DIRECTOR DE TESIS
DRA. MARGARITA LOPEZ MARTINEZ
CO-DIRECTORA
P R E S E N T E .-

Por este conducto les comunico que ha sido aprobado el tema de tesis propuesto por Ustedes intitulado:

" PETROGENESIS Y GEOCRONOLOGIA ⁴⁰Ar-³⁹Ar DEL PLUTONISMO LARAMIDICO DEL AREA SOBAI SATECHI, SONORA, MEXICO"

Esto es con el fin de que la alumna **ERIKA ALMIRUDIS ECHEVERRIA**, pueda presentar su examen profesional, para la obtención de su título de Licenciatura. Asimismo les comunico que han sido asignados los siguientes Sinodales:

M.C. SAUL HERRERA URBINA	PRESIDENTE
DR. JESUS R. VIDAL SOLANO	SECRETARIO
DR. FRANCISCO A. PAZ MORENO	VOCAL
DRA. MARGARITA LOPEZ MARTINEZ	VOCAL

Sin otro en particular, quedo de Ustedes.

A T E N T A M E N T E
"EL SABER DE MIS HIJOS HARÁ MI GRANDEZA"

M.C. SAUL HERRERA URBINA
JEFE DEL DEPARTAMENTO.



EL SABER DE MIS HIJOS
HARÁ MI GRANDEZA
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA

C.c.p. Archivo.



"El saber de mis hijos
hará mi grandeza"

UNIVERSIDAD DE SONORA
División de Ciencias Exactas y Naturales
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TEL. (662) 259 21 10
FAX 259 21 11

NOMBRE DE LA TESIS:

**"PETROGENESIS Y GEOCRONOLOGIA ⁴⁰Ar-³⁹Ar DEL PLUTONISMO
LARAMIDICO DEL AREA SOBAI SATECHI, SONORA, MEXICO"**

NOMBRE DEL SUSTENTANTE:

ERIKA ALMIRUDIS ECHEVERRIA

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

M.C. SAUL HERRERA URBINA

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

DR. JES R. VIDAL SOLANO

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

DR. FRANCISCO A. PAZ MORENO

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

DRA. MARGARITA LOPEZ MARTINEZ

ATENTAMENTE
"EL SABER DE MIS HIJOS HARÁ MI GRANDEZA"

M.C. SAUL HERRERA URBINA
JEFE DEL DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA.



EL SABER DE MIS HIJOS
HARA MI GRANDEZA
DEPARTAMENTO
DE GEOLOGIA

C.c.p. Archivo.

*A mi tío Rodrigo y a la Lola,
por su gran fortaleza
y permanencia positiva ante todo.*

AGRADECIMIENTOS

Primeramente agradezco a mi familia, en especial a mis padres, Guadalupe Echeverría y Joel Almirudis, y a mis hermanos, Marisa y Joel, por el apoyo que siempre me han mostrado y sin el cual no pudiera haber avanzado hasta donde estoy.

Al Departamento de Geología de la Universidad de Sonora, al Departamento de Geología del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, a la Estación Regional Noroeste de la Universidad Nacional Autónoma de México, y al Laboratoire de Pétrologie Magmatique de l'Université Paul Cézanne, por permitir el uso de sus instalaciones y el apoyo brindado en la preparación de los distintos tipos de muestras.

Al Dr. Francisco Paz por aceptar ser mi director de tesis, por el tiempo dedicado a esta investigación, las explicaciones y discusiones derivadas de ella, y por el apoyo y motivación en las estancias que de aquí surgieron.

A mis asesores, Dra. Margarita López, por sus enseñanzas y correcciones en torno al mundo de la geocronología, M.C. Saúl Herrera, por sus correcciones y apoyo en descifrar el conjunto de alteraciones, y Dr. Jesús Vidal, por el tiempo dado a las correcciones y discusiones que permitieron concretar con más facilidad este trabajo.

A los señores Felipe Dórame, propietario del rancho Las Arrastritas, y Ramón Grijalva, propietario del rancho Sobai Satechi, por permitir hacer uso de sus instalaciones durante las estancias de campo. En especial al Sr. Felipe Dórame y su esposa Ernestina Ríos, por la amabilidad, hospitalidad e interés que siempre mostraron.

A J.J. Cochemé, S. Montigionni y A. Demain, por el excelente recibimiento, historias, consejos, facilidades brindadas, comidas y salidas a campo compartidas durante el intercambio estudiantil realizado en su Institución.

A los investigadores Cristina Peñalba, Margarita De la O, Luigi Radelli, Ricardo Vega y Amir Maldonado, con quienes en distintas circunstancias tuve oportunidad de trabajar y convivir en el transcurso de la licenciatura, ayudándome no sólo en mi formación profesional, sino brindándome parte de su tiempo acompañado de consejos y amistad.

A Jessé Urrutia, por su cooperación en el trabajo de campo, preparación de muestras para geoquímica, y su disponibilidad para discutir bibliografía.

A mis amigos por el múltiple apoyo. A los que con el paso del tiempo siguen ahí, Abril Armenta, Adriana Romero, Berenice Togawa, Tania Sarrazín, Elisa Coronel; a Ivonne Olivarez y Anaid Frago; a la *bandita* de desveladas, Isaías Rivas y Nahuel Moreno; a los de consejos a distancia, Evaristo Rojas y Víctor Vargas; y a mi *roomy* de verano y compañera pulidora de láminas, Alejandra Gómez.

A Beatriz Mayoral, por brindar uno de los mejores espacios para convivir y trabajar.

A Braulio Rojas, porque nadie me siguió tan de cerca a lo largo de la licenciatura ni durante la realización de esta tesis. Gracias por la paciencia ante los acontecimientos de estrés y las recomendaciones de edición y redacción.

RESUMEN

Los intrusivos del área Sobai Satechi afloran al sureste del Batolito Oposura, en el centro-este del estado de Sonora México, dentro de la provincia fisiográfica del *Basin and Range*. Están conformados por una serie de rocas plutónicas constituidas de gabro, diorita, y granito, cubriendo una superficie de *ca.* 10 Km². La evidencia de campo y las relaciones cortantes entre estos tipos petrográficos muestran una evolución regular desde los términos máficos hacia los términos félsicos en el tiempo. En el área se presentan en forma de techos colgantes rocas detrítico-carbonatadas de la Plataforma cretácica y rocas volcánicas andesíticas correlacionadas con la Formación Tarahumara del Cretácico Superior, que son intrusionadas por estos plutones, los cuales, de acuerdo con las edades radiométricas ⁴⁰Ar-³⁹Ar determinadas, corresponden a pulsaciones laramídicas, en un período entre los ~ 69-63 Ma. La secuencia entera es cortada por un stock microdiorítico, diques máficos, y a su vez es cubierta por vulcanismo ácido terciario. El conjunto de rocas del área presenta una alteración propilítica moderada.

La geoquímica de estos plutones laramídicos muestra que se trata de rocas subalcalinas (línea discriminadora de Irvine & Baragar (1971) *in* diagrama TAS), de la serie calcoalcalina de acuerdo con el diagrama AFM. El diagrama discriminador de Cabanis & Lecolle (1989), las anomalías negativas de Nb-Ta con respecto al Ba en los espectros de multielementos de Sun & McDonough (1989), además de la relación Th/Ta con valores elevados entre 9.7 y 16.8, y sus rasgos mineralógicos, son característicos de ambientes en subducción y más particularmente de un margen continental activo. La geoquímica de los elementos traza refuerzan el planteamiento sobre la evolución de los intrusivos laramídicos por cristalización fraccionada, ya que los espectros de elementos traza y tierras raras muestran un continuo y son relativamente paralelos entre sí; además, la línea de tendencia de la relación Th/Ta muestra que los intrusivos están filiados genéticamente, dado que la ordenada al origen de la regresión lineal es cero. El carácter metaluminoso de estos plutones, con una curva evolutiva hacia el campo hiperaluminoso en los dos últimos términos de la serie, la presencia de corindón normativo, el incremento progresivo del potasio y la persistencia e incremento de la anomalía positiva en plomo a lo largo del fraccionamiento, permiten suponer que este evento plutónico laramídico es el resultado de una evolución magmática combinada de Cristalización Fraccionada y Asimilación (AFC).

Los resultados geoquímicos del magmatismo terciario, que corta a las intrusiones laramídicas, ubica al stock microdiorítico, a los diques máficos y al domo riolítico en el dominio subalcalino (línea discriminadora de Irvine & Baragar (1971) *in* diagrama TAS) de naturaleza calcoalcalina de acuerdo con el diagrama AFM y los diagramas discriminadores de Miyashiro (1975) y de Cabanis & Lecolle (1989). Reforzado con la asociación mineral propuesta por Streckeisen (1979), los diques, que son dominantes en hornblenda > biotita, corresponden a lamprófidos de tipo espesartita. El stock microdiorítico muestra además características geoquímicas y mineralógicas que permiten asociarle con magmas adakíticos.

Palabras clave: *Plutonismo laramídico, Cristalización Fraccionada-Asimilación, gabro, geocronología ⁴⁰Ar-³⁹Ar, geoquímica, Sobai Satechi, Sonora.*

Contenido

Página

Resumen

3. INTRODUCCIÓN	1
3.1. Marco tectónico Jurásico – Cenozoico	1
3.2. Geología general	3
3.3. Objetivo	8
3.4. Metodología	8
4. PRESENTACIÓN DE LAS UNIDADES DEL ÁREA SOBAI SATECHI	10
4.1. Localización del área de estudio	10
4.2. Ocurrencia y descripción de las unidades del área Sobai Satechi	13
4.2.1. Rocas Prebatolíticas	13
4.2.1.1. Secuencia sedimentaria detrítico-carbonatada	13
4.2.1.2. Andesita porfírica	14
4.2.2. Rocas Batolíticas	15
4.2.2.1. Gabro	15
4.2.2.2. Diorita	16
4.2.2.3. Granito	18
4.2.3. Rocas Postbatolíticas	18
4.2.3.1. Stock microdiorítico	18
4.2.3.2. Diques máficos	20
4.2.3.3. Ignimbrita del Cerro Montecristo	21
4.2.4. Cronología de las unidades	22
5. VULCANISMO ANDESÍTICO DEL CRETÁCICO SUPERIOR	25
5.1. Estudio Petrográfico del vulcanismo andesítico del Cretácico superior	25
5.1.1. Mineralogía primaria	25
5.1.2. Mineralogía secundaria	28
5.1.3. Conclusiones preliminares del estudio petrográfico y discusión sobre las alteraciones presentes	31
6. PLUTONISMO LARAMÍDICO	33
6.1. Estudio Geocronológico ^{40}Ar - ^{39}Ar de los plutones	33
6.1.1. Conceptos básicos de la técnica geocronológica ^{40}Ar - ^{39}Ar	33
6.1.2. Preparación de muestras para estudio geocronológico	34
6.1.3. Análisis de datos	35
6.1.4. Descripción de datos geocronológicos	36
6.1.4.1. Edad del gabro	37
6.1.4.2. Edad de la diorita	39

6.1.4.3. Edad del granito	39
6.1.5. Discusión	42
6.2. Estudio Petrográfico	43
6.2.1. Mineralogía primaria	43
6.2.1.1. Gabro	43
6.2.1.2. Diorita	47
6.2.1.3. Granito	49
6.2.1.4. Resultados del estudio mineralógico primario	52
6.2.2. Mineralogía secundaria	53
6.2.2.1. Gabro	53
6.2.2.2. Diorita	56
6.2.2.3. Granito	57
6.2.2.4. Discusión del estudio de alteraciones	58
6.3. Estudio Geoquímico	58
6.3.1. Características químicas de los intrusivos laramídicos	58
6.3.2. Discusión sobre las relaciones genéticas entre los distintos intrusivos	69
7. MAGMATISMO TERCARIO	76
7.1. Estudio Petrográfico	76
7.1.1. Familias de diques máficos y stock microdiorítico	76
7.1.1.1. Mineralogía primaria	76
7.1.1.2. Mineralogía secundaria	79
7.1.1.3. Resultados y discusión del estudio petrográfico	82
7.1.2. Domo riolítico Montecristo	82
7.1.2.1. Mineralogía primaria	82
7.1.2.2. Mineralogía secundaria	84
7.2. Estudio Geoquímico	84
7.2.1. Características químicas	84
7.2.1.1. Diques máficos y stock midroriorítico	84
7.2.1.2. Domo riolítico	91
7.2.2. Conclusiones y discusión del estudio geoquímico	92
8. CONCLUSIONES	94
Bibliografía citada	97
Anexo I: Datos geocronológicos	

LISTA DE FIGURAS

	Página
Figura I-1. Mapa geológico regional del noreste de Sonora, mostrando la geología general del área estudiada. Modificado a partir de la Carta geológico-minera Madera H129, del Servicio Geológico Mexicano (1999).	6
Figura II-1. A: Imágenes satelitales del noroeste de México y de las regiones limitantes al área de estudio (área encuadrada). O: Sierra Oposura al norte; M: Valle del río Moctezuma al oeste; L: Región de Lampazos. Google Earth.	10
Figura II-1. B: Plano de localización del área de estudio.	11
Figura II-2. Plano geológico del área Sobai Satechi, Sonora. Elaborado con base en cartografía del área y mapa geológico regional (Figura I-1).	12
Figura II-3. A y C: Secuencia sedimentaria detrítico-carbonatada. B: Calizas silicificadas. D: (a) Secuencia sedimentaria detrítico-carbonatada y (ba) Stock microdiorítico.	14
Figura II-4. A: Andesitas porfíricas. B: Granito (a) intrusionando al cuerpo hipovolcánico (b).	15
Figura II-5. A y B: Afloramientos de gabro masivo. C: Gabro de grano grueso con ojos de turmalina. D: Enclave de gabro en granito.	16
Figura II-6. Intemperismo esferoidal y formación de costras en gabro.	17
Figura II-7. A: Facies de grano grueso y grano fino en diorita. B: Diorita masiva.	17
Figura II-8. A y B: Diaclasas en granito. C: Planos de foliación primaria en microgranito. D: Granito de feldespato porfírico, de grano grueso. E y F: Zonas de ojos de feldespato alcalino y alteración de epidota, en granito.	19
Figura II-9. A: Familia de diques cortando al granito. B: Dique (a), con enclave de la roca encajonante, cortando al granito (b). C: Dique cortando a la diorita (c). D: Dique cortando al gabro.	20
Figura II-10. Proyección estereográfica de Schmidt en el hemisferio inferior y diagrama de rosas de los diques máficos de Sobai Satechi.	21
Figura II-11. A: Cerro Montecristo visto desde el SE. B: Flamas centimétricas en ignimbritas.	22
Figura II-12. Columna estratigráfica propuesta para el área Sobai Satechi, de acuerdo con las relaciones de campo observadas. Se incluye correlación	

de unidades con la columna reportada para la cuenca del río Moctezuma (Paz-Moreno <i>et al.</i> , 2003).	23
Figura III-1. A: Óxidos de Fe-Ti, tardimagmáticos, coronados por biotita con alteración parcial a clorita. Pseudomorfos redondeados compuestos de actinolita: posibles relictos de piroxeno. B: Cristal de apatito al centro.	26
Figura III-2. A: Plagioclasa con zonación. Alteración a clorita, epidota y óxidos de Fe-Ti. B: Plagioclasa con núcleo corroído.	27
Figura III-3. A y B: Pseudomorfos de clorita en matriz con alteración penetrativa de actinolita, óxidos de Fe-Ti, y epidota-clorita menos abundante. C: Alteración sericítica en plagioclasa.	29
Figura III-4. A: Pseudomorfos de clorita microcristalina con bordes de óxidos de Fe-Ti y, parcialmente, de epidota; en matriz rojiza de óxidos de Fe-Ti y epidota. B: Alteración penetrativa de óxidos de Fe-Ti. Fracturas rellenas de epidota y clorita.	30
Figura IV-1. Laboratorio de Geocronología, CICESE. A: Espectrómetro de masas Modelo VG5400 (<i>Vacuum Generators 5400</i>), por fusión de láser. B: Platina portadora de muestras, al vacío. C: Microscopio óptico y platina (iluminada). D: Monitor mostrando mineral siendo calentado por el láser.	34
Figura IV-2. A: Espectro de edad del gabro de Sobai Satechi. B: Diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. C: Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.	38
Figura IV-3. A: Espectro de edad de la diorita de Sobai Satechi. B: Diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. C: Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.	40
Figura IV-4. A: Espectro de edad del granito de Sobai Satechi. B: Diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. C: Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.	41
Figura IV-5. Asociación mineralógica característica del gabro. A: Cristal de plagioclasa con zonación. B: Cristal tardío de ortopiroxeno, entre cristales de plagioclasa. C: Textura miermequítica en feldespato tardío.	44
Figura IV-6. Cristales de olivino iddingsitizado, con fracturas rellenas de óxidos de Fe-Ti, y coronado por clinopiroxeno.	45
Figura IV-7. Texturas simplectíticas en el contacto flogopita-plagioclasa.	46
Figura IV-8. Asociación mineralógica característica de la diorita.	47
Figura IV-9. A: Pertitas en contacto con plagioclasas. B: Pertita al centro. Epidota bajo pertita. C: Cristal de epidota tardío. D: Flogopita con inclusiones de opacos y apatito.	48

Figura IV-10. A: Asociación mineralógica del granito, mostrando cristales porfídicos de plagioclasa. B: Texturas miermequíticas.	50
Figura IV-11. A: Cuarzo con inclusiones de rutilo. B: Texturas de desmezcla. C: Clinopiroxeno-hornblenda inestable, al centro.	51
Figura IV-12. Clasificación modal de los intrusivos de Sobai Satechi según la clasificación de rocas plutónicas de Streckeisen (1974). Conteo de 500 puntos por lámina. Clasificación para rocas gabroicas (An > 50).	52
Figura IV-13. A: Opacos microcristalinos tardimagmáticos sobre clivaje de clinopiroxenos. B: Óxidos de Fe-Ti secundarios en plagioclasas.	53
Figura IV-14. A: Piroxeno con alteración actinolita-clorita-epidota. B: Olivino con alteración epidota-clorita y óxidos de Fe-Ti.	54
Figura IV-15. Zona de alteración del gabro con turmalina. A: Asociación epidota-clorita. B: Facies de gabro traquitoide.	55
Figura IV-16. Asociación actinolita-penina en zonas de alteración del gabro.	56
Figura IV-17. A: Asociación Clorita-Actinolita-Biotita-Óxidos de Fe-Ti alterando al piroxeno. B: Dique diorítico con alteración sericita-epidota en plagioclasas, clorita-epidota en flogopitas, y actinolita en piroxenos. C: Piroxeno alterado a actinolita y biotita alterada a clorita.	57
Figura IV-18. Diagrama TAS de clasificación química de los intrusivos laramídicos de Sobai Satechi, y a manera de comparación, los intrusivos de la Sierra Oposura y del Batolito costero de Perú.	60
Figura IV-19. Diagrama AFM mostrando el límite entre el campo calcoalcalino y el campo toleítico, según Kuno (1968) - línea azul; y según Irvine y Baragar (1971) - línea verde. Simbología de la Figura IV-18.	62
Figura IV-20. Diagrama $(K_2O/SiO_2)_N$ para división de rocas subalcalinas, LeMaitre <i>et al.</i> (1989) y Rickwood (1989).	62
Figura IV-21. Diagramas de correlación tipo Harker Óxidos mayores/ID (Índice de Diferenciación) de los intrusivos de Sobai Satechi.	63
Figura IV-22. Diagramas de correlación Elementos Traza/ID (Índice de Diferenciación) de los intrusivos de Sobai Satechi. Simbología de la Figura IV-21.	65
Figura IV-23. Diagramas de tierras raras normalizados a condrita de los intrusivos de Sobai Satechi (valores de normalización Sun & McDonough, 1989).	66

Figura IV-24. Diagramas multielementos normalizados a manto primitivo de los intrusivos de Sobai Satechi (valores de normalización Sun & McDonough, 1989). Simbología de la Figura IV-23.	68
Figura IV-25. Relación Th/Ta del gabro (izquierda) y de los intrusivos de Sobai Satechi (derecha) (Pearce, 1983). Vectores, influencia de (S) componentes en subducción, (W) enriquecimiento intraplaca, (C) contaminación cortical, y (F) cristalización fraccionada.	70
Figura IV-26. Diagrama de discriminación de Cabanis y Lecolle (1989). En la simbología, mostrando el contenido en sílice de cada muestra entre paréntesis.	70
Figura IV-27. Diagrama $MgO/(FeO+Fe_2O_3)$, mostrando la evolución del hierro en función del decrecimiento de contenido en MgO (Tilley y Muir, 1967).	71
Figura IV-28. Intrusivos de Sobai Satechi en diagrama (FeOt/MgO) vs. SiO ₂ (Miyashiro, 1975), con línea divisoria entre campos calcoalcalino (CA) y toleítico (Th).	72
Figura IV-29. Diagrama FeOt/MgO vs. TiO ₂ (Miyashiro, 1975), mostrando la disminución del titanio en función de la diferenciación.	72
Figura IV-30. Diagrama A/CNK vs. A/NK para determinar el carácter en alúmina y álcalis de los granitoides (Shand, 1992).	74
Figura IV-31. Diagrama SiO ₂ vs. ASI para determinar el carácter en alúmina y álcalis de los granitoides (Chappell & White, 1992; Pankhurst <i>et al.</i> , 2000). Simbología de la Figura IV-30.	74
Figura V-1. Distintas facies de los diques con fenocristales dominantes de hornblenda y clinopiroxeno, mostrando alteración leve a moderada.	77
Figura V-2. A: Fenocristal de clinopiroxeno alterado en matriz microcristalina. B: Esfena tardimagmática al centro, en dique dominante en hornblenda y clinopiroxeno. C: Dique dominante en biotita y clinopiroxeno. D: Textura traquítica en stock. Las plagioclasas muestran cierta orientación preferencial marcada por la flecha.	78
Figura V-3. Alteración penetrativa de óxidos de Fe-Ti y fracturas rellenas de minerales de alteración, en Stock. A: Calcita. B: Cuarzo y calcita.	79
Figura V-4. Asociación mineralógica característica de alteración del stock microdiorítico de Sobai Satechi.	80
Figura V-5. Asociación mineralógica característica de alteración de los diques máficos de Sobai Satechi.	81

Figura V-6. A y B: Ignimbrita del Domo Montecristo. C: Ignimbrita recristalizada.	83
Figura V-7. Diagrama TAS de clasificación química del magmatismo terciario de Sobai Satechi.	85
Figura V-8. Diques y stock en diagrama AFM mostrando el límite entre el campo calcoalcalino y el campo toleítico, según Kuno (1968) - línea azul; y según Irvine y Baragar (1971) - línea verde. Y diagrama (FeO _t /MgO) <i>vs.</i> SiO ₂ (Miyashiro, 1975), con línea divisoria entre campos calcoalcalino (CA) y toleítico (Th).	86
Figura V-9. Diques y stock en diagrama (K ₂ O/SiO ₂) _N para división de rocas subalcalinas, LeMaitre <i>et al.</i> (1989) y Rickwood (1989). Simbología en Figura V-8.	87
Figura V-10. Diagramas de tierras raras normalizados a condrita (Sun & McDonough, 1989) de los diques y el stock de Sobai Satechi.	88
Figura V-11. Diagramas multielementos normalizados a manto primitivo de los diques y el stock de Sobai Satechi (valores de normalización Sun & McDonough, 1989). Simbología de la Figura V-10.	89
Figura V-12. Diagrama de Ce/Yb-Ta/Yb y diagrama Th/Yb-Ta/Yb, según Pearce (1982), para los diques y stock del área Sobai Satechi. S: shoshonítico, CA: calcoalcalino.	90
Figura V-13. Diagrama de discriminación de Cabanis y Lecolle (1989) para los diques y stock del área Sobai Satechi.	91
Figura V-14. Diagrama de discriminación Sr/Y <i>versus</i> Y para adakitas. Campo de Martin (1999).	92
Figura V-15. Comparación entre multiespectrales del stock y el gabro de Sobai Satechi (normalizado a manto primitivo, Sun & McDonough, 1989).	93

LISTA DE TABLAS

	Página
Tabla IV-1. Edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de los plutones del área Sobai Satechi.	37
Tabla IV-2. Composición química de elementos mayores y Norma CIPW de los intrusivos laramídicos de Sobai Satechi.	59
Tabla IV-3. Composición química de elementos traza y tierras raras de los intrusivos laramídicos de Sobai Satechi.	64
Tabla V-1. Composición química de elementos mayores y Norma CIPW de los diques, stock y riolita del Domo Montecristo de Sobai Satechi, Sonora, México.	85
Tabla V-2. Composición química de elementos traza y tierras raras de los diques, stock y riolita del Domo Montecristo de Sobai Satechi, Sonora, México.	88

1. INTRODUCCIÓN

Dado que en el Estado de Sonora no han sido reportados cuerpos gabroicos de edades laramídicas, ligados a granitoides de alto potasio por mecanismos de AFC, con la excepción del batolito San Hipólito de Sonora Central (Urrutia-Buñuelos *et al.*, 2008), surge el interés en el presente trabajo de realizar un estudio que aporte, en el ámbito científico regional, conocimiento sobre este fenómeno. Un segundo interés se origina en la presencia de diques de lamprófido que afectan a estos plutones y la alteración que los acompaña, ya que su descripción sirve como un aporte para futuros trabajos sobre yacimientos económicos asociados.

En este capítulo se hace una breve descripción del Marco Tectónico del Jurásico al Cenozoico que operó en el noroeste de México, de las principales unidades geológicas que han sido reportadas en la región, se plantea el objetivo principal del trabajo de Tesis y se describe la metodología seguida durante la investigación.

1.1. Marco Tectónico Jurásico – Cenozoico

Durante el Jurásico Inferior un margen continental de arco magmático comenzó a desarrollarse en el margen suroeste de Estados Unidos y noroeste de México. Una transición gradual de extensión intra-arco continental a Rift continental ocurrió durante el Jurásico Medio a Superior (Saleeby y Busby-Spera, 1992). Depósitos asociados a este nuevo marco tectónico están representados por la unidad basal del Grupo Bisbee, el Conglomerado Glance, el cual es de edad Jurásico Superior – Cretácico Inferior. El resto del Grupo Bisbee del Cretácico Inferior está representado por sedimentación fluvial a marina profunda (González-León, 1994). En la parte centro-oriental de Sonora aflora una secuencia de sedimentos, región de Lampazos, cronológicamente correlacionable con la del Grupo Bisbee, pero por su carácter litológico carbonatado, es más parecida y correlacionable con secuencias de Chihuahua y del norte de Coahuila (González-León, 1988).

Los sedimentos cretácicos fueron depositados dentro de la prolongación hacia el noroeste del Geosinclinal Mexicano, relacionada con la apertura del Golfo de México

(Dickinson *et al.*, 1986; González-León, 1994), y dentro del cual se distingue la Cuenca Bisbee (Bilodeau y Lindberg, 1983) y la Cuenca de Chihuahua (Córdoba *et al.*, 1970).

Los eventos sedimentarios Cretácicos de Sonora fueron afectados por la primera fase de la deformación Larámide. La historia de esta región, del Cretácico Superior al Terciario Inferior puede ser dividida en tres fases: (1) del Cretácico Superior al Paleoceno una primera fase de deformación compresiva y de sedimentación clástica, vulcanismo y plutonismo asociado; (2) en el Paleoceno una segunda fase de mayor plutonismo, levantamiento regional, y erosión, momento de emplazamiento de las intrusiones graníticas y de los depósitos de pórfidos cupríferos; y (3) del Paleoceno al Eoceno una tercera fase de tectonismo compresivo, en la que las estructuras formadas durante la primera fase se reactivaron por el plutonismo y vulcanismo (Keith y Wilt, 1985).

En Arizona ha sido demostrado que entre los magmatismos calcoalcalinos del Batolito Laramídico por un lado y de la Sierra Madre Occidental (35-20 Ma) por el otro, ocurrió, alrededor de los 50-40 Ma, un episodio de magmatismo metaluminoso (Granito de dos micas \pm granate) derivado de una fusión cortical. La interpretación tectónica de datos geoquímicos (elementos mayores, elementos trazas y REE) obtenidos sobre el granito de dos micas y granate de Huépac (Macizo de Aconchi) mostró que: (i) este granito se emplazó en un Arco Magmático Continental del Eoceno, cuya realidad se ha podido confirmar sobre bases estratigráficas clásicas (conglomerado Novosaigme al Este; conglomerados y areniscas de la Formación Las Parras al Oeste, Baja California); (ii) su origen se debe a una acreción magmática subcortical y a la consiguiente fusión parcial de una corteza de composición tonalítica. Estudios posteriores mostraron que su emplazamiento, a una profundidad aproximada de 10 km, tuvo lugar alrededor de los 50 Ma y que fue contemporáneo de la intrusión de cúpulas de granitoides en las partes estructuralmente más altas del mismo arco (e.g. granitoide de Santa Rosa, 49 Ma), emplazadas en el Batolito Laramídico y en su “techo”, la Formación Tarahumara (Radelli, 2000).

Un cambio progresivo en el magmatismo del noroeste de México y suroeste de Estados Unidos, se produce en una época cuando el contexto geodinámico es profundamente modificado, entre 50 y 42 Ma, con una reorientación de las placas en el

Pacífico (Stock y Molnar, 1988). Esta reorientación es acompañada por una baja de la velocidad de convergencia entre la placa oceánica Farallón y la placa continental de Norteamérica, que desencadena el emplazamiento de los grandes volúmenes del volcanismo ignimbrítico del tipo Sierra Madre Occidental.

La extensión del Cenozoico medio fragmentó la meseta volcánica de la SMO hacia el Este y el Oeste, dando lugar a la morfología actual del *Basin and Range* de los estados de Sonora y Chihuahua. En este período de extensión, con una dirección a gran escala noreste-suroeste (Gans, 1997), fallas normales lítricas determinan estructuras de *horst* y *graben*, con cambios en las acumulaciones sedimentarias según los diferentes grados de evolución de las cuencas. Los sedimentos más antiguos corresponden a depósitos aluviales arenosos a conglomeráticos, conocidos localmente como la Formación Báucarit (Dumble, 1900; King, 1939). Estos depósitos son frecuentemente inclinados y fuertemente cementados por procesos de zeolitización de baja temperatura (Cochemé *et al.*, 1988; Münch *et al.*, 1996). Intercalaciones de basaltos, con completa alteración de los fenocristales de olivino a minerales arcillosos color rojo y vesículas rellenas por zeolitas o calcita (Cochemé *et al.*, 1994), son relativamente frecuentes en las partes más bajas de la Formación Báucarit. Los basaltos de esta Formación dan edades con rangos de 23-18 Ma (Demant *et al.*, 1989; Paz-Moreno, 1992; Bartolini *et al.*, 1994; Gans, 1997; McDowell *et al.*, 1997), mientras que el vulcanismo post-Báucarit inició a los 17 Ma (Damon *et al.*, 1981; Cochemé y Demant, 1991; Gans, 1997; McDowell *et al.*, 1997). El principal episodio de la extensión Neógena regional es del Mioceno temprano, contemporáneo al depósito de la Formación Báucarit (Paz-Moreno *et al.*, 2003).

1.2. Geología General

De acuerdo con los datos reportados en la bibliografía, a nivel regional afloran como unidades principales el Grupo Bisbee, las Formaciones de la Región de Lampazos, los plutones originados de la Orogenia Larámide, el vulcanismo de la Formación Tarahumara, el Complejo Volcánico Superior de la Sierra Madre Occidental, un evento intrusivo de diques, y una secuencia volcánica bimodal. Dichas unidades se describen de manera general a continuación (Figura I-1).

Grupo Bisbee

A nivel regional, las rocas más antiguas están representadas por el Grupo Bisbee, el cual fue nombrado por primera vez en el sureste de Arizona (Ransome, 1904) y en la Sierra Anibacachi (Taliaferro, 1933). El Conglomerado basal Glance del Grupo Bisbee está compuesto de sedimentos pobremente clasificados. La Formación Morita que lo sobreyace está compuesta principalmente de areniscas, mientras que la Caliza Mural, sobreyacente a la Morita, es una unidad predominantemente carbonatada. La Formación Cintura, que corresponde a la unidad superior del Grupo Bisbee, se compone de areniscas y alternancias de lutitas y limolitas (Grijalva, 1993).

Región de Lampazos

La secuencia sedimentaria de la región de Lampazos fue dividida en siete Formaciones para su estudio, que de la base a la cima son: El Aliso, Agua Salada, Lampazos, Espinazo del Diablo, Los Picachos y su equivalente Nogal, y La Meza. Las formaciones El Aliso, Lampazos y Los Picachos y el miembro 1 de la Formación Nogal están constituidos por calizas de estratos delgados a medianos, con intercalaciones escasas de lutitas y areniscas de grano fino. La Formación Agua Salada, del Aptiano tardío, está constituida en su mitad por pedernal negro bien estratificado y en su mitad superior, principalmente por lutitas negras con nódulos y capas de pedernal. En la Formación Espinazo del Diablo existen estructuras biohermales y calizas masivas. El miembro 2 de la Formación Nogal está formado por calizas de estratos medianos y calizas masivas. El miembro 3 de esta Formación está constituido por lutitas, areniscas de grano muy fino y calizas. Ambos miembros del Albiano medio (González-León, 1988).

La Orogenia Larámide

La Orogenia Larámide es un evento tectónico compresivo que corresponde al período responsable de un gran evento magmático entre 90-40 Ma (Damon *et al.*, 1981). Chaparro-Meza (1982), utiliza el término batolito laramídico para un conjunto de rocas plutónicas de composición félsica, con fábrica granítica, variando en composición de granito a granodiorita. El magmatismo produjo un arco continental, causado por la subducción de la placa Farallón bajo la placa de Norteamérica (Coney y Reynolds,

1977; Damon *et al.*, 1983; Dickinson y Lawton, 2001), migrando de Oeste a Este perpendicularmente a la paleotrinchera, considerada paralela a la costa pacífica del NW de México. Esto originó el llamado Batolito de Sonora y sus correspondientes rocas volcánicas como el Arco Volcánico Tarahumara (Roldán-Quintana, 2002; McDowell *et al.*, 2001), que afloran de manera abundante a lo largo de sierras paralelas en direcciones NNW-SSE.

El magmatismo relacionado con las rocas plutónicas ha sido considerado de carácter calcoalcalino (Roldán-Quintana, 1991-1994-2002; Valencia-Moreno *et al.*, 1999, 2001, 2003). Además, es conocido que la mayoría de los yacimientos minerales, incluyendo los pórfidos cupríferos y skarns más importantes de Sonora, se relacionan espacial y temporalmente con este magmatismo (Clark *et al.*, 1982; Damon *et al.*, 1981, 1983 a y b; Pérez-Segura, 1985, 2006; Staude y Barton, 2001; Valencia, 2005; Barra *et al.*, 2005; Valencia-Moreno *et al.*, 2006).

Formación Tarahumara

Las andesitas y rocas asociadas de la Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1946), constituyen el equivalente volcánico del llamado Batolito Larámide en Sonora (Damon *et al.*, 1983b; Roldán-Quintana, 2002) y se distribuyen ampliamente en Sonora central. La edad de la Formación Tarahumara, Cretácico superior-Terciario inferior, ha sido establecida de manera indirecta en el río Yaqui, por su relación de discordancia sobre rocas del Triásico-Jurásico de la Formación Barranca (Wilson y Rocha, 1946). Localmente hay calizas y areniscas dentro de las que se han encontrado abundantes fósiles que indican una edad del Cretácico superior y un ambiente de depósito lacustre asociado al magmatismo (Hernández-Castillo y Cevallos-Ferriz, 1999; Baraldi-Campesi *et al.*, 2004; Baraldi-Campesi y Cevallos-Ferriz, 2005).

Las rocas de la Formación Tarahumara en la zona del río Yaqui consisten en más de 1000 metros de tobas andesíticas, dacíticas y tobas riolíticas fechadas por U-Pb en zircones en 90-70 Ma (McDowell *et al.*, 2001). Otras edades K-Ar reportadas por McDowell y Roldán-Quintana (1993) dan fechas más jóvenes, por ejemplo en tobas riolíticas se reportan 55.3 Ma (biotita) y 53.6 (feldespato), mientras que en una dacita porfídica se reportan 62.5 Ma (feldespato). En el río Yaqui las rocas volcánicas más an-

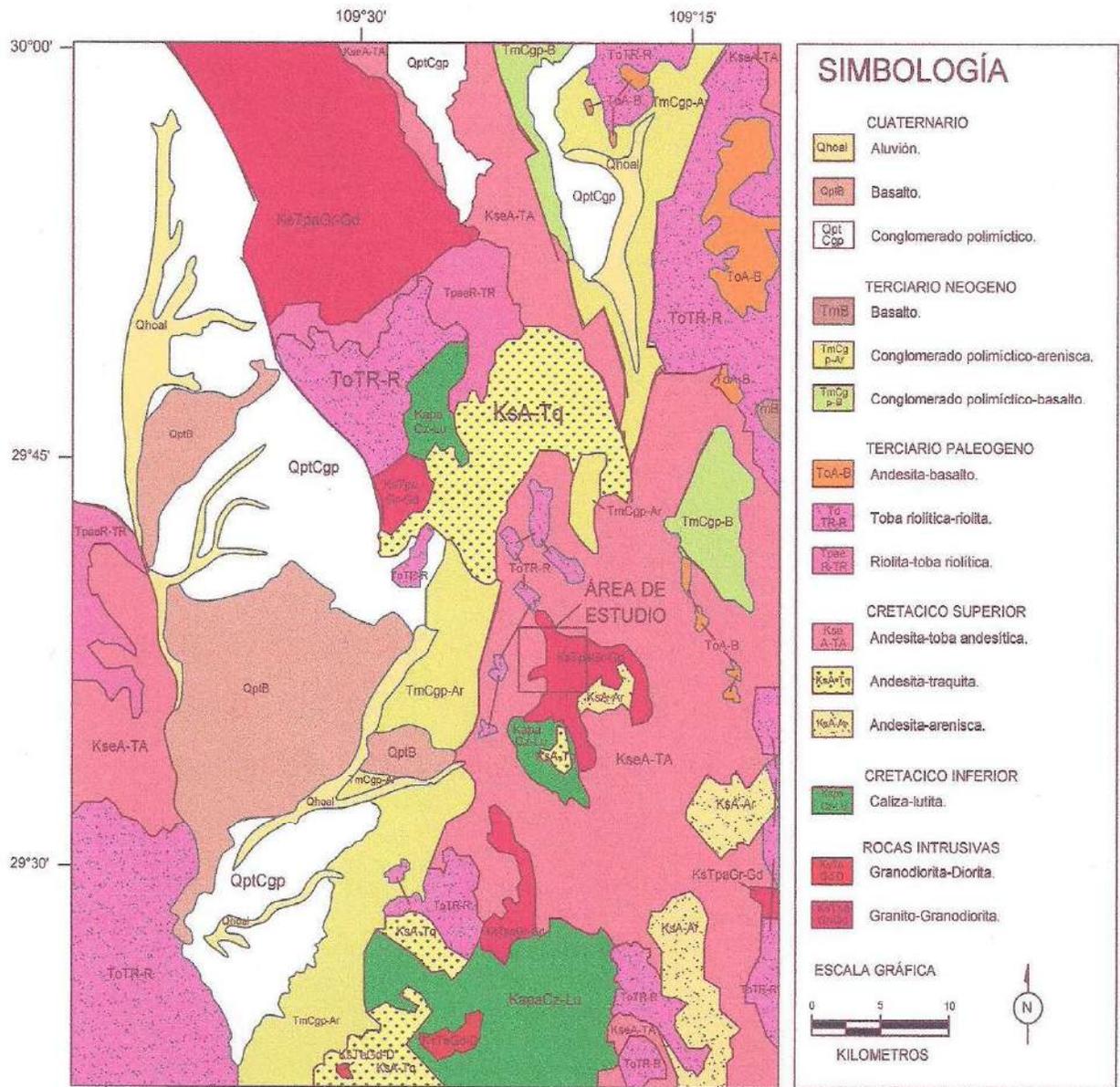


Figura I-1. Mapa geol3gico regional del noreste de Sonora, mostrando la geol3gia general del 3rea estudiada. Modificado a partir de la Carta geol3gico-minera Madera H129, del Servicio Geol3gico Mexicano (1999).

tiguas son flujos de andesita de 63.6 + 1.5 Ma (McDowell *et al.*, 1997). Es probable que estas últimas tengan más relación con un fenómeno de alteración hidrotermal muy extenso que afecta a estas rocas que incluye minerales como: biotita, cuarzo, clorita, epidota, calcita, sulfuros (Pérez-Segura, 2006). Las rocas de la Formación Tarahumara también se han correlacionado en parte con el llamado Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental que tiene una edad de 68 a 52 Ma (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Mauger, 1994). En la misma Sierra Madre Occidental estas rocas están cubiertas por el Complejo Volcánico Superior de 38 a 28 Ma (McDowell y Keizer, 1977).

Secuencia volcánica Superior

Del Eoceno tardío al Oligoceno, la geología del noroeste de México está caracterizada por un episodio volcánico de amplia extensión, que construye la Sierra Madre Occidental, una de las provincias ignimbríticas más grandes del mundo (Paz-Moreno *et al.*, 2003). Este enorme volumen de tobas riolíticas es comúnmente referido como secuencia volcánica Superior (McDowell y Keizer, 1977), e hicieron erupción en un corto intervalo entre 34 y 27 Ma (McDowell y Clabaugh, 1979; Cochemé y Demant, 1991). La petrología y geoquímica de las lavas, así como las mineralizaciones calcofílicas asociadas, son típicas de lavas calcoalcalinas.

