

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONAHCYT (Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías).

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo o titular de los Derechos de Autor.

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología**

**Petrogénesis de los diques emplazados en el Cañón Jamatay,
Valle de Guadalupe, Baja California**

Tesis
para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra

Presenta:

Carlos Epitacio Almanza García

Ensenada, Baja California, México
2023

Tesis defendida por
Carlos Epitacio Almanza García

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Reneé González Guzmán
Codirector de tesis

Dr. Bodo Weber
Codirector de tesis

Dr. Manuel Contreras López

Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Dra. Rufina Hernández Martínez



Dr. Diego Ruiz Aguilar
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Ana Denise Re Araujo
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Carlos Epitacio Almanza García** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geología

Petrogénesis de los diques emplazados en el Cañón Jamatay, Valle de Guadalupe, Baja California

Resumen aprobado por:

Dr. René González Guzmán

Codirector de tesis

Dr. Bodo Weber

Codirector de tesis

Dentro de la porción mexicana del Cinturón Batolítico Peninsular se encuentra un gran enjambre de diques, denominado enjambre de diques San Marcos, el cual tiene su mejor exposición al noreste de Ensenada, Baja California, en el cañón Jamatay. Este sistema de diques presenta una orientación NW–SE, que varía composicionalmente desde gabro hasta granito, e intrusión al batolito granítico y a rocas metasedimentarias prebatolíticas. Se colectaron muestras de diques, del plutón granítico, y de rocas prebatolíticas metasedimentarias, con el objetivo de realizar un análisis petrológico clásico: petrografía, geoquímica de elementos mayores y traza, geocronología U–Pb en zircón y análisis de isótopos Rb–Sr y Sm–Nd en roca total. Del análisis petrográfico se determinó una mineralogía consistente en Pl + Afs + Bt + Hbl + Opq ± Qz + Act + Chl + Ep + Ms. Geoquímicamente, los diques se presentan como una serie coherente, con afinidades calco-alcalina, metaluminosa y de granitos tipo I. Los patrones normalizados de elementos de tierras raras muestran fraccionamiento relativamente bajo en las tierras raras ligeras en relación con las pesadas. Las rocas ígneas que afloran en la zona de estudio tienen afinidad relacionada a actividad de arcos, según se interpreta a partir de diferentes diagramas de discriminación que involucran elementos traza. Las edades de cristalización U–Pb en zircón del batolito granítico (126.2 ± 1.6 Ma) y los diques (124.0 ± 1.4 Ma) apuntan hacia un proceso de enfriamiento relativamente rápido del batolito y fracturamiento posterior, permitiendo el emplazamiento de diques en el granito. Isotópicamente, los diques comprenden un intervalo composicional $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$ entre 0.703082–0.708305 ($\epsilon\text{Sr}_t = -18.10$ a $+56.06$), mientras que las relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t$ varían entre 0.512311–0.512822 ($\epsilon\text{Nd}_t = -3.12$ a $+6.85$; $\text{TDM}_{[\text{Nd}]} = 0.54$ a 1.19 Ga). Con base en estos resultados, se propone que los magmas evolucionaron a partir de procesos como cristalización fraccionada, tasas bajas de asimilación de basamento prebatolítico (1 a 10%) y mezcla de magmas. Se concluye que los diques representan pulsos magmáticos ascendentes entre plutones ya cristalizados, actuando como conductos alimentadores para otros plutones y vulcanismo superficial.

Palabras clave: Cinturón Batolítico Peninsular, magmatismo Cretácico, cañón Jamatay, diques San Marcos

Abstract of the thesis presented by **Carlos Epitacio Almanza García** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Science with orientation in Geology

Petrogenesis of the dikes emplaced in the Jamatay canyon, Valle de Guadalupe, Baja California

Abstract approved by:

Dr. René González Guzmán

Thesis codirector

Dr. Bodo Weber

Thesis codirector

In northern section of the Mexican extension of Peninsular Ranges, a dike swarm outcrops with a wide compositional spectrum, from gabbro to granite, called San Marcos dike swarm and which best outcrop is found along the Jamatay canyon, northeast from Ensenada city, Baja California. The main direction of the dike complex is NW–SE, being granite bodies and preexisting metasedimentary formations the host rocks. Different composition dikes and granite and metasedimentary prebatholithic host rocks were sampled along the canyon, developing thin section petrographic, geochemistry (major and trace elements), U–Pb zircon geochronology and whole rock isotopic (Rb–Sr and Sm–Nd) analysis. From the petrographic studies, a Pl + Afs + Bt + Hbl + Opq ± Qz + Act + Chl + Ep + Ms assemblage was determined. The geochemical composition of the dikes shows a consistent evolution series, with calc-alkaline, metaluminous and I-type granites affinities. The normalized Rare Earth Elements patterns show relatively low fractionation on the light earths in relation to the heavy ones. The igneous rocks present in the study area are arc related, according to the different tectonomagmatic discrimination diagrams that involve trace elements. The crystallization U–Pb zircon age for dike and host granitic rocks are slightly different, being 126.2 ± 1.6 Ma for the granite batholith, and 124.0 ± 1.4 Ma for a rhyolitic dike, which indicates a relatively fast cooling for the batholith and fracturing shortly after, which allowed the emplacement of the dikes. The isotopic relations on the dikes range $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t = 0.703082\text{--}0.708305$ ($\epsilon\text{Sr}_t = -18.10$ to $+56.06$) and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t = 0.512311\text{--}0.512822$ ($\epsilon\text{Nd}_t = -3.12$ to $+6.85$; $\text{TDM}_{[\text{Nd}]} = 0.54$ to 1.19 Ga). Based on the results obtained, fractional crystallization would represent the main process in the petrogenesis of the dikes in Jamatay canyon, but also showing little (1% to 10%) assimilation of prebatholithic metamorphic strata and magma mixing and mingling. As a conclusion, the origin proposed for these dikes is as magmatic pulses that ascended shortly after the cooling of the batholiths, acting maybe as feeder conducts for other plutonic bodies and subaerial volcanism.

Keywords: Peninsular Ranges, Cretaceous magmatism, Jamatay canyon, San Marcos dike swarm

Dedicatoria

El presente trabajo está dedicado a mi propia terquedad, porque soy demasiado terco para rendirme.

Asimismo, a mis padres, mis hermanos y Karina, quienes en mayor o menor medida sobrellevaron conmigo los estragos de alcanzar otro grado académico. Esto también es por y para ustedes. Algún día seré merecedor del orgullo que sienten por mí.

Solo me queda decir, si pude, y algún día podré más...

I've found that strife won't make the bleeding stop

Nor will it take away the pain

I feel like this search is all in vain

And I struggle to find my way

Trivium – Strife

Agradecimientos

Agradecimientos cordiales a la División de Ciencias de la Tierra (CT) del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California) y al CONAHCyT (Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías), por la oportunidad brindada para formarme como estudiante de posgrado, siendo becario del programa de Becas Nacionales, con CVU 1001559.

Agradezco especialmente al Dr. Reneé, codirector y mentor, por su completa colaboración y disposición para el desarrollo de esta investigación, por su tiempo, sabiduría y paciencia, esto no habría sido posible de no ser por usted; al Dr. Bodo, codirector, mentor y encargado del laboratorio de espectrometría de masas por ionización térmica (TIMS), por sus comentarios en campo, laboratorio y en la revisión de esta tesis. A los sinodales: Dr. Manuel, colega y camarada en quien encontré un inigualable apoyo durante la toma y preparación de muestras, el análisis petrográfico, la interpretación de resultados diversos y las incontables discusiones de estos; Dr. Luis, por sus siempre acertadas observaciones basadas en su amplia experiencia, las cuales fueron fundamentales para el desarrollo del marco geológico de este trabajo; y la Dra. Rufina, por su orientación, valiosas sugerencias y correcciones en la ejecución, redacción y exposición de este trabajo. Al M.C. Gabriel Rendón, por su apoyo en diversas actividades desarrolladas en el laboratorio de petrología y su orientación en múltiples ocasiones; al M.C. Luis Gradilla, por su colaboración para las imágenes de cátodoluminiscencia; y al M.C. Sergio Padilla, por su apoyo en el tratamiento y montaje de las muestras para los análisis isotópicos en roca total.