Evento intrusivo de diques

En varias partes del centro-oriente de Sonora ocurrieron eventos de intrusión de diques con dirección NW-SE, N-S y NE-SW, de composición riolítica, diabásica y dacítica (Solano-Rico, 1970), cortando a los sedimentos cretácicos y a los cuerpos intrusivos.

Secuencia bimodal

La secuencia Oligocena está cubierta por una secuencia bimodal compuesta de (1) tobas fluidales de cenizas pobremente soldadas, y (2) rocas basálticas. Los basaltos, abundantes en la parte norte de la SMO, tienen edades entre los 30 y 22 Ma (Swanson y McDowell, 1984; Montigny *et al.*, 1987; Paz-Moreno, 1992; Paz-Moreno *et al.*, 2003). Sus características químicas son las de toleítas continentales (Cameron *et al.*, 1989;

Demant *et al.*, 1989). El emplazamiento de esta secuencia bimodal estuvo relacionado a un episodio temprano de la extensión cortical (Cochemé y Demant, 1991).

1.3. Objetivo

El objetivo principal de esta investigación es establecer la caracterización de los distintos cuerpos intrusivos del área de estudio a partir de una cartografía y petrografía a detalle, y un estudio geoquímico de elementos mayores, trazas y fechamientos radiométricos, con el fin de identificar su ambiente tectónico y posibles filiaciones genéticas. Además de las relaciones con el vulcanismo anterior y posterior a estos cuerpos.

1.4. Metodología

El trabajo de campo consistió en un reconocimiento general de los afloramientos más representativos de las rocas del área de interés, seguido de un muestreo sistemático que fue efectuado en distintas visitas al área de trabajo, tomando las medidas preventivas necesarias para evitar una contaminación en la muestra.

La fase de gabinete inicial consistió en una recopilación y análisis bibliográfico del área y temas relacionados, enfocados en el estudio de rocas ígneas intrusivas, con especial interés en las rocas gabroicas. Esto con el objeto de comparar trabajos reportados para la Sierra La Madera y el Evento Laramide en general, en Sonora. Se llevó a cabo una recopilación y uso de planos geológicos y topográficos existentes para llevar a cabo un estudio cartográfico a detalle, con ayuda de las cartas topográficas Divisaderos H12D25 y Basuchi H12D26. Así como un estudio fotogeológico del área, con ayuda de las ortofotos H12D25C, H12D25F, H12D26A y H12D26D.

La elaboración de secciones delgadas para el estudio petrográfico se llevó a cabo en distintas etapas. La selección, cortado, pegado y pulido de muestras de las primeras excursiones de campo, se realizó en los laboratorios de laminado del Departamento de Geología de la UNISON y del CICESE. La terminación de éstas y la preparación de láminas de la última excursión se realizaron en el *Laboratoire de Pétrologie*

Magmatique de l'Université Paul Cezanne, Francia. La revisión, descripción y toma de imágenes del estudio petrográfico se llevó a cabo en el Departamento de Geología de la UNISON, y el conteo de puntos en la Estación Regional del Noroeste de la UNAM.

El trabajo de molienda y separación mineral fina para fechamientos radiométricos por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar se llevó a cabo en las instalaciones del Área de Geocronología del CICESE. Las especificaciones sobre la metodología que se llevó a cabo desde la preparación de las muestras hasta el análisis de resultados se discuten más adelante, en el apartado referente a dicho estudio.

La trituración de las muestras para el estudio geoquímico se realizó en el Laboratorio de preparación de muestras de la Estación Regional del Noroeste de la UNAM, Hermosillo, utilizando una quebradora de quijadas de acero inoxidable. La pulverización fina se llevó a cabo utilizando un molino de canicas de ágata marca *Retsch tipo S 100*, del Laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora. El análisis químico para la determinación de elementos mayores, elementos trazas y tierras raras se llevó a cabo en los laboratorios Chemex, Canadá, con ICP-MS y XRF; y en *l'Université Paul Cezanne*, Francia, con ICP-AES y AAS. Los cálculos petroquímicos: obtención de la Norma CIPW, Mg#, más la construcción de diagramas: tipo Harker, TAS, etc., se llevaron a cabo una vez que los valores porcentuales de los óxidos mayores fueron normalizados en base anhidra, tras eliminar los volátiles (H_2O^+ y H_2O^-) y recalcular el total al 100%.

Finalmente, con la obtención de los resultados analíticos se procedió al tratamiento, discusión e interpretación de éstos, y a la confección y edición de planos, figuras y tablas, para finalizar con la elaboración del presente manuscrito de tesis.

2. PRESENTACIÓN DE LAS UNIDADES DEL ÁREA SOBAI SATECHI

2.1. Localización del área de estudio

El área Sobai Satechi se sitúa en la última elevación de sierras del noreste de Sonora, antes de la aparición de la Sierra Madre Occidental (Figura II-1). El área forma parte de la Provincia Fisiográfica del *Basin and Range*, cuya morfología está caracterizada por montañas y valles alineados del NNW-SSE al N-S, puestos en contacto por fallas normales. Esta elevación está limitada por el valle del río Moctezuma al oeste y el valle del río Bavispe al este, con un contraste en altura máxima de 2400 m s.n.m. en la sierra a fluctuaciones entre 600 y 900 m en los valles (Roldán-Quintana, 1994).

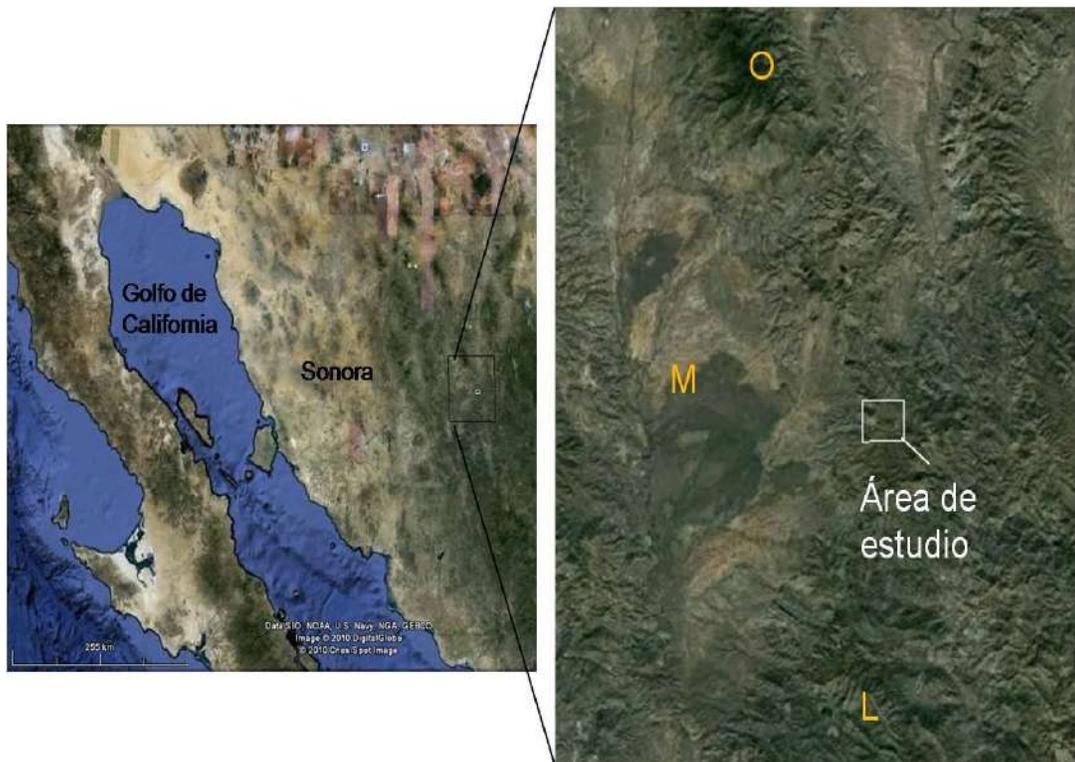


Figura II-1. A: Imágenes satelitales del noroeste de México y de las regiones limitantes al área de estudio (área encuadrada). O: Sierra Oposura al norte; M: Valle del río Moctezuma al oeste; L: Región de Lampazos. Google Earth.

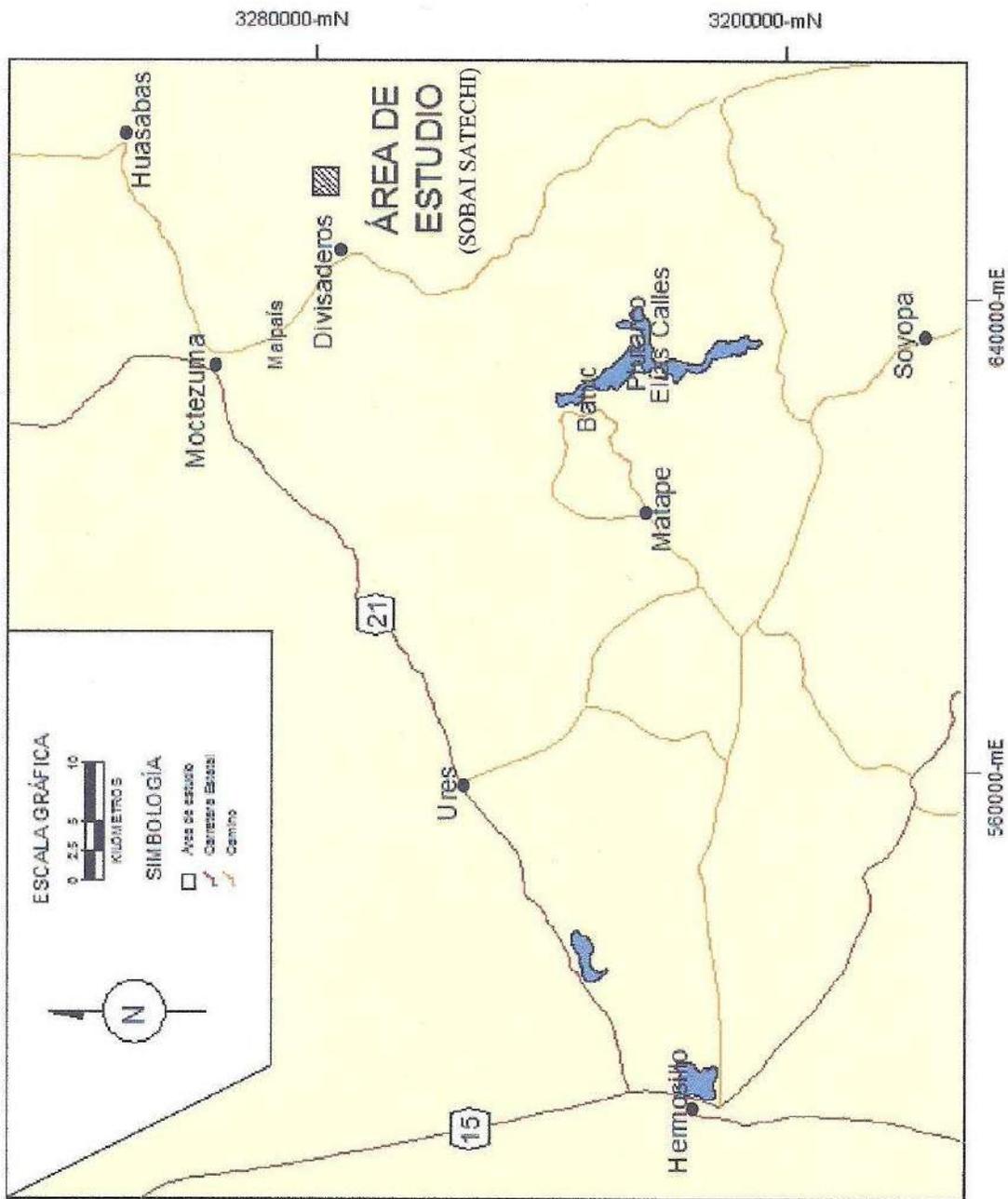
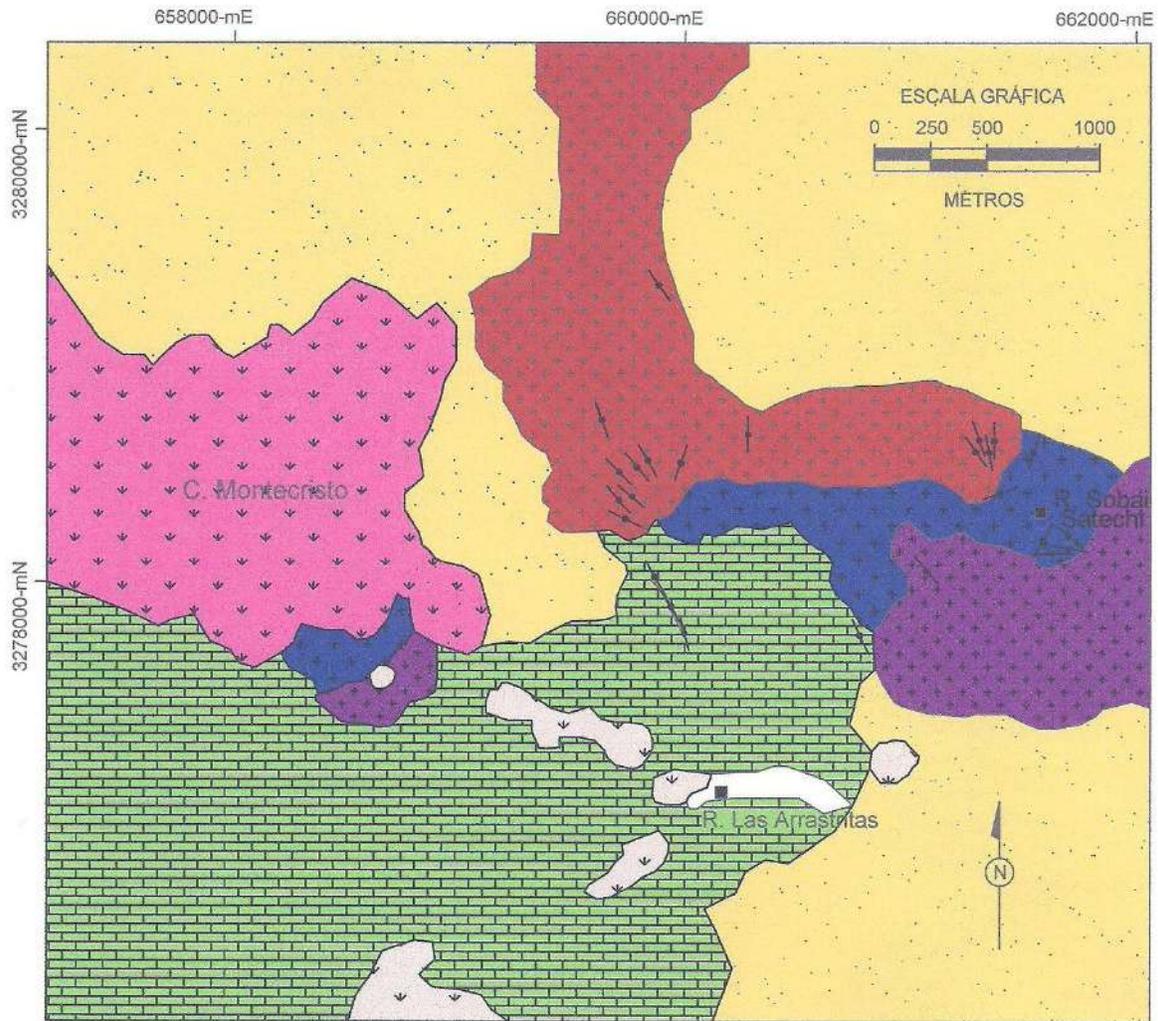


Figura II-1. B: Plano de localización del área de estudio, Sobai Satechi, Sonora.



SIMBOLOGÍA		UNIVERSIDAD DE SONORA LICENCIATURA EN GEOLOGÍA	
CUATERNARIO		MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA SOBAI SATECHI, SONORA, MÉXICO	
Aluvi3n	CRETÁCICO	TESIS PETROGÉNESIS Y GEOCRONOLOGÍA 40Ar - 39Ar DEL PLUTONISMO LARAMÍDICO DEL ÁREA SOBAI SATECHI, SONORA, MÉXICO Febrero, 2010	
TERCIARIO	Granito		
Ignimbrita y toba	Diorita		
Diques máficos	Gabro		
Stocks microdioríticos	Andesita de piroxeno		
	Rocas metasedimentarias: mármol, caliza, arenisca, ortocuarcita, pedernal	ELABORÓ: ERIKA ALMIRUDIS ECHEVERRÍA	
		REVISÓ: DR. FRANCISCO ABRAHAM PAZ MORENO	

Figura II-2. Plano geológico del área Sobai Satechi, Sonora. Elaborado con base en cartografía del área y mapa geológico regional (Figura I-1).

La zona cartografiada se encuentra a 10 km al este del poblado Divisaderos. El acceso desde la ciudad de Hermosillo es partiendo hacia el NE por la carretera estatal núm. 21, y tomando la carretera Moctezuma-Divisaderos. El área de estudio está limitada por las coordenadas geográficas 29°36'22'' - 29°38'36'' N y 109°22'37'' - 109°19'35'' W, cubriendo una superficie de *ca.* 15 km² dentro de las hojas Divisaderos H12D25 y Basuchi H12D26.

2.2. Ocurrencia y descripción de las unidades del área Sobai Satechi

Los eventos sucedidos en el área fueron agrupados para su descripción en rocas prebatolíticas, batolíticas y postbatolíticas, siendo el plutonismo el interés principal de la presente investigación.

2.2.1. Rocas Prebatolíticas

2.2.1.1. Secuencia sedimentaria detrítico-carbonatada

La secuencia sedimentaria está formada por areniscas, ortocuarcitas, calizas y mármoles. Estas rocas se encuentran dominando la parte sur del área de estudio, donde son intrusionadas por cuerpos hipovolcánicos y plutónicos, formando generalmente crestones marmolizados, a manera de techos colgantes. Estos crestones están compuestos de arenisca y caliza recristalizada en estratos de aproximadamente 30 cm de espesor, orientados generalmente hacia el NE y echados al SE. Presentan deformación frágil y dúctil, e inicios de metamorfismo con esporádicos ojos de turmalina.

La unidad basal de la secuencia sedimentaria que aflora en el área corresponde a areniscas de grano fino con laminaciones internas y ortocuarcitas, con cambios de facies color gris a facies de colores rojizos. Sobreyaciendo a las areniscas en contactos abruptos a transicionales, se encuentra una unidad de areniscas finas pedernalosas, seguidas de una unidad de caliza masiva, color gris claro a blanco, y de una unidad de caliza con alternancias de pedernal, en capas de hasta 20 cm de espesor (Figura II-3A y C). Se observa una facies de caliza con contenido fósil (coral de forma tabular) con fuerte silicificación y altas densidades (Figura II-3B). Las calizas se encuentran parcialmente recristalizadas, observándose lentes de arenisca.

De acuerdo a las observaciones litológicas, la secuencia sedimentaria presente en el área de estudio se puede correlacionar con las areniscas de la Formación El Aliso, y con la secuencia carbonatada de la Formación Agua Salada, ambas formaciones de edad Aptiano (González-León, 1988).

2.2.1.2. Andesita porfírica

Esta unidad de roca volcánica porfírica, masiva, ocurre en afloramientos de 6 a 10 m de potencia y extensiones mínimas de 40 m aproximadamente (Figura II-2 y II-4A), ubicándose en las zonas norte y sureste del área de estudio. Según las relaciones de campo, esta roca corta a la secuencia sedimentaria detrítico-carbonatada, y es a su vez intrusionada por plutones y un cuerpo hipovolcánico, observándose pequeñas vetillas de composición granítica que cortan a las andesitas en el contacto con el granito (Figura II-4B).

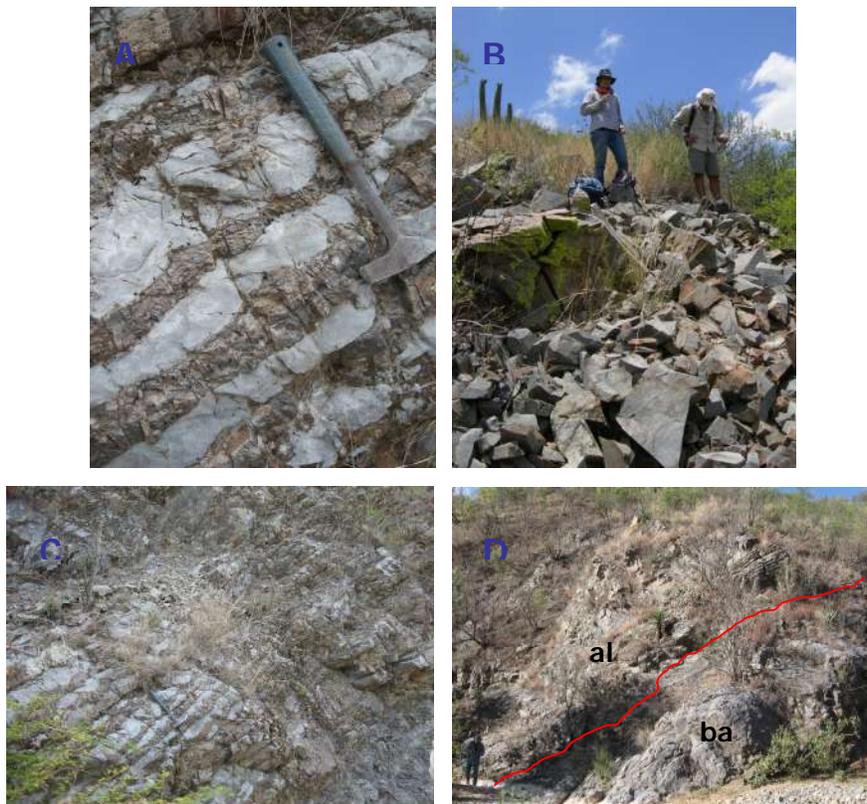


Figura II-3. A y C: Secuencia sedimentaria detrítico-carbonatada. B: Calizas silicificadas. D: (al) Secuencia sedimentaria detrítico-carbonatada y (ba) Stock microdiorítico.

La roca es de color gris violácea con color de intemperismo gris oscuro, está finamente cristalizada y es porfírica con cristales tabulares de plagioclasa de hasta 5 mm de largo y pequeños cristales color negro de posible hornblenda. La unidad se encuentra fuertemente silicificada, cloritizada y epidotizada.

Estas andesitas son correlacionables con el Complejo Volcánico Inferior de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Keizer, 1977), y equivalente a la Formación Tarahumara (Wilson y Rocha, 1946) del Cretácico Superior.



Figura II-4. A: Andesitas porfíricas. B: Granito (a) intrusionando al cuerpo hipovolcánico (b).

2.2.2. Rocas batolíticas

Las rocas batolíticas son el objetivo principal del área de estudio, tratándose de una secuencia de rocas constituidas por gabro, diorita y granito. El propósito de la cartografía de este grupo plutónico es definir la relación espacio-temporal entre ellos y sus rocas asociadas.

2.2.2.1. Gabro

El gabro ocurre de forma masiva aflorando en pequeñas áreas hacia el noreste y suroeste del área de estudio (Figura II-2 y II-5A y B), siendo cortado por la diorita, el

granito y familias de diques. Presenta exfoliación en superficie y se observa intemperismo esferoidal y en forma de costras (Figura II-6).

La roca es de color gris oscuro de grano medio a grueso, con plagioclasa abundante y piroxeno (Figura II-5C). En las facies de grano con mayor tamaño, la plagioclasa llega a medir hasta 1 cm de longitud, y está dispuesta en placas con los ferromagnesianos de forma intersticial. Como mineral de alteración, producto de la interacción roca-fluido hidrotermal, el gabro contiene ojos de turmalina de hasta 4 cm. de diámetro, los cuales están circunscritos a las zonas de contacto con la diorita y el granito, que, como se verá más adelante, son un criterio importante para el establecimiento de la cronología de estos cuerpos.

2.2.2.2. Diorita

La diorita se encuentra en contacto intrusivo con el gabro, y es cortada a su vez por un cuerpo de composición granítica, un cuerpo hipovolcánico y diques. Esta unidad se encuentra aflorando de manera general en la región este y centro-oeste del área de estudio, con algunos contactos cubiertos (Figura II-2 y II-7B). Localmente se puede encontrar tectonizada y diaclasada, con epidota abundante como mineral de alteración.



Figura II-5. A y B: Afloramientos de gabro masivo. C: Gabro de grano grueso con ojos de turmalina. D: Enclave de gabro en granito.

La roca es de grano medio a grueso, equigranular, de tonos grises relativamente claros en comparación con el gabro. Presenta, por un lado, facies bandeadas pegmatíticas, con cristales de plagioclasa mayores a 1 cm de longitud, piroxeno y biotita, en cúmulos de hasta 5 cm; por otro lado, pequeños diques de diorita con facies de grano más fino dentro del mismo intrusivo (Figura II-7A). Esta facies, debido a la disminución del tamaño de grano y la presencia de mayor alteración, puede corresponder a una fase de borde del intrusivo que estuvo en contacto con la roca encajonante: endoskarn.



Figura II-6. Intemperismo esferoidal y formación de costras en gabro.



Figura II-7. A: Facies de grano grueso y grano fino en diorita. B: Diorita masiva.

2.2.2.3. Granito

El granito se encuentra aflorando de manera general en la zona norte del área de estudio (Figura II-2). Este cuerpo intrusiona a la secuencia sedimentaria detrítico-carbonatada, a la unidad andesítica porfírica y al resto de los intrusivos. A su vez, éste es cortado por una gran cantidad de diques. Se encuentra localmente muy intemperizado y la presencia de diaclasas en este intrusivo es común (Figura II-8A y B).

El granito es leucocrático y porfídico con feldespato de grano grueso, biotita y excepcionalmente hornblenda (Figura II-8D), en algunas zonas es posible observar concentraciones centimétricas de alteración con epidota (Figura II-E). Presenta facies con ojos centimétricos de feldespato alcalino (Figura II-E y F); enclaves de hasta 20 cm de longitud de gabro de grano grueso, de forma triangular y bordes subredondeados (Figura II-5D). Estos xenolitos fueron utilizados como criterio importante para establecer un orden cronológico de los intrusivos.

En las zonas de borde del intrusivo en contacto con el gabro, se observan facies de microgranito con planos de foliación primaria (Figura II-8C) por una parte, y facies de granito de grano medio a grueso, equigranular, en una zona limitada entre el gabro y la facies de granito de grano más fino. Esta última facies puede corresponder a una pulsación menos diferenciada (muestra EA09-32), previa al granito, o bien, una zona de asimilación mezcla entre el granito y la roca encajonante.

2.2.3. Rocas Postbatolíticas

2.2.3.1. Stock microdiorítico

Los afloramientos de este cuerpo se constriñen a la parte sur del área de estudio, apareciendo en forma de pequeñas apófisis. De acuerdo con la evidencia de campo este cuerpo hipovolcánico con las dimensiones de un stock, intrusiona a la secuencia detrítico-carbonatada (Figura II-3D) y a la diorita (Figura II-2). Esta unidad presenta costras de caliza recristalizada-marmolizada y enclaves de arenisca epidotizada de hasta 15 cm de largo.

La composición de la roca es diorítica, de grano medio a fino, equigranular, con fenocristales tabulares de plagioclasa de hasta 3 mm de largo, y clorita-epidota como minerales de alteración. La roca se encuentra silicificada y diaclasada.



Figura II-8. A y B: Diaclasas en granito. C: Planos de foliación primaria en microgranito. D: Granito de feldespato porfírico, de grano grueso. E y F: Zonas de ojos de feldespato alcalino y alteración de epidota, en granito.

2.2.3.2. Diques máficos

La secuencia sedimentaria-carbonatada y las rocas intrusivas anteriormente descritas son cortadas por familias de diques subverticales (Figura II-9). Los espesores de estos diques van desde los 20 cm. hasta los 20 m, y dando seguimiento a rumbo, se monitorearon extensiones de hasta 500 m. Los rumbos varían de 30° NE a -45° NW, con excepciones de pequeños diques del orden de 20 a 30 cm. de espesor, dispuestos en enjambres, que llegan hasta $50-65^\circ$ NW, al igual que diques de 30 a 70 cm. de espesor, con rumbos $60-70^\circ$ NE. Algunos de estos diques se encuentran interestratificados entre las crestas de caliza recristalizada y arenisca, formando sills con longitudes de hasta 500 m. Finalmente, fue observado un dique ligeramente plegado, de masa considerable, con aproximadamente 20 m. de espesor y 200 m. de largo, como mínimo.



Figura II-9. A: Familia de diques cortando al granito. B: Dique (a), con enclave de la roca encajonante, cortando al granito (b). C: Dique cortando a la diorita (c). D: Dique cortando al gabro.

De acuerdo con la proyección estereográfica de Schmidt en el hemisferio inferior, en la cual los diques fueron graficados con echados verticales, se observa la orientación preferencial de estos cuerpos con rumbos NW-SE (Figura II-10).

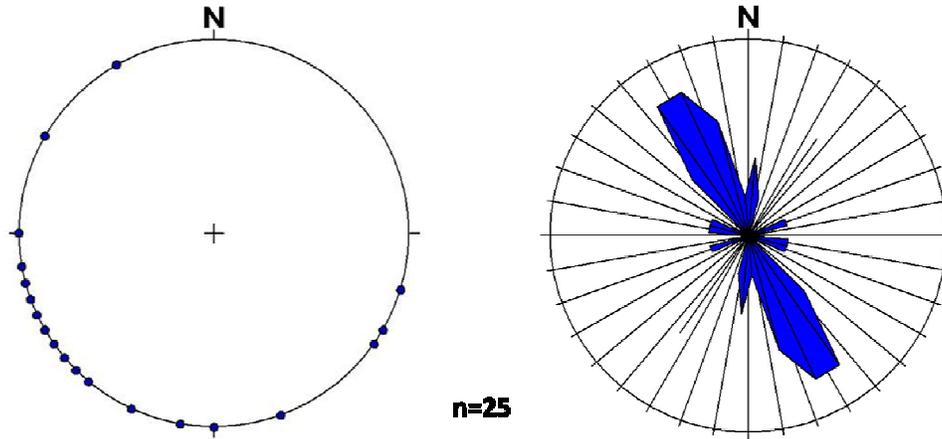


Figura II-10. Proyección estereográfica de Schmidt en el hemisferio inferior y diagrama de rosas de los diques máficos de Sobai Satechi.

Los diques son porfídicos de color gris claro, de grano fino a medio, presentan cristales de hornblenda de hasta valores centimétricos y biotita menos frecuente, inmersos sin orden preferencial en una matriz color blanco de feldespato alcalino alterado, aparentemente tardío, y en ciertas zonas, pequeños puntos de pirita. Cercano a los bordes de los diques tanto éstos, como los intrusivos, presentan turmalina secundaria.

En general, según la información petrográfica de campo los diques pueden corresponder a lamprófidos.

2.2.3.3. Ignimbrita del Cerro Montecristo

El Cerro Montecristo (Figura II-2 y II-11A) está formado por un posible domo volcánico que se encuentra sobre el intrusivo gabroico. En la base del cerro ambas unidades son cortadas por una falla inferida, de rumbo 50-60 NW, subvertical, cuyos planos se observan sobre el cuerpo hipovolcánico. La falla es cubierta por un cono aluvial que forma una mesa de sedimentos rojizos.

El cuerpo volcánico está conformado en su parte media por depósitos ignimbríticos masivos, dispuestos en columnas verticales diaclasadas. Sobre esta unidad se encuentran aflorando ignimbritas, coronadas por una unidad tobácea.

La ignimbrita en la cima del Cerro Montecristo presenta un espesor de siete a ocho metros, y se distinguen dos facies: a) la primera es de color gris oscuro y contiene fragmentos líticos, con variaciones en el tamaño de grano y en el contenido en biotita (Figura II-11B), b) la segunda facies es de color salmón y contienen ojos de cuarzo, de aproximadamente 3 mm de diámetro, y flamas centimétricas verticales. La parte superior de esta unidad se encuentra más cristalizada, con mayor contenido en cuarzo. La presencia de las flamas verticales en esta ignimbrita sugiere que se trate de un domo.



Figura II-11. A: Cerro Montecristo visto desde el SE. B: Flamas centimétricas en ignimbritas.

2.2.4 Cronología de las unidades

La cronología de las unidades del área Sobai Satechi, establecida a partir de las observaciones de campo, se encuentra resumida en la columna estratigráfica presentada en la Figura II-12.

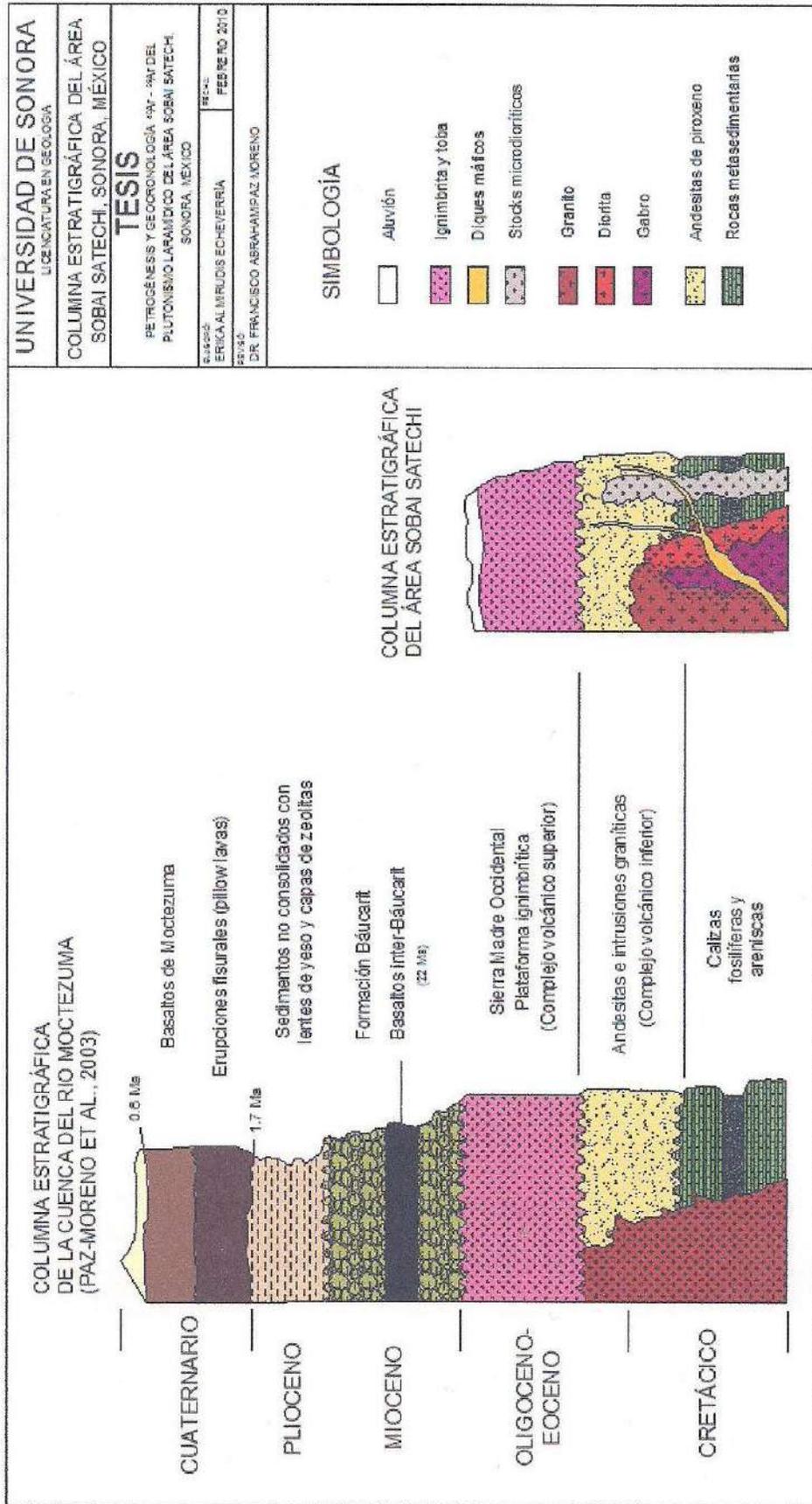


Figura II-12. Columna estratigráfica propuesta para el área Sobai Satechi, de acuerdo con las relaciones de campo observadas. Se incluye correlación de unidades con la columna reportada para la cuenca del río Moctezuma (Paz-Moreno *et al.*, 2003).

Los intrusivos observados en esta región están conformados por una serie de rocas plutónicas constituidas de gabro, diorita y granito. La evidencia de campo y las relaciones cortantes entre estos tipos petrográficos muestran una evolución regular en el tiempo, desde los términos máficos hacia los términos félsicos. En el área se presentan en forma de techos colgantes las rocas sedimentarias detrítico-carbonatadas de plataforma cretácica (González-León, 1988) y rocas volcánicas andesíticas, que son intrusionadas por estos plutones. La secuencia entera es cortada por un cuerpo hipovolcánico microdiorítico y por diques de composición máfica; a su vez, estas unidades son cubiertas por un vulcanismo ácido terciario (Paz-Moreno *et al.*, 2003).

9. VULCANISMO ANDESÍTICO DEL CRETÁCICO SUPERIOR

Con el objetivo de reafirmar la ubicación estratigráfica del vulcanismo que antecede a las intrusiones del área, se realizó un estudio petrográfico que permite definir las características mineralógicas de estas rocas, y compararlas con las reportadas en la literatura para otros afloramientos de la Formación Tarahumara.

9.1. Estudio Petrográfico del vulcanismo andesítico del Cretácico superior

El estudio petrográfico de esta unidad volcánica definida en campo como andesita, se llevó a cabo en cinco secciones delgadas. A partir de ella se define a continuación la mineralogía primaria característica, y la mineralogía secundaria presente, definiendo así el tipo de alteración en la roca.

En las imágenes correspondientes a la petrografía se muestra la siguiente simbología: LN: luz natural, LP: luz polarizada, Ac: actinolita, Bi: biotita, Ap: apatito, Pl: plagioclasa, Cl: clorita, Ox: óxidos de Fe-Ti, Ep: epidota, fx: fractura.

9.1.1. Mineralogía primaria

Las andesitas presentan textura hipocristalina porfídica de plagioclasa y en algunos casos de piroxeno, con una matriz microlítica a criptocristalina. La asociación mineralógica más importante comprende plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, y óxidos de Fe-Ti tardimagmáticos. En algunas muestras se vuelve evidente la presencia de fenocristales de biotita y hornblenda (EA09-13 y EA09-14). También, raramente se distinguen fenocristales de feldespato alcalino y cuarzo en bajas proporciones. Finalmente, es posible reconocer cristales accesorios de apatito en todas las láminas (Figura III-1).

Las plagioclasas se encuentran, por un lado, formando fenocristales subhedrales a euhedrales, de hábito tabular, con longitudes de 1 hasta 4.5 mm, algunos de los cuales presentan extinción con zonación (Figura III-2A). Comúnmente, se observa un alto

contenido de cristales de dos maclas y, cristales con núcleos corroídos y de bordes redondeados (Figura III-2B y C). Tales plagioclasas nubladas son debidas a una retoma de la cristalización en el borde. Por otro lado, de manera general dentro de la matriz, se encuentran pequeños cristales de hasta 30 μm , sin orientación preferencial.

Los clinopiroxenos se presentan evidentemente como fenocristales subhedrales a euhedrales de hábito tabular y hexagonal, con tamaño variable de hasta 600 μm de longitud. En la matriz estos minerales presentan un tamaño de 200 μm que permite observar sus propiedades ópticas.

Los ortopiroxenos sólo ocurren como fenocristales en algunas facies de la andesita, formando cristales subhedrales de hábito tabular y hexagonal, con longitudes de hasta 700 μm .