Agradecimiento especial a todos aquellos quienes participaron en al menos una de las diferentes campañas de campo. A los caballeros, M.C. Lalo Monreal, M.C. Dany Rendón, y Dr. Manuel Contreras (miembro del comité); inquebrantables geólogos y camaradas del “*Team Procesado de muestras*”; del mismo modo, gracias al Ing. Jaime Salomón por su apoyo en campo en la última y más intensa jornada de muestreo. Todos ustedes fueron testigos de que todo lo que podía salir mal, llegó a salir mal; sin embargo, aquí seguimos.

A los colegas de generación, de otras generaciones y hasta de otros posgrados, que siempre estuvieron para apoyar en los cursos acreditados, con observaciones personales, comentarios durante el desarrollo de este trabajo, con palabras de aliento a cada paso que dimos, o en la camaradería fuera del ambiente académico. Menciono especialmente a los “*Geopanos*”: Xime, Dany, Lalo y Omar; y a mis camaradas: Rubi, Cris, Mary, Ivonne, Lalo “Brujo”, Moi, Óscar, Andrea, Thalia, Haidee, Froy, Anju, Andrés, Joseca, Rodri, Liz, Alejandra, Chai... Les agradezco su amistad y compañía durante “el posgrado”.

Ahora sí, ¡a darle átomos!

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas	xvii
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Antecedentes	3
1.2 Ubicación del área de estudio.....	5
1.3 Hipótesis.....	5
1.4 Objetivos	7
1.4.1 Objetivo general.....	7
1.4.2 Objetivos específicos.....	7
1.5 Justificación	8
1.6 Metas.....	8
Capítulo 2. Marco geológico regional.....	9
2.1 Eventos prebatolíticos.....	9
2.2 Formación del Cinturón Batolítico Peninsular	12
2.3 Eventos postbatolíticos	15
Capítulo 3. Metodología.....	17
3.1 Introducción	17
3.2 Elaboración de láminas delgadas y análisis petrográfico.....	18
3.3 Polvos para análisis geoquímico e isotópico.....	20
3.4 Análisis de elementos mayores.....	20

3.5	Análisis de elementos trazas	22
3.6	Geocronología U–Pb y elementos trazas mediante LA–ICP–MS en zircones	23
3.7	Análisis isotópicos de Sr, Sm y Nd en roca total.....	25
Capítulo 4.	Resultados	33
4.1	Cartografía geológica de campo.....	33
4.2	Análisis petrográfico.....	36
4.2.1	Diques de composición básica	39
4.2.2	Diques de composición intermedia.....	40
4.2.3	Diques de composición ácida	41
4.2.4	Rocas encajonantes y otras estructuras.....	42
4.2.5	Evidencia de mezcla de magmas.....	44
4.3	Química de elementos mayores	45
4.4	Química de elementos traza	51
4.5	Geocronología U–Pb y elementos trazas en zircones	57
4.6	Sistemas isotópicos Rb–Sr y Sm–Nd.....	61
Capítulo 5.	Discusión.....	65
5.1	Orientación de los diques.....	65
5.2	Afinidad magmática y ambiente de formación.....	66
5.3	Procesos petrogenéticos de los diques	71
5.3.1	Fusión parcial	71
5.3.2	Evolución magmática y edad de cristalización	72
5.4	Implicaciones geológicas regionales	74
5.4.1	Correlación con la Formación Santiago Peak	76
5.4.2	Modelo geológico.....	77
Capítulo 6.	Conclusiones	79
Literatura citada		82
Anexos		93

Lista de figuras

Figura	Página
1. Distribución de las masas plutónicas principales de la Cordillera Norteamericana, tomado de la Base de datos del Mapa Geológico de América del Norte (Garritty y Soller, 2009).	1
2. a) Ubicación del área de estudio (cuadrado amarillo) en el mapa geológico regional para la zona norte de la PBC y con respecto a sus principales localidades. b) Mapa topográfico del cañón Jamatay. Localidades (círculos blancos): E = Ensenada, IZ = Ignacio Zaragoza, M = Mexicali, SD = San Diego, SF = San Felipe, T = Tecate, Ti = Tijuana. Puntos de referencia geográfica (cuadros azules y amarillo): CJ = Cañón Jamatay, EP = El Pinal (plutón), LS = Laguna Salada, RJ = Rancho Jamatay, VLP = Valle de las Palmas, VS = Valle Seco, VSR = Valle San Rafael.	6
3. División del Cinturón Batolítico Peninsular en sus porciones en franjas este y oeste. Tomado de Wetmore et al. (2014). Localidades: C = Cataviña, Cl = Camalú, Ct = Colonet, E = Ensenada, EA = El Arco, ER = El Rosario, M = Mexicali, SD = San Diego SF = San Felipe, ST = Santo Tomás, SV = San Vicente, SQ = San Quintín, Tj = Tijuana. Abreviaturas: ABF = Falla Agua Blanca, aABF = Falla Agua Blanca ancestral, MMT = cabalgadura Principal Mártir, PRb = CBP, SC = Sierra Calamajue, SPV = Arco volcánico Santiago Peak.	13
4. Configuración tectónica y geológica actual de la PBC, con las microplacas resultantes de la fragmentación de la placa Farallón, basado en el trabajo de Wang et al. (2013). Área de estudio representada con cuadro amarillo y clave CJ (Cañón Jamatay).....	16
5. Sitios de muestreo en el cañón Jamatay. Localidades: RJ = Rancho Jamatay, VS = Valle Seco.	17
6. Etapas del proceso de fusión de perlas para análisis de FRX. a) Deshidratación y posterior calcinación. b) Fusión del material en crisoles de platino. c) Apreciación de los crisoles y tapas de platino y las muestras solidificadas; el material fundido es depositado de los crisoles hacia las tapas, adquiriendo la forma de medallón; una vez enfriadas, las muestras son almacenadas en cajas Petri de plástico. d) Distribución de las muestras y estándares montados en el equipo Bruker® S8 Tiger ECO FRX en sus respectivos porta muestras.	21
7. Proceso de la separación elemental por cromatografía de intercambio iónico. a) La muestra ingresa como una mezcla homogénea. b) Al añadir la fase móvil, los componentes de la muestra reemplazan cationes con la misma valencia en la resina. c–d) Debido a los diferentes coeficientes de distribución (K_c), uno de los componentes será retenido con mayor fuerza que el otro, permitiendo la elución paulatina del componente con el K_c más pequeño.	29
8. Columnas de intercambio catiónico a) con resina Dowex 50WX8-400, y b) con resina Eichron LN-Spec.	31
9. Puntos de muestreo clasificados en función del tipo de roca y la composición geoquímica de las muestras. Mapa litológico basado en el reconocimiento de campo y la cartografía geológica escala 1:50,000 del Servicio Geológico Mexicano. Escala del mapa: 1:75,000.	34
10. Apreciación de la roca granítica encajonante de los diques en el cañón Jamatay. a) Granitoide de textura granular gruesa y alteración moderada. b) Granitoide de textura media, con enclaves	

- máficos microgranulares y en contacto con dique de textura porfídica y coloración oscura, presentando borde de reacción..... 34
11. Fotografías del área de estudio. a) Diques de composición diorítica, con espesor variable entre 1 y 2.5 m, en el transecto occidental del cañón (muestra CJ-01). b) Dique félsico intrusionando rocas plutónicas en las paredes de la zona NE del cañón (cercano a muestra CJ-16); nótese el fuerte contraste en competencia entre el dique y el encajonante batolítico. c) Xenolito de granito con borde de reacción en dique afanítico (muestra CJ-03). d) Lente de pseudotaquilita (línea roja discontinua) encajonado por granito; sitio cercano a muestra CJ-07. 35
 12. Bordes de mezcla granito–dique; (a) vista general y (b) acercamiento de la zona de mezcla heterogénea..... 35
 13. a y b) Círculos máximos y distribución de densidad de familias de polos para datos de fracturas en los granitoides, cuya tendencia promedio es $316^{\circ}/77^{\circ}$. c y d) Círculos máximos y distribución de densidad de polos (por área al 1%) para los diques, cuya tendencia promedio es $318^{\circ}/79^{\circ}$. Estereogramas graficados en el software Stereonet ver. 11.3.6..... 36
 14. Diagrama QAP (Cuarzo–Feldespato–Plagioclasa) para clasificación de rocas ígneas plutónicas del cañón Jamatay a partir de a) mineralogía modal y b) mineralogía normativa. Líneas discontinuas grises = Tendencia Cordillerana; línea discontinua negra = Tendencia Caledoniana. Campos: 4 = Granodiorita, 6* = Cuarzosienita de feldespato potásico, 6 = Sienita de feldespato potásico, 9* = Cuarzomonzodiorita/Cuarzomonzogabro, 9 = Cuarzodiorita/Cuarzogabro, 10* = Cuarzodiorita/Cuarzogabro, 10 = Diorita/Gabro. Nomenclatura de leyenda: Ap = diques aplíticos, D = dioritas, DG = diorita gabróica, EG = encajonante granítico, G = gabro, GD = granodiorita, GR = granito, MD = Monzodiorita. 37
 15. Fotomicrografías de diques de composición máfica. a–b) Dique CJ-05, con textura afanítica a porfídica, presentando cristales tabulares y hexagonales de Hbl. c) Dique CJ-12, con textura fanerítica fina, conformado por Act, Bt, Pl y Opq. d) Dique CJ-17, con cristales tabulares de Pl maclados, y un fenocristal de Act que presenta diferentes patrones de color de interferencia en aspecto fibroso y acicular. Abreviaturas: Act = actinolita, Bt = biotita, Hbl = hornblenda, Mtx = matriz, Opq = minerales opacos, Pl = plagioclasa. 39
 16. Fotomicrografías de diques de composición intermedia. a) Dique CJ-02, de textura glomeroporfídica, donde se observa un cúmulo de Pl, Afs y Qz, bordeado por matriz de Act, Bt y Pl. b) Dique CJ-08, de textura glomeroporfídica, con fenocristales de Act y manchones de Bt. c) Dique CJ-16, de textura fanerítica fina, conformado por microlitos de Hbl, Bt, Pl, Afs y Qz, con fenocristales de Pl y Afs. d) Dique CJ-21, mostrando textura glomeroporfídica con fenocristales de Act en una matriz de Pl, Afs, Qz, Bt y Ep. Abreviaturas: Act = actinolita, Afs = feldespato alcalino, Bt = biotita, Ep = epidota, Hbl = hornblenda, Mtx = matriz, Pl = plagioclasa, Qz = cuarzo. 41
 17. Fotomicrografías de diques de composición ácida. a) Dique CJ-04, de textura porfídica, mostrando un fenocristal de Pl con hábito tabular y macla polisintética. b) Dique CJ-09, con textura glomeroporfídica, con microfenocristales de Pl, Afs y Hbl agrupados en un cúmulo de ~3 mm de diámetro. c) Dique CJ-11B, con fenocristales de Pl y Afs en matriz cuarzo–feldespática. d) Dique aplítico CJ-10, de textura afanítica, con matriz conformada por Qz y microfracturas rellenas de Ep. Abreviaturas: Afs = feldespato alcalino, Bt = biotita, Ep = epidota, Hbl = hornblenda, Mtx = matriz, Opq = minerales opacos, Pl = plagioclasa, Qz = cuarzo. 42

18. Fotomicrografías del encajonante granítico. a) Granito CJG-01, donde se aprecia granulometría entre fanerítica fina y gruesa. b) Granito CJG-01, donde se observa la Mmq entre Afs y Qz. c) Granito CJG-02, de textura granuda, con Bt alterada a Chl. d) Granito CJG-02, donde se aprecia Afs (microclina) con textura de malla y ligeramente alterado, así como Bt débilmente cloritizada, Qz y matriz cuarzofeldespática. Abreviaturas: Afs = feldespato alcalino, Bt = biotita, Chl = clorita, Mtx = matriz, Mmq = mirmequita, Pl = plagioclasa, Qz = cuarzo. 43
19. Fotomicrografías de la roca encajonante metasedimentaria; muestra CJ-07. a) Apreciación de matriz de Qz y Pl con microlitos de Bt y Opq, así como masas de Ms. b) Masas de Pl, posiblemente cristales preexistentes, bordeados por matriz, así como la presencia de una vetilla de Qz en la parte superior izquierda. 44
20. Fotomicrografías de dique granítico (muestra CJ-20), recrystalizado a pseudotaquilita. a) Apreciación de fenocristales de Pl y Afs con matriz vítrea oscura y con acículas de Afs (?); b) matriz cuarzo-feldespática con Bt y carbonatos (Cb) en masas redondeadas. 44
21. Fotomicrografías de diques con evidencia de mezcla de magmas. a) Xenocristal de Qz con borde de reacción de Act, y Pl con textura de tamiz moderada (dique CJ-02). b) Pl con textura de tamiz fuerte (dique CJ-08). 45
22. Diagrama álcalis totales vs sílice (TAS) para las rocas del cañón Jamatay (Middlemost, 1994). La subdivisión entre las series alcalina y subalcalina (línea discontinua) es la propuesta por Irvine y Baragar (1971), tomado de Rollinson y Pease (2021). Abreviaturas: CM = Cuarzomonzonita, D = Diorita, DG = Diorita gabróica, FD = Foidogabro, G = Gabro, GD = Granodiorita, GR = Granito, M = Monzonita, MD = Monzodiorita, MG = Monzogabro, SI = Sienita, QL = Cuarzolita. Nomenclatura de la leyenda: Ap = aplitas, EG = encajonantes graníticos, Ms = roca metasedimentaria. 47
23. Diagrama K₂O vs SiO₂ (Peccherillo y Taylor, 1976); valores de series propuestas por Rickwood (1989; divisiones con patrón a rayas). Datos de corteza continental superior (CCS) y corteza continental inferior (CCI) promedios tomados de Rudnick y Gao (2014); basalto de cresta oceánica (MORB) promedio tomado de White y Klein (2014). Misma simbología que la figura anterior. 48
24. Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971); curva de subdivisión de series propuesta por Rollinson y Pease (2021). Datos de corteza continental superior (CCS) y corteza continental inferior (CCI) promedios tomados de Rudnick y Gao (2014); basalto de cresta oceánica (MORB) promedio tomado de White y Klein (2014). Nomenclatura de la leyenda en **Figura 22**. 49
25. Diagramas Harker para las rocas del cañón Jamatay. Diagramas a–g muestran una tendencia predominantemente negativa respecto al incremento en SiO₂, con excepción de los diagramas para P₂O₅ y Al₂O₃. Los diagramas h–i exhiben una tendencia positiva general. Las muestras de diques aplíticos (CJ-10 y CJ-19) grafican fuera de las tendencias observadas en las muestras de diques. Nomenclatura de la leyenda en Figura 22. 50
26. Diagrama de saturación de alúmina (Shand, 1943). La muestra metasedimentaria (CJ-07) grafica fuera de los límites del diagrama (x=2.6732524, y=3.321295). Nótese que la muestra CJ-10 (dique aplítico) se encuentra dentro del campo metaluminoso a pesar de su composición rica en sílice. Datos de corteza continental superior (CCS) y corteza continental inferior (CCI) promedios tomados de Rudnick y Gao (2014); basalto de cresta oceánica (MORB) promedio tomado de White y Klein (2014). Nomenclatura de la leyenda en **Figura 22**. 51