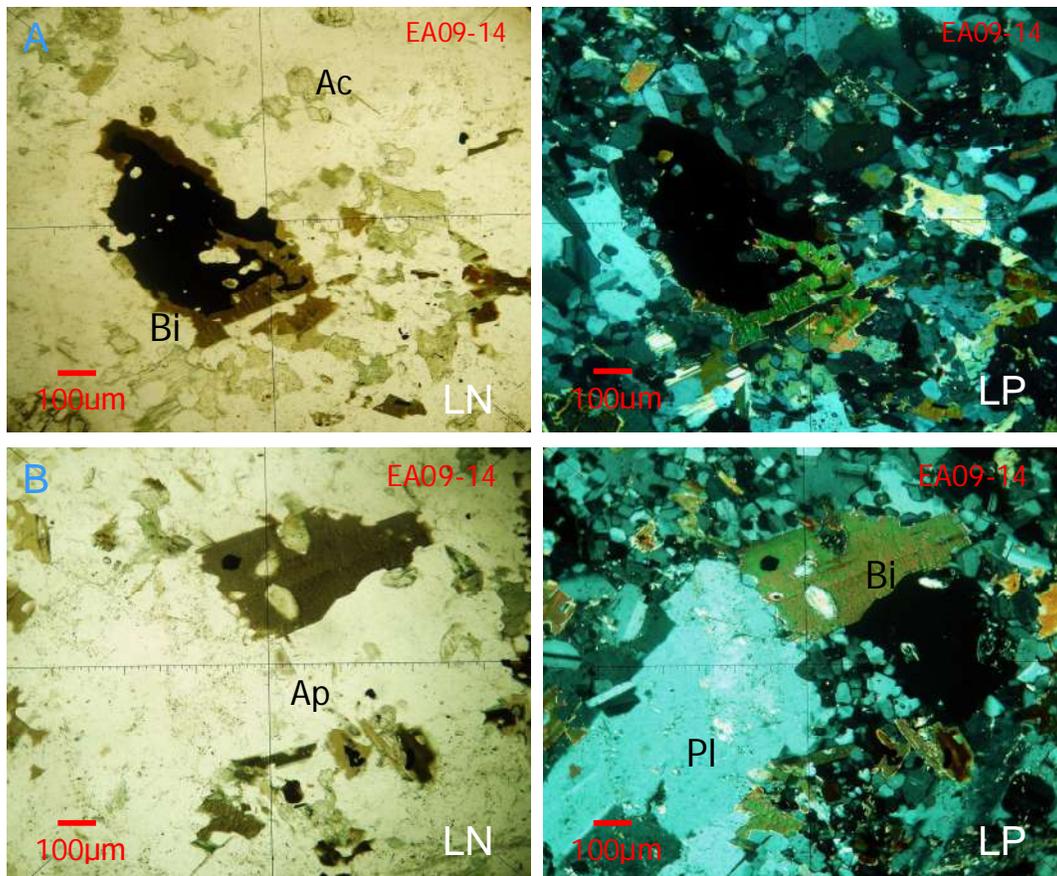


Figura III-1. A: Óxidos de Fe-Ti, tardimagmáticos, coronados por biotita con alteración parcial a clorita. Pseudomorfos redondeados compuestos de actinolita: posibles relictos de piroxeno. B: Cristal de apatito al centro.

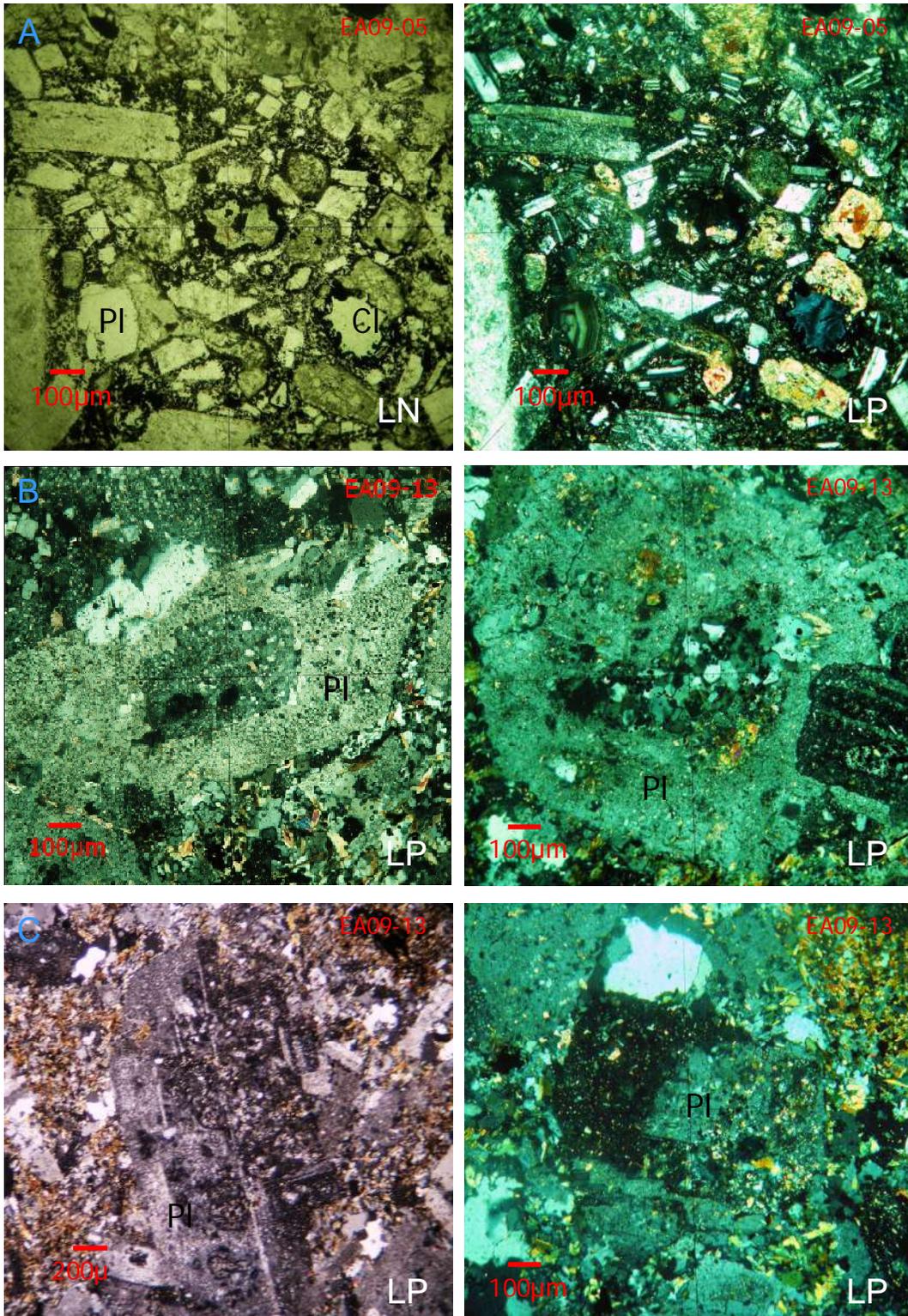


Figura III-2. A: Plagioclasa con zonación. Alteración a clorita, epidota y óxidos de Fe-Ti. B: Plagioclasa con núcleo corroído.

Los óxidos de Fe-Ti son muy abundantes en estas rocas, siendo difícil la distinción entre los de origen tardimagmático y los secundarios. Los cristales que parecen indicar ser primarios, debido a su forma euhedral a subhedral y a su tamaño, alcanzan longitudes de hasta 75 μm (Figura III-1).

La biotita y hornblenda forman cristales subhedrales, tabulares, de hasta 300 μm de largo en la matriz, observándose raramente fenocristales (Figura III-1). La lámina EA08-14 presenta alto contenido de fenocristales de biotita, aproximadamente 15% de ésta, en la cual el mineral alcanza tamaños de hasta 1 mm. En la lámina EA09-13 se observan microcristales de hornblenda de hasta 100 μm , formando generalmente agregados de 400 μm de longitud.

9.1.2. Mineralogía secundaria

A continuación se presenta la mineralogía secundaria que altera parcial o totalmente a la asociación mineralógica primaria descrita.

Las plagioclasas presentan una alteración a sericita y calcita, de ligera a moderada. En ciertas rocas la alteración a calcita varía en abundancia, siendo en ocasiones más significativa que la sericita, y en otras la sericita la más persistente, en forma de placas (Figura III-3C). En algunas ocasiones los minerales de alteración se concentran dentro de los núcleos corroídos y redondeados de los fenocristales.

Los piroxenos se encuentran alterados parcial o totalmente a actinolita, estando la alteración más persistente en los bordes del cristal.

Las biotitas y hornblendas se encuentran alteradas total o parcialmente a clorita (Figura III-1), y en algunos casos se observan pseudomorfos de actinolita a partir de posible anfíbol, no reconocido fácilmente.

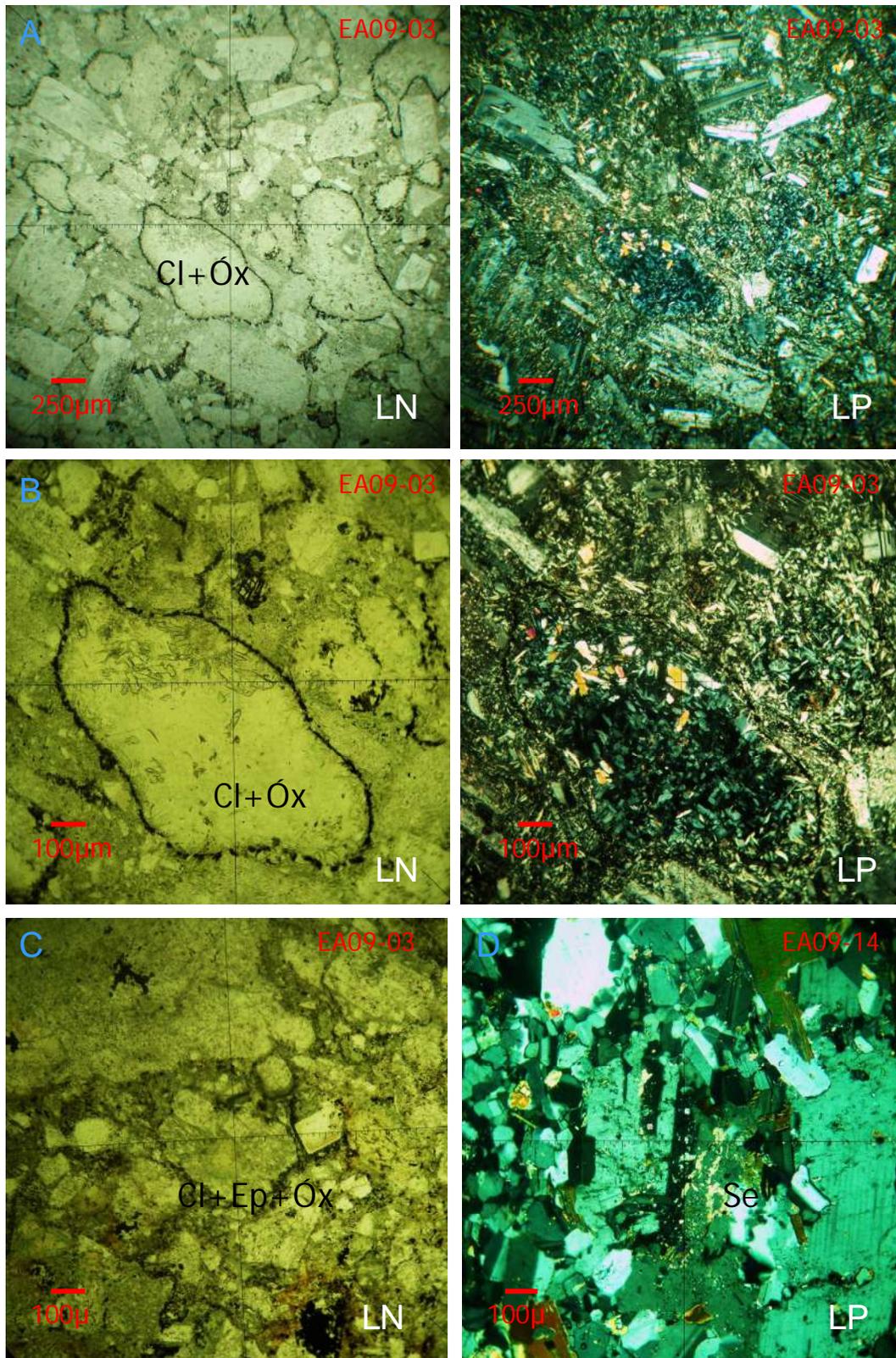


Figura III-3. A y B: Pseudomorfos de clorita en matriz con alteración penetrativa de actinolita, óxidos de Fe-Ti, y epidota-clorita menos abundante. C: Alteración sericítica en plagioclasa.

Se observan pseudomorfos de formas alargadas y redondeadas, compuestos de clorita microcristalina (Figura III-3 y -4A). Estos pseudomorfos presentan bordes de clorita de grano más fino, y en algunos casos una segunda corona de epidota microcristalina, acompañados de cristales ligeramente tabulares de calcita.

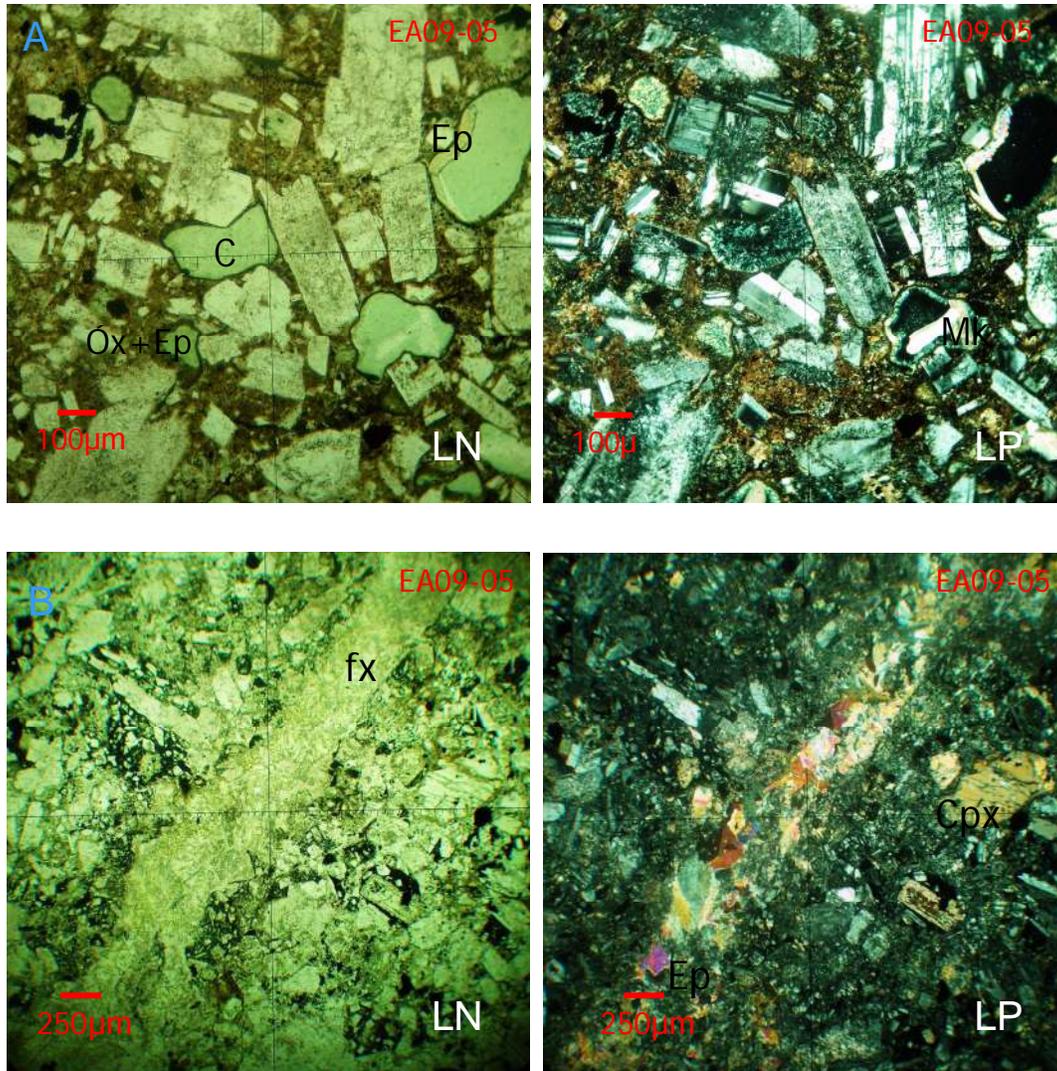


Figura III-4. A: Pseudomorfos de clorita microcristalina con bordes de óxidos de Fe-Ti y, parcialmente, de epidota; en matriz rojiza de óxidos de Fe-Ti y epidota. B: Alteración penetrativa de óxidos de Fe-Ti. Fracturas rellenas de epidota y clorita.

Se observan facies con alto contenido en opacos, los cuales se concentran por zonas en los bordes de los pseudomorfos de composición clorítica (Figura III-3 y -4), principalmente, o en cristales de grano ultrafino acompañados de epidota granular fina, que en conjunto forman zonas de coloración rojiza en la matriz (Figura III-4A). Entre los minerales opacos secundarios están presentes pequeños cristales euhedrales, en secciones cuadradas, de probable pirita, y cristales color rojo de posible hematita. Finalmente, se observan fracturas rellenas de epidota y clorita (Figura III-4B).

3.1.3. Conclusiones preliminares del estudio petrográfico y discusión sobre las alteraciones presentes.

El grado de alteración presente en estas rocas le da complejidad a los resultados del estudio petrográfico, ya que se observan de manera significativa pseudomorfos donde no es posible determinar con seguridad el mineral primario al que pertenecía. Sin embargo, las altas proporciones de plagioclasa con respecto a las de feldespato y cuarzo, ubican a estas rocas en el campo de las Andesitas del diagrama QAPF para rocas volcánicas de Streckeisen (1974). Su asociación mineralógica primaria indica una afinidad calcoalcalina, y la presencia de núcleos corroídos en los fenocristales de plagioclasa sugiere la existencia de xenocristales en el magma.

De manera general, se aborda a continuación los distintos tipos de alteración presentes en las andesitas de la Formación Tarahumara reportadas en la literatura, de acuerdo con la mineralogía secundaria descrita previamente. Pérez Segura (2006) determina una alteración propilítica, haciendo énfasis en la presencia de una silicificación, cloritización, uralitización y sericitización para las rocas de esta formación. De acuerdo con estas modificaciones de la mineralogía primaria, es posible reconocer en las rocas de este estudio, una similitud en los siguientes rasgos: a) una neoformación de sílice a partir de los minerales preexistentes en la roca, b) una epidotización persistente en la matriz, c) la biotita se altera a clorita y el producto se presenta con frecuencia como capas intercaladas de ambos minerales, y d) una formación de sericita.

Por último, las alteraciones mencionadas corresponden a procesos hidrotermales típicos que guardan relación genética con un metasomatismo de baja temperatura

asociado a un proceso magmático. Estas corresponden a alteraciones de tipo endógeno que afectan la composición mineralógica, y a menudo la química, de las rocas.

10. PLUTONISMO LARAMÍDICO

4.1. Estudio Geocronológico ^{40}Ar - ^{39}Ar de los plutones

El análisis geocronológico realizado en este estudio tiene como objetivo definir su filiación genética, es decir, si las rocas intrusivas pertenecen a un mismo evento magmático o corresponden a eventos distintos. Para ello se utilizó la técnica de fechamiento isotópico ^{40}Ar - ^{39}Ar en tres rocas ígneas representativas del lugar en donde ya se tiene bien establecida la cronología relativa. Los datos geocronológicos son presentados en el orden estratigráfico establecido previamente, los cuales son comparados y discutidos al final, con la columna estratigráfica propuesta (Figura II-12).

4.1.1. Conceptos básicos de la técnica geocronológica ^{40}Ar - ^{39}Ar

El principio de radioactividad afirma que el número de átomos en una muestra se mantiene constante a través del tiempo transcurrido en vidas medias, por medio del decaimiento de isótopos Padre en isótopos Hijo. Éste es el principio base de la geocronología, a partir del cual se puede conocer la edad de una roca, conociendo la proporción de isótopos Padre e Hijo presentes en la muestra representativa de interés.

Las rocas ígneas adecuadas para fechamiento por el método ^{40}Ar - ^{39}Ar son aquellas que contienen minerales con potasio y se encuentran libres de contaminantes por oxidación e intemperismo. El objetivo principal del análisis es obtener muestras de calidad y confianza que permitan obtener una edad con base en la siguiente ecuación:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left(1 + J \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} \right)$$

en donde t es la edad del mineral en cuestión, λ es la constante de decaimiento del geocronómetro ^{40}K , J es el parámetro que evalúa la producción del ^{39}Ar durante la irradiación de las muestras con neutrones, $^{40}\text{Ar}^*$ es el argón producto del decaimiento radiactivo del ^{40}K y ^{39}Ar es el isótopo de argón producido en el reactor nuclear. Dichos isótopos de argón son medidos por espectrometría de masas.

Con la relación medida de $^{40}\text{Ar}^*$ y ^{39}Ar de un mineral estándar (s), cuya edad es conocida, se calcula el parámetro J con la ecuación:

$$J = \frac{e^{\lambda t_e} - 1}{\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}_K} \cdot \frac{C}{e}} \quad (i)$$

4.1.2. Preparación de muestras para estudio geocronológico

A partir del muestreo selectivo de las rocas llevado a cabo en campo se dio inicio a la preparación de las muestras, donde se aseguró que el material estuviera libre de contaminantes, carbonatos o alteraciones, a fin de que los resultados presentaran confiabilidad. Bajo los criterios de la relación de campo, una vez llevado a cabo el estudio petrográfico y verificación de la presencia del mineral a datar, se realizó la selección de muestras de gabro, diorita y granito, para datación radiométrica.

La posterior preparación y análisis de muestras se llevó a cabo en el Laboratorio de Geocronología del CICESE, Ensenada, Baja California. En el área de Separación de Minerales, la roca se trituró con quebradora de quijadas y molino de discos, se tamizó, se utilizó el separador magnético Frantz para la fracción 45-25 ϕ , y finalmente se realizó una selección manual de biotitas, para el granito y diorita, y de plagioclasas para el gabro, bajo microscopio estereoscópico. Dicha selección fue enviada a irradiar al reactor nuclear de la *McMaster University*, Hamilton, Ontario Canadá.

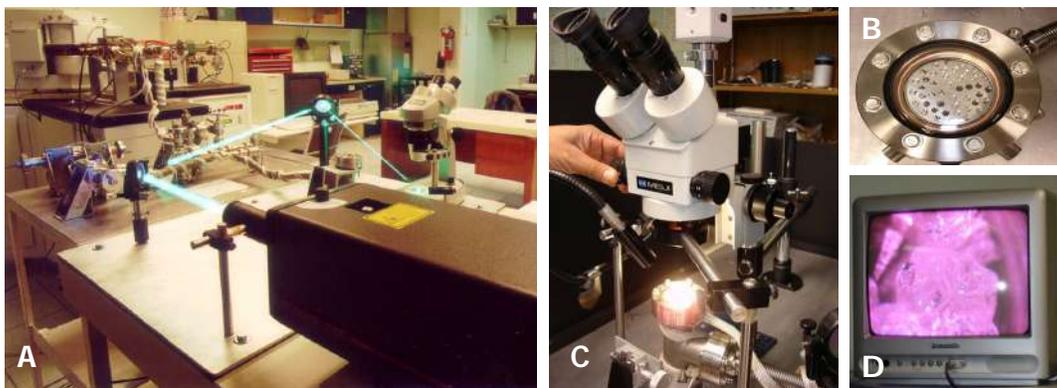


Figura IV-1. Laboratorio de Geocronología, CICESE. A: Espectrómetro de masas Modelo VG5400 (*Vacuum Generators 5400*), por fusión de láser. B: Platina portadora de muestras, al vacío. C: Microscopio óptico y platina (iluminada). D: Monitor mostrando mineral siendo calentado por el láser.

Utilizando el espectrómetro de masas VG5400 (*Vacuum Generators 5400*) con que cuenta el CICESE se hizo el análisis de gases (Figura IV-1). Las muestras fueron calentadas por láser para liberar el **Ar** presente en ellas. Antes de analizar el argón, se eliminan otros gases presentes, como vapor de agua, bióxido de carbono o nitrógeno, utilizando filtros y una trampa enfriada con nitrógeno líquido. En el espectrómetro las partículas siguen distintas trayectorias con movimiento parabólico dependientes de la masa, donde el voltaje de aceleración permanece constante y el campo magnético se modifica por medio de un electroimán, generando así el espectro que permite medir sus proporciones isotópicas.

4.1.3. Análisis de datos

Las mediciones registradas en bases de datos fueron procesadas en el programa especial *AgeCalc* para representarlas en forma de espectros de edad, diagramas $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ y gráficas de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

El espectro de edad grafica el porcentaje de ^{39}Ar liberado en las distintas etapas de calentamiento y liberación de gas de la muestra, contra la edad obtenida en millones de años para cada una de éstas. Con la suma del gas obtenido en las diferentes etapas se calcula la edad integrada.

Por definición una edad de meseta es aquella definida por lo menos por tres segmentos consecutivos correspondientes al menos al 55% del $^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ liberado, en los que las edades son estadísticamente indistinguibles dentro de 1σ de incertidumbre. Cuando una muestra ha atrapado exceso de argón se observan edades más antiguas mientras que si experimentó pérdida de argón se obtienen edades más jóvenes en las fracciones colectadas a bajas temperaturas.

El espectro de edad se obtiene suponiendo la siguiente relación para ^{36}Ar atmosférico:

$$\frac{^{36}\text{Ar}}{^{39}\text{Ar}} = 295.5$$

Debido a que en el reactor nuclear ocurren una serie de reacciones de interferencia, es necesario hacer correcciones a las proporciones isotópicas de argón medidas. Los diagramas $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ permiten estimar la relación de Ca/K de la muestra analizada, ya que el ^{37}Ar es producto de la actividad nuclear del Ca y ^{39}Ar proviene de la activación con neutrones del ^{39}K .

A partir de las gráficas de $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ se obtiene la edad de isocrona, que es una recta con la ecuación:

$$\frac{^{36}\text{Ar}}{^{40}\text{Ar}}_y = \frac{^{36}\text{Ar}}{^{40}\text{Ar}}_{y_0} - \frac{^{36}\text{Ar}}{^{40}\text{Ar}}_m \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}}_m \frac{^{39}\text{Ar}}{^{40}\text{Ar}}_x$$

Esta recta se utiliza para obtener el valor real de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, anteriormente supuesto en 295.5, con la intersección de 1/Y, y directamente el valor de t , ya que:

$$x = \frac{1}{\frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}}_m} \quad \backslash \quad \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{39}\text{Ar}}_m = \frac{1}{x}$$

Si la muestra no ha sido afectada por un evento término posterior a su emplazamiento, la edad de meseta, la edad integrada y la edad de isocrona son idénticas. Gracias a cada uno de estos diagramas se evaluó la confiabilidad de la edad obtenida, homogeneidad del mineral analizado y contaminación de la muestra por argón adquirido durante su formación.

4.1.4. Descripción de datos geocronológicos

El análisis se realizó con un valor $J = (3.00092 \pm 0.01970) \times 10^{-3}$ obtenido de la relación de $^{40}\text{Ar}^*$ y ^{39}Ar de los monitores de irradiación. Se utilizaron como monitores de irradiación el sanidino TCR 2 de 27.87 ± 0.04 Ma y el sanidino FCT 2C de 27.84 ± 0.04 Ma según la ecuación (1).

Los resultados obtenidos son reportados en la Tabla IV-1, los datos analíticos detallados se encuentran en el Anexo I.

Tabla IV-1. Edades ^{40}Ar - ^{39}Ar de los plutones del área Sobai Satechi.

Experi- mento	Muestra	Tipo de roca	Mineral	Edad de isocrona (Ma)	Error 2 σ	n	Edad Integrada (Ma)	Error 2 σ	Edad de meseta (Ma)	Error 2 σ	^{39}Ar Liberado (%)
1	MO97-8	Gabro	Pl	35.00	6.0	13	51.10	0.8	-	-	-
2	MO97-8			38.00	3.2	8	50.70	0.8	-	-	-
1	EA08-12	Diorita	Bi	66.98	2.9	4	70.90	1.0	-	-	-
2	EA08-12			68.20	2.6	6	70.50	1.2	73.2	1.2	39.6
1	EA08-05	Granito	Bi	63.18	2.9	5	-	-	63.5	0.6	39.6
2	EA08-05			63.30	2.8	5	67.00	1.0	-	-	-

Material utilizado para datación: Pl: Plagioclasa; Bi: Biotita.

4.1.4.1. Edad del gabro

Se analizó por duplicado un concentrado de feldespato (plagioclasa) de la muestra MO97-8. Esta muestra presenta un espectro de edad complejo (Figura IV-2A) con edades de más de 80 Ma en las primeras fracciones que inmediatamente descienden para mostrar la forma característica de pérdida de argón, con edades descendiendo hasta valores de ~50 Ma. Las edades integradas de 51.1 ± 0.4 Ma y 50.7 ± 0.4 Ma no se consideran significativas debido a que la forma del espectro de edad indica perturbación del geocronómetro.

En el diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (Figura IV-2B) se observan razones Ca/K que varían de ~0.5 a 1.3 en un feldespato (plagioclasa), sugiriendo una concentración moderada de potasio para este mineral.

Se graficaron los datos en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Figura IV-2C). La mayoría de los datos se agrupan, por lo que su distribución no define una línea recta. Se calculó una edad de isocrona de 35.0 ± 3.0 Ma (línea negra en la figura IV-2C) con todos los datos, la cual rinde un SumS/(n-2) de 42 que sugiere una alta dispersión de los datos. Ahora la línea calculada ignorando los datos más dispersos indica una edad de isocrona de 38.0 ± 1.6 Ma (línea azul en la figura IV-2C) con un SumS/(n-2) de 13. A pesar que la bondad del ajuste obtenida para la línea recta calculada dista de ser ideal, permite estimar para esta muestra el $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i$ que rinde valores de 847 ± 128 y 802 ± 63 respectivamente, confirmando que existe exceso de argón en la muestra. De ahí que la edad de este gabro a considerarse sea la edad de isocrona.

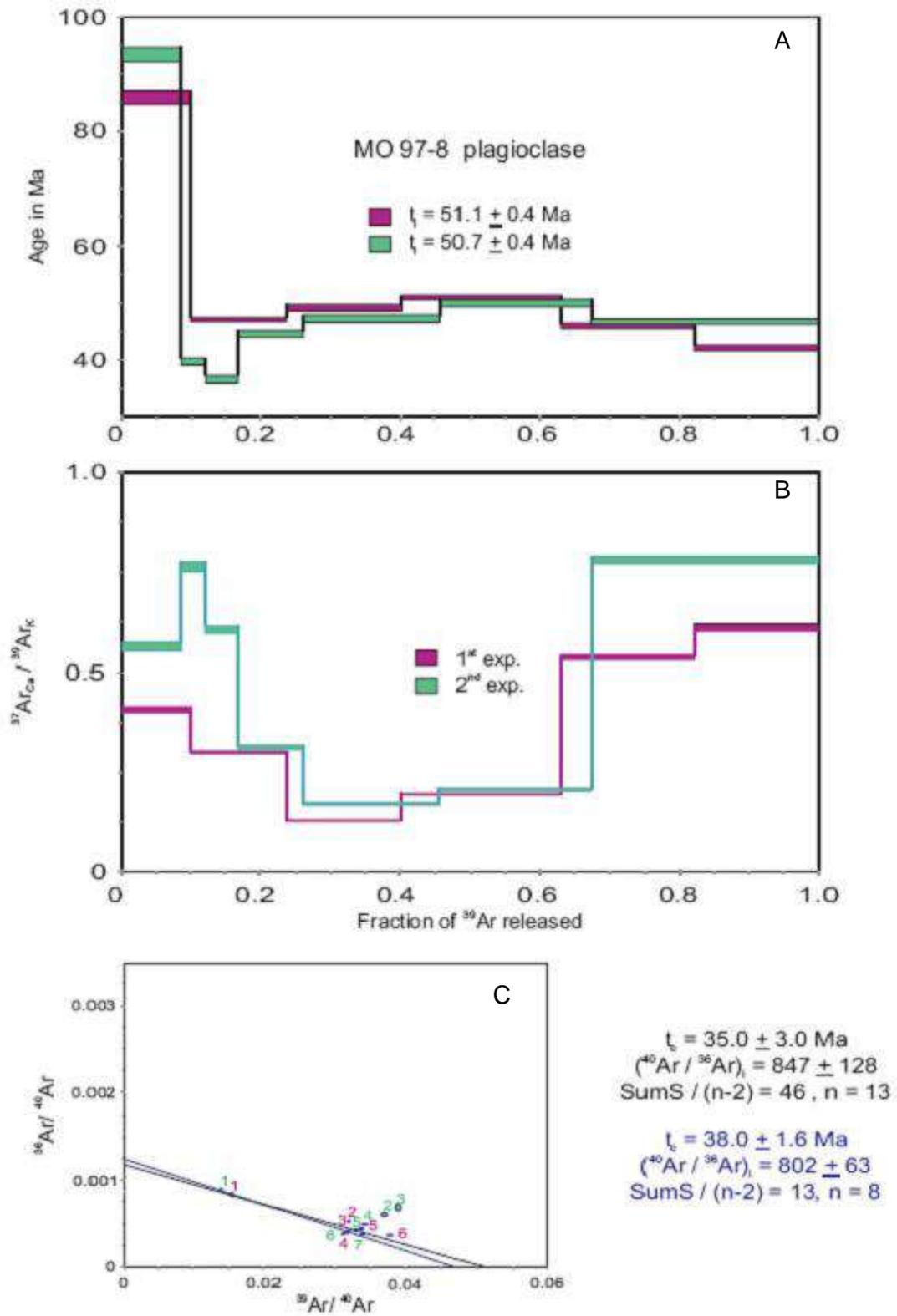


Figura IV-2. A: Espectro de edad del gabro de Sobai Satechi. B: Diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. C: Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

4.1.4.2. Edad de la diorita

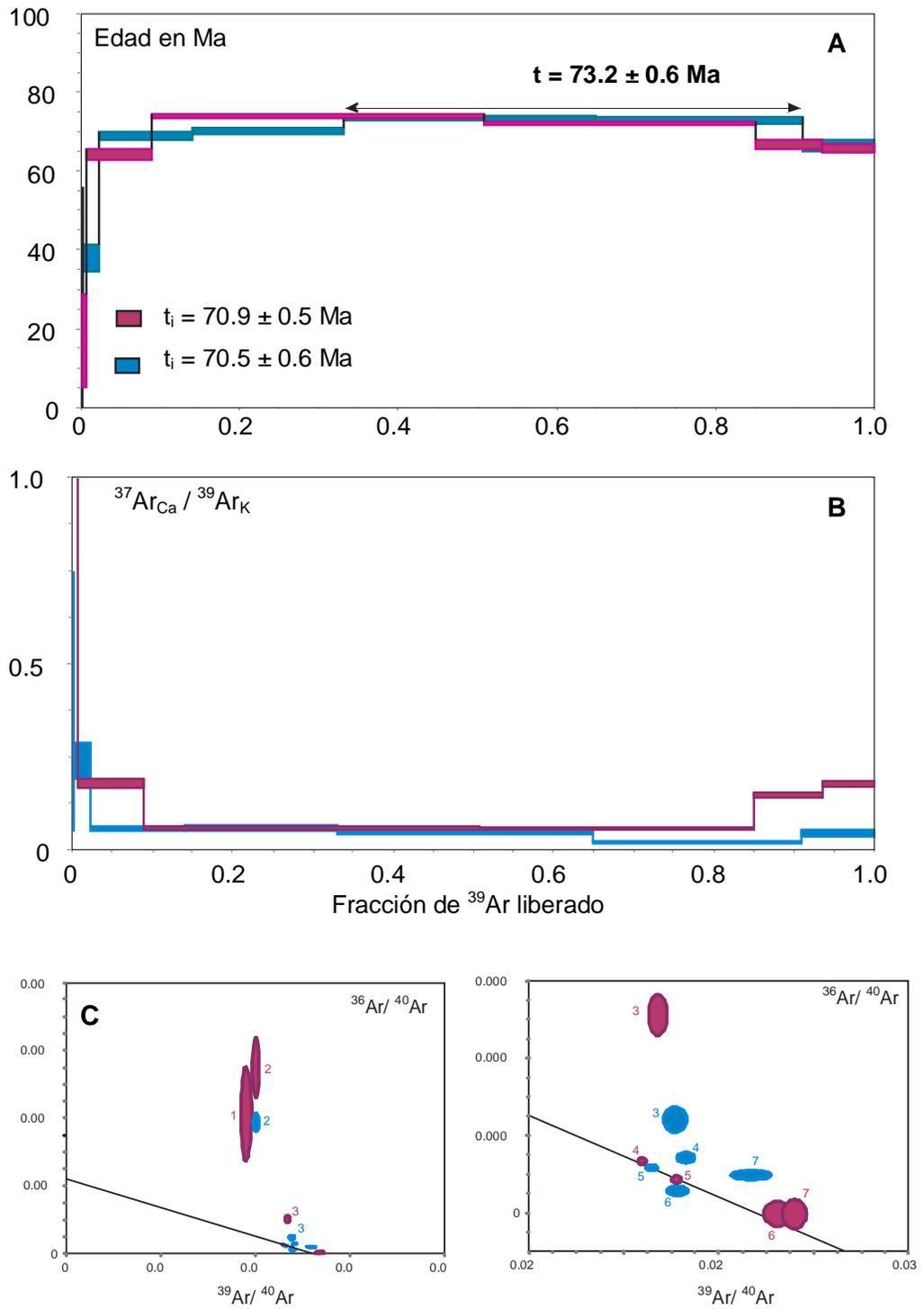
La edad de la diorita fue establecida a partir de una muestra que corresponde a facies equigranular de grano medio (EA08-12). La muestra se obtuvo de un afloramiento ubicado hacia la parte interna del cuerpo intrusivo cartografiado, con el propósito de evitar los efectos de borde. El espectro de edad obtenido indica ligera pérdida de argón (Figura IV-3A), con edades que incrementan hasta llegar a ~73 Ma. Para el segundo experimento, las fracciones 5 y 6, rinden edades estadísticamente indistinguibles y representan 57.9% del ^{39}Ar liberado, el promedio ponderado de las edades obtenidas es de 73.2 ± 0.6 Ma.

En el diagrama de $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (Figura IV-3B) se observa una composición homogénea en relación al Ca/K para el concentrado de biotita. Los datos se graficaron en el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Figura IV-3C) en donde se puede observar que la mayoría de los datos se distribuyen cerca del eje de las abscisas. Se muestra a la derecha una ampliación del diagrama. Las fracciones colectadas a alta temperatura se alinean, definiendo una línea recta con $\text{SumS}/(n-2) = 1.3$ para los seis datos ajustados, cuya intercepción con el eje de las ordenadas indica un $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 910 \pm 155$ y una edad de isocrona de **68.2 ± 1.3 Ma**, que se toma como la mejor estimación de la edad de esta muestra.

4.1.4.3. Edad del granito

La edad del granito fue determinada a partir de una muestra porfírica de feldespato, de grano grueso y con biotita (EA08-05). De manera general, al igual que la muestra de diorita, la muestra para datar del granito se obtuvo hacia la parte interna del cuerpo intrusivo cartografiado. El espectro de edad obtenido con cristales de biotita presenta una forma ligeramente en escalera (Figura IV-4A), haciendo evidente que en esta muestra se observa pérdida de argón. Se realizaron dos experimentos, en el primer experimento accidentalmente se bombeó la tercera fracción, por esta razón no es posible calcular la edad integrada de esta muestra. Se obtiene una edad de meseta de 63.5 ± 0.3 Ma para las cinco últimas fracciones, se estima que estas corresponden a ~39.6% del ^{39}Ar liberado. Los resultados del segundo experimento rinden resultados similares, con una edad integrada de 67.0 ± 0.5 Ma.

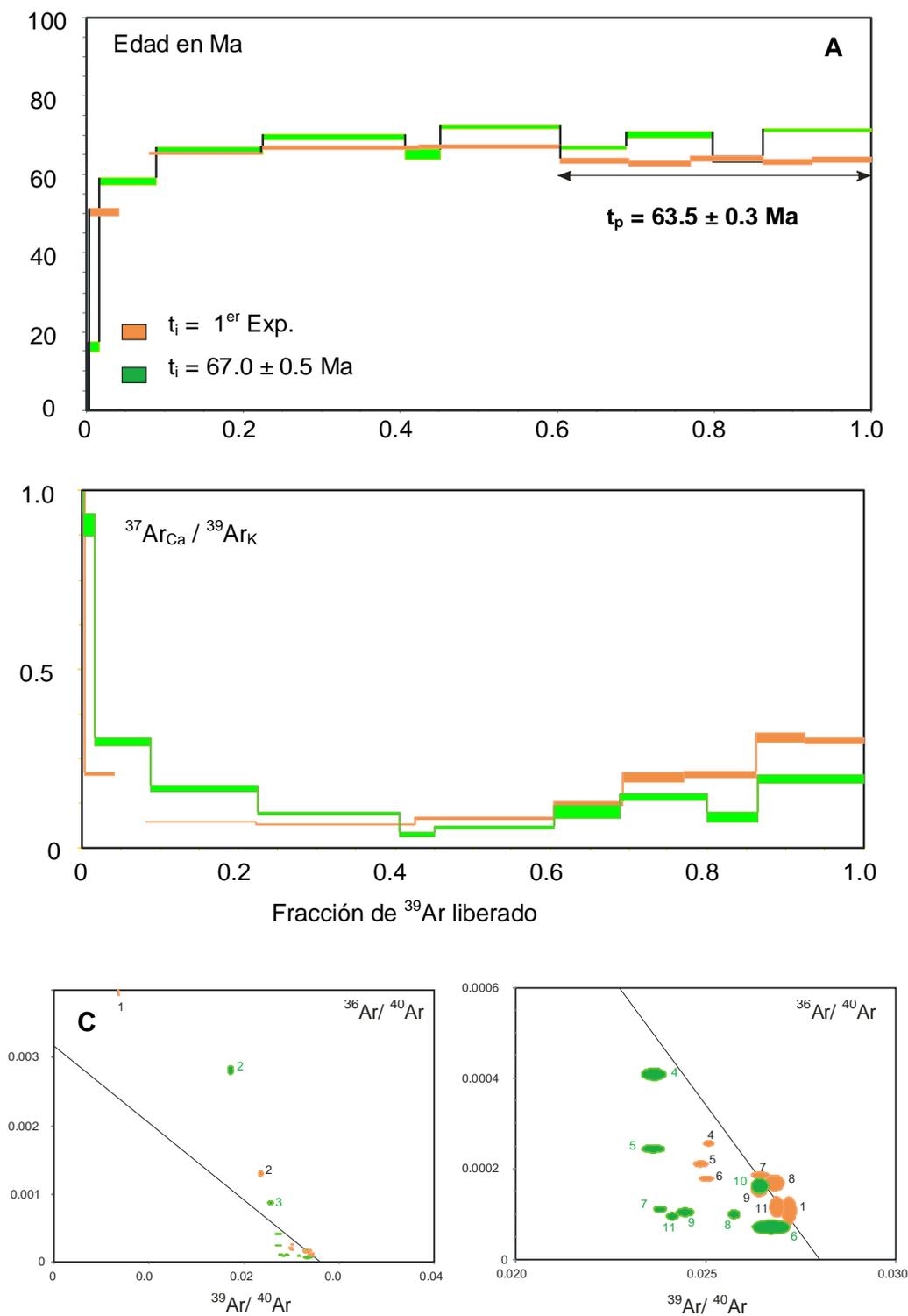
EA08-12 biotita



$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 910 \pm 155$; $\text{SumS}/(n-2) = 1.3$; $n=6$; $t_c = 68.2 \pm 1.3 \text{ Ma}$

Figura IV-3. A: Espectro de edad de la diorita de Sobai Satechi. B: Diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. C: Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

EA08-05 biotita



$(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 314 \pm 137$; $\text{SumS}/(n-2) = 0.78$; $n=5$; $t_c = 63.3 \pm 1.4 \text{ Ma}$

Figura IV-4. A: Espectro de edad del granito de Sobai Satechi. B: Diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$. C: Diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$.

El diagrama $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ (Figura IV-4B) indica una ligera variación en la composición del Ca/K, posiblemente debidas a pequeñas inclusiones de feldespatos en el concentrado de biotita. En el diagrama de correlación $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ (Figura IV-4C) se observa que la mayoría de los datos se agrupan cerca del eje de las abscisas. Se calculó una línea recta con las fracciones que definen la edad de meseta, estas pueden apreciarse más claramente en la ampliación que se muestra a la derecha (Figura IV-4C). La línea calculada indica un $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 314 \pm 137$ con una buena bondad de ajuste, ya que rinde $\text{SumS}/(n-2) = 0.78$ para los cinco datos ajustados. La edad de isocrona de $63.3 \pm 1.4 \text{ Ma}$ es indistinguible de la edad de meseta $63.5 \pm 0.3 \text{ Ma}$, la cual se tomó como la mejor estimación de la edad de esta muestra.

4.1.5. Discusión

Las ventajas de utilizar el método de ^{40}Ar - ^{39}Ar son que estos isótopos se miden en un mismo experimento, obteniendo directamente la relación entre ambos con mayor precisión.

Los datos geocronológicos obtenidos para los intrusivos, de composición media a félsica, representativos de la serie de rocas plutónicas del área Sobai Satechi, nos permiten confirmar la posible evolución regular desde los términos máficos hacia los félsicos en el tiempo, evidenciada por las relaciones de campo entre ellos. El granito presenta una edad ^{40}Ar - ^{39}Ar de $63.5 \pm 0.3 \text{ Ma}$, edad más joven en comparación con la edad ^{40}Ar - ^{39}Ar de $68.2 \pm 1.3 \text{ Ma}$ de la diorita, edad relativamente mayor que es congruente con el orden de enfriamiento en la diferenciación de estos términos.

La edad ^{40}Ar - ^{39}Ar de $38.0 \pm 1.6 \text{ Ma}$ del gabro no corresponde con las relaciones de campo observadas entre este cuerpo y el resto de los plutones, así como con los enclaves de gabro contenidos en el granito que establece la cronología de esta secuencia (Figura II-5D). Tomando en cuenta el comportamiento altamente variable de la relación $^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$ en los dos experimentos realizados sobre esta muestra, como ya se mencionó, ésta podría estar contaminada y no representar una edad significativa. Sin embargo, lo que es más factible suponer es que esta edad radiométrica es el reflejo de la serie de intrusiones posteriores que afectaron al gabro, desde las dioritas a los granitos y las familias de diques terciarios; siendo éstos últimos los responsables de una posible

apertura del sistema termodinámico – plagioclasas, estudiado. De ahí la posibilidad de que dicha edad ^{40}Ar - ^{39}Ar esté siendo acercada a la edad de enfriamiento de los diques.

Dada la suposición anterior, fundada en las evidencias de campo y, como se verá posteriormente en el estudio geoquímico y petrográfico, los intrusivos del área Sobai Satechi corresponden a pulsaciones laramídicas de acuerdo a las edades radiométricas determinadas, con distintas fases de evolución en un período entre los ~ 69-63 Ma, consistente con las edades reportadas para esta región (Valencia-Moreno *et al.*, 2006; Ortega-Rivera, 2003).

4.2. Estudio Petrográfico

El estudio petrográfico de la suite de intrusivos del área Sobai Satechi se realizó en 22 secciones delgadas, definiendo la mineralogía primaria característica y la mineralogía secundaria presente en estos cuerpos. Simbología en imágenes: LN: luz natural, LP: luz polarizada, Pl: plagioclasa, Cpx: clinopiroxeno, Opx: ortopiroxeno, Ol: olivino, Fl: flogopita, FA: feldespato alcalino, Ap: apatito, Ox: óxidos de Fe-Ti, Cl: clorita, Ep: epidota, Ac: actinolita, Tm: turmalina.

4.2.1. Mineralogía Primaria

4.2.1.1. Gabro

El gabro es de grano grueso principalmente, con algunas facies de grano medio. La asociación mineralógica más importante de estas rocas es de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino (Figura IV-5A y B). En la facies de grano con menor tamaño se observan cristales de ortopiroxeno y flogopita, aunque, estos minerales también se observan en algunas de las facies de grano grueso en proporciones menores al 1%. De la misma manera se observan cristales de hornblenda, algunos acompañados de flogopita microcristalina bordeando a cristales de óxidos de Fe-Ti. En la lámina EA09-08 se observan cristales de feldespato alcalino, de la variedad miermequítica (Figura IV-5C).

La plagioclasa es el mineral más abundante en el gabro. Los cristales tienen un tamaño de hasta 1 cm. de largo, aunque es inequigranular. La mayoría de las plagioclasas presentan maclas tipo Carlsbad-combinada. Algunos de los cristales

presentan la macla tipo Albita no claramente visible, y extinción ondulante con zonación (Figura IV-5A). Otros cristales sólo presentan la zonación sin observarse el maclado. El promedio de los ángulos de extinción medidos en maclas tipo Albita, según el método de *Michel-Lévy*, cae en el campo de la labradorita (An_{50} a An_{70}) con ligeras variaciones hacia el campo de la bitownita. En mediciones del ángulo de extinción para la muestra EA08-20 se obtuvieron promedios de An_{18-19} , lo cual pudiera ser un efecto de albitización de la plagioclasa cálcica.

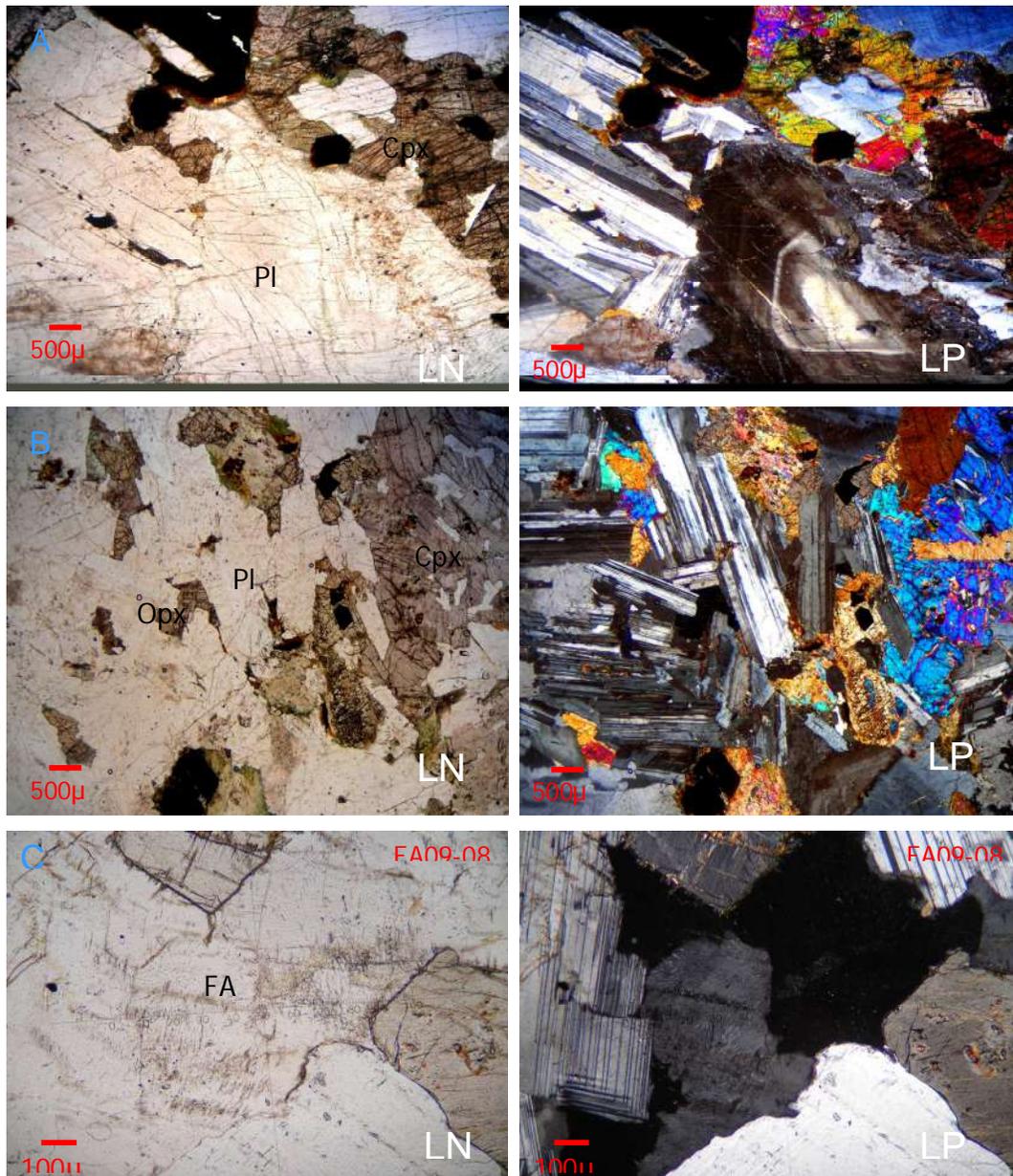


Figura IV-5. Asociación mineralógica característica del gabro. A: Cristal de plagioclasa con zonación. B: Cristal tardío de ortopiroxeno, entre cristales de plagioclasa. C: Textura miermequítica en feldespato tardío.

Los clinopiroxenos son los minerales ferromagnesianos más comunes en los gabros y miden hasta 2.5 mm. En algunos de éstos se observan laminaciones muy marcadas, y ocurren en posiciones intergranulares rellenando huecos de forma triangular entre cristales de plagioclasa, y a la vez coronando a cristales relictos de olivino.

Los olivinos presentes en los gabros, en su mayoría, están reemplazados, en las fracturas, por óxidos de hierro y se presentan en grupos. Alcanzan tamaños de hasta 1.2 mm, algunos con forma hexagonal euhedral, y otros con bordes bien redondeados. Los olivinos presentan frecuentemente bordes de reacción, coronados por clinopiroxeno, que atestiguan el carácter saturado a sobresaturado en sílice de estos magmas (Figura IV-6).

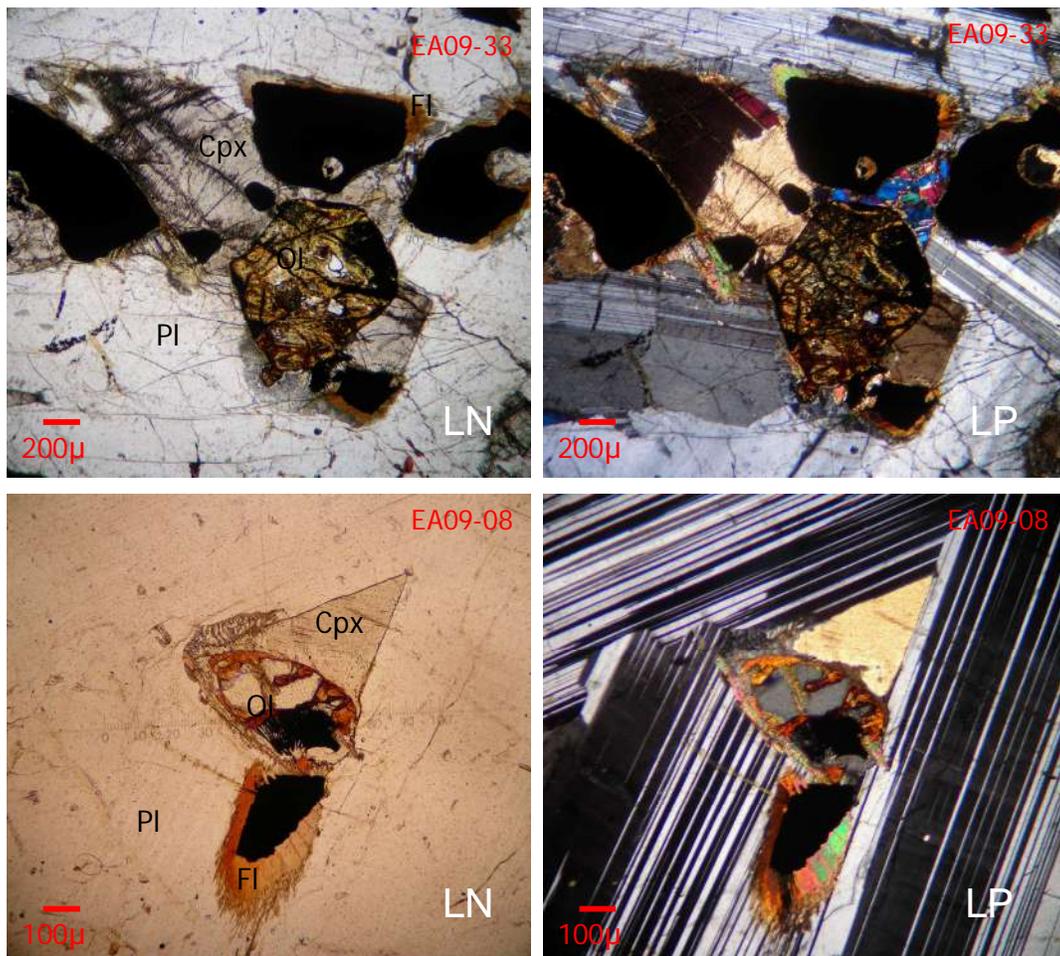


Figura IV-6. Cristales de olivino iddingsitizado, con fracturas rellenas de óxidos de Fe-Ti, y coronado por clinopiroxeno.

Los ortopiroxenos se observan en minoría. El tamaño del ortopiroxeno es variable, llegando a medir hasta 3 mm de largo. Al igual que algunos clinopiroxenos, el ortopiroxeno está presente a manera de cristales tardíos, rellenando espacios entre plagioclasas. En la lámina EA08-11 el ortopiroxeno aparece en corona de reacción bordeando al olivino.

Las flogopitas aparecen en la lámina EA08-11 en cristales anhedrales y subhedrales tabulares de hasta 1.5 mm de largo, y de acuerdo con el conteo de puntos abarcan 12% de ésta; mientras que en la lámina EA08-20, abarcan menos del 1% en cristales de hasta 0.6 mm de largo. En ésta última se encuentra acompañando a pequeños cristales de hornblenda, en un arreglo desordenado sin orientación preferencial y con ligera tendencia a un hábito fibroso, abarcando parte de los cristales de plagioclasa. Se observan además coronando a minerales opacos.

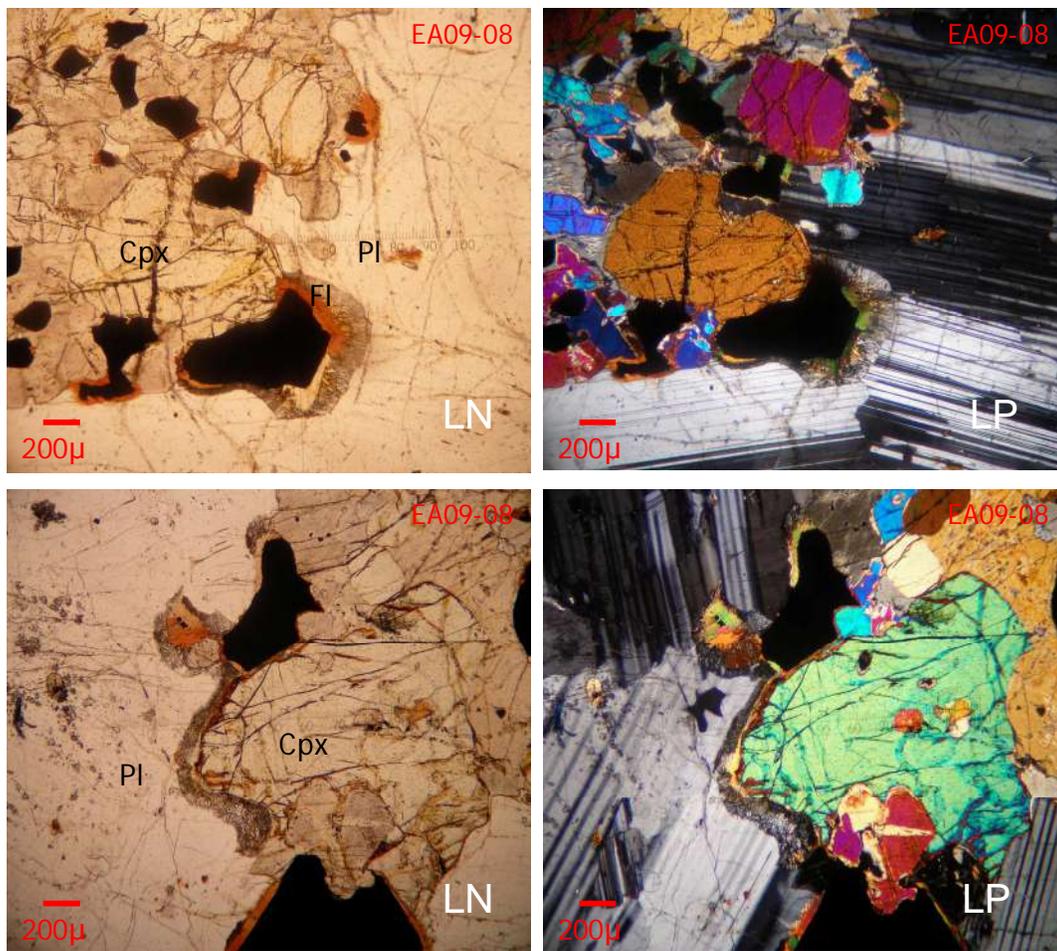


Figura IV-7. Texturas simplectíticas en el contacto flogopita-plagioclasa.

Los óxidos de Fe-Ti presentes en los gabros son de origen tardimagmático. Presentan formas anhedrales a subhedrales y en su mayoría se encuentran coronados por piroxeno, y total o parcialmente por flogopita, con presencia de texturas simplectíticas en una segunda corona de reacción en torno a la mica, en contacto con plagioclasas (Figura IV-7).

4.2.1.2. Diorita

Las rocas dioríticas son de grano fino a medio, con una facies porfírica que presenta fenocristales de plagioclasa con tamaños de hasta 1.6 mm de largo. La asociación mineralógica característica comprende plagioclasa, piroxeno, flogopita y óxidos de Fe-Ti tardimagmáticos (Figura IV-8). Se observan además cristales de cuarzo tardío, inequigranulares y en forma intersticial. Hay presencia muy abundante de apatito, principalmente como inclusiones en la plagioclasa, y de zircón, muy poco abundante. En la muestra EA09-25 se observan cristales anhedrales de hasta 600 μm , algunos de forma tabular, de posible epidota tardimagmática, de color amarillo pálido y muy alto relieve (Figura IV-9B y C).

Las plagioclasas son los minerales más abundantes en la diorita, con longitudes de hasta 2 mm. Los cristales presentan zonación, extinción ligeramente ondulante, y en la lámina EA08-02 se observa la variedad microclina. El promedio de los ángulos de extinción medidos en maclas cae en los campos de andesina y labradorita (An_{33} a An_{50}), con vagas excepciones que alcanzan valores cercanos a An_{60} , con excepciones en la lámina EA08-10 que caen en el campo de la oligoclasa (An_{22} a An_{25}).

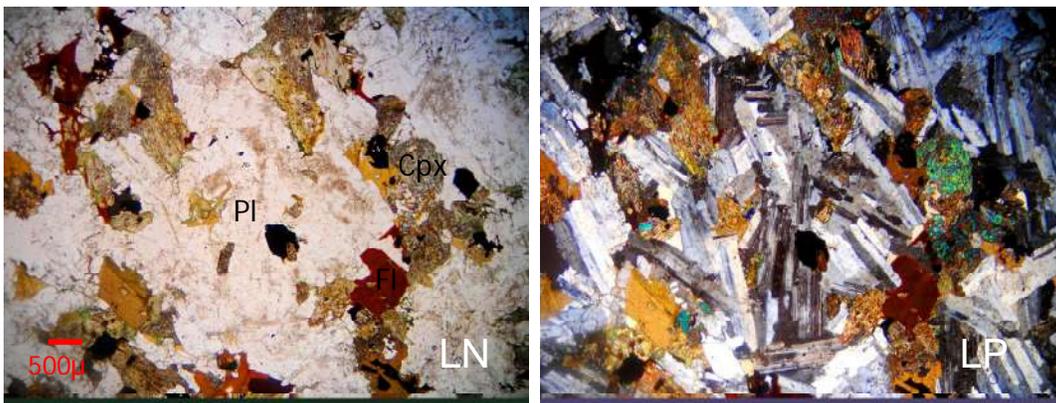


Figura IV-8. Asociación mineralógica característica de la diorita.

En los bordes de algunos cristales de plagioclasa en contacto con cuarzo se observan texturas pertíticas. Estas texturas también se observan a lo largo de cristales completos, pero de forma menos lobular y más paralela (Figura IV-9A y B).

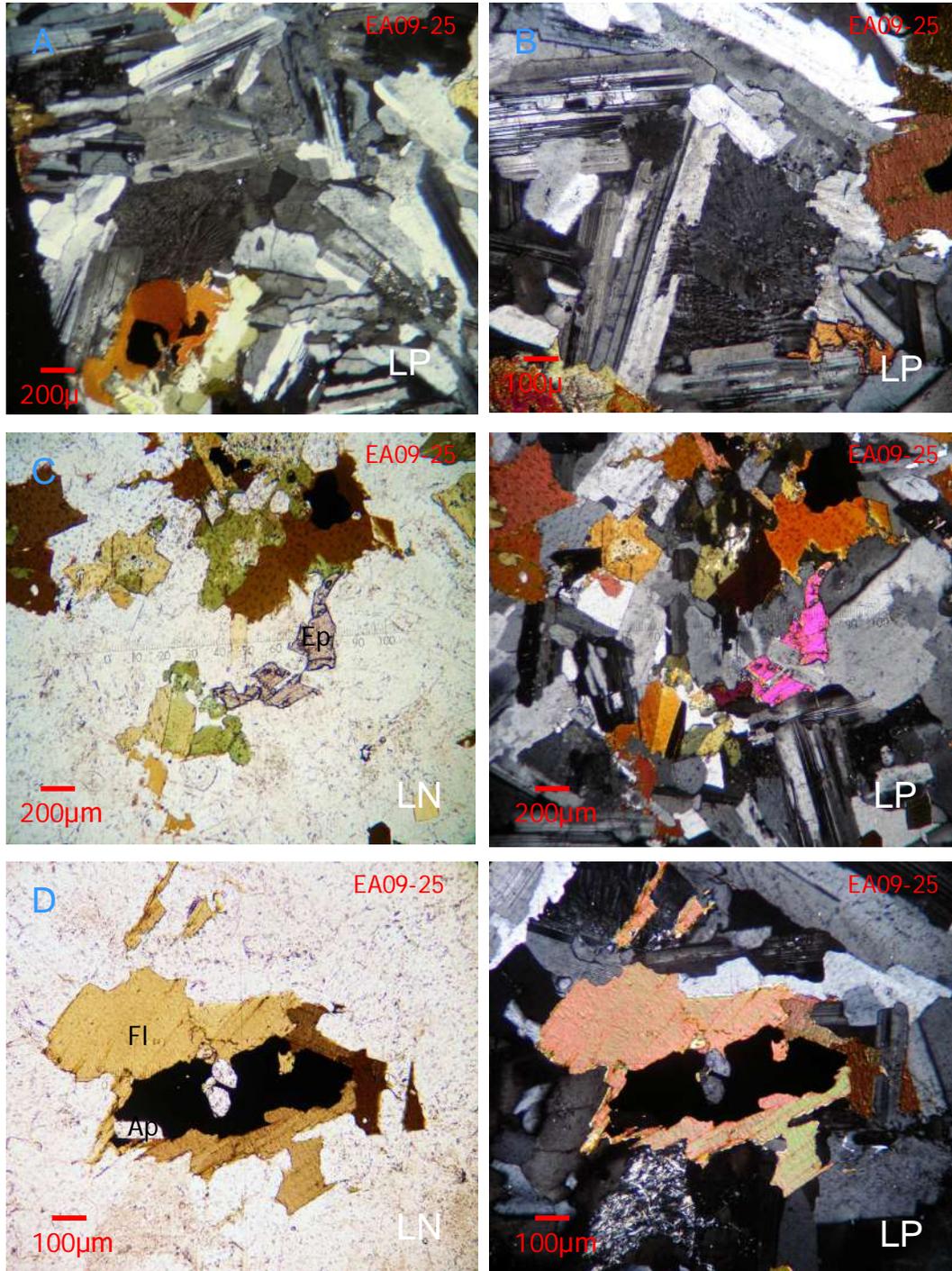


Figura IV-9. A: Perthitas en contacto con plagioclasas. B: Perthita al centro. Epidota bajo perthita. C: Cristal de epidota tardío. D: Flogopita con inclusiones de opacos y apatito.

Los piroxenos son los minerales ferromagnesianos más abundantes en estas rocas. Los clinopiroxenos aparecen en cristales de tamaños variados ($250 \mu\text{m} < x < 2.5 \text{ mm}$), observando presencia de laminaciones y de la maclado en diagonal. Los ortopiroxenos están presentes solamente en ciertas muestras, pero en cantidades mayores a las del clinopiroxeno, en cristales con longitudes de hasta 1.8 mm.

Las flogopitas ocupan hasta un 12% de la roca en cristales con longitudes de hasta $700 \mu\text{m}$, o muy fina presente en la matriz. Este mineral se presenta como el más tardío de la asociación mineralógica primaria de las dioritas; ya que se encuentra formando aureolas de reacción en torno a los óxidos de Fe-Ti, muy comunes, y se observan cristales de mayor tamaño con inclusiones de opacos, plagioclasa y apatito (Figura IV-9D).

4.2.1.3. Granito

El granito es porfídico de feldespatos alcalinos con una matriz de grano fino a grueso. La asociación mineralógica más característica de estas rocas comprende cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita (Figura IV-10A). La hornblenda se observa en menor proporción, al igual que el piroxeno, de hasta $350 \mu\text{m}$ de longitud, con formas romboides y pentagonales, ocupando menos del 1% de la roca. Siguiendo el clivaje de algunos de estos cristales se observan opacos microcristalinos (Figura IV-13A). El apatito está presente en todas las facies pero en menor proporción que en las dioritas, siendo más abundante en la facies de grano equigranular y de grano fino.

El cuarzo está presente en los granitos en un porcentaje de 36 a 45%. Los cristales alcanzan longitudes de hasta 1 mm en las facies de grano fino y hasta 2.5 mm en las de grano grueso, con formas anhedrales. Algunos cristales contienen rutilo de hábito acicular (Figura IV-11A).

El feldespato alcalino se distribuye en los granitos en porcentajes de 22 a 33%. Este mineral se encuentra formando fenocristales de hasta 1 cm de longitud en los granitos con facies de grano grueso, y hasta $300 \mu\text{m}$ en las facies de grano fino. Conforme aumenta el tamaño de grano en las facies, se distinguen variedades de feldespato de tipo pertita y microclina. En la muestra EA08-05 se observa un cristal de microclina con

zonación en dos secciones: la primera, un núcleo con fuerte alteración e inclusiones de microcristales de muscovita; en la segunda la alteración está casi ausente y se observa el enrejado de la microclina con claridad.

Las plagioclasas ocupan porcentajes de 20 a 29% del total de los granitos, en cristales que alcanzan los 2 mm de longitud. Algunos de los cristales presentan extinción ligeramente ondulante o zonación bien marcada. En las plagioclasas de mayor tamaño se pueden observar ligeras alineaciones peritíticas, y texturas miermequíticas en los bordes de algunos cristales de menor tamaño (Figura IV-10B), productos de desmezcla debidos a recristalización.

Las biotitas están distribuidas de manera inequigranular en los granitos. Éstas alcanzan longitudes de hasta 1.3 mm en las facies de granito de grano fino, conteniendo inclusiones de apatito y óxidos de Fe-Ti; contrariamente en las facies de grano grueso son menores (< 800 μm) y disminuyen en abundancia.

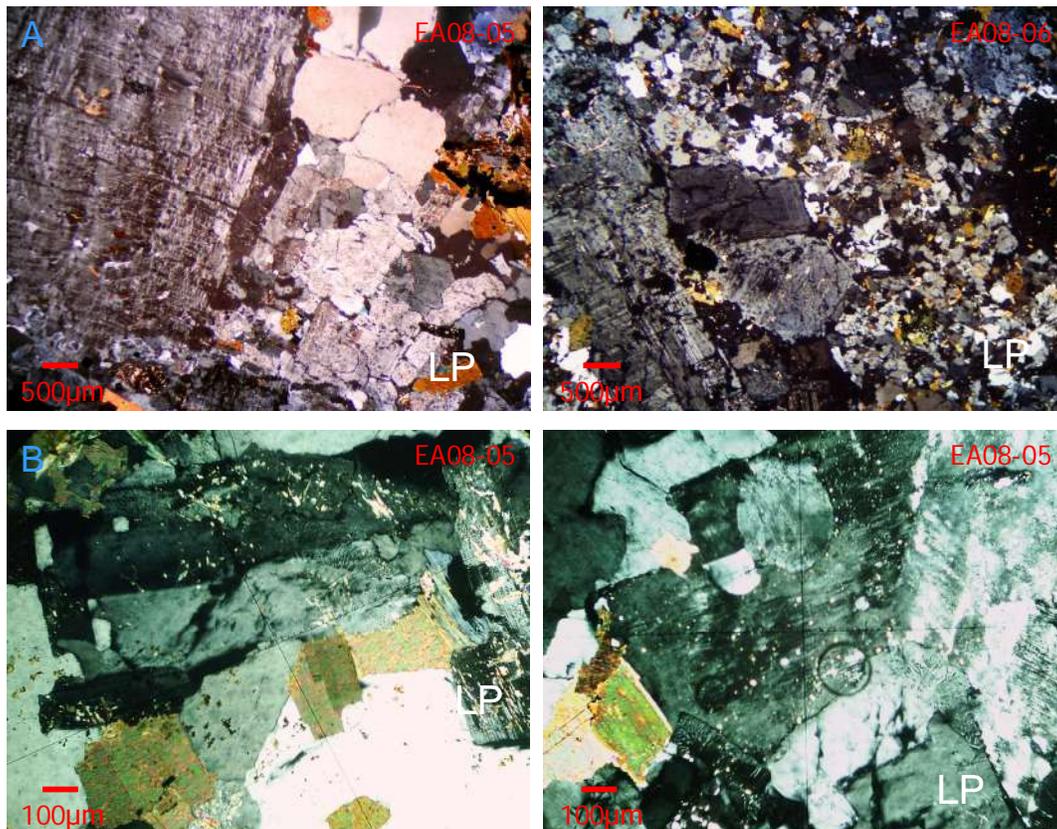


Figura IV-10. A: Asociación mineralógica del granito, mostrando cristales porfídicos de plagioclasa. B: Texturas miermequíticas.

La hornblenda sólo está presente en las facies de granito de grano fino a medio, en porcentajes variables que van desde valores menores al 1% hasta casi el 6% en la facies de grano medio. Los cristales alcanzan tamaños de 1 a 1.6 mm de longitud, y algunos se encuentran maclados. En la facies de granito equigranular, en el contacto granito-gabro, se observa una inestabilidad mineral, donde los piroxenos muestran coloraciones en luz natural que lo confunden con anfíbol (Figura IV-11C).

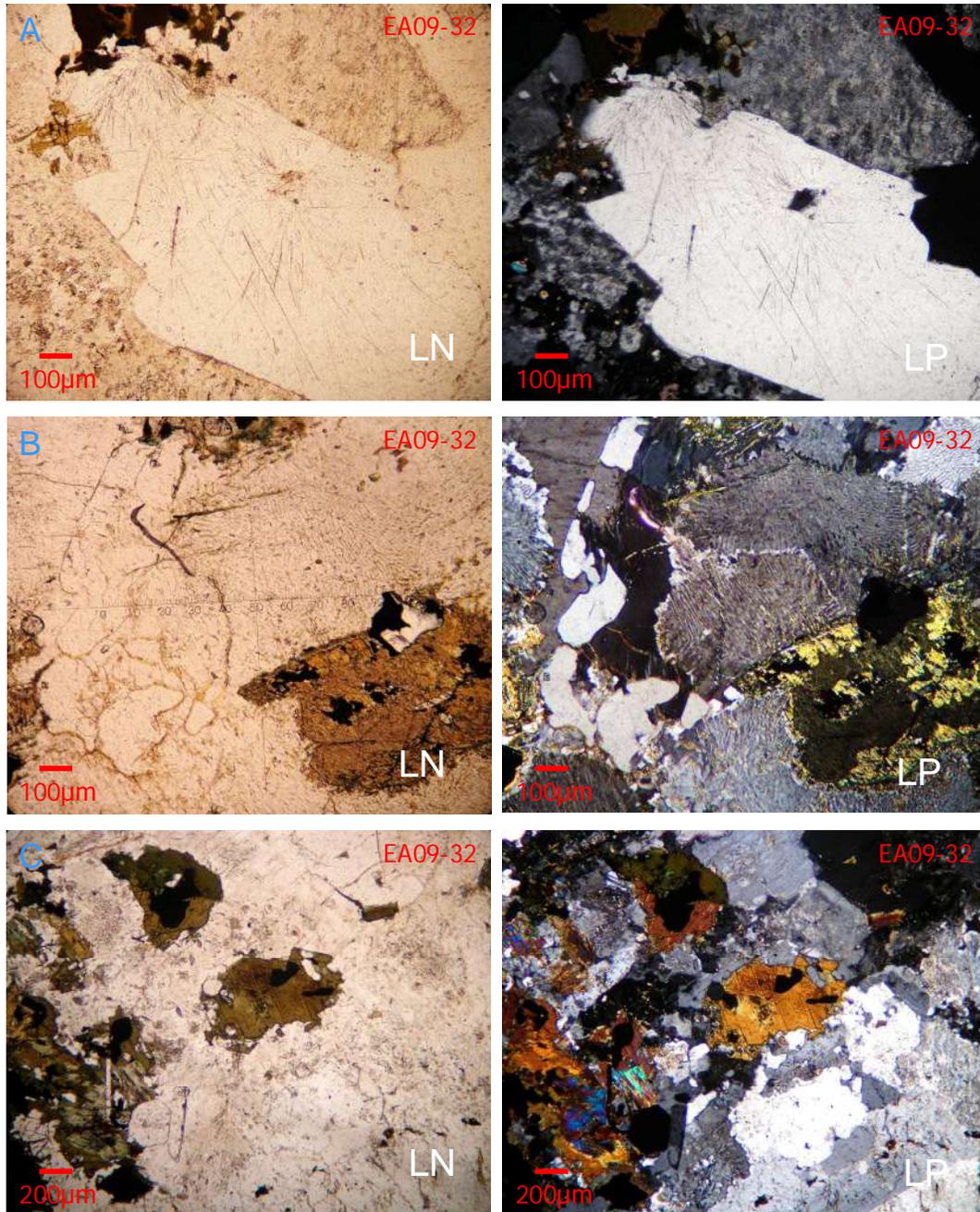


Figura IV-11. A: Cuarzo con inclusiones de rutilo. B: Texturas de desmezcla. C: Clinopiroxeno-hornblenda inestable, al centro.

4.2.1.4. Resultados del estudio mineralógico primario

La composición modal de los intrusivos de Sobai Satechi fue determinada de acuerdo a la clasificación de Streckeisen (1974), en un conteo de 500 puntos por lámina. Los términos intermedios y máficos se ubican en los campos de gabro y diorita, y los términos félsicos en el campo de monzogranitos (Figura IV-12). Las muestras consideradas gabros como tal ($An > 50$) se ubican en los campos de gabro, principalmente, gabro olivínico y gabro con piroxeno, mostrando el predominio del clinopiroxeno y la plagioclasa, y la presencia de facies con olivino y ortopiroxeno.

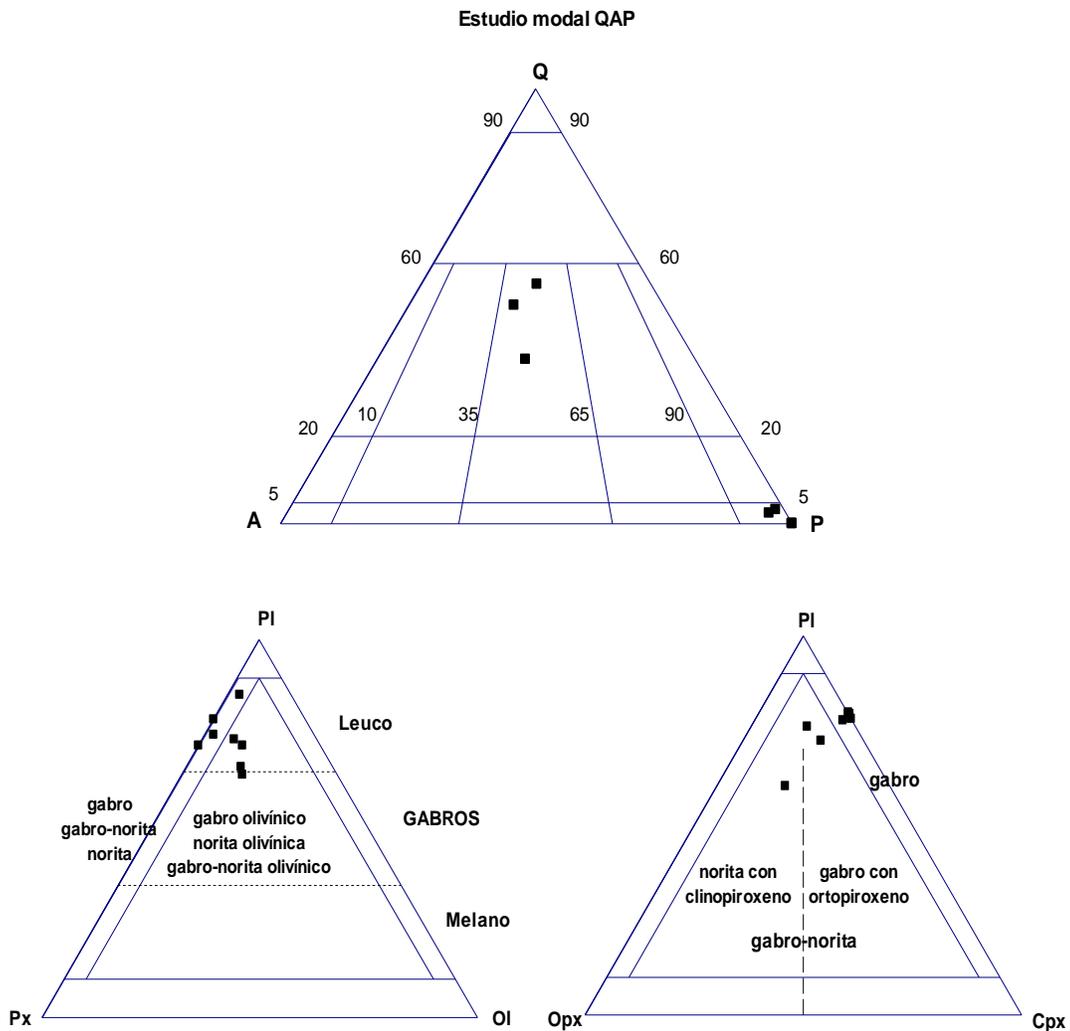


Figura IV-12. Clasificación modal de los intrusivos de Sobai Satechi según la clasificación de rocas plutónicas de Streckeisen (1974). Conteo de 500 puntos por lámina. Clasificación para rocas gabroicas ($An > 50$).