27. Diagrama de clasificación en función de elementos inmóviles (Winchester y Floyd, 1977), donde se aprecia la misma tendencia de rocas básicas a ácidas..... 54
28. Diagramas bivariados $(La/Yb)_N$ vs SiO_2 y $(La/Yb)_N$ vs Ce_N . a) Se aprecia una tendencia planar para las rocas básicas e intermedias, cambiando ligeramente a una pendiente ascendente con las rocas ácidas. b) Se aprecia una tendencia ascendente general. En ambos casos se destaca la muestra CJ-07 por presentar la relación $(La/Yb)_N$ más alta. Subíndice N indica normalización a condrita a valores propuestos por Nakamura et al. (1973)..... 54
29. Diagramas de REE para rocas del cañón Jamatay. a) Diques de composición granítica y granodiorita. b) Diques de composición de diorita. c) Rocas de composición diorita gabrónica y monzodiorita. d) Diques de composición gabrónica. e) Rocas encajonantes, tanto granitoides como granitos millonitizados, y basamento metasedimentario. Datos de normalización tomados de Pourmand et al. (2012). Valores para corteza continental superior (CCS) y corteza continental inferior (CCI) promedios tomados de (Rudnick y Gao, 2014); basalto de cresta oceánica (MORB) promedio tomado de White y Klein (2014). 56
30. Diagramas *spider*, aumentando la compatibilidad de los elementos de izquierda a derecha. a) Diques de composición ácida. b) Diques de composición intermedia (dioritas). c) Diques de composición intermedia (dioritas gabrónicas), con anomalías positivas en Pb y Ti. d) Rocas de composición básica (gabros). e) Rocas encajonantes, tanto granitoides como basamento metasedimentario (CJ-07), esta última presentan una fuerte anomalía negativa de Sr. Datos de normalización (en ppm) de un manto primitivo según Palme y O'Neill (2014). Datos de CCS (corteza continental superior) y CCI (corteza continental inferior) promedios tomados de Rudnick y Gao (2014); MORB promedio tomado de White y Klein (2014)..... 58
31. Ejemplares de zircones extraídos de a) dique CJ-04, y b) granito CJG-01. 59
32. Diagramas de concordia Tera-Wasserburg y MSWD para las alícuotas de Zrn del granito CJG-01 (a y b), y el dique CJ-04 (c y d), graficados usando el programa online IsoplotR (Vermeesch, 2018). 60
33. a) Diagrama multielementos normalizado a condrita (McDonough y Sun, 1995), con anomalías positivas en U y Hf, anomalías negativas para Nb, P, La, y Eu, y tendencia ascendente para las HREE. Valores de normalización (en ppm) a condrita de McDonough y Sun (1995): Th = 0.029, U = 0.0074, Nb = 0.24, Hf = 0.103, Sc = 5.92, P = 1080, La = 0.237, Ce = 0.613, Nd = 0.457, Sm = 0.148, Eu = 0.0563, Gd = 0.199, Tb = 0.0361, Dy = 0.246, Y = 1.57, Ho = 0.0546, Er = 0.16, Yb = 0.161, Lu = 0.0246. b) Diagrama multielementos normalizado a promedio de zircones de cresta oceánica (Grimes et al., 2015), con anomalías positivas en Sc, La y Nd, anomalía negativa para Ce y ligeramente Nb, y tendencia planar para HREE. Valores de normalización (en ppm) a promedio de zircones en MORB de Grimes et al. (2015): Th = 112, U = 141, Nb = 5.1, Hf = 12501, Sc = 25, P = 1095, La = 0.04, Ce = 37, Nd = 2.3, Sm = 6.5, Eu = 1.5, Gd = 71, Tb = 23, Dy = 336, Y = 3342, Ho = 120, Er = 662, Yb = 1187, Lu = 180..... 61
34. a) Diagrama ϵSr_t vs ϵNd_t para relaciones isotópicas recalculadas a 124 millones de años, con curvas de mezclas isotópicas para basamentos con diferentes características presentes en el NW de México y SW de Estados Unidos. 63
35. Diagrama ϵNd (medido) vs tiempo, donde se grafican las edades modelo $TDM_{[Nd]}$ 64

36. Diagrama ϵNd_t contra $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, donde se muestra la tendencia evolutiva controlada por cristalización fraccionada para las rocas ígneas. 64
37. Diagrama FeO^* vs SiO_2 propuesto por Frost y Frost (2008), donde $\text{FeO}^* = \text{FeO}^t/[\text{FeO}^t + \text{MgO}]$; $\text{FeO}^t = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ 67
38. Diagramas de discriminación tectonomagmática: a) Diagrama Rb vs (Y + Nb) para granitos (Pearce et al., 1984); SYN-COLG = granitos sin-colisionales, WPG = granitos de intraplaca, VAG = granitos de arco volcánico, ORG = granitos de creta oceánica. b) Diagrama $(\text{Nb}/\text{Zr})_N$ vs Zr, propuesto por Thiéblemont y Tégyey (1994) con valores de normalización a partir de manto primordial de Palme y O'Neill (2014); A = ambientes de subducción, B = ambientes colisionales, C = ambiente de intraplaca, D = leucogranitos. c) Diagrama ternario propuesto por Cabanis y Lecolle (1989); BTA = Basaltos de cuenca tras-arco, TAV = Tholeitas de arco volcánico, TCA = Transición entre arco volcánico y calco-alcalino. d) Diagrama ternario propuesto por Harris et al. (1986). 68
39. Diagramas de discriminación par granitoides de arco magmático (GA), anorogénicos (A), y de ruptura de placa en subducción (SF, *slab failure*) propuestos por Whalen y Hildebran (2019; diagramas a–f) y Hildebrand y Whalen (2017; diagramas g y h). a–c) Diagramas de relaciones La/Yb, Ta/Yb, Nb/Y contra Nb+Y; d–f) diagramas de relaciones La/Yb, Ta/Yb, Nb/Y contra Ta+Yb; g–h) diagramas de relaciones La/Yb, Nb/Y contra Gd/Yb..... 69
40. Diagramas de discriminación tectonomagmática multidimensionales (DF1 vs DF2), según Verma y Verma (2013). Este tipo de diagramas utilizan las concentraciones de elementos trazas y son aplicables a rocas intermedias. a) La totalidad de rocas ígneas caen en el campo de arco, mientras la muestra metasedimentaria se grafica en el campo colisional. b) Casi la totalidad de muestras ígneas se grafican en el campo de arco insular. Abreviaturas: CA = Arco continental, Col = Colisional, CR = Rift continental, IA = Arco insular, OI = Isla oceánica..... 70
41. a) Diagrama de discriminación propuesto por Pearce (2008). b) Diagrama de procedencia tectonomagmática para zircones magmáticos según Grimes et al. (2015), se aprecia un ligero arreglo ascendente y paralelo al arreglo del manto, lo que se interpreta como una tendencia de fraccionación; zircones del dique CJ-04, zircones del granito CJG-01. 72
42. Diagramas ϵNd_t vs ϵSr_t para rocas del cañón Jamatay, así como rocas de diferentes localidades del CBP. Las curvas de mezcla corresponden a relaciones recalculadas a 124 millones de años, con valores de reservorio uniforme (UR) actual ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.0827$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$) de DePaolo y Farmer (1984), $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.393 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ de Nebel et al. (2011), y valores de CHUR actual ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1960$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512630$) de Bouvier et al. (2008), $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ propuesto por Lugmair y Marti (1978). Composición de MORB tomado de Gale et al. (2013); arreglo del manto tomado de Rollinson (1993). 74
43. a) Diagrama TAS (Middlemost, 1994); b) diagrama de clasificación propuesto por Winchester y Floyd (1977); c) diagrama de discriminación tectónica propuesto por (Pearce et al., 1984); d) diagrama de relaciones isotópicas ϵNd_t vs ϵSr_t recalculadas a $t = 124 \text{ Ma}$ 76
44. Modelo geológico propuesto para el emplazamiento de los diques del cañón Jamatay..... 78
45. Mapa geológico del área de estudio con rasgos estructurales y composición geoquímica de las muestras colectadas. Localidades señaladas: IZ = Ignacio Zaragoza, RJ = Rancho Jamatay, VS = Valle seco. 94

46. Fotomicrografías de la muestra CJ-01. a–b) (NX, 5x) Fenocristales de Afs y Pl como agregados embebidos en una matriz microlítica de Pl, Afs, Bt y Hbl. c–d) (NX y NII, 5x) Fenocristales de Pl, Afs y Hbl, donde la Hbl se presenta con colores de interferencia de 2° orden y con su color real enmascarando los colores de interferencia. e) (NX, 10x) Apreciación de los Opq con hábito euhedral y su relación con la Bt, así como microfenocristales de Afs con macla de Carlsbad. f) (NX, 10x) Microfenocristales de Pl y Afs con un cristal de Hbl maclado, así como Bt como parte de la matriz e invadiendo en los fenocristales..... 97
47. Fotomicrografías de la muestra CJ-02. a–b) (NX y NII, 5x) Concentrado de Pl, Afs, Qz con un microfenocristal de Act, embebidos en matriz de Act y Bt; nótese la macla polisintética en la Pl y la ausencia de macla en cristales de Afs; nótese que en la imagen con NII, se aprecia como la Bt empieza a reemplazar a Hbl. c–d) (NX y NII, 10x) Fenocristales de Pl con masas intersticiales de Act, Bt y Pl microcristalina. e) (NX, 5x) Fenocristal de Qz con corona de Act de aspecto fibroso, rodeado por matriz de Act y Bt. f) (NX, 5x) Fenocristal de cristal de Hb hexagonal junto a cristal de Hbl en núcleo con borde de Act, así como cristal anhedral de Act con macla simple. 99
48. Fotomicrografías de la muestra CJ-03. a–b) (NX y NII, 5x) Microcristales de la sección afanítica, donde se puede identificar el maclado de la Pl en NX y la interacción entre Bt y Act en NII. c) (NX, 10x) Microfenocristales de Pl en matriz microcristalina de Pl, Act y Bt. d) Microfenocristal de Act, maclado, con colores de interferencia de 2° orden, en matriz de Pl, Act y Bt. e) (NX, 5x) Contacto entre el dique y el xenolito granítico, el cual es interpretado como un borde de reacción. f) (NX, 5x) Fenocristales del xenolito granítico, cercano al núcleo del xenolito. 101
49. Fotomicrografías de la muestra CJ-04. a) (NX, 5x) Fenocristal de Pl en matriz, con microfenocristales de Bt y Ep. b) (NX, 5x) Fenocristales de Afs y Pl en matriz; las inclusiones en los cristales de Afs corresponden a Bt y Ep. c) (NX, 10x) Aspecto general de la matriz en la lámina. d) (NII, 10x) Amalgamación de Bt y Ep junto a un fenocristal de Pl con esquina cloritizada posiblemente a partir de una inclusión de Bt. e) (NX, 5x) Fenocristales de Qz, con pequeñas zonas engolfadas (cristal central) en el borde superior al centro e inferior izquierdo. f) (NX, 20x) Acercamiento a la matriz, conformada por Pl, Afs, Bt y Ep; se aprecia en el borde derecho un microfenocristal de Afs con inclusiones de Bt, y cercano al borde izquierdo un cristal acicular de Zrn con relieve alto y colores de interferencia de 2° orden. 103
50. Fotomicrografías de la muestra CJ-05. a) (NX, 5x) Microfenocristales de Hbl con hábito hexagonal y Pl con hábito tabular, embebidos en matriz; el color real de la Hbl enmascara los colores de interferencia. b) (NX, 5x) Matriz microlítica conformada por Hbl, Pl, Afs, Bt, Qz y Ep. c) Microfenocristales de Pl y Afs (borde derecho), en matriz. d) (NII, 10x) Cristales de Hbl en verde oscuro, formando parte de la matriz y como pequeños cristales prismáticos. e–f) (NX y NII, 5x) Microfenocristales de Hbl, Ep y Qz, bordeados por una matriz microlítica. 105
51. Fotomicrografías de la muestra CJ-06. a–b) (NX y NII, 5x) Cúmulo de Act + Hbl, embebido en matriz con microlitos de Act, Pl y Opq. c) (NX, 5x) Fenocristales de Hbl, y Act con borde alterado a Bt e inclusiones de Opq cercanos al núcleo del cristal. d) (NX, 10x) Microfenocristales de Act y Pl con macla simple y zonación en manchones, embebidos en matriz. e–f) (NX y NII, 10x) Aspecto de la matriz microcristalina, donde se pueden reconocer Pl en NX por su macla, y se identifica la Bt como fase de alteración a partir de la Act. 107
52. Fotomicrografías de la muestra CJ-07. a–b) (NX y NII, 5x) Masas de Pl y Qz diferenciables de la matriz criptocristalina. c) (NX, 5x) Fenocristales de Ms con bordes irregulares y asociados a Bt. d) (NX, 10x) Microfenocristales de Ms y Bt embebidos en matriz cuarzo-feldespática. e) (NII,

- 5x) Vetilla de Qz al centro de la imagen, con Opq y Bt en los bordes, asimismo, se diferencian las masas de Qz de las de Pl por la alteración presente en la Pl y ausente en Qz. f) (NX, 20x) Cristales de Zrn en matriz microlítica y criptocristalina..... 109
53. Fotomicrografías de la muestra CJ-08. a–b) (Nx y NII, 5x) Cúmulo de Act bordeado por Bt, en una matriz cuarzo-feldespática; nótese los manchones con tonos ocre dentro de cristales de Act (NII), correspondientes a Bt. c) Fenocristales agrupados de Pl alterada, donde se pueden observar remanentes de maclas polisintética y simple. d) Fenocristales de Pl maclados y de Act poco alterado a Bt y con inclusiones de Qz y Opq, en matriz de Pl, Qz, Afs y Bt. e) (NX, 10x) Fenocristal de Afs en matriz, con microfenocristales de Pl y Act. f) (NX, 10x) Microfenocristales en matriz con Bt: cristal de Pl lamelar, alterado en su núcleo y con remanentes de zonación y macla en sus bordes, Act con alteración a Bt, y aglomerado de Bt y Opq. 111
54. Fotomicrografías de la muestra CJ-09. a–b) (NX y NII, 5x) Aglomeración de fenocristales de Pl, Afs, Opq y Hbl, y fenocristales individuales de Afs, embebidos en matriz cuarzo-feldespática, Bt y Opq. c) (NX, 5x) Cúmulo de Pl, Afs y Hbl, con Opq y Bt intersticiales, así como un fenocristal individual de Pl, embebidos en matriz. d) (NII, 5x) Fenocristales de Afs y Pl en matriz, donde se aprecia la distribución de cristales aciculares de Bt en tonalidades verde oscuro y ocre, así como los Opq de hábito anhedral. e) (NX, 5x) Microfenocristales y agregados de Pl y Afs, así como un cúmulo de Bt, Ep y Opq en matriz. f) (NX, 10x) Acercamiento de la imagen e, donde se observan microfenocristales de Pl (maclado) y Afs (sin macla) de hábito tabular en matriz cuarzo-feldespática con Bt..... 113
55. Fotomicrografías de la muestra CJ-10. a–b) (NX, 5x) Fenocristales y matriz de Qz, con Ep en el borde de algunos de los cristales de mayor tamaño y como parte de la matriz. c–d) (NX y NII, 5x) Vetilla de Qp en matriz silicatada, con Opq en algunas pequeñas cavidades. 114
56. Fotomicrografías de la muestra CJ-11B. a–b) (NX y NX, 5x) Concentraciones de fenocristales conformados por Pl y Afs, visiblemente alterados y con maclas poco desarrolladas o colores de interferencia uniformes, en matriz cuarzo-feldespática con Bt, Hbl y Opq. c) (NX, 5x) Microfenocristal de Pl en matriz, con acumulaciones de Bt microcristalina y Opq. d) (NX, 10x) Acercamiento a acumulaciones de Bt y Opq. e–f) (NX y NII, 10x) Acercamiento a acumulación de minerales máficos (Bt, Opq y Hbl) en el borde de un microfenocristal de Pl, donde a su vez, se tiene una mejor apreciación de la matriz..... 116
57. Fotomicrografías de la muestra CJ-12. a–b) (NX y NII, 5x) Microfenocristal de Act, maclado, con inclusión de Opq y bordeado por cristales más finos de Pl, Opq, Act y Bt. c) (NX, 5x) Fenocristal y cristales de menor tamaño de Act, con Pl intersticial lamelar y anhedral. d) (NX, 10x) Microcristales de Pl lamelar y en masas intersticiales, y Act con alteración a Bt. e–f) (NX y NII, 10x) Microcristales de Act con bordes alterados a Bt, con Opq y Pl rellenando intersticios, y un microfenocristal de Pl al borde..... 118
58. Fotomicrografías de la muestra CJ-13. a) (Nx, 5x) Microfenocristal de Qz colicristalino con bordes irregulares, en matriz de Pl, Qz, Afs y Bt. b) (NX, 10x) Masas de Bt anhedrales y zonas de la matriz donde la alteración evidencia la presencia de Pl y Afs; nótese que algunos cristales de la matriz presentan hábito lamelar con zonación en manchones y macla simple. c–d) (NX y NII, 10x) Se observan microfracturas rellenas por Opq con masas de Bt en sus alrededores, así como Qz en la matriz, reconocible por la ausencia de tonalidades beige en NII, propias de la alteración. e–f) (NX y NII, 10x) Matriz con acumulaciones de Bt y Ep, así como microfracturas y otras cavidades rellenas por Opq. 120