4.2.2. Mineralogía Secundaria

4.2.2.1. Gabro

Las plagioclasas se encuentran frescas a moderadamente alteradas a sericita, hasta en un 15%, en algunos casos rellenando fracturas del cristal. Algunos cristales presentan reemplazamiento por óxidos de Fe-Ti, los cuales están ligeramente alineados dentro de la plagioclasa (Figura IV-13B).

Los piroxenos son el mineral con mayor alteración. Se encuentran reemplazados total y parcialmente por la asociación actinolita-clorita-epidota, siendo la primera la más persistente (Figura IV-14A). La epidota es de la variedad pistachita. Hay pseudomorfos de actinolita, a partir de posibles piroxenos, debido a su forma euédral intersticial entre plagioclasas, formas observadas en piroxenos sin alterar.

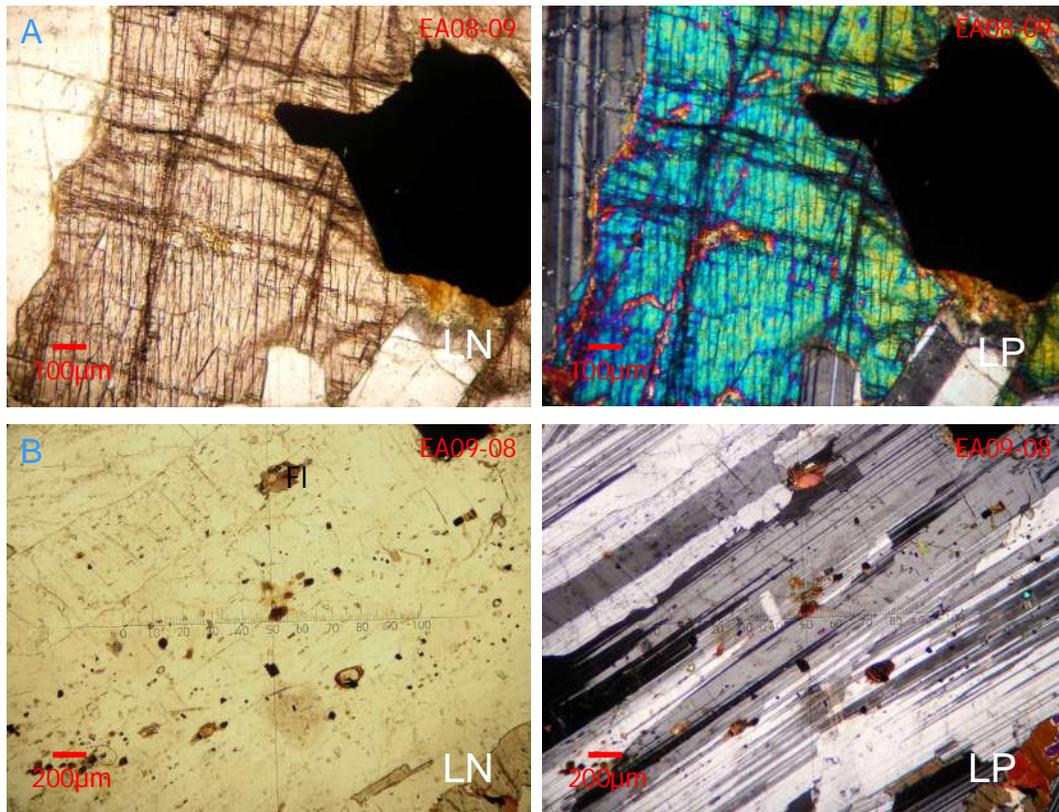


Figura IV-13. A: Opacos microcristalinos tardimagmáticos sobre clivaje de clinopiroxenos. B: Óxidos de Fe-Ti secundarios en plagioclasas.

Los olivinos (Figura IV-14B), algunos como pseudomorfos reconocidos por sus formas y relieves, se encuentran total, parcialmente y a lo largo de sus fracturas, reemplazados por óxidos de Fe-Ti, y parcialmente por clorita y menos común por epidota.

La flogopita está parcial a totalmente alterada a clorita, de la variedad penina, en cristales de hasta 2 mm de largo. En algunas facies el gabro presenta pequeños cristales anhedrales de calcita de hasta 500 μm .

Contactos gabro - cuerpos cortantes

Al acercarse a los bordes del gabro, en contacto cortante con otros cuerpos intrusivos y diques más jóvenes, aparecen paulatinamente cristales de turmalina en agregados fibroso-aciculares de hasta 500 μm de longitud. La asociación turmalina-actinolita se vuelve la alteración predominante en los contactos del gabro.

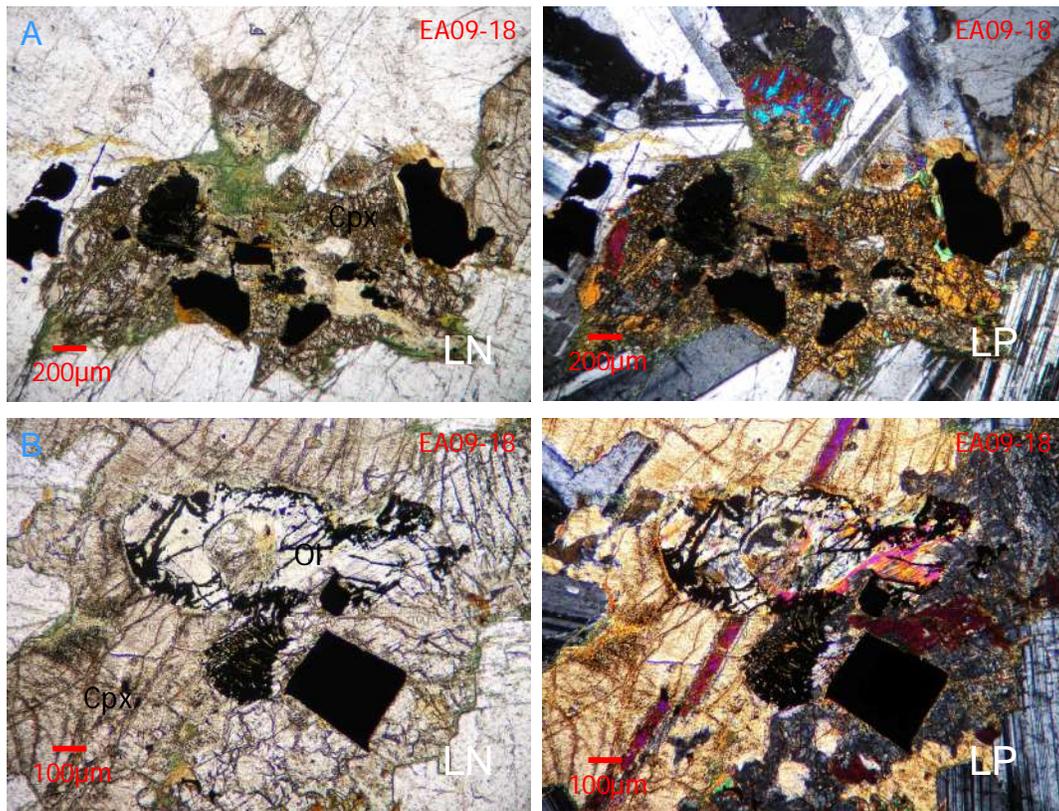


Figura IV-14. A: Piroxeno con alteración actinolita-clorita-epidota. B: Olivino con alteración epidota-clorita y óxidos de Fe-Ti.

La turmalina de la variedad shorlita (turmalina ferrífera) se encuentra en una zona de concentración, en cristales centimétricos, con pequeños cristales de calcita, epidota y agregados epidota-clorita (Figura IV-15A). Algunos de estos agregados están conformados también por calcita y agregados de esfena. En ciertas zonas, debido a lo fino del grano y el hábito fibroso de la epidota, no se distingue entre la clinzoisita y la zoisita no ferrífera, la cual está asociada a microcristales de clorita de la variedad penina.

Dentro de la zona de alteración, en una zona intermedia inmediata a la zona de concentración de turmalina, se observan cristales de plagioclasa alterada con maclas de extinción paralela, producto de una albitización. Esta facies del intrusivo corresponde a un gabro traquitoide, textura dada por las plagioclasas alineadas (Figura IV-15B). Los óxidos de Fe-Ti de mayor tamaño se encuentran alejados de la zona de concentración de turmalina. En su mayoría son coronados por clorita de la variedad penina y en ocasiones están asociados a pseudomorfos de actinolita con bordes de clorita (Figura IV-16).

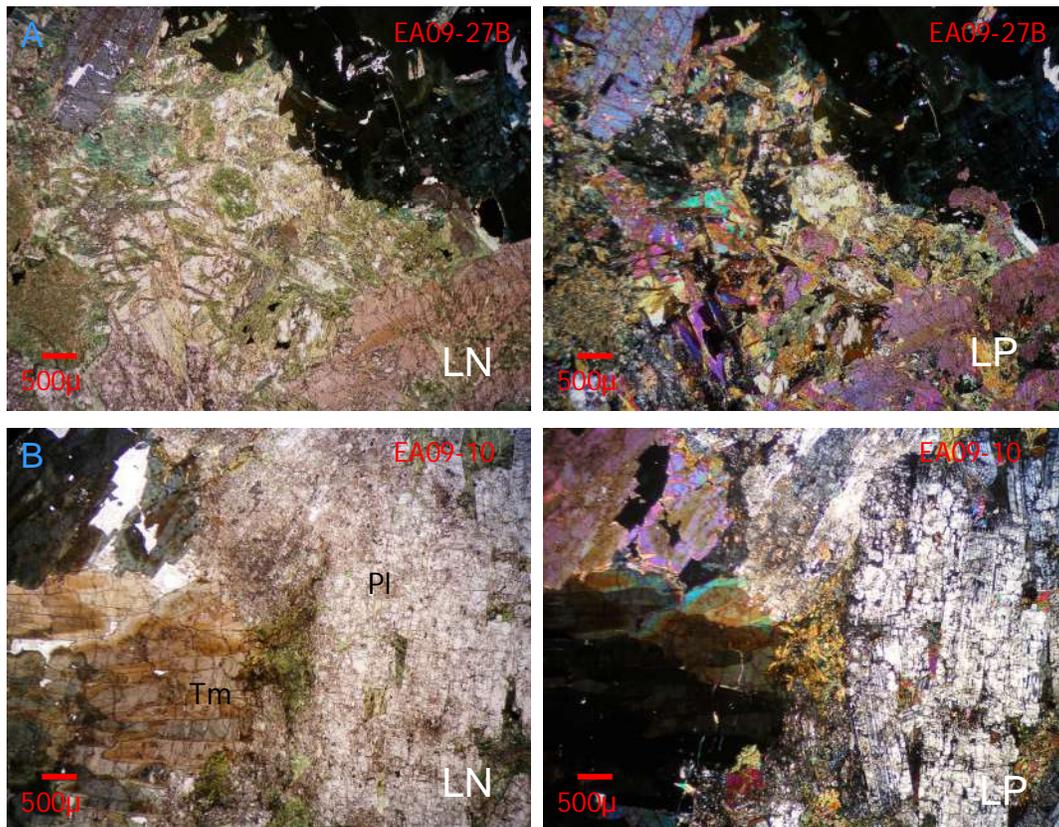


Figura IV-15. Zona de alteración del gabro con turmalina. A: Asociación epidota-clorita. B: Facies de gabro traquitoide.

4.2.2.2. Diorita

Los piroxenos se encuentran en su mayoría alterados, de manera parcial a total, en la mayoría de las muestras, por la asociación mineral clorita-actinolita-biotita-óxidos de Fe-Ti, siendo la asociación actinolita-biotita la más persistente (Figura IV-17A). Las biotitas secundarias son distintas de las flogopitas primarias en el color y tamaños de los cristales.

Las flogopitas se encuentran generalmente libres de alteración, a excepción de una de las muestras (EA08-12), donde presentan reemplazamiento parcial, ligero a moderado, por clorita de la variedad penina. Las plagioclasas en su mayoría son frescas, pero en otras ocasiones se encuentran leve a moderadamente sericitizadas.

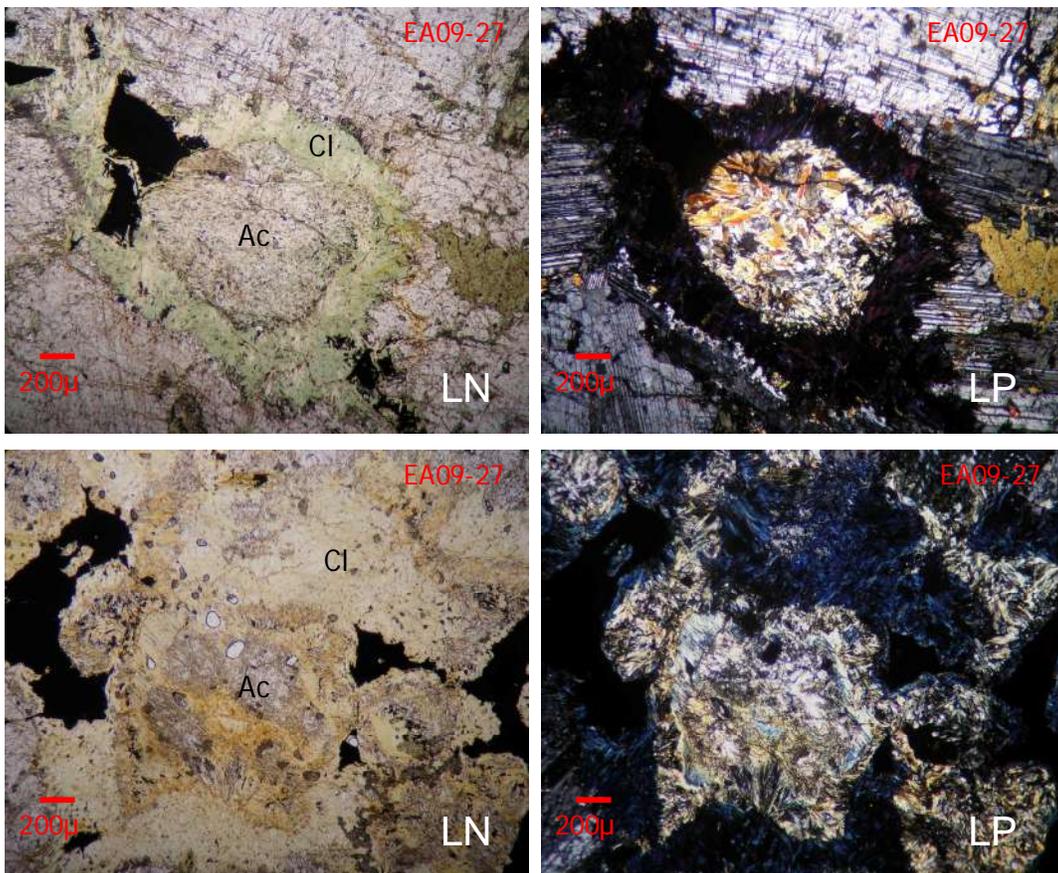


Figura IV-16. Asociación actinolita-penina en zonas de alteración del gabro.

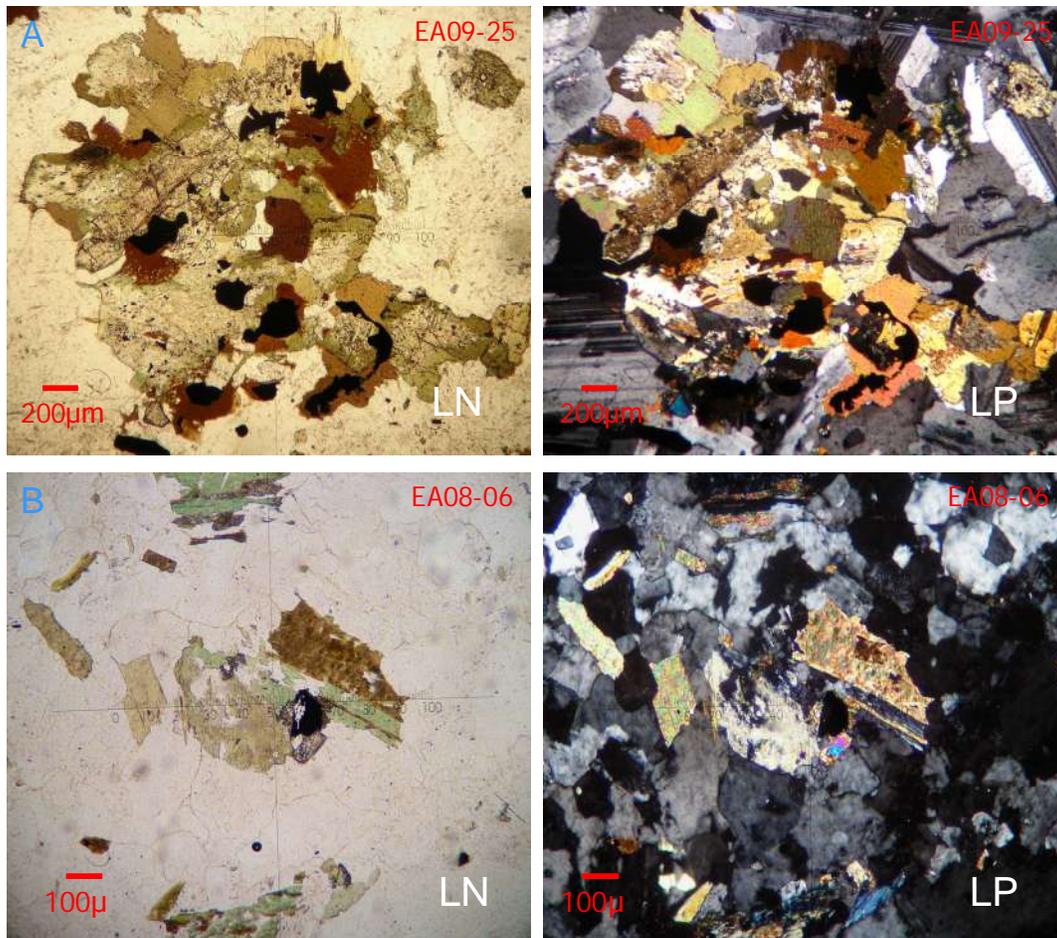


Figura IV-17. A: Asociación Clorita-Actinolita-Biotita-Óxidos de Fe-Ti alterando al piroxeno. B: Dique diorítico con alteración sericita-epidota en plagioclasas, clorita-epidota en flogopitas, y actinolita en piroxenos. B: Piroxeno alterado a actinolita y biotita alterada a clorita.

4.2.2.3. Granito

La unidad en general presenta alteración penetrativa, moderada, de óxidos de Fe-Ti, ocupando de 5 a 10 % de la mineralogía, según la facies. Los feldespatos alcalinos se encuentran prácticamente libres de alteración, mientras que las plagioclasas están alteradas levemente a epidota, casi despreciable, en las facies de grano fino, y de moderada a altamente alteradas a sericita, en las facies de grano más grueso. Las flogopitas están alteradas total y parcialmente a clorita y epidota, mientras que los piroxenos presentes, que se encuentran asociados a las micas, se encuentran parcialmente alterados a actinolita (Figura IV-17C).

4.2.2.4. Discusión del estudio de alteraciones

La presencia de alteración en los intrusivos de Sobai Satechi, disminuye de los términos máficos a los félsicos. Sin embargo, de manera general y de acuerdo a la mineralogía secundaria descrita, estos cuerpos presentan alteración propilítica (clorita + epidota + calcita + actinolita), además de sericita y óxidos de Fe-Ti.

El gabro presenta además una facies con la asociación turmalina-actinolita, la cual es típica de un ambiente hidrotermal.

Al ser el gabro el intrusivo con mayor alteración, se reafirma el planteamiento sobre su recalentamiento y el *reseteo* de la edad radiométrica determinada para este cuerpo. Además, la mineralogía primaria y su evolución de un término a otro, sugiere que los intrusivos están ligados genéticamente, lo cual se discutirá con los resultados químicos de los intrusivos.

4.3. Estudio Geoquímico

En el análisis químico por roca total de los intrusivos del área se llevó a cabo un estudio petrográfico preliminar de 21 muestras representativas, de las cuales se seleccionaron doce muestras para el análisis de elementos mayores y nueve de éstas para el análisis de elementos traza, incluyendo las tierras raras (*REE*).

Los resultados son agrupados y analizados según el tipo de roca y su ubicación temporal de acuerdo al orden cronológico establecido (Figura II-11). Así, se presentan las características geoquímicas y la discusión de los intrusivos laramídicos (Tabla IV-2).

4.3.1. Características químicas de los intrusivos laramídicos

Elementos mayores

Los valores representativos de los intrusivos cubren un rango composicional de 49 a 74% en SiO₂, presentando una variación casi continua cuyo *gap* máximo es de 7% entre los términos intermedios a félsicos. En el estudio normativo se observa una sola muestra

con nefelina y sin hiperstena (MO97-8), el resto son saturadas en sílice con hiperstena, o sobresaturadas en sílice con cuarzo, y en el caso de las dos muestras más diferenciadas (MO97-6 y EA08-05), presencia de corindón en valores bajos. En el diagrama de Sílice *versus* Álcalis Totales (TAS) para rocas plutónicas (Middlemost, 1994), sobreponiendo la línea discriminadora de Irvine & Baragar (1971), estos puntos se reparten globalmente en el dominio de las rocas subalcalinas con un continuo desde gabros hasta granitos, aunque algunas rocas de composición intermedia se sitúan sobre la línea de discriminación, debido principalmente al efecto elevado del potasio (Figura IV-18).

Tabla IV-2. Composición química de elementos mayores y Norma CIPW de los intrusivos laramídicos de Sobai Satechi.

Intrusivos laramídicos												
Área Sobai Satechi												
Muestra	EA08-20	MO97-16	MO97-8	MO97-17	EA08-09	EA08-12	MO97-13	EA09-25	EA09-32	EA08-07	MO97-6	EA08-05
Mayores %												
SiO ₂	48.10	48.90	49.22	50.37	51.30	55.70	55.80	58.30	59.70	67.30	70.76	72.90
TiO ₂	1.36	1.68	1.49	1.41	1.26	1.06	1.25	1.18	1.33	0.62	0.31	0.25
Al ₂ O ₃	18.35	16.81	18.43	16.66	19.25	16.05	16.44	16.75	14.60	14.15	14.83	13.50
Fe ₂ O ₃	3.02	3.24	2.95	1.02	2.48	1.73	2.02	1.95	2.04	1.03	0.75	0.42
FeO	7.15	7.86	7.18	8.60	5.56	5.58	6.10	5.33	5.98	2.82	1.71	1.44
MnO	0.15	0.16	0.14	0.19	0.11	0.14	0.16	0.16	0.15	0.07	0.04	0.04
MgO	4.83	5.31	4.95	5.19	3.06	3.16	3.65	2.66	1.38	0.93	0.42	0.39
CaO	10.55	10.29	10.94	8.99	9.32	6.27	6.75	5.40	3.62	2.45	1.71	1.61
Na ₂ O	2.82	3.04	3.30	3.11	3.44	3.67	4.23	4.30	3.65	3.33	3.45	3.04
K ₂ O	0.68	1.07	0.84	1.97	1.06	2.01	2.65	2.64	4.46	4.46	5.40	4.63
P ₂ O ₅	0.15	0.16	0.14	0.23	0.16	0.43	0.53	0.52	0.65	0.20	0.13	0.05
LOI	1.99	2.07	0.73	1.19	0.29	1.31	0.76	-0.10	0.60	0.49	0.55	0.68
TOTAL	99.15	100.59	100.31	98.93	97.29	97.11	100.34	99.09	98.16	97.85	100.06	98.95
Norma CIPW												
Qz	0.00	0.00	0.00	0.00	1.35	7.47	0.78	6.23	10.06	23.38	24.79	33.08
Or	4.13	6.41	4.98	11.90	6.45	12.38	15.71	15.71	26.98	27.04	32.03	27.81
Ab	24.54	26.09	26.98	26.90	29.98	32.39	35.91	36.65	31.63	28.92	29.31	26.15
An	36.41	29.48	33.11	26.25	34.98	22.31	18.11	18.74	10.53	10.77	7.75	7.82
Ne	0.00	0.00	0.56	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Di	13.66	17.64	16.95	14.85	9.73	6.23	10.24	4.31	3.37	0.42	0.00	0.00
Hyp	8.67	3.20	0.00	4.40	12.59	14.24	13.67	13.10	11.33	6.77	4.05	3.30
Ol _{mg}	3.28	5.16	5.66	5.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ol _{fe}	3.69	5.63	6.07	5.70	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mt	2.21	2.38	2.15	1.52	1.75	1.62	1.73	1.56	1.75	0.84	0.52	0.40
Ilm	2.66	3.24	2.85	2.74	2.47	2.10	2.39	2.26	2.59	1.21	0.59	0.48
Ap	0.37	0.38	0.33	0.56	0.39	1.06	1.26	1.24	1.58	0.49	0.31	0.12
Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.48	0.68
Mgv	50.89	51.07	51.59	53.58	45.42	48.39	49.40	44.30	27.21	34.48	27.16	31.29
ID	28.67	32.50	32.52	38.80	37.78	52.24	52.40	58.59	68.67	79.33	86.13	87.05

$$Mgv = (Mg / (Mg + Fe_2)) * 100$$

$$ID = Qz + Or + Ab + Ne + Lc; \text{ (Thornton y Tuttle, 1960)}$$

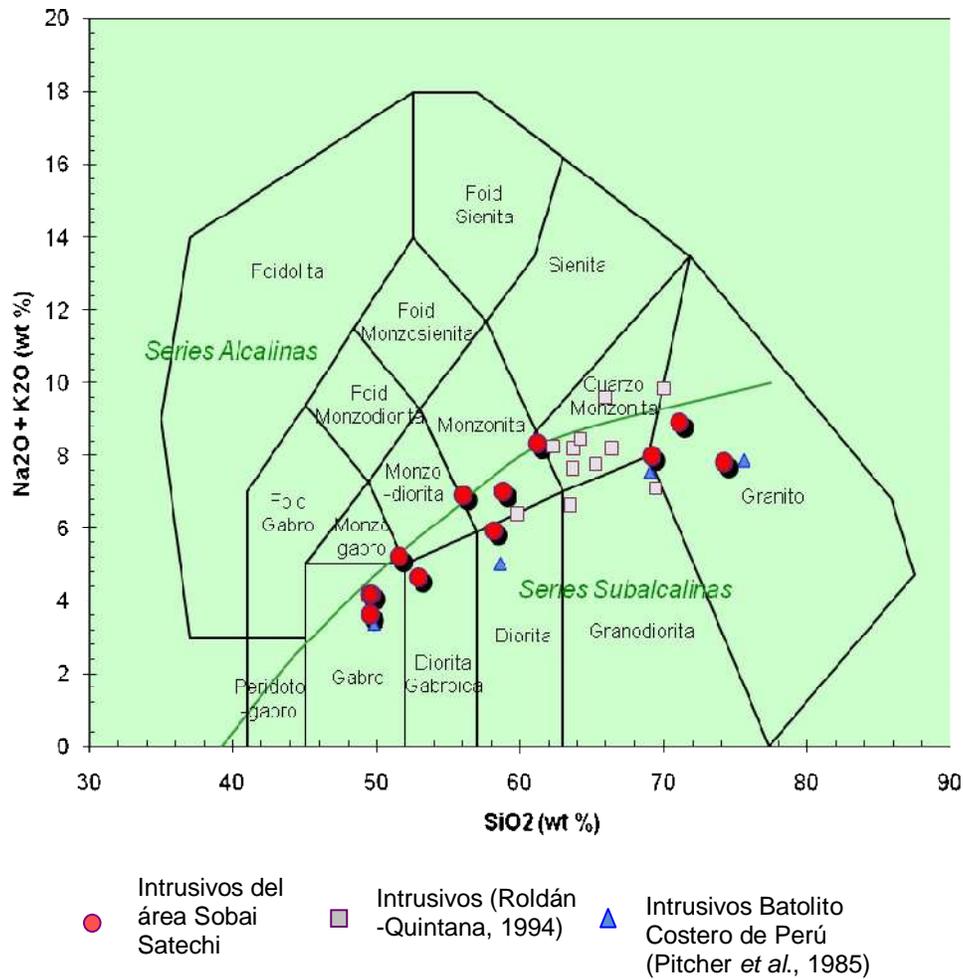


Figura IV-18. Diagrama TAS de clasificación química de los intrusivos laramídicos de Sobai Satechi, y a manera de comparación, los intrusivos de la Sierra Oposura y del Batolito costero de Perú.

Sobre el diagrama se pueden notar varios aspectos: a) que las rocas básicas a intermedias básicas (47-57% de sílice), definidas anteriormente como gabros, se encuentran ya diferenciadas, con $Mgv < 54$, repartiéndose en los campos de gabro, monzogabro, diorita gabroica, monzodiorita y diorita; b) que los intrusivos más tardíos, que cortan a la secuencia plutónica completa son los más evolucionados, correspondiendo a granito. Cabe mencionar que se presenta un continuo de rocas sobre el diagrama TAS, a excepción de un *gap* en el dominio de cuarzo monzonita y granodiorita, campo donde se concentra la casi totalidad de muestras analizadas para la Sierra Oposura por Roldán Quintana (1994) (Figura IV-18).

El diagrama AFM, que permite discriminar el campo calcoalcalino del toleítico, según las líneas discriminatorias de Kuno (1968) e Irvine y Baragar (1971) (Figura IV-19), muestra una trayectoria bien marcada de los puntos, desde los términos máficos hasta los félsicos, dentro del dominio calcoalcalino. En los diagramas TAS, SiO_2 vs. K_2O y AFM se muestran los valores del segmento de Lima del Batolito costero de Perú (Pitcher *et al.*, 1985), como ejemplo típico de un margen continental activo, mostrando los intrusivos de Sobai Satechi un comportamiento similar, con ligeramente mayor contenido en potasio.

En el diagrama $(\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_N$ para la división de rocas subalcalinas (Le Maitre *et al.*, 1989; Rickwood, 1989), se observa un rápido enriquecimiento en potasio en función del aumento del contenido en sílice, desde potasio medio hasta potasio muy elevado (Figura IV-20). Los términos con menor contenido en sílice se agrupan en el campo de la serie calcoalcalina de potasio medio, mientras que los términos intermedios caen en el campo de la serie calcoalcalina de alto potasio. Los términos con mayor contenido en sílice, cuyos porcentajes alcanzan valores desde 70% a casi 75%, presentan altas cantidades de potasio, agrupándose aún dentro del campo de la serie calcoalcalina, pero con una tendencia hacia la serie shoshonítica.

En los diagramas tipo Harker (Figura IV-21) se observan tendencias lineales con correlación negativa en los contenidos de calcio, magnesio, fierro total, y de manera menos regular, de titanio y aluminio, con respecto al Índice de Diferenciación ID. Este comportamiento de los puntos refleja un empobrecimiento regular de estos elementos conforme el contenido la diferenciación evoluciona. La variación del sílice y potasio, como ya se hecho notar, es inversa habiendo una correlación positiva entre éste y el ID.

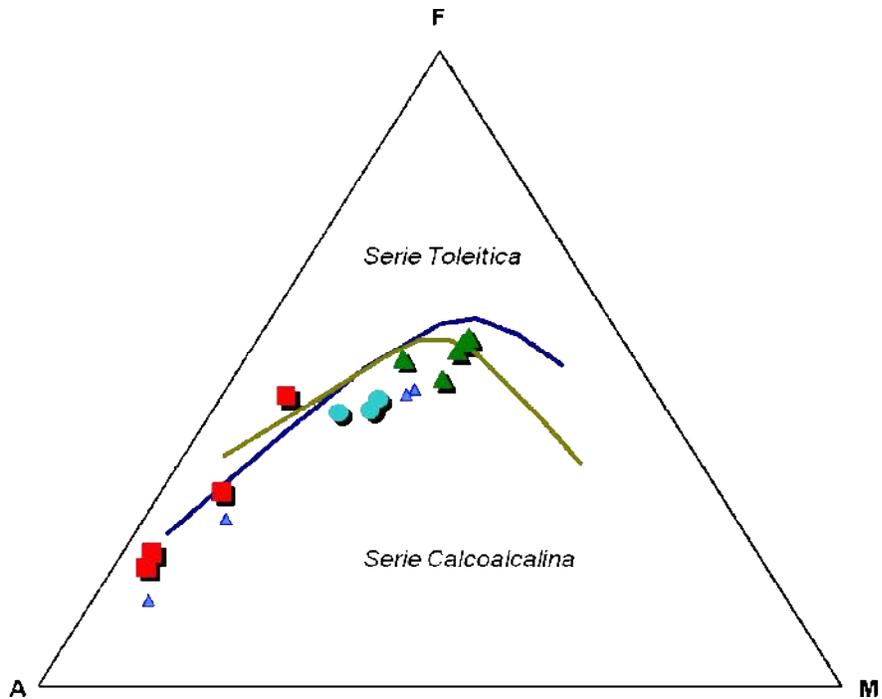


Figura IV-19. Diagrama AFM mostrando el límite entre el campo calcoalcalino y el campo toleítico, según Kuno (1968) - línea azul; y según Irvine y Baragar (1971) - línea verde. Simbología de la Figura IV-20.

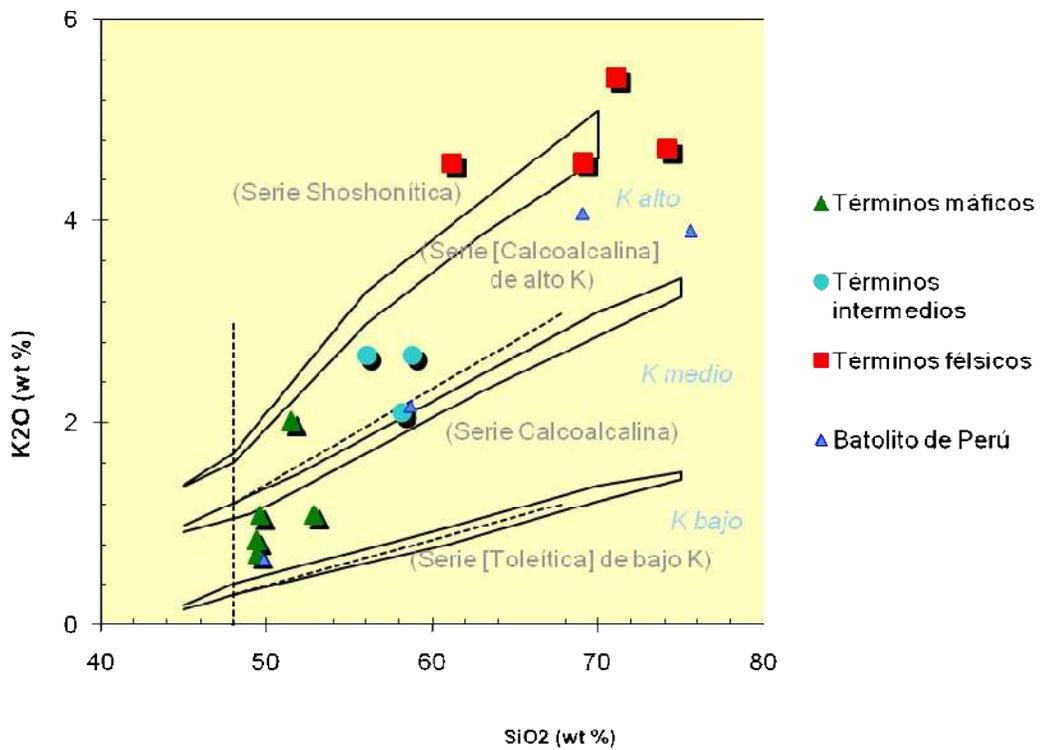


Figura IV-20. Diagrama $(K_2O/SiO_2)_N$ para división de rocas subalcalinas, LeMaitre *et al.* (1989) y Rickwood (1989).

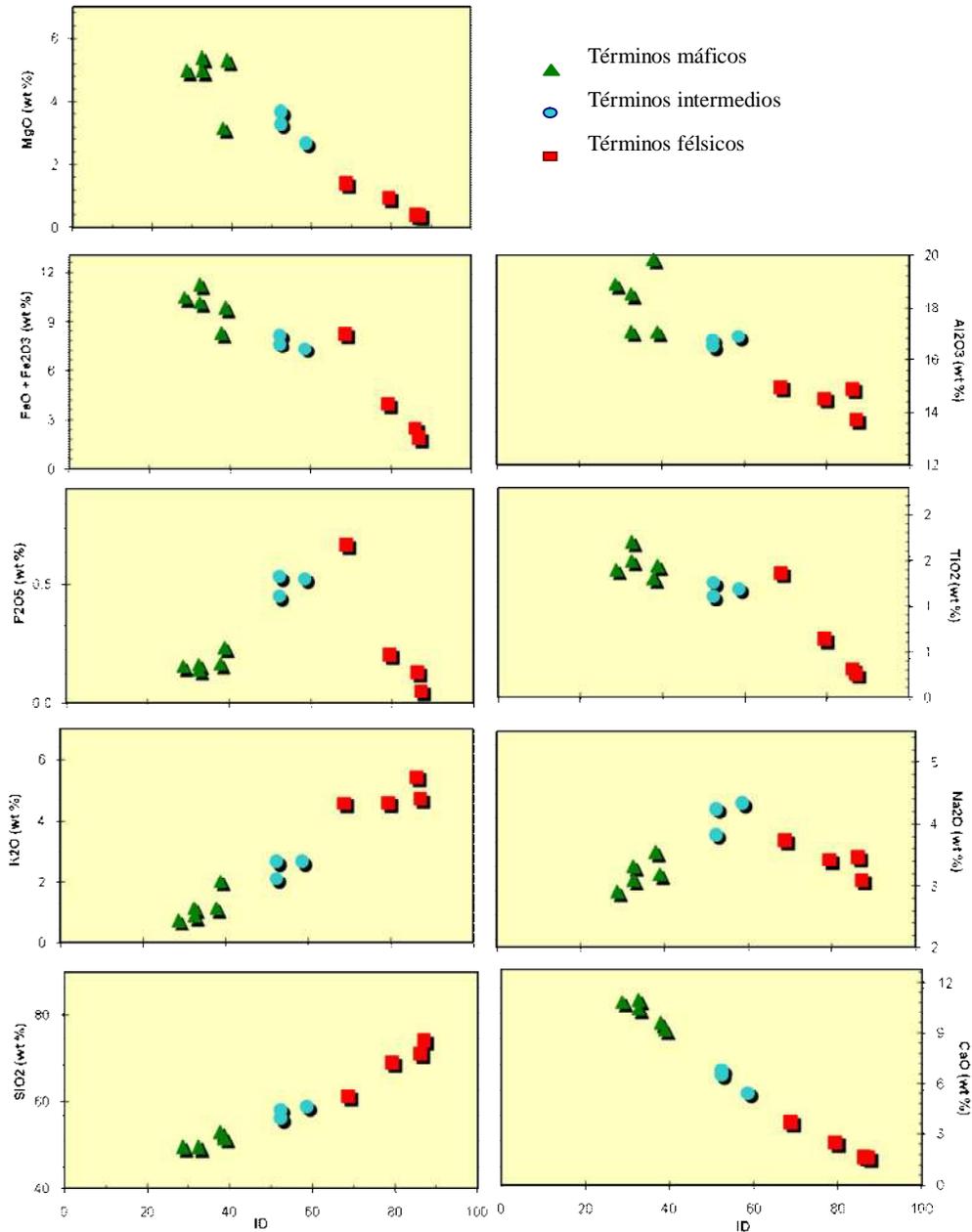


Figura IV-21. Diagramas de correlación tipo Harker Óxidos mayores/ID (Índice de Diferenciación) de los intrusivos de Sobai Satechi.

Los contenidos en fósforo y sodio son menos regulares, mostrando un máximo en los términos intermedios para volver a descender en los términos más evolucionados. Las tendencias de los óxidos mayores con respecto a la sílice dan pauta a pensar que son características de una cristalización fraccionada, en cuyo caso el Índice de Diferenciación avanza progresivamente de 28 a 87.

Elementos traza

Los datos obtenidos sobre los elementos traza se presentan en la Tabla IV-3.

Tabla IV-3. Composición química de elementos traza y tierras raras de los intrusivos laramídicos de Sobai Satechi.