59. Fotomicrografías de la muestra CJ-14. a) (NX y NII, 5x) Agregados de Pl y Afs en matriz cuarzo-feldespática con Bt y Ep, nótese la diferencia en alteración de los fenocristales contra la matriz; los pequeños cristales oscuros corresponden a microlitos de Bt y Ep. c–d) (NX y NII, 10x) Fenocristales y microfenocristales de Pl y Ads, con macla polisintética y de Carlsbad, junto a una aglomeración alargada de Bt y Opq en el extremo superior, posiblemente rellenando una microfractura. e) (NX, 5x) Matriz cuarzo-feldespática con microfenocristales de Ep y Pl, así como pequeñas estructuras aciculares radiales en la matriz, similar al patrón en radial de las esferulitas en rocas vitrófidas. f) (NX, 10x) Aspecto de cristales de Ep y Afs en la matriz, donde se aprecia en la parte al centro izquierdo de la imagen la extinción en manchones..... 122

60. Fotomicrografías de la muestra CJ-15. a) (NX, 5x) Fenocristales de Pl moderadamente alterados, bordeados por microcristales de Qz, Pl y Afs de aspecto equigranular con Hbl y Bt de hábito tabular y en hojuelas. b) Aspecto de la fracción fina de la lámina, donde se aprecian cúmulos de minerales máficos (Bt y Hbl) entre el resto de minerales félsicos. c–d) (NX y NII, 5x) Fenocristales maclados de Pl y amalgamaciones de máficos (Hbl, Bt y Opq); nótese las inclusiones de Ep y Bt en la Pl, así como la sericitización incipiente. e–f) (NX y NII, 10x) Fracción microcristalina, donde se aprecian tanto el color real como los hábitos hojoso y prismático de los minerales máficos, así como el aspecto granular de los minerales félsicos. 124

61. Fotomicrografías de la muestra CJ-16. a–b) (NX y NII, 5x) Amalgamaciones de Hbl y Bt con Pl y Qz intersticiales. c) (NX, 5x) Fenocristales de Pl con macla polisintética, débilmente alterados, junto con amalgamaciones de Bt y Hbl. d) (NX, 10x) Cristales lamelares y prismáticos de Hbl y Bt, con Pl y Qz intersticiales; se observa un microfenocristal de Hbl con colores de interferencia similares a los de Act y no enmascarados por el color real del cristal. e–f) (NX y NII, 10x) Aspecto de re la orientación que llegan a manifestar los minerales máficos, en este caso de derecha superior hacia izquierda inferior, según la orientación de las imágenes. 126

62. Fotomicrografías de la muestra CJ-17. a) (NX, 5x) Fenocristales de Pl y Hbl alterada hacia Act, con Afs y Qz intersticiales. b) (NX, 10x) Al centro se aprecia un cristal de Pl plegado, mientras que en los bordes inferior e izquierdo se aprecia Bt en el borde de cristales de Hbl, a los cuales está reemplazando. c–d) (NX y NII, 5x) Fenocristal de Hbl, con textura de tamiz en su núcleo y alterado a Act, bordeado por microfenocristales a matriz gruesa de Hbl, Pl y Afs. e–f) (NX y NII, 10x) Microfenocristales de Pl con macla polisintética, y masas de Bt reemplazando a anfíboles; nótese la correlación espacial entre minerales máficos y Opq. 128

63. Fotomicrografías de la muestra CJ-18. a–b) (NX y NII, 5x) Fenocristales de Pl, Hbl y Afs en un cúmulo, con otros fenocristales individuales de Afs y Pl; el cristal de Hbl al centro inferior de la imagen presentó pleocroísmo de verde azulado a verde pálido. c–d) (NX y NII, 5x) Fenocristal de Hbl con alteración hacia Bt, evidenciada como parches en tonalidades ocre, bordeado por microlitos de Pl, Afs, Qz y Hbl. e–f) (NX y NII, 10x) Microfenocristal de Pl con sericitización moderada, así como microlitos elongados de Afs y Pl; nótese el hábito acicular de los Opq y su relación con la Hbl. 130

64. Fotomicrografías de la muestra CJ-19. a) (NX y NII, 5x) Regiones con Qz de diferente tamaño de grano, formando cúmulos o lentes Qz de grueso en una matriz con silíceas con Bt. b) (NX, 10x) Microfenocristales de Bt en el borde de una posible vetilla de Qz. c–d) (NX y NII, 10x) Aglomeración de Bt en matriz de Qz, con microlitos de Pl y Ms. e–f) (NX y NII, 10x) Microlitos de Qz y Afs con microfracturas e intersticios rellenos por Bt y Ms. 132

65. Fotomicrografías de la muestra CJ-20. a–b) (NX, 5x) Microfenocristales de Pl y Afs en una matriz criptocristalina y vítrea, con microlitos aciculares de Afs (?); se aprecia que la matriz vítrea se

- presenta parcialmente desvitrificada, posiblemente a arcillas; nótese que los cristales aciculares presentan una orientación preferencial en dirección general constante y que cambia para rodear a fenocristales, más notablemente en la imagen a). c–d) (NX y NII, 10x) Microfenocristales de Afs con macla de Carlsbad y hábito lamelar, embebidos en matriz criptocristalina y vítrea; nótese que la imagen de la derecha (NII) se presentan microfracturas rellenas por Opq. e–f) (NX y NII, 5x) Fenocristal de Afs con inclusiones de Bt, y masas de carbonatos indeterminados (Cb) en la matriz criptocristalina, siguiendo aparentemente la dirección de las microfracturas..... 134
66. Fotomicrografías de la muestra CJ-21. a) (NX, 5x) Microcristales de Act, Pl, Afs, Qz y Ep, conformando la fracción fina de la lámina. b) (NX, 5x) Fenocristales maclados de Act formando un cúmulo, bordeado por cristales más fino de la misma especie y por Pl, Afs, Qz y Ep; las pequeñas inclusiones dentro de la Act corresponden a Bt. c–d) (NX y NII, 5x) Fenocristal subhedral de Act a la izquierda de la imagen, con bordes fibrosos y colores de interferencia de 2° orden, así como otro agregado de la misma fase mineral en la esquina inferior derecha. e) (NX, 5x) Masas de Bt en el borde de cristales de Act. f) (NX, 5x) Fenocristal de Qz con pequeñas bahías (engolfado) y bordes irregulares subangulosos, completamente rodeado por Act. .. 136
67. Fotomicrografías de la muestra batolítica CJG-01. a–b) (NX y NII, 5x) Fenocristales de Pl y Afs, con intersticios rellenos por estas mismas fases con Qz y Bt; nótese que el fenocristal de Pl presenta macla polisintética y zonación oscilatoria. c–d) (NX y NII, 10x) Fenocristales Tabulares de Afs y Pl, con intersticios de Qz y Bt; nótese que se aprecian bordes con Mmq en el Afs y dentro de las fracciones más finas. e) (NX, 10x) Microfenocristales de Pl y Afs, con matriz de Qz y Bt. f) (NX, 20x) Microlitos de Afs con Qz intersticial, donde se aprecia la Mmq claramente. 138
68. Fotomicrografías de la muestra batolítica CJG-02. a) (NX, 5x) Fenocristales de Pl y Qz tabulares, con agregados de Bt de gran tamaño y con regiones cloritizadas. b) (NX, 5x) Fenocristales de Pl, Afs, Qz y Bt, en contacto con matriz cuarzo-feldespática; nótese la macla de malla en el Afs del centro. c–d) (NX y NII, 5x) Fenocristales anhedrales de Afs, Qz y Bt, con micrifenocristales de Pl con macla polisintética al centro de la imagen. e–f) (NX y NII, 5x) Matriz cuarzo-feldespática en intersticios entre fenocristales de Afs y Qz, con masas de Bt con intersticios rellenos de Qz. 140
69. Imágenes de catodoluminiscencia de los zircones de la muestra CJ-04 (dique granítico)..... 141
70. Imágenes de catodoluminiscencia de los zircones de la muestra CJG-01 (encajonante granítico). 144
71. Imágenes de catodoluminiscencia de los zircones de la muestra CJ-16 (dique de diorita gabrónica). 147

Lista de tablas

Tabla	Página
1. Lista de muestras colectadas, ubicación y metodologías analíticas que se realizaron a cada una de ellas. Abreviaturas: Bas = Basamento, Bat = Batolito, Dq = Dique.	18
2. Decaimiento radiactivo de los diferentes isótopos del U empleados en estudios geocronológicos. Valores λ y de vida media ($T_{1/2}$ en años) para ^{238}U y para ^{235}U según los reportados por Steiger y Jäger (1977).	23
3. Pasos para la separación magnética de los zircones. A = amperes.	23
4. Productos y tiempos de vida media del decaimiento de los isótopos ^{87}Rb y ^{147}Sm . Valores λ y de vida media ($T_{1/2}$ en años) para ^{87}Rb y para ^{147}Sm según los reportados por Nebel et al. (2011) y por Lugmair y Marti (1978), respectivamente.	26
5. Configuraciones de las copas Faraday en modo estático para mediciones de: a) Sr, b) Sm, c) Nd, con los respectivos isóbaros detectados por copa.	32
6. Composición modal de los diques y granitos del cañón Jamatay. Para coordenadas de las muestras, véase la Tabla 9	38
7. Concentraciones de elementos mayores para diques, granito encajonante (Batolito Peninsular) y rocas metasedimentarias prebatolíticas del cañón Jamatay. Para coordenadas de las muestras, véase la Tabla 9	46
8. Concentraciones de elementos trazas para las rocas del cañón Jamatay, reportados en ppm. La muestra CJ-10 no fue analizada para elementos trazas. LDD = Límite de detección. Campos sin valor corresponden a concentraciones por debajo del límite de detección.	52
9. Lista de muestras colectadas, tipo de muestra, y ubicación tanto en coordenadas geográficas como UTM. Abreviaturas: Bas = Basamento metasedimentario, Bat = Batolito, Dq = Dique. Zona UTM 11 S.	93
10. Norma CIPW para rocas del cañón Jamatay. Ab = Albita, An = Anortita, Ap = Apatito, C = Corindón, Di = Diópsido, Hy = Hiperstena, Il = Ilmenita, Mt = Magnetita, Ol = Olivino, Or = Feldespato alcalino, Q = Cuarzo. Valores en porcentaje (%).	95
11. Concentraciones en ppm de elementos traza en zircones extraídos de muestra de dique CJ-04.	142
12. Concentraciones en ppm de elementos traza en zircones extraídos de muestra de granito CJG-01.	145
13. Concentraciones en ppm de elementos traza en zircones extraídos de muestra de dique CJ-16.	147
14. Datos de análisis isotópicos de Sr en roca total mediante ID-TIMS.	148

15.	Datos de análisis isotópicos de Sm y Nd en roca total mediante ID-TIMS	148
-----	--	-----

Capítulo 1. Introducción

En la región comprendida entre el suroeste de los EUA y el noroeste de México se encuentra el Cinturón Batolítico Peninsular (CBP), cadena montañosa segmentada que se extiende desde el sur del estado de California, EUA, hacia la porción central de la península de Baja California en México (**Figura 1**). Pertenecer a la sección meridional de la cadena de cuerpos plutónicos generados durante el Mesozoico por el Arco Cordillerano de Norteamérica (Herzig y Kimbrough, 2014). Dentro de la extensión del CBP en Baja California, se tienen reportados esporádicamente diques y otros cuerpos intrusivos menores de composiciones variables (Camarena-García, 2006), así como otras evidencias de actividad magmática más reciente (p. ej. Delgado-Argote y García-Abdeslem, 1999).

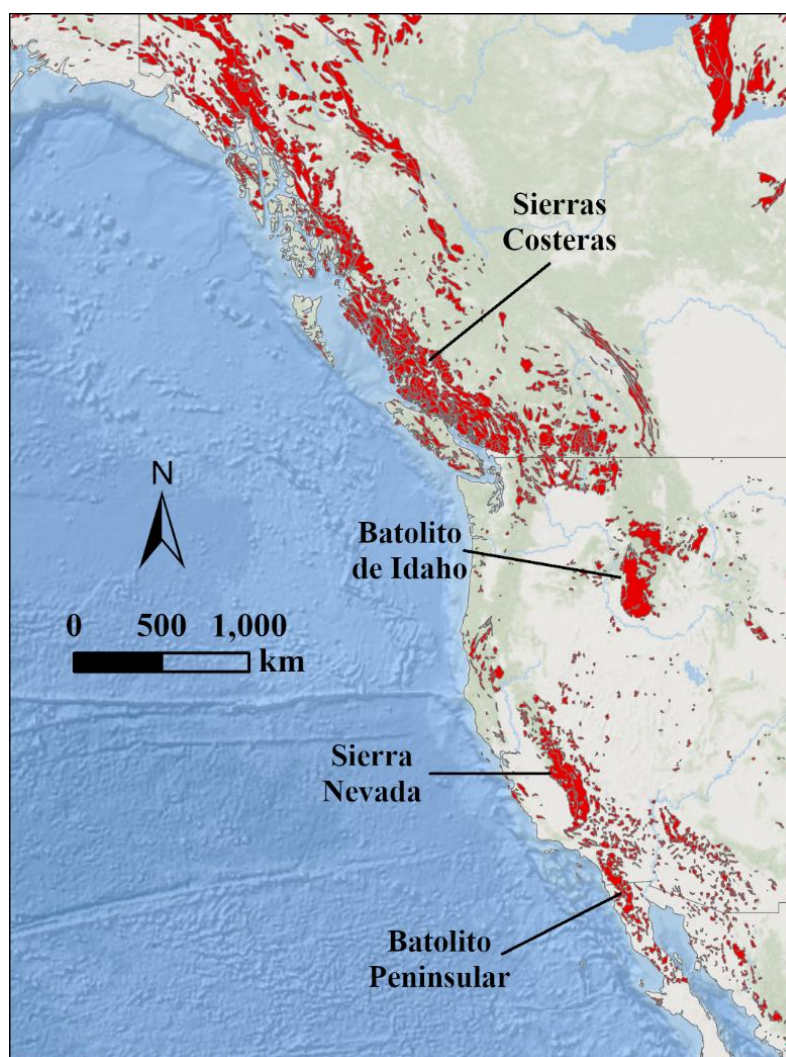


Figura 1: Distribución de las masas plutónicas principales de la Cordillera Norteamericana, tomado de la Base de datos del Mapa Geológico de América del Norte (Garrity y Solter, 2009).

En los cuerpos plutónicos de la región norte de la península se encuentran enjambres de diques orientados al NW–SE reportados por Gastil et al. (1975), los cuales son apreciables desde Vallecitos hasta Valle San Rafael, pasando por el Valle Seco (región del Valle de Guadalupe, ver **Figura 2**) y encontrando su mejor exposición en el cañón Jamatay, localidades del municipio de Ensenada.

Esta agrupación de cuerpos plutónicos tabulares fue nombrada “Enjambre de diques San Marcos” por Böhnel et al. (2002), sin embargo, el origen, la evolución y temporalidad de los magmas que les dieron origen están escasamente estudiados (Farquharson, 2004; Gastil et al., 1975). Según las relaciones de campo, el enjambre de diques y los granitoides que los encajonan deben ser diacrónicos, sin una relación cogenética evidente. Esta tesis presenta un trabajo de petrología enfocado en explicar los principales procesos petrogenéticos de los diques San Marcos, representados por los ejemplares expuestos o aflorantes en el cañón Jamatay.

Frost y Frost (2013) definen a los diques como rocas ígneas discordantes de geometría tabular que se forman por la solidificación de magma dentro de fracturas subterráneas generadas por deformación extensional. El espesor de estos cuerpos varía desde centímetros hasta decenas de metros, aunque la mayoría se encuentra en el orden de metros, y longitudes desde decenas de metros hasta kilómetros; a la agrupación de diques con orientación y composición química similares se les denomina “enjambres de diques”. Diferentes autores (p. ej. Frost y Frost, 2013; Gonnermann y Taisne, 2015; Winter, 2014) postulan que los sistemas de diques funcionan como los principales mecanismos de transporte de magma o el enlace entre reservorios profundos y cámaras someras o incluso hacia cuerpos volcánicos superficiales. En este sentido, el ascenso del magma hacia zonas más someras estaría ligado a procesos de transporte por conductos, como diques y sills, como han propuesto Miller et al. (2011), y no necesariamente por diapirismo como ha sido convencionalmente propuesto (p. ej. Miller y Paterson, 1999).