Intrusivos laramídicos											
Área Sobai Satechi											
Muestra	EA08-20	MO97-16	MO97-8	MO97-17	EA08-09	EA08-12	MO97-13	EA09-25	EA09-32	EA08-07	EA08-05
Trazas ppm											
Rb	18.80	27.00	19.00	93.40	31.50	75.20	81.00	99.80	229.00	255.00	265.00
Sr	628.00	715.00	682.00	676.00	693.00	581.00	558.00	559.00	290.00	268.00	225.00
Ba	361.00	537.00	406.00	518.00	541.00	853.00	953.00	998.00	1210.00	774.00	876.00
Co	38.60	51.00	45.00	33.30	25.80	18.30	27.00	13.00	13.40	6.30	2.70
Cu	36.00	10.00	26.00	31.00	34.00	18.00	20.00	9.00	102.00	32.00	<5
Cr	50.00	34.00	42.00	70.00	10.00	20.00	30.00	10.00	<10	10.00	<10
Ni	40.00	30.00	22.00	23.00	17.00	13.00	13.00	5.00	5.00	<5	<5
V	382.00	455.00	422.00	347.00	346.00	132.00	138.00	97.00	61.00	49.00	17.00
Zn	129.00	94.00	93.00	156.00	93.00	118.00	104.00	125.00	139.00	80.00	44.00
Zr	109.00	93.00	62.00	129.00	120.00	241.00	248.00	274.00	634.00	422.00	211.00
Y	17.70	18.00	15.00	18.20	17.10	29.80	34.00	31.60	56.70	35.80	20.20
Nb	6.00	4.00	2.00	6.00	5.20	11.80	14.00	13.90	31.90	24.30	16.10
Cs	2.38	-	-	3.5	2.74	6.00	-	5.07	20.50	23.20	30.20
Th	3.88	-	-	4.03	3.19	8.80	-	10.30	26.50	35.40	35.30
Ta	0.40	-	-	0.4	0.30	0.80	-	0.80	2.00	2.20	2.10
U	1.40	-	-	1.24	1.09	2.84	-	2.68	7.81	10.25	14.05
Pb	11.00	-	-	36	9.00	16.00	-	21.00	33.00	33.00	29.00
Hf	3.20	-	-	3.4	3.00	5.80	-	7.00	15.90	10.90	6.10
Sn	1.00	-	-	3	1.00	2.00	-	2.00	6.00	5.00	4.00
W	1.00	-	-	2	1.00	1.00	-	1.00	4.00	5.00	4.00
Ga	20.80	-	-	19.6	22.60	20.40	-	21.00	22.40	19.70	18.00
Mo	<2	-	-	<2	<2	<2	-	<2	7.00	2.00	<2
REE ppm											
La	15.70	-	-	15.00	15.20	34.00	-	37.30	69.20	52.90	37.00
Ce	32.1	-	-	32.1	32	70	-	75.6	142	102.5	66
Pr	3.97	-	-	4.13	3.91	8.34	-	9.1	17.05	11.2	6.76
Nd	17.2	-	-	17.3	15.7	32.1	-	37.5	68.4	39.4	22.3
Sm	3.75	-	-	3.89	3.53	6.47	-	7.39	13.55	7.46	4.13
Eu	1.25	-	-	1.17	1.28	1.83	-	2.01	2.5	1.14	0.72
Gd	3.96	-	-	4.01	3.47	6.53	-	7.56	13.55	7.46	3.99
Tb	0.62	-	-	0.62	0.55	0.97	-	1.1	2.04	1.15	0.6
Dy	3.47	-	-	3.53	3.07	5.28	-	6.17	11.2	6.24	3.33
Ho	0.72	-	-	0.69	0.63	1.09	-	1.21	2.23	1.3	0.69
Er	2.04	-	-	2.07	1.77	3	-	3.62	6.59	3.78	2.02
Tm	0.31	-	-	0.27	0.25	0.44	-	0.49	0.92	0.58	0.33
Yb	1.79	-	-	1.84	1.52	2.76	-	3.26	6.06	3.69	2.14
Lu	0.27	-	-	0.27	0.23	0.43	-	0.49	0.88	0.56	0.34

Los elementos traza son primeramente discutidos a partir de diagramas binarios de trazas en función del Índice de Diferenciación ID (Figura IV-22), de manera equivalente a como se hizo con los elementos mayores en los diagramas de correlación.

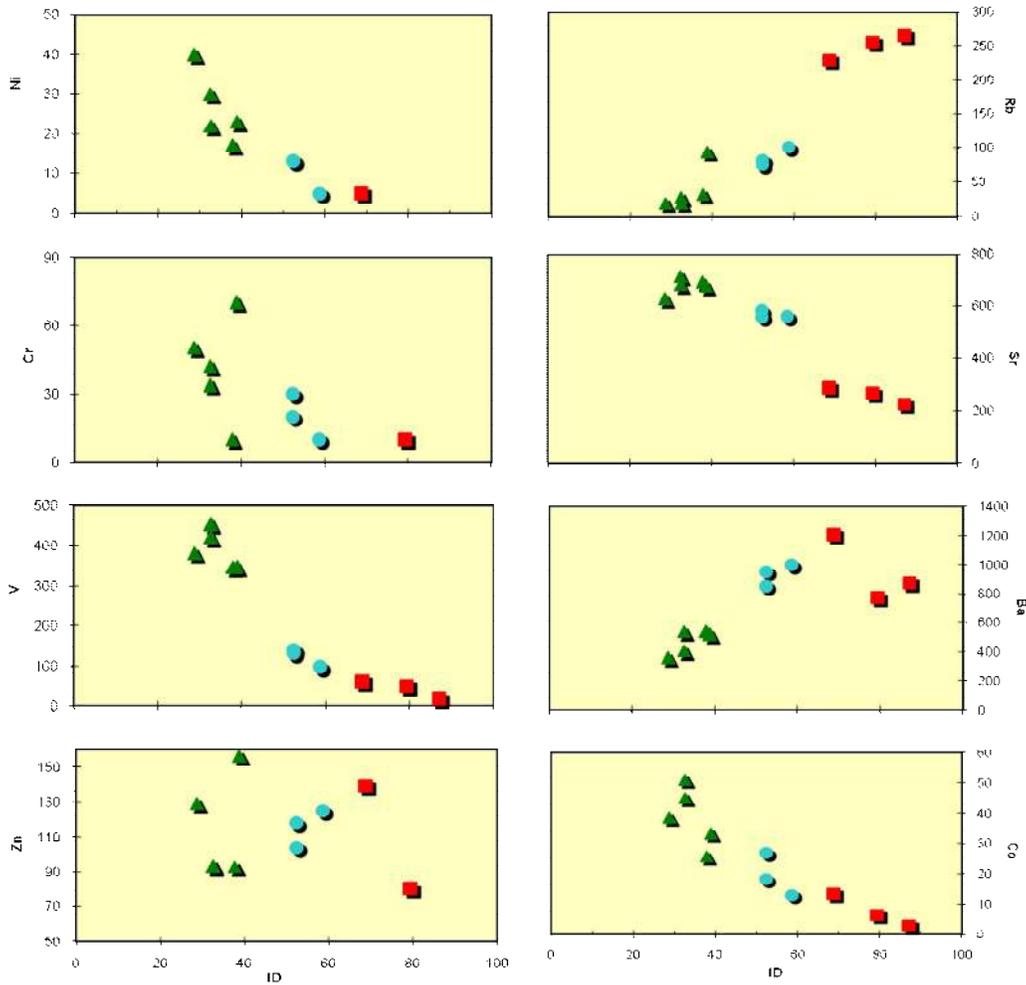


Figura IV-22. Diagramas de correlación Elementos Traza/ID (Índice de Diferenciación) de los intrusivos de Sobai Satechi. Simbología de la Figura IV-21.

Los valores de $\text{Cr} \leq 70$ ppm y de $\text{Ni} \leq 40$ ppm muestran, nuevamente, que los intrusivos de composición máfica se encuentran ya muy diferenciados. Los elementos que están relativamente mejor correlacionados con el ID son el Co, V y Ni cuyos valores van decayendo en una tendencia ligeramente parabólica. El resto de los elementos muestran una dispersión de puntos, de las cuales, en general el Cr y Sr tienden a disminuir, y el Rb y Ba a aumentar.

Las Tierras Raras

Las tierras raras también se encuentran como elementos traza en minerales comunes formadores de rocas, en los cuales reemplazan a los iones mayores. Considerando este

fenómeno, se utilizaron los valores obtenidos de *REE* para los intrusivos de Sobai Satechi, normalizándolos con los valores de una condrita (Sun & McDonough, 1989), y graficándolos en orden de incompatibilidad, con las tierras raras ligeras (LREE) a la izquierda y las tierras raras pesadas (HREE) a la derecha (Figura IV-23).

Las tierras raras muestran espectros muy regulares con una pendiente suave negativa en LREE, un comportamiento casi horizontal en HREE [(Gd/Yb)_N = 1.5-2.2] y una anomalía negativa importante en Eu en los términos félsicos. Esta anomalía indica un fraccionamiento de la plagioclasa en los granitoides, coincidiendo con la fuerte inflexión del sodio en el diagrama tipo Harker, para los términos más diferenciados (Figura IV-21).

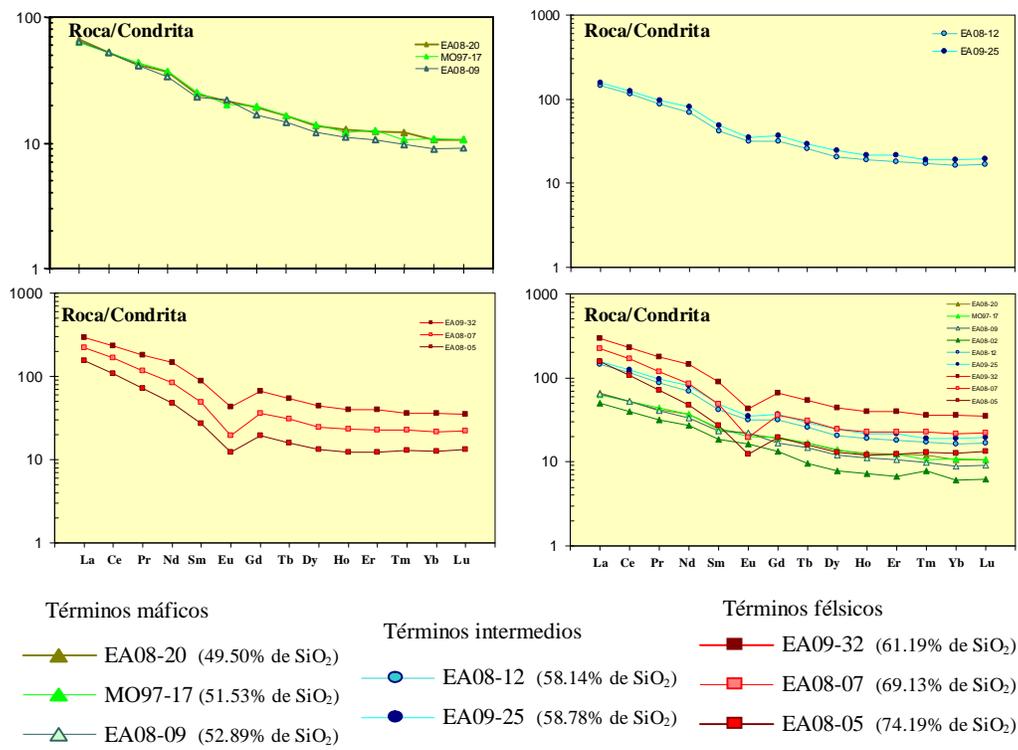


Figura IV-23. Diagramas de tierras raras normalizados a condrita de los intrusivos de Sobai Satechi (valores de normalización Sun & McDonough, 1989).

Las rocas básicas presentan una relación $(La/Sm)_N$ baja de 2.5-2.8, la cual aumenta a 3.3-3.4 en las rocas intermedias, y alcanza valores de 3.3 hasta 5.8 en las rocas ácidas. El cambio de pendiente pronunciado entre los términos félsicos, visible en los espectros completos incluyendo LREE [$(La/Yb)_N = 8.2-12.4$], indica un enriquecimiento en tierras raras en las fases de borde del granito en contacto con el gabro, lo cual pudiera ser producto de la asimilación cortical o del cuerpo máfico en contacto.

Diagramas Multielementos

Para hacer resaltar ciertas características de los conjuntos de rocas y sus posibles relaciones genéticas, algunos de los datos geoquímicos son representados en diagramas multielementos usando valores de normalización de manto primitivo (Sun & McDonough, 1989) (Figura IV-24).

Los diagramas multielementos de las rocas máficas muestran un evidente paralelismo entre sí, en los cuales se observan mayores concentraciones de Rb, y de K en menor escala, en la muestra MO97-17 con respecto al resto del conjunto. Los espectros son irregulares debido a la presencia de anomalías positivas de Sr y Pb, y anomalías negativas de Rb, Th y Nb-Ta. En general los espectros muestran un mayor contenido en los elementos más incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th, U y K).

Con respecto a los términos intermedios, los diagramas multielementos muestran un paralelismo más marcado entre sí. Son más regulares con respecto a los espectros de los términos máficos, presentando anomalías negativas en Ti y Nb-Ta, positivas en Pb, y un enriquecimiento en todos los elementos, a excepción del Ti, Sr y K; además de mayor contenido en elementos más incompatibles con respecto al resto de los elementos graficados.

Los espectros en los diagramas multielementos de los términos félsicos muestran anomalías negativas acentuadas de Ba, Nb-Ta, Sr, P, Sm, Eu y Ti, así como anomalías positivas de Cs, Rb, Th, U, Pb y K.

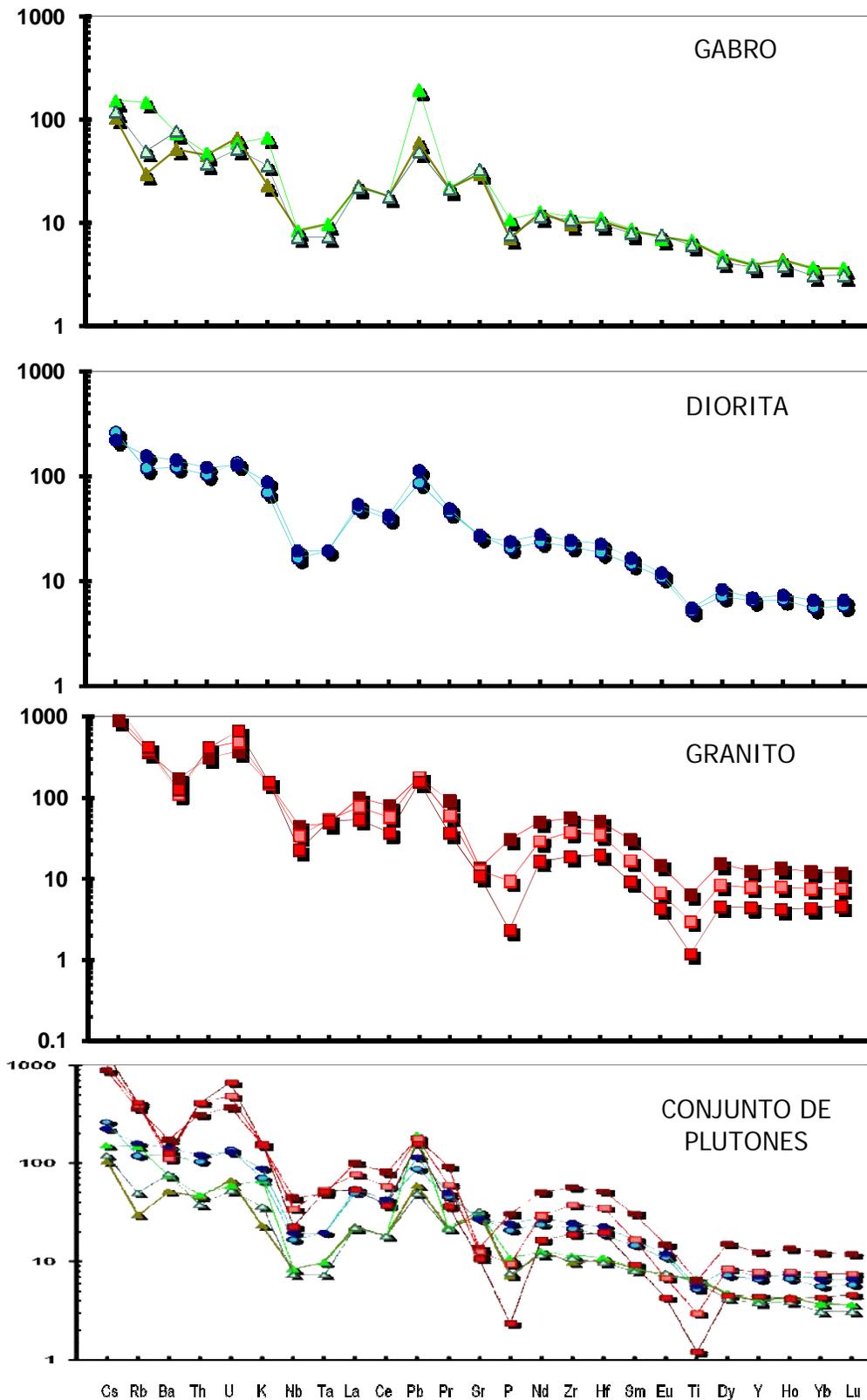


Figura IV-24. Diagramas multielementos normalizados a manto primitivo de los intrusivos de Sobai Satechi (valores de normalización Sun & McDonough, 1989).
 Simbología de la Figura IV-23.

En estos espectros sobresalen las fuertes anomalías negativas de Ti (mínimos de hasta 1.19) y P (mínimos hasta 2.34), las anomalías negativas en Ba (máximo de hasta 173), y la pronunciada anomalía positiva en Cs (máximo de hasta 1313).

4.3.2. Discusión sobre las relaciones genéticas entre los distintos intrusivos

Una vez reportados en un solo diagrama los valores espectrales de todos los intrusivos se observa con mayor claridad un continuo en los resultados geoquímicos. En el diagrama de tierras raras (Figura IV-23), los espectros son relativamente paralelos entre sí, con un enriquecimiento regular desde los términos máficos hacia los términos félsicos, mismo que se observa en el diagrama multielementos. Esta evolución conduce a reforzar el planteamiento sobre el origen de estos cuerpos por cristalización fraccionada.

En la transición de los espectros de las rocas básicas a los de las rocas ácidas en el diagrama multielementos (Figura IV-24), resaltan algunas inversiones en anomalías. El Rb, Th y Zr cambian de anomalías negativas a positivas, y los elementos Ba y Sr, pasan de anomalías positivas a negativas. Las anomalías negativas de Nb-Ta con respecto al Ba son típicas de ambientes en subducción, lo cual es consistente con los datos obtenidos para los elementos mayores. En los términos félsicos la anomalía del Ba es negativa, pero la concentración de éste con respecto a las del Nb y Ta es considerablemente mayor.

La relación Th/Ta de los intrusivos toma valores entre 9.7 y 16.8, los cuales son típicos de ambientes de subducción. La línea de tendencia de dichas relaciones muestra que los intrusivos están filiados genéticamente, ya que la ordenada al origen de la regresión lineal es cero (Figura IV-25).

Con el objetivo de reafirmar el carácter geodinámico de subducción de los intrusivos estudiados, se graficaron las relaciones La/10, Y/15 y Nb/8 en el diagrama discriminatorio de Cabanis & Lecolle (1989), que las considera para delimitar ambientes tectónicos de formación (Figura IV-26). A pesar de que la utilización del diagrama es propuesta para basaltos, se logra ver una tendencia desde los términos

máficos a los félsicos hacia el límite del dominio intracontinental tardi a postorogénico, ubicándose sin embargo, dentro del dominio orogénico.

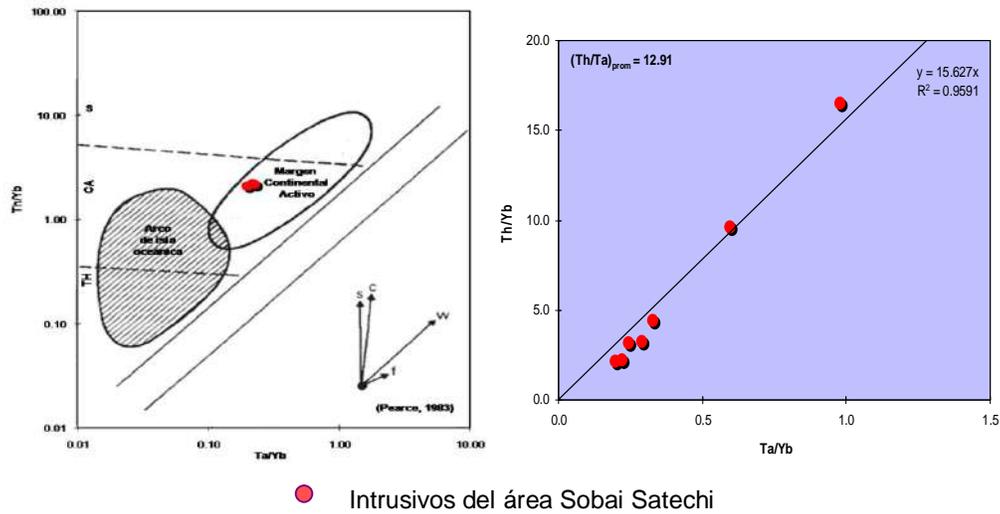


Figura IV-25. Relación Th/Ta del gabro (izquierda) y de los intrusivos de Sobai Satechi (derecha) (Pearce, 1983). Vectores, influencia de (S) componentes en subducción, (W) enriquecimiento intraplaca, (C) contaminación cortical, y (F) cristalización fraccionada.

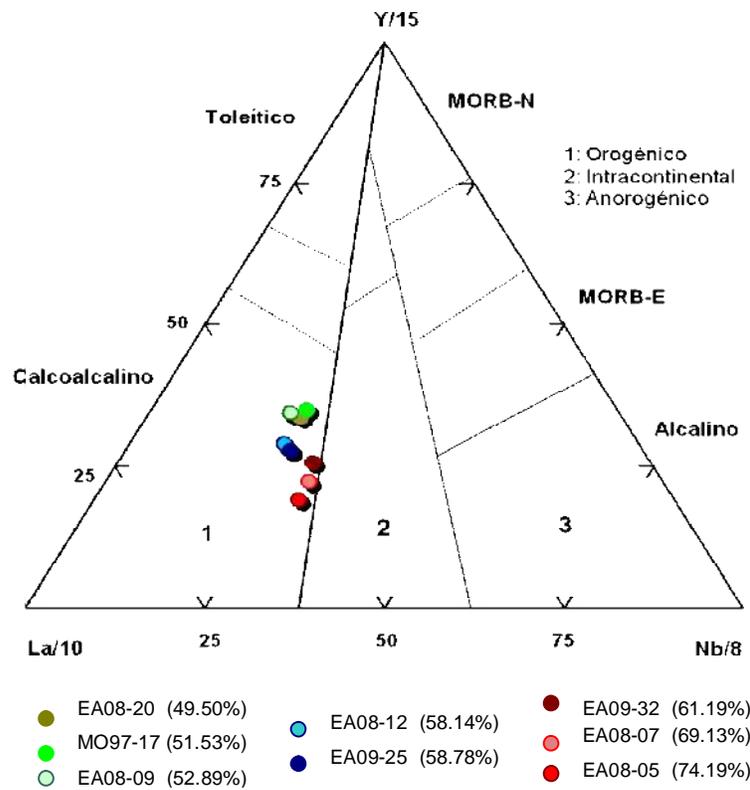


Figura IV-26. Diagrama de discriminación de Cabanis y Lecolle (1989). En la simbología, mostrando el contenido en sílice de cada muestra entre paréntesis.

Evolución del hierro en el transcurso de la diferenciación

Anteriormente se observó en el diagrama AFM que los puntos analizados de los intrusivos muestran afinidad calcoalcalina (Figura IV-19). Sin embargo, estos puntos se encuentran muy cerca de la frontera con la serie toleítica, mostrando tendencias de FeO total elevado.

Al analizar el comportamiento del hierro en el transcurso de la diferenciación, en función del MgO (Tilley y Muir, 1967), éste describe una trayectoria que es ubicada entre la de la serie calcoalcalina y la serie alcalina de Hawai (Figura IV-27). En el diagrama de Miyashiro (1975) esta evolución ubica a los intrusivos dentro del campo de la serie toleítica (Figura IV-28). Sin embargo, el carácter calcoalcalino previamente establecido de estos magmas es nuevamente confirmado por el decremento de V en función del ID, y de TiO₂ en función del FeOt/MgO (Figura IV-29), como indicador de cristalización fraccionada (Miyashiro, 1975). De ahí que se concluya que los intrusivos corresponden a una serie calcoalcalina de alto contenido en hierro, tipo *Fenner trend*, ocasionada por una ausencia de liberación del hierro durante la cristalización.

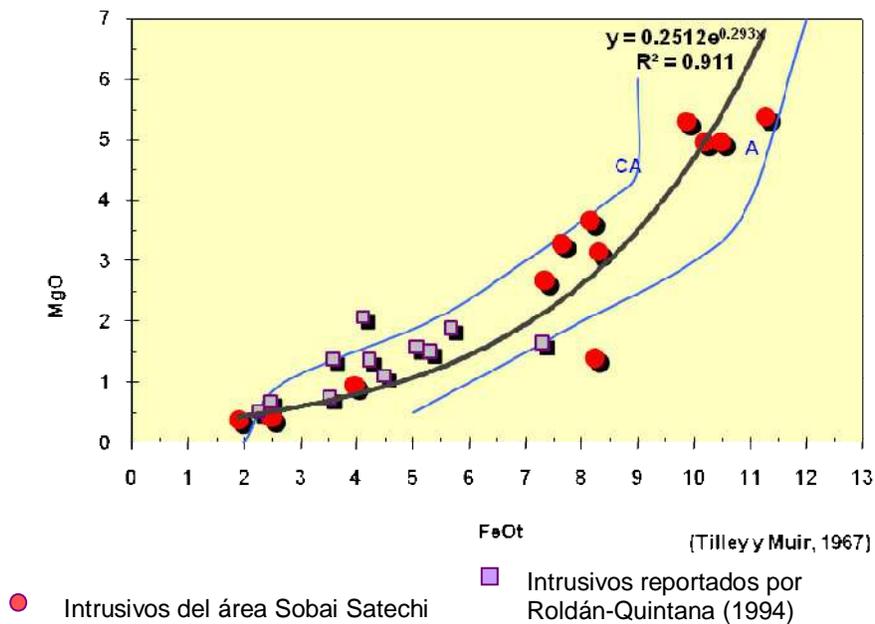


Figura IV-27. Diagrama $MgO/(FeO+Fe_2O_3)$, mostrando la evolución del hierro en función del decrecimiento de contenido en MgO (Tilley y Muir, 1967).

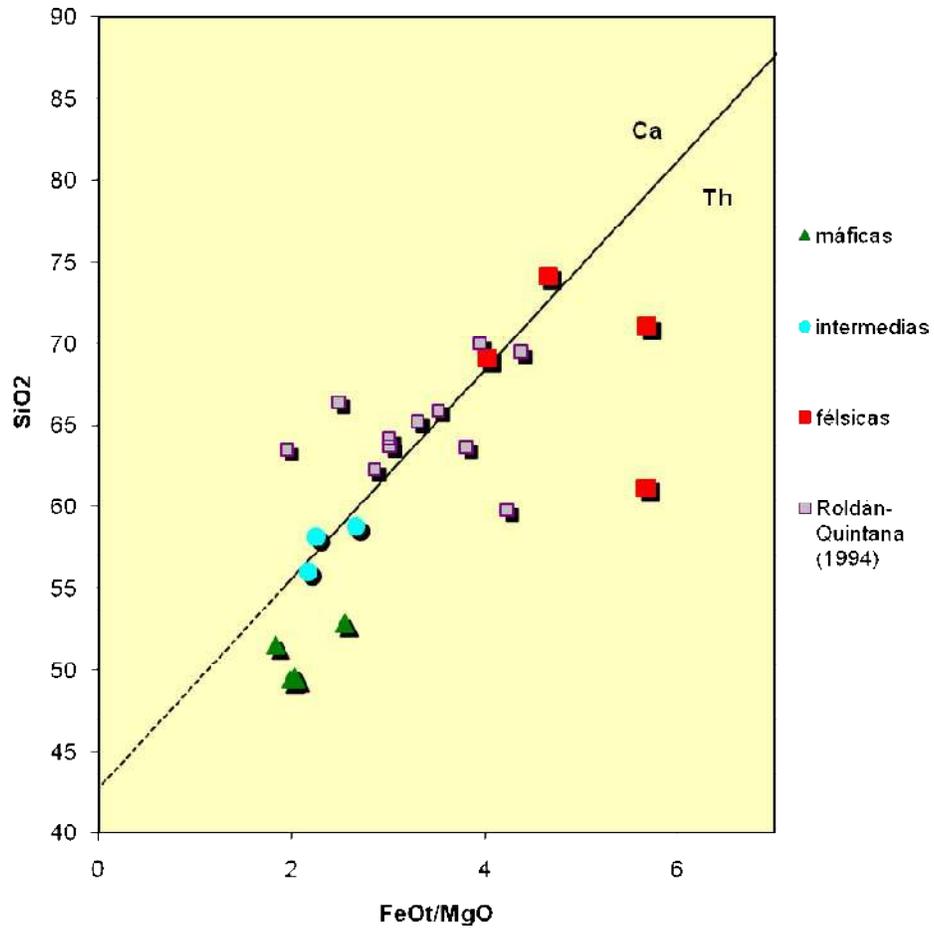


Figura IV-28. Intrusivos de Sobai Satechi en diagrama (FeOt/MgO) vs. SiO₂ (Miyashiro, 1975), con línea divisoria entre campos calcoalcalino (CA) y toleítico (Th).

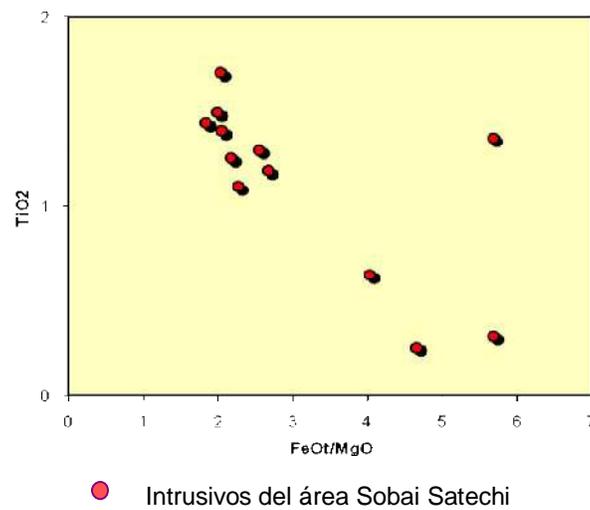


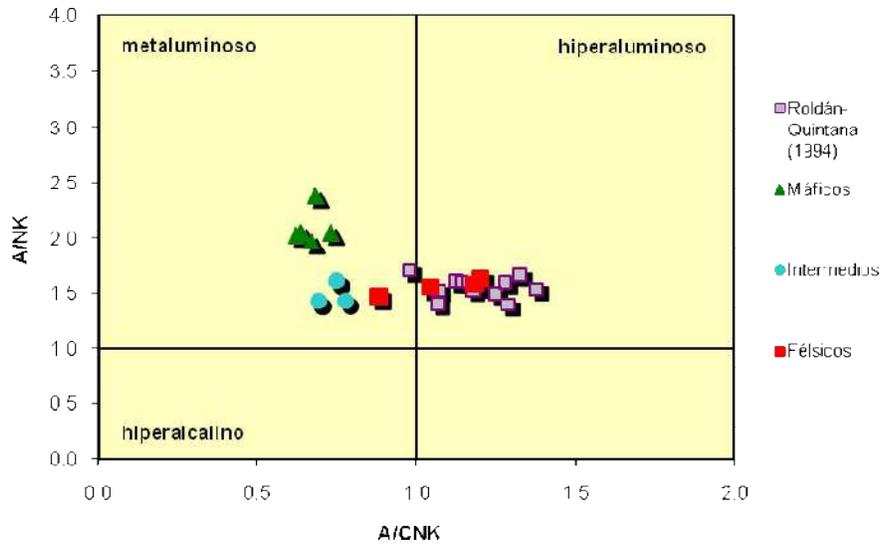
Figura IV-29. Diagrama FeOt/MgO vs. TiO₂ (Miyashiro, 1975), mostrando la disminución del titanio en función de la diferenciación.

Caracterización de la fuente

Con el objetivo de determinar la posible fuente de la totalidad de los intrusivos se graficó primeramente la relación de los óxidos mayores $[Al_2O_3/(CaO+NaO_2+K_2O)]$ molar vs. $[Al_2O_3/(NaO_2+K_2O)]$ molar en el diagrama binario [(A/CNK) / (A/NK)] de Shand (1972). En el diagrama se puede observar el carácter metaluminoso de la mayoría de las muestras, presentando una curva evolutiva hacia el campo hiperaluminoso, donde caen los dos últimos términos de la serie (Figura IV-30).

Posteriormente se graficó en un diagrama binario la relación SiO_2 vs. Índice de saturación de aluminio, ASI: $[Al_2O_3/(CaO+NaO_2+K_2O)]$ molar, la cual es utilizada para caracterizar la posible fuente magmática de los intrusivos, haciendo una distinción entre los granitoides de carácter hiperaluminoso y metaluminoso, así como entre los granitos de tipo S y de tipo I (Chappell y White, 1992; Pankhurst *et al.*, 2000). En el diagrama se observa que la mayoría de las muestras caen dentro del campo de los granitos tipo I, mientras que las dos muestras más diferenciadas caen dentro del campo de los granitos tipo S (Figura IV-31). Dichos términos corresponden a las dos muestras de granito con mayor contenido en sílice y, como se había observado previamente, a las muestras dentro de los campos de la serie shoshonítica (Figura IV-20 y IV-25), con valores altos de potasio probablemente asociados a una asimilación, y con presencia de corindón normativo.

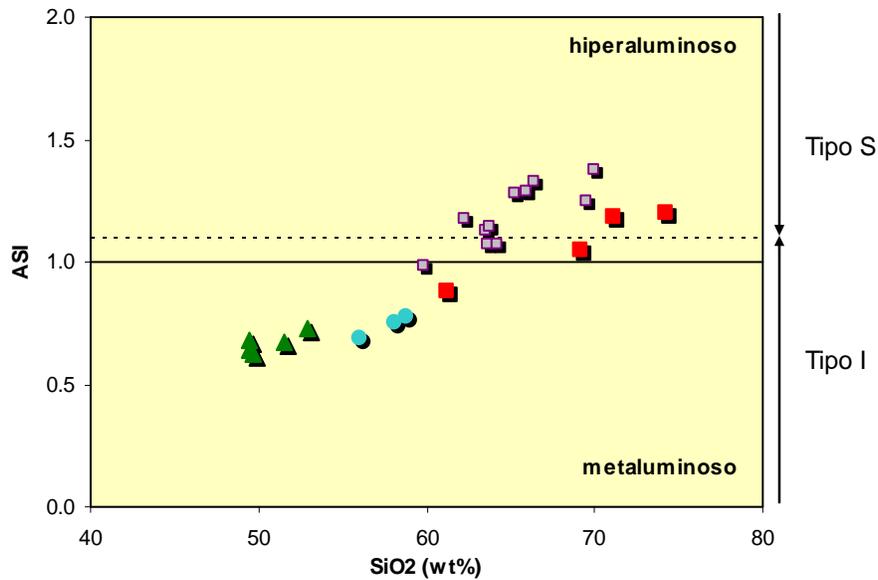
Los ratios relativamente altos de Na_2O/K_2O de las rocas calcoalcalinas tipo-I, de alto potasio, sugieren la derivación de una fusión parcial de rocas meta-ígneas preexistentes, contrastando con los protolitos metasedimentarios inferidos de los granitoides tipo S (Chappell y White, 1974). Además de los valores elevados en potasio, las rocas de alto-K están enriquecidas en otros elementos incompatibles (e.g., U, Th, Rb, y algunas REE comparados con los tipos de bajo-K). Estos datos geoquímicos sugieren la importancia de las rocas corticales en la fuente de los magmas (Roberts *et al.*, 1993). En el caso de los términos félsicos de los intrusivos de Sobai Satechi, éstos presentan valores altos en los elementos anteriormente mencionados; Na_2O/K_2O entre 0.64 y 0.82, U entre 7.8 y 14.1, Th entre 26.5 y 35.3, Rb entre 229 y 265.



$A/CNK: [Al_2O_3/(CaO+NaO_2+K_2O)]_{molar}$

$A/NK: [Al_2O_3/(NaO_2+K_2O)]_{molar}$

Figura IV-30. Diagrama A/CNK vs. A/NK para determinar el carácter en alúmina y álcalis de los granitoides (Shand, 1992).



$ASI: [Al_2O_3/(CaO+NaO_2+K_2O)]_{molar}$

Figura IV-31. Diagrama SiO₂ vs. ASI para determinar el carácter en alúmina y álcalis de los granitoides (Chappell & White, 1992; Pankhurst *et al.*, 2000).

Simbología de la Figura IV-30.

Uno de los escenarios tectónicos principales en los que magmas calcoalcalinos de alto-K pueden ser generados, consiste en rocas emplazadas en contexto de arco continental, similares al de los Andes (Pitcher, 1987). Las características químicas e isotópicas de los magmas de granitoides subalcalinos en este ambiente se piensa que son el reflejo de la generación de magma en cuñas mantélicas que han sido enriquecidas a través de la interacción con fluidos provenientes del hundimiento y deshidratación de los slabs. Además, el enriquecimiento de los magmas en elementos incompatibles se ha relacionado con el espesor de la corteza continental a través de la cual los magmas ascienden y a la profundidad de la zona de Benioff (la relación K-h; Dickinson, 1975; Roberts *et al.*, 1993). Este fenómeno puede ser el responsable de la variación, en las muestras más félsicas, hacia el campo de los granitos tipo S y el de los granitos hiperaluminosos, dado que el espesor de la corteza durante el emplazamiento era mucho más potente que el actual.

11.MAGMATISMO TERCIARIO

Con el propósito de confirmar la ubicación estratigráfica del magmatismo posterior al plutonismo laramídico del área, se realizó un estudio petrográfico de las familias de diques, stocks y domo riolítico, el cual permitió definir las características texturales y mineralógicas y hacer una selección de las rocas más adecuadas para el estudio geoquímico, a fin de compararlas con las reportadas para otros afloramientos en el noreste de Sonora.

11.1. Estudio Petrográfico

11.1.1. Familias de diques máficos y stock microdiorítico

5.1.1.1. Mineralogía primaria

El estudio petrográfico del cuerpo hipovolcánico con dimensiones de un stock, y de los diques que intrusionan a la secuencia sedimentaria y a los cuerpos plutónicos, se llevó a cabo en nueve y en quince secciones delgadas, respectivamente. Simbología en imágenes: LN: luz natural, LP: luz polarizada, Qz: cuarzo, Hb: hornblenda, Ap: apatito, Cl: clorita, Ca: calcita, Ox: óxidos de Fe-Ti, Ep: epidota, fx: fractura.

Los diques están conformados por rocas porfídicas de grano fino a grano medio de textura panidiomórfica, y que de acuerdo a los fenocristales dominantes que presentan se dividen en dos grupos: dominante en anfíbol y dominante en biotita. De estos grupos el más abundante es el de anfíbol, mientras que el grupo de biotita aparece escasamente (muestra EA09-29). El grupo petrográfico dominante en anfíbol presenta fenocristales de hornblenda y clinopiroxeno, y en menor proporción ortopiroxeno, olivino, plagioclasa y esfena (Figura V-1 y V-2B). Estos cristales varían en tamaño según la facies del dique, desde 100 μm hasta 4 mm de longitud. El anfíbol se observa claramente primario, observándose secciones hexagonales euhedrales de hornblenda como inclusiones dentro de cristales de plagioclasa tardía. El grupo dominante en biotita presenta fenocristales de esta mica y clinopiroxeno (Figura V-2C).

El stock presenta características mineralógicas similares a los diques, con la excepción de que los fenocristales de biotita y hornblenda no están siempre presentes y se encuentran subordinados a la plagioclasa.

Las hornblendas aparecen como cristales generalmente euhedrales de forma tabular y de sección hexagonal, de color café pálido con pleocroísmo débil, presentando en ocasiones maclas, zonación e inclusiones de apatito (Figura V-1A). Las biotitas son subhedrales de forma tabular, de aproximadamente 400 μm de longitud. Los clinopiroxenos son incoloros y varían en formas tabulares y hexagonales, subhedrales a anhedrales (Figura V-2A), rara vez ligeramente pleocroicos y maclados. Algunas de las plagioclasas, subhedrales a euhedrales de forma tabular, presentan zonación.

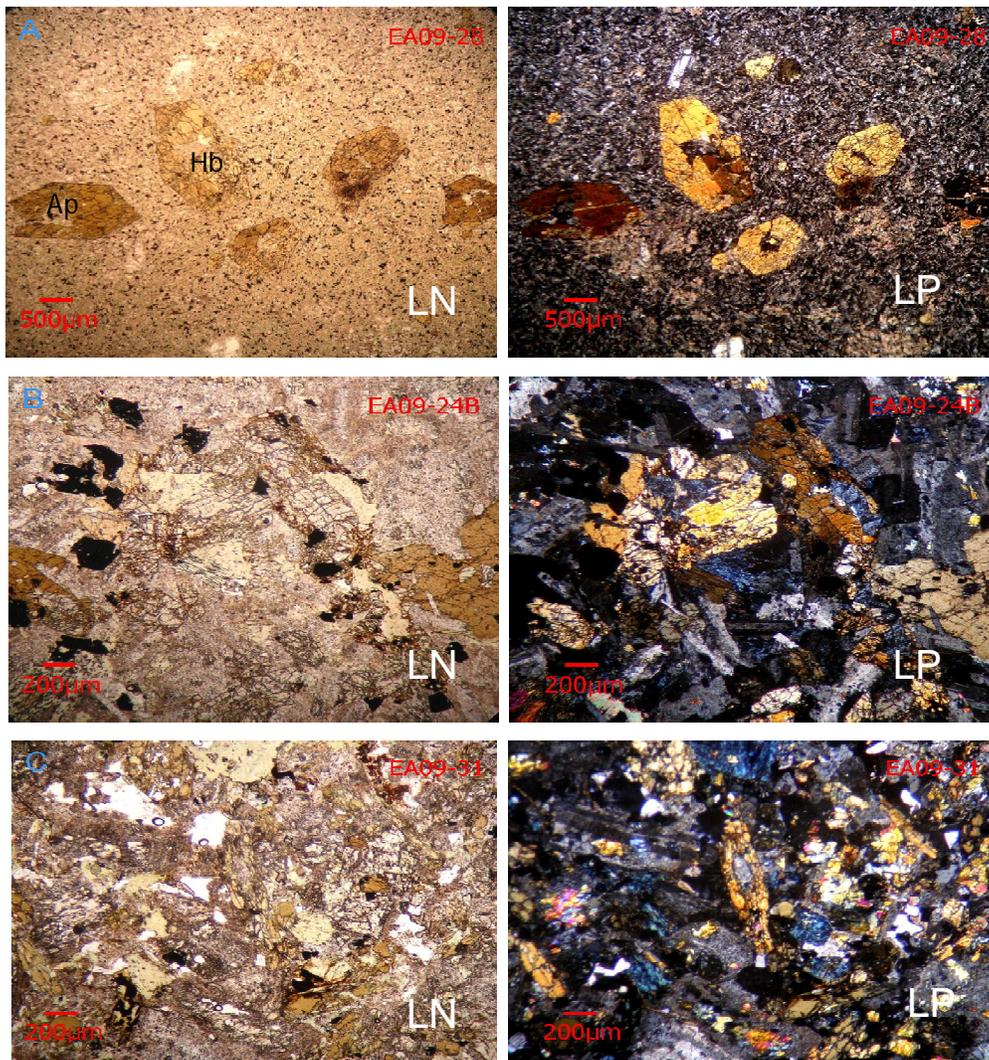


Figura V-1. Distintas facies de los diques con fenocristales dominantes de hornblenda y clinopiroxeno, mostrando alteración leve a moderada.

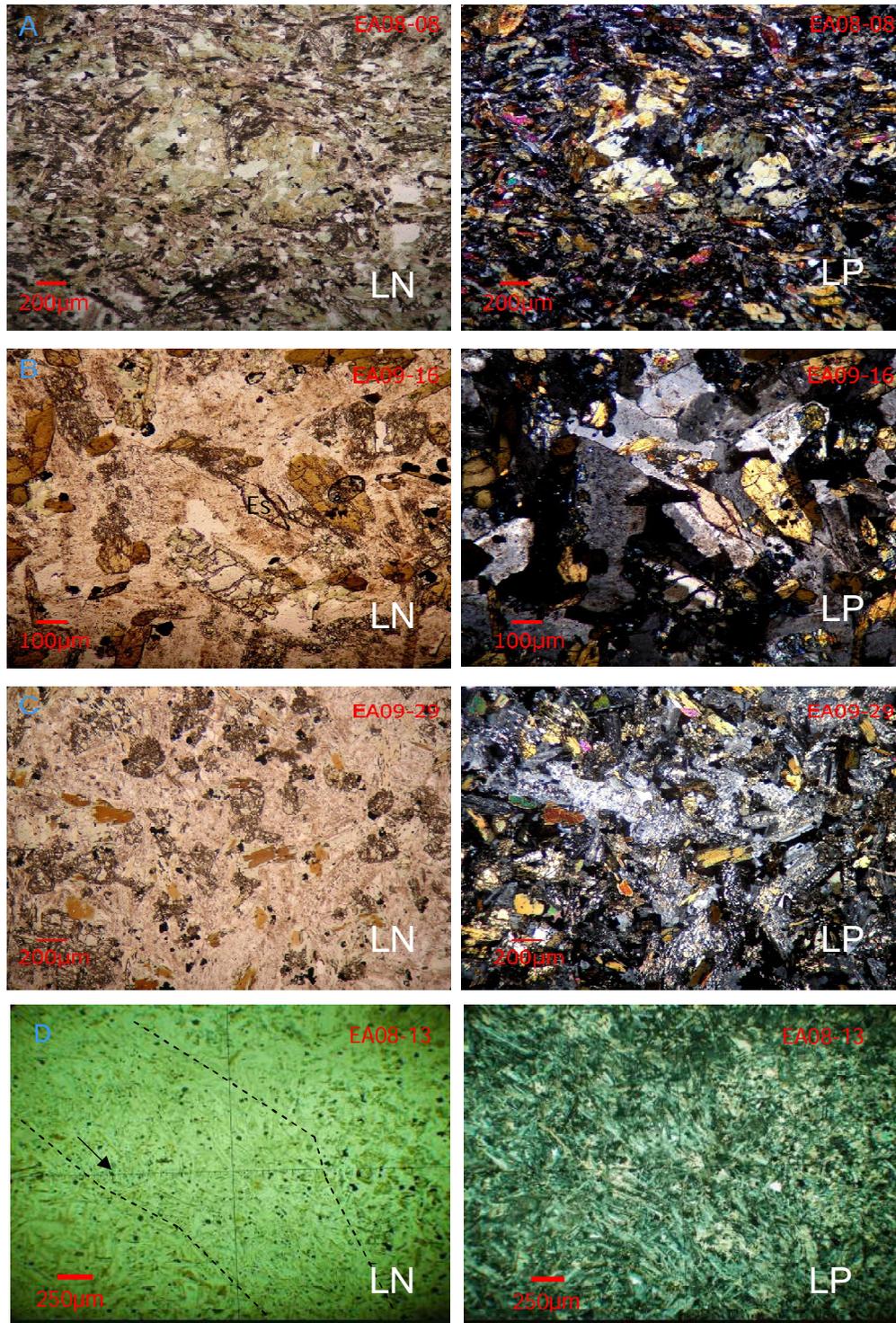


Figura V-2. A: Fenocristal de clinopiroxeno alterado en matriz microcristalina. B: Esfena tardimagmática al centro, en dique dominante en hornblenda y clinopiroxeno. C: Dique dominante en biotita y clinopiroxeno. D: Textura traquítica en stock. Las plagioclasas muestran cierta orientación preferencial marcada por la flecha.

La mineralogía de la matriz tanto de los diques como del stock, está dominada por plagioclasa, clinopiroxeno, hornblenda, apatito y óxidos de Fe-Ti (Figura V-1 y 2). Excepcionalmente aparecen microcristales de biotita y hornblenda en algunas facies (muestra EA09-28 del grupo dominante en hornblenda). En una de las muestras del stock, se observó un flujo compuesto por un arreglo en textura traquítica (Figura V-2D).

5.1.1.2. Mineralogía secundaria

La alteración característica de la matriz del conjunto de rocas es clorita + epidota + calcita + sericita ± cuarzo ± actinolita ± agregados de esfena microcristalina, variando el mineral secundario predominante en distintas facies, además de una alteración penetrativa de óxidos de Fe-Ti y fracturas rellenas de calcita y cuarzo (Figura V-3 y 4).

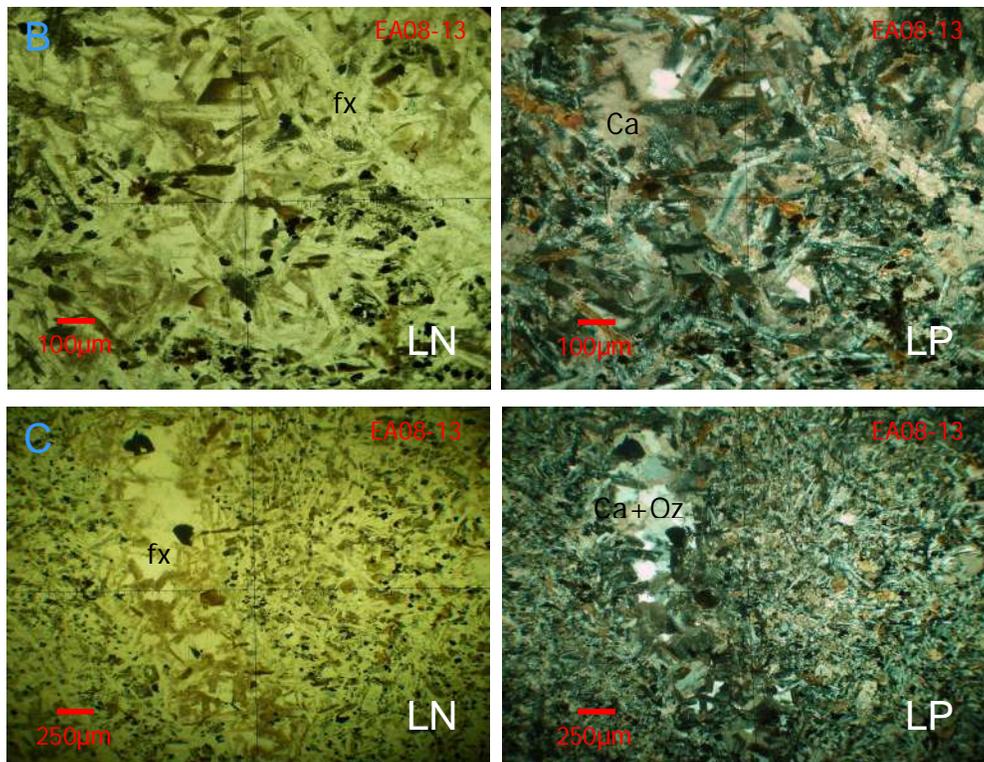


Figura V-3. Alteración penetrativa de óxidos de Fe-Ti y fracturas rellenas de minerales de alteración, en Stock. A: Calcita. B: Cuarzo y calcita.

La hornblenda y la biotita están moderada a ligeramente alteradas, con un desarrollo de clorita principalmente en los bordes del cristal, aunque excepcionalmente presentan alteración parcial a total de epidota y clorita (Figura V-5B).

Se observan además pseudomorfos de clorita-calcita, donde no es posible reconocer el mineral original, sin embargo, debido a sus tamaños y formas, algunos de los mejores desarrollados parecen corresponder a pseudomorfos a partir de hornblenda (Figura V-4C).

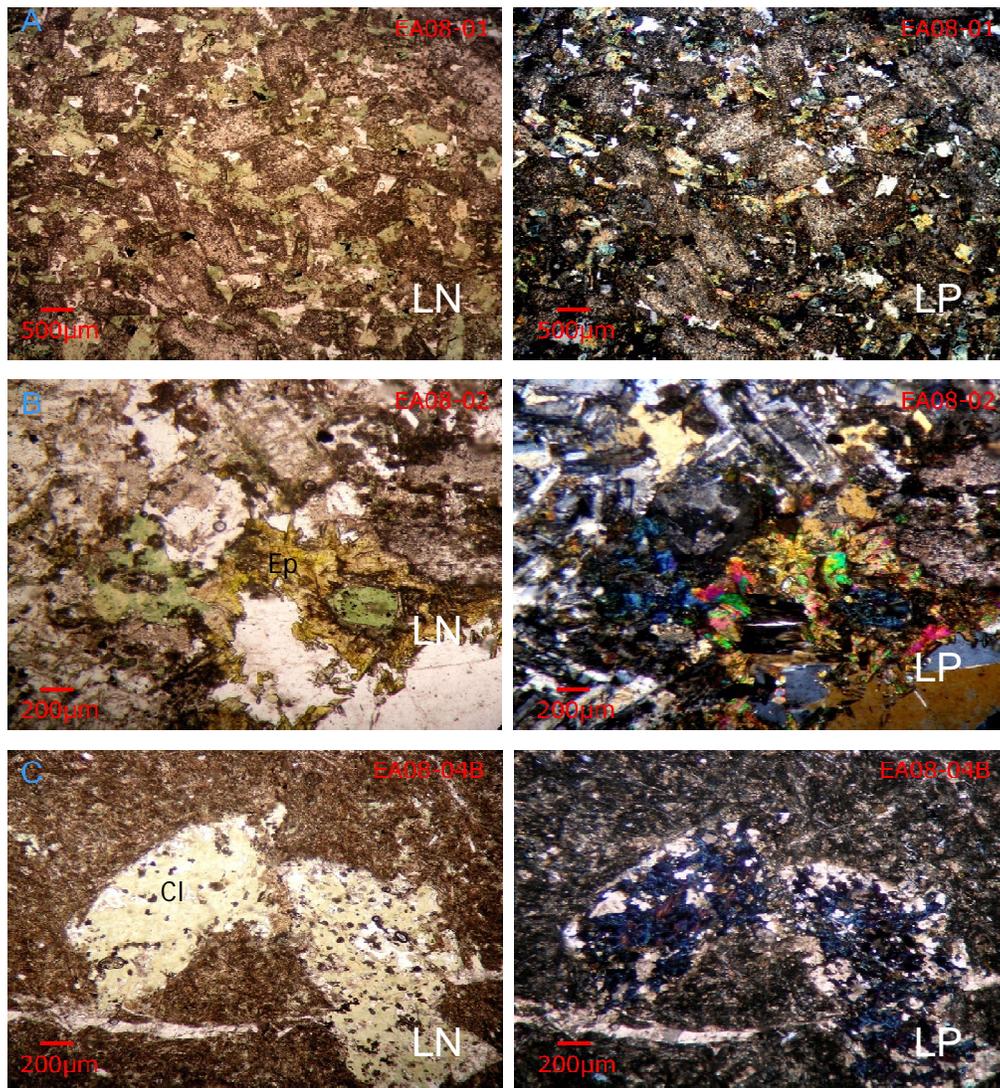


Figura V-4. Asociación mineralógica característica de alteración del stock microdiorítico de Sobai Satechi.

Algunos clinopiroxenos se encuentran frescos, mientras que otros están alterados de manera parcial o total a epidota, y ligeramente a clorita, concentrándose esta última preferentemente en los bordes.

Se observan además, amígdalas totalmente rellenas por calcita, clorita en los bordes y óxidos de Fe-Ti rellenando fracturas (Figura V-5A).

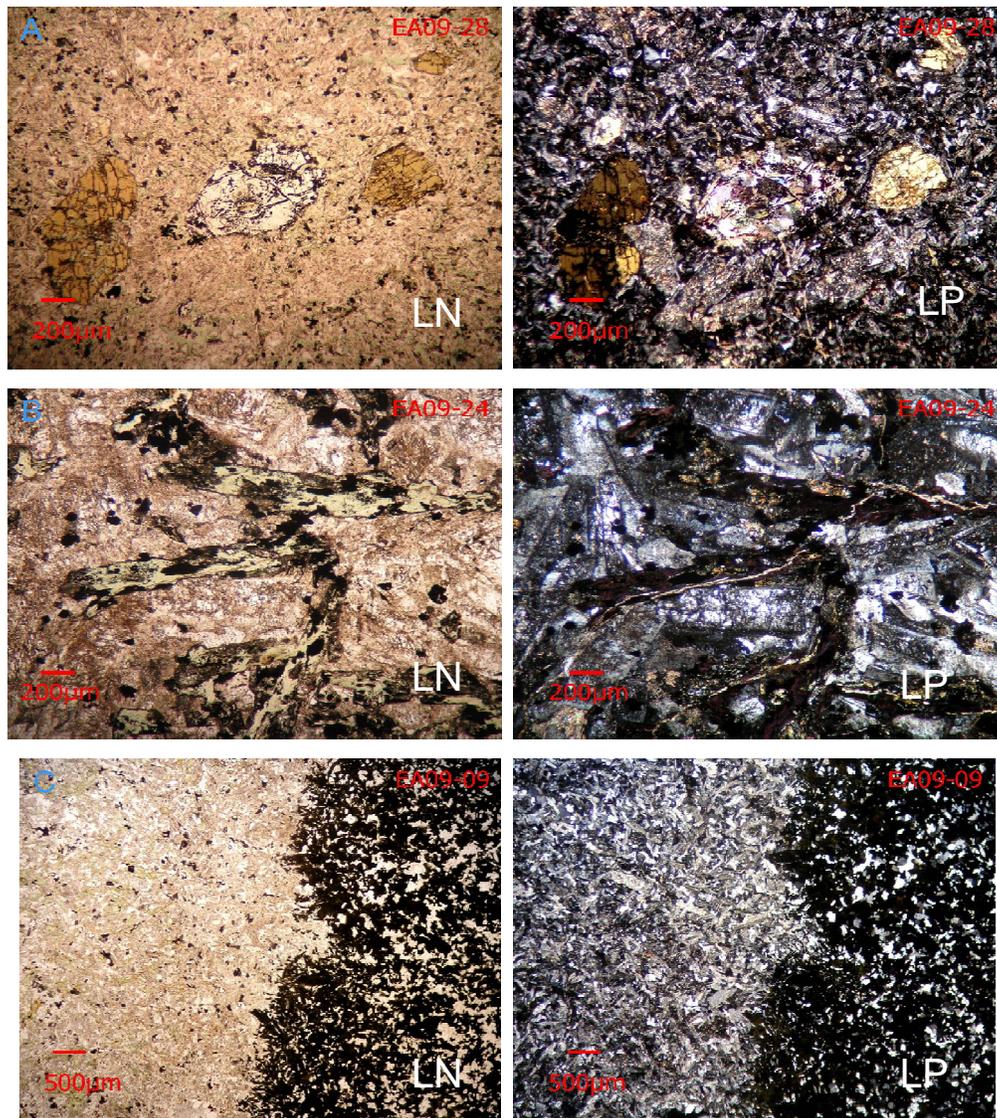


Figura V-5. Asociación mineralógica característica de alteración de los diques máficos de Sobai Satechi.

Las plagioclasas se encuentran de leve a fuertemente alteradas a sericita y ocasionalmente a epidota. Algunos cristales presentan albitización parcial, a excepción de un dique con turmalina, donde la mayoría de las plagioclasas son remplazadas por feldespatos alcalinos. En este dique la matriz presenta silicificación y cloritización, además de ojos centimétricos de turmalina con inclusiones de cuarzo (Figura V-5C).

5.1.1.3. Resultados y discusión del estudio petrográfico

De acuerdo con la asociación mineral propuesta por Streckeisen (1979), el stock corresponde a una microdiorita, y los diques dominantes en hornblenda y biotita corresponden a **lamprófidos** de tipo **espesartita y kersantita**, respectivamente, con texturas porfíricas panidiomórficas donde el feldespato de tipo plagioclasa aparece restringido a la matriz. Sin embargo, para confirmar tal clasificación y su origen, se discute a continuación la química de estas rocas. La asociación mineralógica de alteración en estas rocas corresponde a una típica alteración propilítica, la cual está más desarrollada en el grupo de diques de anfíbol dominante.

11.1.2. Domo riolítico Montecristo

11.1.2.1. Mineralogía primaria

El estudio petrográfico del cuerpo volcánico se realizó en un total de siete secciones delgadas de la ignimbrita y de la unidad tobácea dispuesta en la cima del domo.

De acuerdo con la clasificación de Schmid (1981) para tobas y cenizas, la unidad que cubre al domo, corresponde a una toba cristalina, la cual es de grano fino con matriz de ceniza de cristales, pómez, y ausencia de texturas de flujo, presentando alto contenido de fenocristales de cuarzo.

Las ignimbritas (Figura V-6) son rocas con textura eutaxítica y con matriz cristalizada. Presenta fenocristales de plagioclasa, biotita, fragmentos de roca recristalizada, flamas abundantes y esferulitas en forma de abanico principalmente, como texturas de desvitrificación. En éstas últimas se observa pómez comprimida formando flamas. Los huecos desarrollan una cristalización tardimagmática de cuarzo y

feldespato. Estratigráficamente, debajo de esta unidad se observa otra facies de ignimbrita pero con textura no soldada y mayor recristalización, probablemente provocado por una mayor circulación de fluidos.

Las ignimbritas recristalizadas presentan textura porfídica con flamas cuya orientación define la dirección del flujo. Contiene abundantes fenocristales de cuarzo, feldespato, biotita y fragmentos de roca. La matriz está altamente recristalizada, observándose que los microcristales aumentan de tamaño a medida que se aproxima a las cavidades.

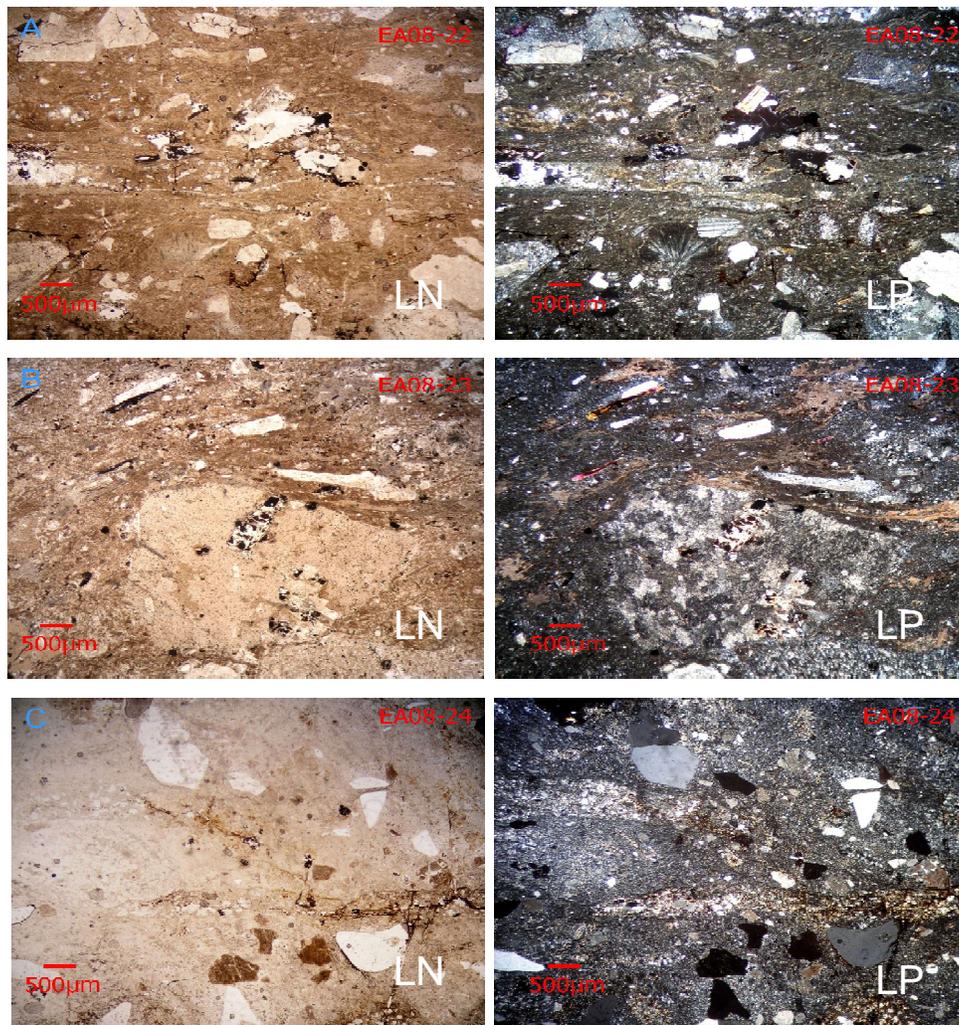


Figura V-6. A y B: Ignimbritas del Domo Montecristo. C: Ignimbrita recristalizada.

5.1.2.2. Mineralogía secundaria

El conjunto de rocas ácidas del Domo Montecristo está desprovisto de vidrio fresco. Las tobas cristalinas se encuentran alteradas a sericita y calcita, al igual que las riolitas fluidales, presentando ésta última una alteración penetrativa de sericita y clorita. La alteración principal de las ignimbritas es por calcita y sericita, desarrollada en la matriz, además de vetillas rellenas de calcita secundaria y zeolitas. Los cristales de biotita se encuentran completamente transformados a muscovita (Figura V-6A y B), con minerales opacos en los planos de clivaje y microcristales de rutilo granular como minerales representativos de los elementos excedentes de esta transformación.

5.1. Estudio Geoquímico

Una vez realizado el estudio petrográfico preliminar de los diques y cuerpo hipovolcánico, se seleccionaron cuatro muestras para el análisis químico por roca de total de elementos mayores, elementos traza contenidas las tierras raras (REE). De la misma manera se seleccionó una muestra para su análisis químico, de un total de siete muestras representativas estudiadas petrográficamente del domo riolítico que conforma el Cerro Montecristo.

5.1.1. Características químicas

5.1.1.1. Diques máficos y stock midroriorítico

Elementos mayores

Los análisis geoquímicos de estos cuerpos hipovolcánicos permiten confirmar su carácter máfico e intermedio puesto previamente en manifiesto por la petrografía, con un rango composicional de 50.30 a 59.10% en SiO₂. Son pobres en TiO₂ y ricas en álcalis y en volátiles, con valores en Mg_v menores a 61. El estudio normativo sobre estos resultados muestra que se trata por un lado de rocas saturadas a subsaturadas en sílice, con hiperstena, ausencia de cuarzo y nefelina en los términos máficos; y por otro, de rocas sobresaturadas en sílice para los términos intermedios (Tabla V-1).

Tabla V-1. Composición química de elementos mayores y Norma CIPW de los diques, stock y riolita del Domo Montecristo de Sobai Satechi, Sonora, México.

	Diques		Stock		Riolita			Diques		Stock		Riolita	
Muestra	EA08-08	EA09-17	EA08-02	EA08-29	EA08-28		Muestra	EA08-08	EA09-17	EA08-02	EA08-29	EA08-28	
Mayores %						Norma CIPW							
SiO ₂	50.30	52.80	54.30	59.10	76.10		Qz	0.00	0.00	7.76	12.64	41.36	
TiO ₂	1.16	0.90	0.67	0.55	0.13		Or	8.16	13.85	5.10	6.75	22.65	
Al ₂ O ₃	16.85	17.00	17.25	17.30	12.60		Ab	29.67	34.23	31.44	40.25	30.45	
Fe ₂ O ₃	3.83	3.47	2.93	1.99	0.74		An	28.31	23.04	30.32	24.73	0.62	
FeO	4.58	3.64	4.33	3.26	0.25		Di	9.04	7.74	3.91	0.71	0.00	
MnO	0.12	0.11	0.13	0.10	0.02		Hyp	15.80	13.51	17.66	11.91	1.55	
MgO	5.81	4.68	3.81	2.08	0.15		Ol _{mg}	2.16	1.42	0.00	0.00	0.00	
CaO	7.88	6.99	6.95	5.16	0.17		Ol _{fe}	1.63	1.14	0.00	0.00	0.00	
Na ₂ O	3.35	3.90	3.53	4.54	3.51		Mt	1.83	1.53	1.60	1.15	0.20	
K ₂ O	1.32	2.26	0.82	1.09	3.74		Ilm	2.31	1.78	1.34	1.10	0.25	
P ₂ O ₅	0.25	0.57	0.20	0.20	0.04		Ap	0.62	1.40	0.50	0.50	0.10	
LOI	3.09	2.41	2.30	1.84	1.20		Cor	0.00	0.00	0.00	0.00	2.62	
							Mgv	60.52	59.45	53.67	46.60	25.66	
TOTAL	98.54	98.73	97.22	97.21	98.65		ID	37.83	48.08	44.30	59.63	94.47	

En el diagrama TAS para rocas volcánicas (LeMaître *et al.*, 1989), con la línea de discriminación de Irvine y Baragar (1971) (Figura V-7), estos cuerpos hipovolcánicos se ubican en el dominio de las rocas subalcalinas y sobre la línea de discriminación (EA09-17). Para las rocas subalcalinas, la clasificación química según el diagrama TAS es de andesitas y andesitas basálticas.

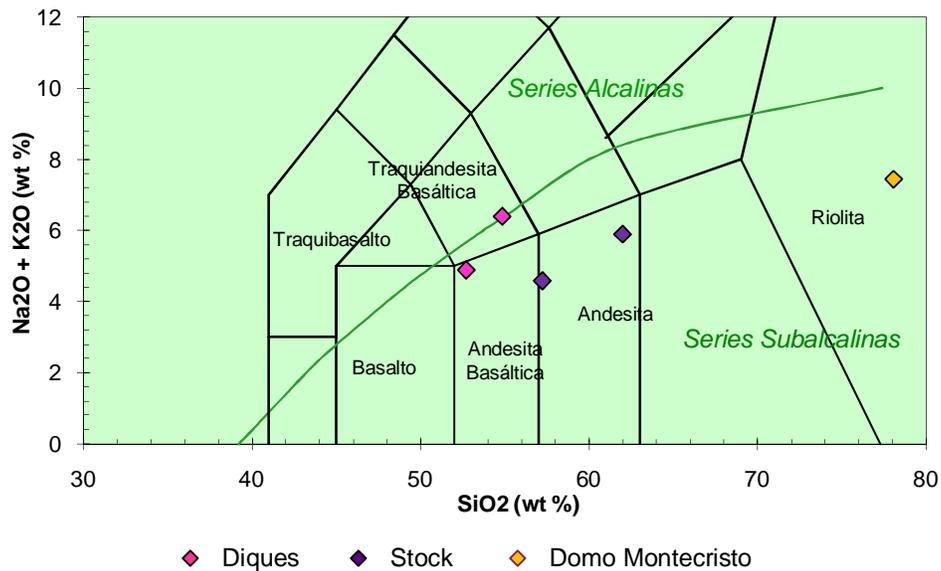


Figura V-7. Diagrama TAS de clasificación química del magmatismo terciario de Sobai Satechi.

Se utilizó la condición discriminante del mismo autor del diagrama para precisar las características de la muestra que se ubica en el campo de la traquiandesita basáltica. Dicha condición consiste en que las muestras que pertenezcan a este campo pueden ser consideradas de afinidad alcalina ($\text{Na}_2\text{O} - 2.0 \geq \text{K}_2\text{O}$) o de afinidad shoshonítica ($\text{Na}_2\text{O} - 2.0 \leq \text{K}_2\text{O}$). La muestra analizada cumple la condición $\text{Na}_2\text{O} - 2.0 \leq \text{K}_2\text{O}$, por lo tanto tiene afinidad shoshonítica.

En el diagrama AFM se observa un comportamiento calcoalcalino en todos los cuerpos hipovolcánicos. Este comportamiento es corroborado en el diagrama (FeOt/MgO) vs. SiO_2 que ubica tanto a los diques como al stock en el dominio calcoalcalino (Figura V-8).

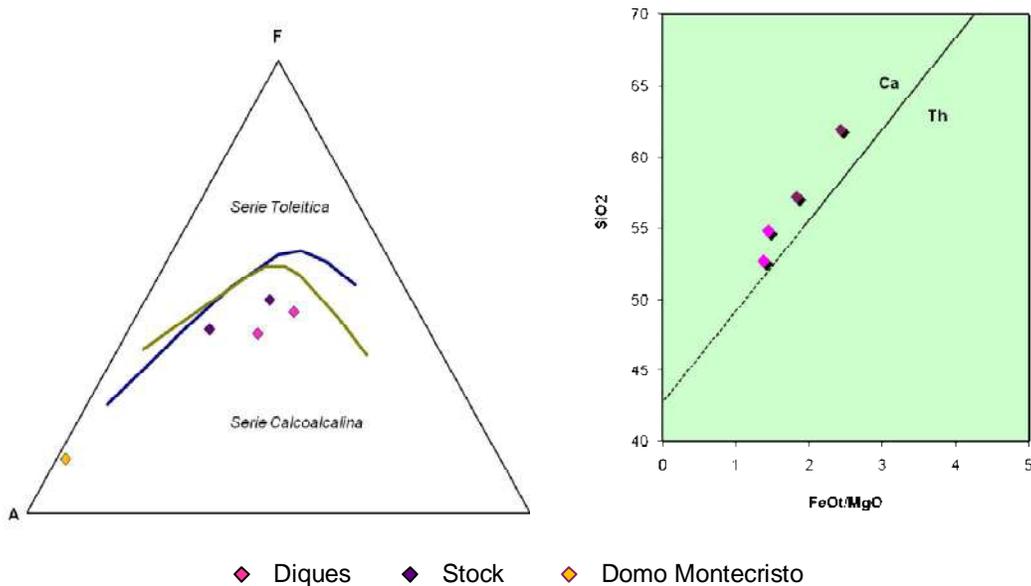


Figura V-8. Diques y stock en diagrama AFM mostrando el límite entre el campo calcoalcalino y el campo toleítico, según Kuno (1968) - línea azul; y según Irvine y Baragar (1971) - línea verde. Y diagrama (FeOt/MgO) vs. SiO_2 (Miyashiro, 1975), con línea divisoria entre campos calcoalcalino (CA) y toleítico (Th).

En el diagrama de $(\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2)_N$ se observa claramente que el stock presentan contenidos medios en potasio, mientras que los diques contienen valores altos en potasio, reafirmando la afinidad shoshonítica de estos cuerpos (Figura V-9).

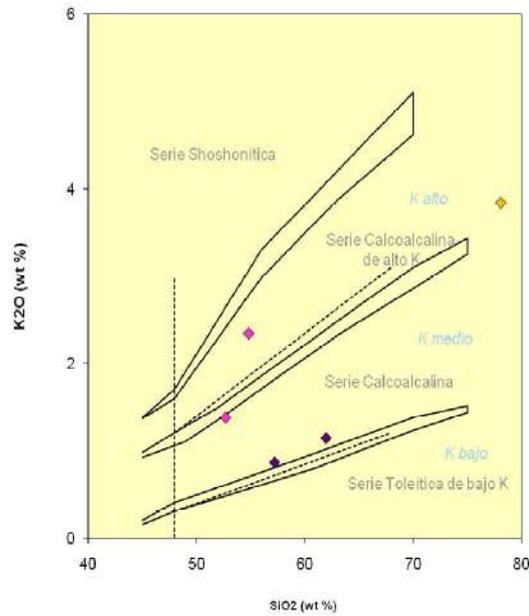


Figura V-9. Diques y stock en diagrama $(K_2O/SiO_2)_N$ para división de rocas subcalcinas, LeMaitre *et al.* (1989) y Rickwood (1989). Simbología en Figura V-8.

Elementos traza. Espectros de Tierras Raras

La concentración química de los elementos traza y tierras raras son presentados en la Tabla V-2. En el diagrama de tierras raras normalizado a condrita de Sun y McDonough (1989), se observan las muestras analizadas de los diques y el stock, además de los espectros de tierras raras reportados por Orozco-Garza *et al.* (2001) para los diques de lamprófidio de Hermosillo, Sonora (Figura V-10).

Las tierras raras muestran espectros regulares, casi paralelos, que se comportan cercanamente a una línea recta de pendiente negativa, observándose dos comportamientos principales. El primero de ellos corresponde a las muestras del stock y la EA08-08 de los diques, con una pendiente general de inclinación ligeramente pronunciada $[(La/Yb)_N = 9.97-11.1]$. Las LREE presentan una relación baja de $(La/Sm)_N$ con valores entre 2.3 y 3.6 y las HREE una relación baja de $[(Gd/Yb)_N = 2.1-2.8]$. El segundo corresponde a la muestra EA09-17 del grupo de los diques, presenta cierto paralelismo con la muestra EA08-08, pero con una pendiente más pronunciada $[(La/Yb)_N = 26.8]$, las LREE presentan una relación mayor de $(La/Sm)_N = 4.07$, y las HREE una relación mayor de $[(Gd/Yb)_N = 4.2]$.

Tabla V-2. Composición química de elementos traza y tierras raras de los diques, stock y riolita del Domo Montecristo de Sobai Satechi, Sonora, México.

		Diques		Stock		Riolita		Diques		Stock		Riolita	
Muestra	EA08-08	EA09-17	EA08-02	EA08-29	EA08-28	Muestra	EA08-08	EA09-17	EA08-02	EA08-29	EA08-28		
Trazas ppm						REE ppm							
Rb	43.40	55.90	13.20	23.50	136.00	La	15.70	57.10	11.80	16.40	26.60		
Sr	985.00	1900.00	722.00	919.00	63.60	Ce	32.20	113.00	24.1	32.30	54.80		
Ba	659.00	1405.00	481.00	676.00	769.00	Pr	4.36	13.85	3.04	3.74	6.26		
Co	33.90	24.70	25.20	14.40	0.70	Nd	19.10	55.50	12.6	14.50	23.20		
Cu	34.00	15.00	48.00	39.00	20.00	Sm	4.28	9.05	2.84	2.93	4.78		
Cr	120.00	80.00	40.00	10.00	<10	Eu	1.29	2.29	0.94	0.95	0.84		
Ni	77.00	70.00	23.00	9.00	<5	Gd	3.77	7.73	2.74	2.69	4.61		
V	207.00	146.00	148.00	89.00	8.00	Tb	0.50	0.86	0.36	0.37	0.73		
Zn	79.00	95.00	83.00	76.00	27.00	Dy	2.69	3.89	1.97	1.83	4.08		
Zr	71.00	144.00	67.00	88.00	84.00	Ho	0.50	0.69	0.41	0.37	0.79		
Y	12.90	17.80	10.20	10.10	22.30	Er	1.39	2.03	1.11	1.03	2.39		
Nb	3.00	7.00	3.60	5.20	14.10	Tm	0.22	0.24	0.2	0.15	0.35		
Cs	3.15	3.97	1.74	2.07	7.79	Yb	1.13	1.53	1.02	1.06	2.34		
Th	1.88	8.92	2.13	3.73	12.70	Lu	0.16	0.22	0.16	0.15	0.35		
Ta	0.10	0.30	0.20	0.40	1.20								
U	0.54	2.00	0.79	1.29	3.34								
Pb	7.00	18.00	8.00	7.00	13.00								
Hf	2.10	3.80	2.00	2.50	3.40								
Tl	<0.5	<0.5		<0.5	0.60								
Sn	1.00	1.00	1.00	1.00	3.00								
W	1.00	<1	1.00	1.00	2.00								
Ga	20.30	21.00	19.30	20.70	15.70								
Mo	<2	<2		<2	<2								

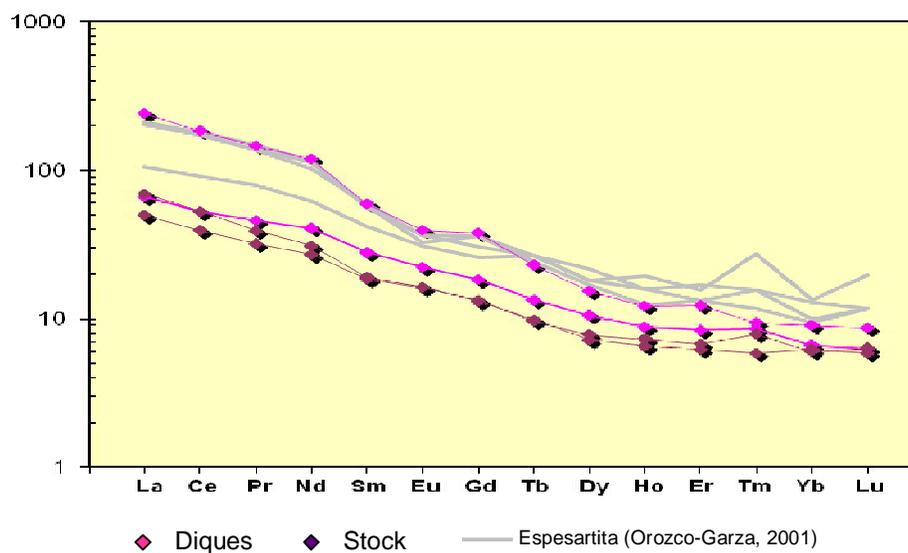


Figura V-10. Diagramas de tierras raras normalizados a condrita (Sun & McDonough, 1989), de los diques y el stock de Sobai Satechi.

De manera general, la muestra EA09-17 se encuentra más enriquecida en tierras raras que el resto de las muestras analizadas, especialmente en LREE [(La/Sm)_N = 4.07 y (La/Yb)_N = 26.8]; presenta una pequeña anomalía negativa en Eu típica de rocas poco evolucionadas, y el comportamiento de su espectro REE se asemeja bastante al del espectro de las espesartitas del enjambre de diques de lamprófito de Hermosillo, Sonora, reportado por Orozco-Garza *et al.* (2001). Por su lado, los espectros REE de las muestras del stock muestran valores menos elevados de REE, con una pendiente general menor [(La/Yb)_N = 8.3-11.1].

Elementos traza. Diagramas Multielementos

En el diagrama multielementos (Figura V-11) se muestran algunos de los datos geoquímicos de los diques y el stock, normalizados a manto primitivo (Sun & McDonough, 1989). Los espectros en dicho diagrama muestran un paralelismo entre ellos, con una fuerte anomalía negativa en Nb y Ta, y una anomalía positiva ligeramente fuerte en Ba.

Los espectros muestran cierta irregularidad debido a pequeñas anomalías negativas en Ce, Pr, P, Hf y Sm, y positivas en La, Pb y Sr. En general los espectros muestran un mayor contenido en los elementos más incompatibles (Cs, Rb, Ba, Th, U y K).

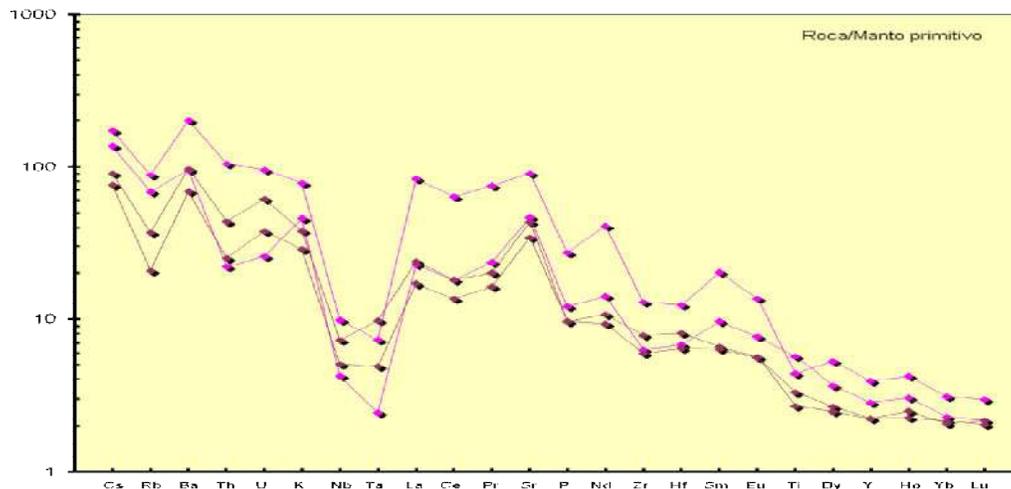


Figura V-11. Diagramas multielementos normalizados a manto primitivo de los diques y el stock de Sobai Satechi (valores de normalización Sun & McDonough, 1989). Simbología de la Figura V-10.

El espectro de los diques, particularmente la muestra EA09-17, se separan ligeramente de los espectros de los stocks. La muestra EA09-17 se encuentra más enriquecida en todos los elementos presentes en el diagrama, conservando cierto paralelismo, con la excepción del Ti, que presenta una anomalía negativa de 4.4 ppm.

Relaciones genéticas de los diques y el stock

Para confirmar la afinidad calcoalcalina, los elementos de tierras raras Ce e Yb fueron combinados con los elementos incompatibles Th y Ta en los diagramas propuestos por Pearce (1982) (Figura V-12). En el diagrama Ce/Yb vs. Ta/Yb el conjunto de las muestras se agrupa dentro del campo shoshonítico, próximo a la frontera con el campo calcoalcalino. En el diagrama Th/Yb vs. Ta/Yb las muestras de los diques y del stock se distribuyen dentro de los campos calcoalcalino y shoshonítico, respectivamente.

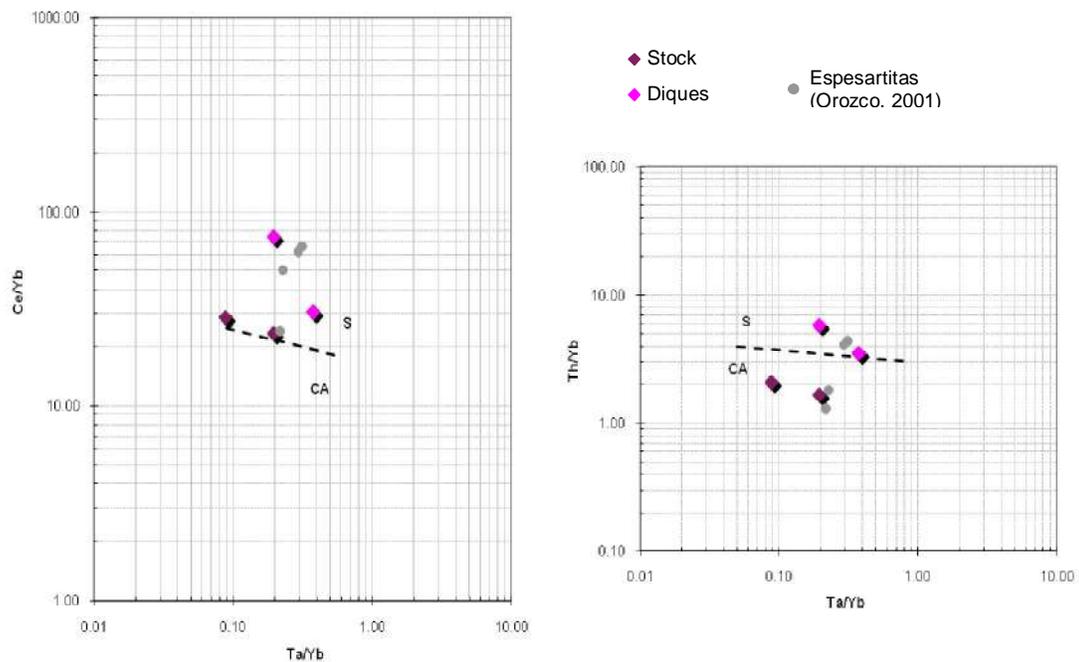


Figura V-12. Diagrama de Ce/Yb-Ta/Yb y diagrama Th/Yb-Ta/Yb, según Pearce (1982), para los diques y stock del área Sobai Satechi. S: shoshonítico, CA: calcoalcalino.

Al igual que con los intrusivos, para reafirmar el carácter geodinámico de subducción de los diques, se graficaron las relaciones La/10, Y/15 y Nb/8 en el diagrama discriminador de Cabanis & Lecolle (1989) (Figura V-13). A pesar de que la

utilización del diagrama es propuesta para basaltos, se logra ver una tendencia desde los términos máficos a los félsicos hacia el límite del dominio intracontinental tardío a postorogénico, ubicándose sin embargo, dentro del dominio orogénico.

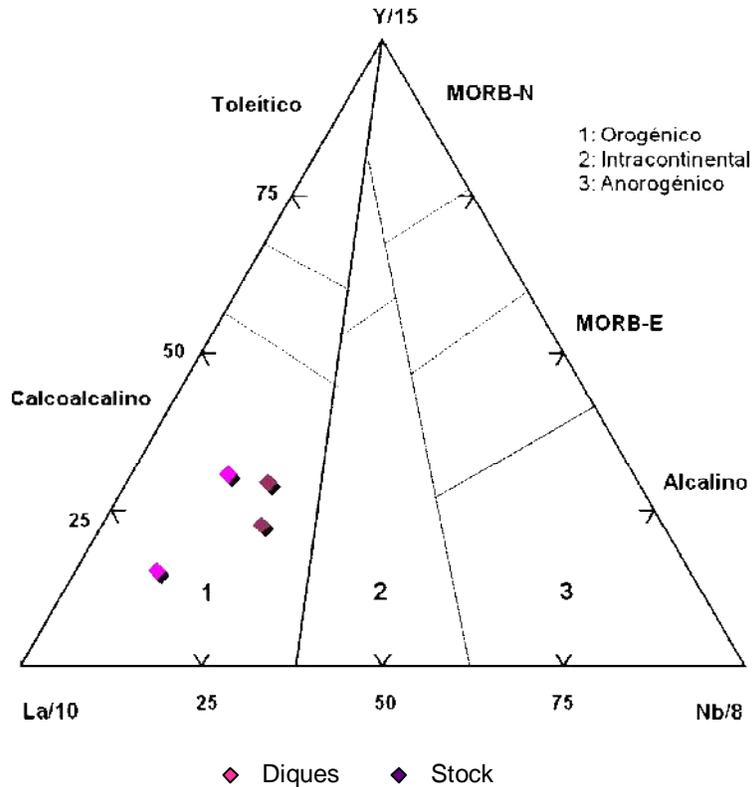


Figura V-13. Diagrama de discriminación de Cabanis y Lecolle (1989) para los diques y stock del área Sobai Satechi.

5.2.1.2. Domo riolítico

El análisis químico del domo riolítico se realizó en la muestra EA08-28 de la unidad de toba cristalina (tabla V-1). El estudio normativo muestra la presencia de cuarzo abundante (41.36) y corindón (2.62), el cual indica la tendencia hiperaluminosa de estas rocas. La muestra contiene valores altos en sílice (76.1 %) y álcalis (7.44 %), valores bajos en titanio y calcio ($TiO_2 = 0.13$, $CaO = 0.17$), es de composición riolítica y se ubica en el diagrama TAS en el dominio subalcalino (Figura V-7). De acuerdo con los diagramas AFM y $(K_2O/SiO_2)_N$ corresponde a la serie calcoalcálica de alto potasio (Figura V-8). Los resultados del análisis químico de los elementos traza y tierras raras

se muestran en la tabla V-2, observándose valores relativamente altos en Ba (769 ppm) y Rb (136 ppm).

5.2.2. Conclusiones y discusión del estudio geoquímico

El magmatismo posterior a las intrusiones laramídicas en el área Sobai Satechi, dividido previamente en tres eventos según las relaciones de campo: stock microdiorítico, diques máficos y domo riolítico, se ubica dentro del dominio subalcalino (diagrama TAS) y corresponde a rocas calcoalcalinas de acuerdo con el diagrama AFM y los diagramas discriminatoios de Miyashiro (1975) y de Cabanis & Lecolle (1989).

El stock microdiorítico, representado en la química por las muestras EA08-02 y EA08-29, presenta valores altos en SiO₂ (54.3-59.1%), Al₂O₃ (17.25-17.3%) y Sr (722-919 ppm), valores medio en K₂O (0.82-1.09%), valores bajos en MgO (2.08-3.81%), Y (10.1-10.2ppm), Yb (1.02-1.06 ppm), ausencia de anomalías en Eu, y relaciones altas de Sr/Y (70.78-90.99). Dichas características se relacionan con la química principal de las adakitas (Castillo, 2006). El diagrama de discriminación Sr/Y *versus* Y para adakitas, con el campo propuesto por Martín (1999), muestra que tanto el stock microdiorítico como uno de los diques caen en el dominio adakítico (Figura V-14). Sin embargo, en este caso los diques no se consideran como tal por su bajo contenido en sílice y alto contenido en magnesio.

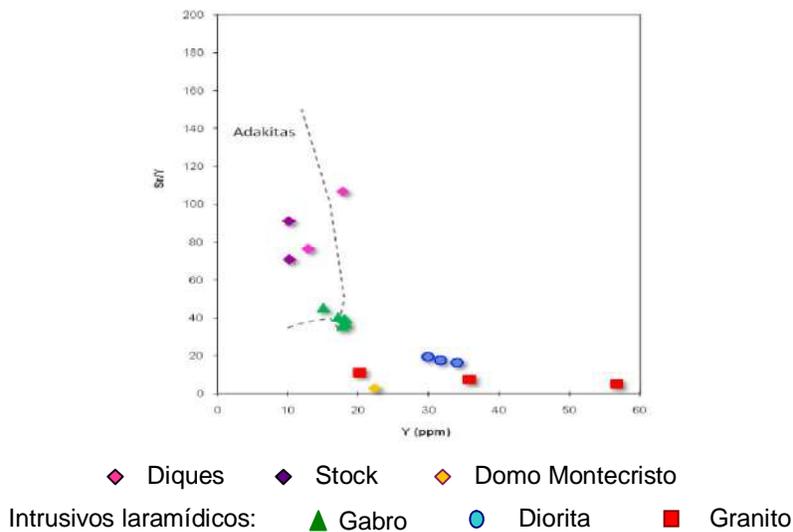


Figura V-14. Diagrama de discriminación Sr/Y *versus* Y para adakitas. Campo de Martín (1999).

Otra característica geoquímica observable en el stock, es que los multiespectrales se encuentran empobrecidos en algunos elementos traza, entre ellos las HREE (Dy, Y, Ho, Yb, Lu), lo cual se observa en la figura V-15 al comparar dichos espectros con los de los términos máficos de los intrusivos laramídicos del área. Dicho comportamiento es consistente con el de las adakititas.

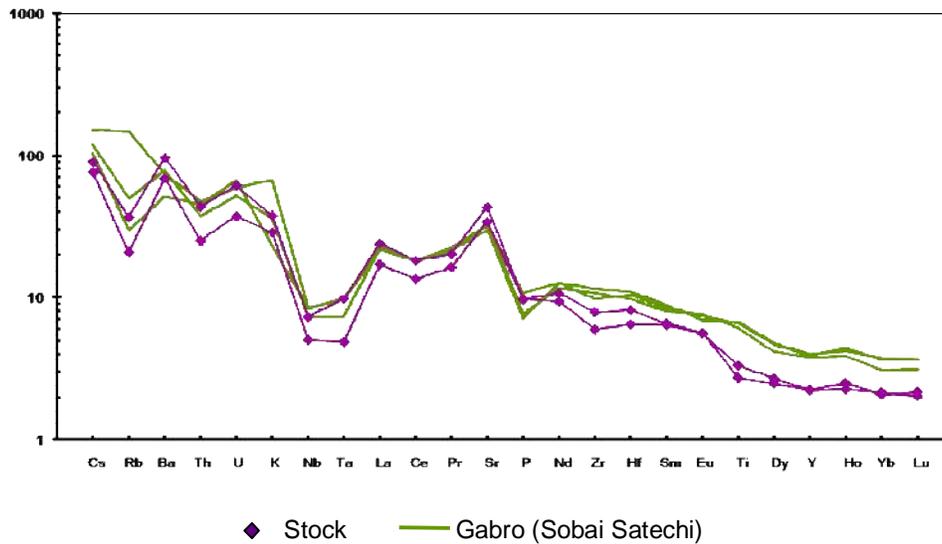


Figura V-15. Comparación entre multiespectrales del stock y el gabro de Sobai Satechi (normalizado a manto primitivo, Sun & McDonough, 1989).

Los diques máficos presentan valores relativamente altos de K_2O (1.32-2.26%), en comparación con los valores bajos en sílice (50.3-52.8%), y muestran tendencias shoshoníticas. Contienen además valores altos de LOI (2.41-3.09%), valores relativamente altos en P_2O_5 (0.25-0.57), Ba (659-1405 ppm) y algunas REE. Estas características son típicas de los lamprófidos (Orozco-Garza *et al.*, 2001), los cuales, de acuerdo con la petrografía previamente establecida y los espectros de REE, corresponden a los del tipo espesartita.

El empobrecimiento en el contenido de potasio de estos cuerpos hipovolcánicos (diques y stock) en función del contenido en sílice, además de los multiespectrales de elementos traza con mayor diferenciación en los términos máficos, indican que el stock y los diques no están ligados genéticamente.

12. CONCLUSIONES

El área Sobai Satechi está dominada por una serie de eventos magmáticos que afectan a una secuencia sedimentaria detrítico-carbonatada, que se correlaciona con las areniscas de la Formación El Aliso y con la secuencia carbonatada de la Formación Agua Salada, ambas formaciones de edad Aptiano.

El evento magmático más antiguo está conformado por un vulcanismo andesítico porfírico, que es correlacionado con la Formación Tarahumara del Cretácico Superior, este vulcanismo andesítico, así como la secuencia detrítico-carbonatada, son intrusionados por un evento plutónico que muestra su evolución regular en el tiempo de gabros, dioritas y granitos que de acuerdo con las edades radiométricas ^{40}Ar - ^{39}Ar determinadas, corresponden a pulsaciones laramídicas, en un período entre los ~ 69-63 Ma.

Tanto el vulcanismo andesítico cretácico como el plutonismo laramídico son afectados por una alteración hidrotermal de baja temperatura, que según la asociación mineralógica: clorita + epidota + calcita + actinolita, cuarzo, óxidos de Fe-Ti y sericita, corresponde a una alteración propilítica. Los gabros presentan además una facies de ojos centimétricos con la asociación turmalina-actinolita, cercana a sus bordes y contactos con las dioritas y granitos que lo intrusionaron.

Según la composición modal de estos intrusivos y la clasificación para rocas plutónicas de Streckeisen (1974), los términos intermedios y máficos corresponden a diorita y leucogabro respectivamente, éste último con facies de gabro con piroxeno y gabro olivínico; por su lado, los términos félsicos corresponden a monzogranitos.

La geoquímica de estos plutones laramídicos muestra que se trata de rocas subalcalinas (diagrama TAS), de la serie calcoalcalina de acuerdo con el diagrama AFM, apoyado además por las características típicas de esta serie como valores bajos en TiO_2 y altos en Al_2O_3 en los gabros y los bordes de reacción del piroxeno en torno al olivino, así como por la cristalización precoz de los óxidos de Fe-Ti. Dicho carácter orogénico es confirmado por el diagrama discriminatorio de Cabanis & Lecolle (1989),

por las anomalías negativas de Nb-Ta con respecto al Ba en los espectros de multielementos de Sun & McDonough (1989), además de la relación Th/Ta con valores elevados entre 9.7 y 16.8, que son característicos de ambientes en subducción y más particularmente de un margen continental activo. La geoquímica de los elementos traza refuerzan el planteamiento sobre el origen de los intrusivos laramídicos por cristalización fraccionada, ya que los espectros de elementos traza y tierras raras muestran un continuo y son relativamente paralelos entre sí; además, la línea de tendencia de la relación Th/Ta muestra que los intrusivos están filiados genéticamente, ya que la ordenada al origen de la regresión lineal es cero.

El carácter metaluminoso de estos plutones, con una curva evolutiva hacia el campo hiperaluminoso en los dos últimos términos de la serie y la presencia de corindón normativo, además el hecho de que estos cuerpos se ubiquen dentro del campo de los granitos tipo I y de nueva cuenta los dos términos más diferenciados en el campo de los granitos tipo S, son evidencia de un posible efecto de asimilación cortical durante el proceso de diferenciación, hipótesis reforzada con el incremento progresivo del potasio y la persistencia e incremento de la anomalía positiva en plomo a lo largo del fraccionamiento. Estas constataciones nos permiten suponer que este evento plutónico laramídico es el resultado de una evolución magmática combinada por Cristalización Fraccionada y Asimilación (*AFC*).

El magmatismo más joven del área, correlacionado con unidades de edad terciaria, está conformado por un cuerpo hipovolcánico con dimensiones de un stock y composición diorítica, y por familias de diques máficos subverticales con orientación preferencial NW-SE, culminado por un vulcanismo ácido representado por el domo ignimbrítico Montecristo.

De acuerdo con la asociación mineral propuesta por Streckeisen (1979), el stock corresponde a una microdiorita, y los diques, que son dominantes en hornblenda > biotita, corresponden a lamprófidos de tipo espesartita. Ambos cuerpos son afectados por un evento hidrotermal de baja temperatura, evidenciado por la asociación mineralógica típica de una alteración propilítica, la cual está más desarrollada en el grupo de diques de anfíbol dominante.

El Domo Montecristo está conformado por ignimbritas que son coronadas por una unidad tobácea. La alteración principal de estas rocas, con facies de fuerte recristalización, es a calcita y sericita, desarrollada en la matriz, además de vetillas rellenas de calcita secundaria y zeolitas.

Los resultados geoquímicos de este magmatismo terciario, que corta a las intrusiones laramídicas, ubica al stock microdiorítico, a los diques máficos y al domo riolítico en el dominio subalcalino (diagrama TAS) de naturaleza calcoalcalina de acuerdo con el diagrama AFM y los diagramas discriminatorios de Miyashiro (1975) y de Cabanis & Lecolle (1989). El stock microdiorítico muestra además características petrográficas y geoquímicas que permiten asociarle con magmas adakíticos.

Bibliografía citada

- Barra, F., Ruiz, J., Valencia, V.A., Ochoa-Landín, L., Chesley, J.T., Zurcher, L., 2005, Laramide porphyry Cu-Mo mineralization in northern México: Age constraints from Re -Os geochronology in molybdenite: *Economic Geology*, n. 100, v. 8, p. 1605-1616.
- Bartolini, C., Damon, P.E., Shafi qullah, M., and Morales-Montaña, M., 1994, Geochronologic contribution to the Tertiary sedimentary-volcanic sequences (Báucarit Formation) in Sonora, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 33, p. 67-77.
- Beraldi-Campesi, H., Cevallos-Ferriz, S., Chacón-Baca, E., 2004, Microfósil algae associated with Cretaceous stromatolites in the Tarahumara Formation, Sonora, Mexico: *Cretaceous Research*, n. 25, v. 2, p. 237-253.
- Beraldi-Campesi, H., Cevallos-Ferriz, S., 2005, Diversidad de microfósiles en la Formación Tarahumara, Sonora: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, n. 22, v. 2, p. 261-271.
- Bilodeau, W.L., y Lindberg, F.A., 1983, Early Cretaceous tectonics and sedimentation in southern Arizona, southwestern New Mexico and northern Sonora, Mexico, In Reynolds, M.W., y Dolly, E.D., eds., *Mesozoic paleogeography of the west-central United States*, Denver: Soc. Econ. Paleontologists, Rocky Mountain Section, Symp., v. 2, p. 173-188.
- Cabanis, B., and 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: *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 309, p. 2023-2029.
- Cameron, K.L., Nimz, G.J., Kuentz, D., Niemeyer, S., and Gunn, S., 1989, Southern Cordilleran basaltic andesite suite, southern Chihuahua, Mexico: A link between tertiary continental arc and flood basalt magmatism in northern America: *Journal of Geophysical Research*, v. 94, p. 7817-7840.
- Castillo, P.R., 2006, An overview of adakite petrogenesis: *Chinese Science Bulletin*, v. 51, p. 257-268.
- Chaparro-Meza, M.E., 1982, Geología de la carta Los Chinos H12C19 Sonora Central: Tesis de Licenciatura - Universidad de Sonora; 62 p.
- Chapell, B.W., y White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: *Pacific Geology*, v. 8, p. 173-174.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992, I- and S- type granites in the Lachland Fold Belt: *Transactions Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, v. 83, p. 1-26.

- Clark, K.F. Foster, C.T., Damon, P.E., 1982, Cenozoic mineral deposits and subduction – related magmatic arcs in México: Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 533-544.
- Cochemé, J–J., Demant, A., Aguirre, L., and Hermitte, D., 1988, Présence de heulandite dans les remplissages sédimentaires liés au “Basin and Range” (formation Báucarit) du Nord de la Sierra Madre Occidental (Mexique): Comptes Rendus de l’Académie des Sciences Paris, t. 307, p. 643–649.
- Cochemé, J–J., Aguirre, L., Bevins, R.E., Robinson, D., and Münch, P., 1994, Zeolitization processes in basic lavas of the Báucarit Formation, northwestern México: Revista Geológica de Chile, v. 21, p. 217–232.
- Cochemé, J–J., and Demant, A., 1991, Geology of the Yécora area, northern Sierra Madre Occidental, Mexico, In Pérez-Segura, E., and Jacques-Ayala, C., eds., Studies of Sonoran geology: Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper 254, p. 81–94.
- Coney, P.J., Reynolds, S.J., 1977, Cordilleran Benioff Zones: Nature, n. 240, p. 403-406.
- Córdoba, D.A., Rodríguez-Torres, Rafael, y Guerrero-García, J.C., 1970, Mesozoic stratigraphy of the northern portion of the Chihuahua trough, In Seewald, Ken, y Sundeen, Dan, eds., The geologic framework of the Chihuahua tectonic belt. Midland: West Texas Geol. Soc., Symp., p. 83-97.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, K.F., 1981, Age trends of igneous activity in relations to metallogenesis in the Southern Cordillera in Dickinson, W.R. and Payne, W.D. Eds., Relations of tectonics to ore deposits in Southern Cordillera, Tucson, Arizona: Geological Society Digest, n. 14, p. 137-154.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Roldán-Quintana, J., Cochemé, J.J., (b), 1983, El batolito Laramide (90-40 Ma) de Sonora: Guadalajara XV Convención Nacional de la AIMMGMAC, Memorias Técnicas, p. 63-95.
- Demant, A., Cochemé, J–J., Delpretti, P., and Piguet, P., 1989, Geology and petrology of the Tertiary volcanics of the northwestern Sierra Madre Occidental, Mexico: Bulletin de la Société Géologique de France, (8), t. V, p. 737–748.
- Dickinson, W.R., 1975, Potash-depth (K-h) relations in continental margins and intra-oceanic magmatic arcs: Geology, v. 3, p. 53-56.
- Dickinson, W.R. and Lawton, T.F., 2001, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: Geological Society of America Bulletin, n. 113, v. 9, p. 1142-1160.
- Dumble, E.T., 1900, Notes on the geology of Sonora, Mexico: American Institute of Mining Engineers, v. 29, p. 122–152.

- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, v. 16, p. 388–408.
- González-León, C., 1988, Estratigrafía y geología estructural de las rocas sedimentarias cretácicas del área de Lampazos, Sonora: *UNAM Inst. Geol. Rev.*, v. 7, n. 2, p. 148-162.
- González-León, C., 1994, Stratigraphy, Depositional environments and origin of the Cabullona Basin, Northeastern Sonora, México: Tesis de Doctorado, Universidad de Arizona, Departamento de Geociencias, Tucson, 144 p.
- Hernández-Castillo, G.R., Cevallos-Ferriz, S., 1999, Reproductive and vegetative organs with Halograceae affinity from the Huépac chert, Upper Cretaceous of Sonora, Mexico: *American Journal of Botany*, n. 86, v. 12, p. 1717-1734.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R., 1971, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks: *Can. J. Earth Sci.*, v. 8, p. 523-548.
- King, R.E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 50.
- Kuno H., 1968, Differentiation of basalt magmas. In: Hess H.H. and Poldervaart A. (eds.), *Basalts: The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*, v. 2 Interscience, New York, p. 623-688.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmidt, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R., Zanettin, B., 1989, A classification of igneous rocks and glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Oxford, Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks, p. 193.
- Martin, H., 1999, Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids: *Lithos*, v. 46, p. 411-429.
- McDowell, F.W., and Keizer, R.P., 1977, Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 88, p. 1479–1487.
- McDowell, F.W., and Clabaugh, S.E., 1979, Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico, In Chapin, C.E., and Elston, W.E., eds., *Ash-flow tuffs: Boulder, Colorado: Geological Society of America Special Paper 180*, p. 113–124.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., 1993, Geochronology of Mesozoic-Cenozoic magmatism in south central Sonora: a progress report, in González-León, C., y Vega-Granillo, L., Eds. III Simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes: Hermosillo, Instituto de Geología, UNAM y Depto. De Geología, Universidad de Sonora, Libro de Resúmenes, p. 77-80.

- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001, Duration of late Cretaceous-Early Tertiary magmatism in East-Central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, n. 113, v. 4, p. 521-531.
- McDowell, F.W., Mauger, R.L., 1994, K-Ar and U-Pb zircon geochronology of late Cretaceous and Tertiary magmatism in central Chihuahua state, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 106, p. 118-132.
- McDowell et al., 1997 McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., and Amaya-Martínez, R., 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 1349-1360.
- McDowell, F.W., Roldán-Quintana, J., Connelly, J.N., 2001, Duration of late Cretaceous-Early Tertiary magmatism in East-Central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, n. 113, v. 4, p. 521-531.
- Middlemost, E.A.K., 1994, Naming materials in the magma / igneous rock system: *Earth-Sci. Rev.*, v. 37, p. 215-224.
- Miyashiro Akiho, 1975, Volcanic rock series and tectonic setting: *Annual Reviews Earth Planet Science*, v. 3, p. 251-269.
- Montigny, R., Demant, A., Delpretti, P., Piguet, P., and Cochemé, J-J., 1987, Chronologie K/A des séquences volcaniques tertiaires du Nord de la Sierra Madre Occidental (Mexique): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, t. 304, p. 987-992.
- Münch, P., Duplay, J., and Cochemé, J-J., 1996, Alteration of acidic vitric tuffs interbedded in the Báucarit Formation, Sonora State, Mexico. Contribution of transmission and analytical electron microscopy: *Clays and Clay Minerals*, v. 44, p. 49-67.
- Orozco-Garza, A.J., 2001, Caracterización del enjambre de diques de lamprófidio en el área de Hermosillo, Sonora: B.Sc. Tesis Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora.
- Ortega-Rivera, A., 2003, Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges batholith of Alta and Baja California: Tectonic implications for western México: *Geological Society of America Special Paper* 374, p. 297-335.
- Pankhurst, R. J., Rapela, C.W. y Fanning, C.M., 2000, Age and origin of coeval TTG, I and S-type granites in the Famatinian belt of NW Argentina; *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*; v. 91, p. 151-168.
- 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 [Ph.D. thesis]: Marseille, Université Aix-Marseille, 282 p.

- Paz-Moreno, F.A., Demant, A., Cochemé, J.J., Dostal, J., Montigny, R., 2003, The Quaternary Moctezuma volcanic field: a tholeiitic to alkalic volcanic episode in the central Sonoran Basin and Range Province, México: Geol. Soc. Am. Spec. Paper 374, p. 439-455.
- Pearce, J.A., 1982, Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, in Thorpe, R.S ed., *Andesites*. Wiley. New York. p. 525-548.
- Pérez-Segura, E., 1985, Carta metalogenética de Sonora 1:250 000 – Una interpretación de la metalogenia de Sonora: Hermosillo, Gobierno del Estado de Sonora: Dirección de Minería, Geología, y Energéticos, Publicación n. 7, p. 64.
- Pérez-Segura, E., 2006, Estudio metalogenético de los yacimientos de Ni-Co (Cu-Zn) de la Esperanza, Sonora central: Caracterización de los depósitos y relaciones con el magmatismo laramídico: Tesis Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, 214 p.
- Pitcher, W.S., M.P. Atherton, E.J. Cobbing, y R.D. Beckinsale (eds) 1985. *Magmatism at a plate edge*. Glasgow: Blackie 328 p.
- Pitcher, W.S., 1987, Granites and yet more granites forty years on: *Geologische Rundschau*, v. 76, p. 51-79.
- Radelli, L., 2000, El Arco Magmático Eoceno de Sonora y sus mineralizaciones: *Memorias III Seminario Minero Sonora*.
- Ransome, F.L., 1904, *Geology and ore deposits of the Bisbee quadrangle, Arizona*: U.S. Geological Survey, Professional Paper 21, 168 p.
- Rickwood, P.C., 1989, Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements: *Lithos*, v. 22, p. 247-263.
- Roberts, M.P., y Clemens, J.D., 1993, Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids: *Geology*, v. 21, p. 825-828.
- Roldán-Quintana, J., 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in eastcentral Sonora, México, in Pérez-Segura, E., and Jacques-Ayala, C., Eds: *Studies in Sonoran Geology: Geological Society of America, Special Paper n. 254*, p. 69-80.
- Roldán-Quintana, J., 1994, *Geología del Sur de la Sierra Oposura, Moctezuma, Estado de Sonora, México*: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, n. 1, p. 1-10.
- Roldán-Quintana, J., 2002, *Caracterización geológico-geoquímica y evolución del arco magmático Mesozoico-Terciario entre San Carlos y Maycoba, sur de Sonora, México, México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis Doctor en Ciencias (Geología)*. 185 p.

- Schmid, R., 1981, Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the I.U.G.S. subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geology. The geological society of America*, v. 9, p. 41-43.
- Solano-Rico, Baltazar, 1970, *Geología y yacimientos minerales del distrito de Lampazos, Sonora, México: D.F., Univ. Nac. Autón. México, Facultad Ingeniería, tesis profesional*, 103 p. (inérita).
- Staude, J.M., Barton, M.D., 2001, Jurassic to Holocene tectonics, magmatism, and metallogeny of northwestern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, n. 113, v. 10, p. 1357-1374.
- Stock, J.M., and Molnar, P., 1988, Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula, and Pacific Plates: *Tectonics*, v. 7, p. 1339-1384.
- Streckeisen, A., 1974, Classification and nomenclature of plutonic rocks: *Geologische Rundschau*, v. 63, p. 773-786.
- Streckeisen, A., 1979, Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and mililitic rocks: Recommendations and suggestions of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks: *Geology*, v. 7, p. 331-335.
- Sun, S.S., and 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*, p. 313-345.
- Swanson, E.R., and McDowell, F.R., 1984, Calderas of the Sierra Madre Occidental Volcanic Field, western Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 8787-8799.
- Taliaferro N., 1933, An occurrence of Upper Cretaceous sediments in northern Sonora: *Joun. Geology*, v. 41, p. 12-37.
- Thornton, C.P., y Tuttle, O.F., 1960, Chemistry of igneous rocks, 1. Differentiation index: *Am. J. Sci.*, v. 258, p. 664-684.
- Tilley, C. E., y Muir, I. D., 1967, Tholeiite and tholeiitic series: *Geol. Mag.*, v. 104, n. 4, p. 337-343.
- Urrutia-Bañuelos, J., Paz-Moreno, F.A, Demant, A., y Meza-Figueroa, D., 2008, Estudio geoquímico del plutonismo laramídico del Batolito San Hipólito, Sonora central, México: *Actas INAGEQ. XVIII Congreso Nacional de Geoquímica*, v. 18, n. 1, p. 42-43.
- Valencia, V.A., 2005, Evolution of La Caridad porphyry copper deposit, Sonora and geochronology of porphyry copper deposits in northwest Mexico: Tucson, University of Arizona, Ph D Dissertation.

- Valencia -Moreno, M., Ruiz, J., Roldán-Quintana, J., 1999, Geochemistry of Laramide granitic rocks across the southern margin of the Paleozoic Northamerican continent, Central Sonora, Mexico: *International Geology Review*, v. 41, p. 1409-1422.
- Valencia -Moreno, M., Ruiz, J., Barton, M.D., Patchett, P.J., Zürcher, L., Hodkinso, D.G., Roldán-Quintana, J., 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern México: Identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, n. 113, v. 11, p. 1409-1422.
- Valencia -Moreno, M., Ruiz, J., Ochoa-Landín, L., Martínez-Serrano, R., Vargas-Navarro, P., 2003, Geochemistry of the Coastal Sonora batholith, Northwestern México: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, p. 819-831.
- Valencia Moreno, M., Iriondo, A., González-León, C., 2006, Temporal constraints on the eastward migration of the Late Cretaceous-Early Tertiary magmatic arc of NW Mexico based on new ^{40}Ar - ^{39}Ar hornblende geochronologie of granitic rocks: *Journal of South American Earth Science*, v. 22, n. 1-2, p. 22-38.
- Valencia -Moreno, M. Ochoa-Landín, L.H., Noguéz-Alcántar, B., Ruíz, J., Pérez-Segura, E. 2006, Características de los depósitos de pórfido en México y su situación en el contexto mundial. in: Nieto-Samaniego, A.F. y Alaniz-Alvarez, S. Eds: *Revisión de algunas tipologías de depósitos minerales de México*, Sociedad Geológica Mexicana, volumen conmemorativo del centenario, LVIII, v. 1, p. 1-26.
- Wilson, I.F., Rocha, V.S., 1946, Los yacimientos de carbón de la región de Santa Clara, mpio. de San Javier, Estado de Sonora: *Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México*, v. 9, 108 p.

ANEXO I. DATOS GEOCRONOLÓGICOS

AI-1. Edad ^{40}Ar - ^{39}Ar del gabro.

MO 97 – 8 plagioclasa

Pot en W	F ^{39}Ar	$^{39}\text{Ar}_{\text{cum}}$	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$		
1 ^{er} exp.	1.40	0.0994	85.8 ± 1.2	24.63	75.37	0.41	1 ‡	
	2.60	0.1358	47.1 ± 0.4	15.53	84.47	0.30	2 ‡	
	3.60	0.1676	49.2 ± 0.5	12.16	87.84	0.13	3 ‡	
	5.00	0.2280	51.0 ± 0.4	11.04	88.96	0.19	4 ‡	
	6.30	0.1905	0.8213	46.0 ± 0.5	12.92	87.08	0.54	5 ‡
	7.00	0.1787	1.0000	42.1 ± 0.5	10.79	89.21	0.61	6 ‡
2 ^{do} exp.	2.00	0.0858	93.4 ± 1.2	26.23	73.77	0.56	1 ‡	
	2.50	0.0354	0.1213	39.7 ± 0.6	17.78	82.22	0.76	2 ‡
	3.50	0.0466	0.1679	36.6 ± 0.7	20.22	79.78	0.60	3 ‡
	4.50	0.0921	0.2599	44.6 ± 0.6	14.50	85.50	0.31	4 ‡
	6.00	0.1974	0.4573	47.3 ± 0.6	12.47	87.53	0.17	5 ‡
	7.00	0.2169	0.6743	50.0 ± 0.6	11.49	88.51	0.21	6 ‡
	8.00	0.3257	1.0000	46.8 ± 0.5	10.99	89.01	0.78	7 ‡

Resultados integrados

	^{39}Ar	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad en Ma	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$
1 ^{er} exp.	1.163E-02	8.85 ± 0.04	51.1 ± 0.4	0.36	14.66	85.34	2016.0
2 ^{do} exp.	1.151E-02	8.78 ± 0.05	50.7 ± 0.4	0.46	14.98	85.02	1973.1

Edad de isocrona calculada usando todos los datos

$$t_c = 35.0 \pm 3.0 \text{ Ma}, (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 847 \pm 128, \text{SumS}/(n-2) = 46 \text{ para } n = 13$$

Edad de isocrona calculada usando los datos identificados ‡

$$t_c = 38.0 \pm 1.6 \text{ Ma}, (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_i = 802 \pm 63, \text{SumS}/(n-2) = 13 \text{ para } n = 8$$

AI-2. Edad ^{40}Ar - ^{39}Ar de la diorita.

EA08-12 biotita

	P(W)	F ^{39}Ar	$^{39}\text{Ar}_{\text{cum}}$	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	
1 ^{er}	0.30	0.0018	0.0018	36.5 ± 19.2	61.18	38.82	3.55	1
	0.60	0.0059	0.0077	16.9 ± 11.8	81.15	18.85	1.78	2
	1.40	0.0815	0.0892	64.3 ± 1.3	15.11	84.89	0.18	3
	2.50	0.4181	0.5073	73.8 ± 0.4	3.94	96.06	0.06	4 †
	3.20	0.3424	0.8497	72.1 ± 0.5	2.54	97.46	0.06	5 †
	3.80	0.0850	0.9346	66.8 ± 1.1	4.36	95.64	0.15	6 †
	5.54	0.0654	1.0000	65.7 ± 1.1	5.68	94.32	0.18	7 †
2 ^{do}	0.45	0.0020	0.0020	- 53.7 ± 22.4	164.70	- 64.70	0.40	1
	1.20	0.0210	0.0230	38.0 ± 3.4	57.24	42.76	0.24	2
	1.90	0.1186	0.1415	68.9 ± 1.1	7.11	92.89	0.06	3
	2.50	0.1892	0.3308	70.2 ± 0.7	4.19	95.81	0.06	4
	3.50	0.3183	0.6491	73.4 ± 0.5 §	3.42	96.58	0.05	5 †
	4.50	0.2605	0.9096	72.7 ± 0.9 §	1.65	98.35	0.02	6 †
	6.00	0.0904	1.0000	66.5 ± 1.4	2.88	97.12	0.04	7

Resultados integrados

	$\frac{^{39}\text{Ar}}{^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad en Ma	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	
1 ^{er}	6.074E-03	13.36 ± 0.06	70.9 ± 0.5	0.10	4.52	95.48	6539.8
2 ^{do}	2.955E-03	13.28 ± 0.07	70.5 ± 0.6	0.05	5.18	94.82	5705.0

§ t = 73.2 ± 0.6 Ma 39.6 % de ^{39}Ar liberado en 2 fracciones

† Fracciones usadas para calcular la isocrona

$$J = (3.00092 \pm 0.01970) \times 10^{-3}$$

AI-3. Edad ^{40}Ar - ^{39}Ar del granito.

EA 08-05 biotita

	P(W)	F ^{39}Ar	$^{39}\text{Ar}_{\text{cum}}$	Edad en Ma	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	
1 ^{er}	0.55	0.0027	0.0027	- 51.4 ± 7.8	119.07	- 19.07	1.59	1
	1.10	0.0387	0.0414	50.5 ± 1.0	38.29	61.71	0.09	2
	1.60	0.0402	0.0816	-----	-----	-----	-----	3
	2.00	0.1408	0.2224	65.3 ± 0.3	7.58	92.42	0.07	4
	2.60	0.2027	0.4251	66.8 ± 0.5	6.21	93.79	0.07	5
	2.90	0.1784	0.6036	67.1 ± 0.5	5.27	94.73	0.08	6
	3.22	0.0885	0.6921	63.4 ± 0.6 §	5.48	94.52	0.13	7
	3.50	0.0771	0.7692	62.9 ± 0.7 §	4.98	95.02	0.20	8
	4.00	0.0934	0.8626	64.1 ± 0.6 §	4.56	95.44	0.21	9
	4.50	0.0625	0.9252	63.2 ± 0.7 §	3.18	96.82	0.31	10
	6.50	0.0748	1.0000	63.7 ± 0.6 §	3.41	96.59	0.30	11
2 ^{do}	0.50	0.0026	0.0026	- 83.7 ± 24.4	126.66	- 26.66	2.22	1
	1.00	0.0143	0.0168	16.1 ± 1.4	83.33	16.67	0.90	2
	1.50	0.0717	0.0885	58.0 ± 0.9	25.59	74.41	0.30	3
	2.00	0.1365	0.2251	65.9 ± 0.9	12.07	87.93	0.17	4
	2.50	0.1821	0.4072	69.5 ± 0.9	7.20	92.80	0.10	5
	2.75	0.0449	0.4520	64.9 ± 1.2	2.10	97.90	0.04	6
	3.20	0.1516	0.6037	71.9 ± 0.5	3.27	96.73	0.06	7
	3.60	0.0843	0.6880	66.8 ± 0.4	2.94	97.06	0.10	8
	4.00	0.1115	0.7995	70.2 ± 0.7	3.07	96.93	0.14	9
	4.50	0.0640	0.8634	63.9 ± 0.6	4.80	95.20	0.09	10
	6.00	0.1366	1.0000	71.3 ± 0.5	2.82	97.18	0.19	11

Resultados integrados

	$^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	Edad en Ma	$^{37}\text{Ar}_{\text{Ca}}/^{39}\text{Ar}_{\text{K}}$	% $^{40}\text{Ar}_{\text{atm}}$	% $^{40}\text{Ar}^*$	
2 ^{do}	7.846E-03	12.60 ± 0.05	67.0 ± 0.5	0.15	9.58	90.42	3083.1

§ $t_p = 63.5 \pm 0.3$ Ma 39.6 % de ^{39}Ar liberado en 5 fracciones

La edad de isocrona fue calculada con las fracciones de meseta

$$J = (3.00092 \pm 0.01970) \times 10^{-3}$$