En tiempos recientes, se ha propuesto a los denominados “sistemas de conductos volcánicos e ígneos” (*volcanic and igneous plumbing systems* o *magma plumbing systems*) como el mecanismo de acumulación y transporte de magma en la corteza (Burchardt, 2018). En este tipo de sistemas cuerpos plutónicos planos y alargados (lacolitos, lopolitos, sills), se “apilan” en una serie de capas de espesores y profundidades variables, interconectados en una red compleja donde diques y sills actúan como conductos alimentadores, ya sea entre la cámara magmática, zonas de “cristal mush”, cuerpos aledaños u otros reservorios diversos (Magee et al., 2018; Petford, 1995). Esta serie de cuerpos independientes permite explicar la ocurrencia de cuerpos contiguos con composiciones diferentes, que habrían sido generados a partir de múltiples pulsos de magma desde las cámaras más profundas.

1.1 Antecedentes

La península de Baja California (PBC) y el Golfo de California (GDC) han sido zonas de interés para diversas áreas de las Ciencias. Por ejemplo, desde el siglo XVIII se han hecho comparaciones del GDC, desde el punto de vista botánico, sociológico, edafológico y geológico, con provincias fisiográficas similares en otras áreas del planeta, como el Mar Rojo (Baegert, 1771; Calmus et al, 2017; Umhoefer, 2011).

Un aspecto particular dentro de este conjunto PBC–GDC son los cuerpos plutónicos emplazados desde el sur de California (EUA) (p. ej. Larsen, 1948; Barbarin et al., 1989; Herzig y Kimbrough, 2014), extendiéndose hacia México, dentro de la península, conformando el CBP. Los estudios de estas masas plutónicas describen fronteras mineralógicas, geoquímicas, isotópicas y geocronológicas, que permiten dividir este gran conjunto de plutones en las porciones este y oeste, como los trabajos de Silver y Chappell (1988), Gastil et al. (1990), Symons et al. (2003), entre otros. Del mismo modo, diversos trabajos se han centrado en comparar los plutones del extremo norte del CBP y del centro de la península con los de la Sierra Nevada (DePaolo, 1980, 1981; Hildebrand y Whalen, 2014, 2021; Kistler y Peterman, 1973).

Dentro de la porción mexicana del CBP, Gastil et al. (1975) reportaron un gran enjambre de diques ubicado al este respecto del “cinturón volcánico del Mesozoico” entre el Valle de Las Palmas y el Valle San Rafael. Este cinturón volcánico, denominado como Santiago Peak, corresponde con cuerpos, brechas volcánicas y rocas volcanoclásticas, que varían composicionalmente desde basaltos hasta riolitas. Se propuso que este enjambre de diques pudo haber fungido como los canales alimentadores de la actividad volcánica superficial y entre los periodos de formación para los plutones más viejos y los más jóvenes. Esta hipótesis fue refinada por Farquharson (2004) a partir de la comparación geoquímica entre los diques de San Marcos y los depósitos volcánicos del arco Santiago Peak en el sur de California, EUA, y el norte de Baja California.

Silver y Chappell (1988) enlistaron las características que dividen al CBP para definir una porción oriental y una occidental, que se caracterizan por diferentes tipos de basamento, ambiente tectónico y temporalidad, de un típico arco andino que migró hacia el este. De estas características, se destacan las firmas isotópicas que reflejan valores propios del manto en la región occidental que contrastan con un carácter más evolucionado en la porción oriental, además de algunas otras características petrológicas, como las variaciones composicionales, que van desde básicas hasta ácidas para la porción occidental, mientras que el lado oriental es principalmente tonalita–granodiorita. Además, una de las distinciones geoquímicas que presentan estos autores se basa en el ligero fraccionamiento de los patrones de

elementos de tierras raras y una anomalía negativa de Eu para la porción oeste, mientras que la franja este presenta patrones fuertemente fraccionados y una anomalía negativa de Eu que varía de pobre a nula.

Gastil et al. (1990) señalaron otra característica para diferenciar las porciones oriental y occidental del CBP, consistiendo en el contenido de fases minerales de Fe–Ti, como lo son magnetita e ilmenita, siendo la porción oeste la que presenta magnetita en sus intrusivos, mientras que para la porción este ocurre preferentemente ilmenita. Estos autores describen esta frontera desde la porción norte del CBP en Riverside, California, EUA, continuando por el borde oeste de las sierras Juárez y Sierra San Pedro Mártir, siguiendo aproximadamente una traza paralela a la costa del Pacífico de la PBC hasta el Plutón San Borja ubicado en Sierra La Libertad al sur de Bahía de los Ángeles, desviándose hacia el SE entre las sierras La Libertad y El Arco. Asimismo, describen esta frontera como el límite de la denominada “Suite La Posta”, debido a la similitud entre este cuerpo plutónico ubicado al centro norte del CBP, en la frontera entre EUA y México y la porción oriental del CBP, aunque algunos plutones con estas características se pueden encontrar también en la franja occidental del complejo batolítico.

Böhnelt et al. (2002) realizaron estudios paleomagnéticos del enjambre de diques San Marcos y el plutón tonalítico El Testerazo, el cual marca el límite septentrional del complejo de diques. Los autores reportaron un intervalo amplio en composiciones para los diques, pero siendo más comunes los de composición intermedia, intrusionando tanto a granitoides como a rocas prebatolíticas de carácter metamórfico. Un dique riolítico ubicado al norte de Valle Seco fue datado por el método U–Pb en zircón mediante ID–TIMS, obteniendo edades entre 127–121 Ma a partir de cuatro alícuotas de zircones, definiendo una edad de concordia en intercepto inferior de 120 ± 1 Ma, la cual se interpretó como la edad de cristalización de los diques, dada la similitud de la estructura datada con otros de la misma composición y de características similares. No obstante, el intercepto superior arrojó una edad de 740 ± 150 Ma, lo cual fue atribuido a herencia de cristales más viejos en las rocas encajonantes.

Farquharson (2004) analizó diques del enjambre San Marcos, definiendo a estas estructuras como diques silíceos con orientación regional NNW–SSE ($\sim 310^\circ$ – 345°) en un segmento de ~ 100 km dentro del CBP. Comparó los resultados geoquímicos con las rocas volcánicas de la Formación Santiago Peak, encontrando concordancia composicional en elementos mayores y ambientes tectónicos de formación. Apoyado por relaciones de campo y edades relativas, concluyó que los diques habrían sido canales alimentadores para las rocas volcánicas y volcanoclásticas de la región occidental del CBP. Además, la homogeneidad de la tendencia general del emplazamiento regional de los diques habría sugerido condiciones de extensión regionalmente significativa.

Otros trabajos han reportado la presencia de diques en diferentes zonas del CBP. Camarena-García (2006) reportó diques en la región sur de Baja California, los cuales pudieron formarse por la propagación de fracturas en los batolitos que habrían sido generadas siguiendo patrones de flujo en el intrusivo. Torres-Carrillo (2010) identificó diques con altos contenidos de magnetita en el Complejo Plutónico San Jerónimo de la sección occidental del CBP, y los atribuyó a fases tardías de ascenso de magma básico en estado relativamente sólido. Jurado-Hernández (2020) reportó diques riolíticos en la Isla Ángel de la Guarda en el GDC, cortando únicamente a un basamento metamórfico–granítico, los cuales seguirían la misma dirección de emplazamiento que los diques del enjambre San Marcos.

Lazcano et al. (2022) reportaron una edad U–Pb en zircón de 126 ± 1.7 Ma (LA-ICP-MS) para un dique de composición ácida de tipo San Marcos, emplazado en el distrito minero El Álamo, al sur del cañón Jamatay. En esta región, los diques del enjambre San Marcos intrusionan rocas metamórficas de edad Paleozoica, a granitoides (cuarzodiorita El Álamo) del Jurásico Tardío (146.6 ± 1.6 Ma), y a otras rocas intrusivas de composiciones intermedias y ácidas.

1.2 Ubicación del área de estudio

El cañón Jamatay se ubica a 12 km al este de Valle de Guadalupe siguiendo la carretera federal 3 hacia Tecate, al sur del denominado Valle Seco. El acceso al cañón es a través del camino hacia la reserva Kumiai Siñaw Kumatay, y continuando hacia los remanentes de una antigua misión ahora en ruinas y que conecta con el poblado Real del Castillo. El cañón corre sinuoso en dirección general E–W en los primeros 5 km de su recorrido, serpenteando en dirección NE–SW en su porción más oriental, hacia la localidad Rancho Jamatay (**Figura 2**).

A lo largo de diferentes tramos del cañón se pueden encontrar de forma intermitente las aguas del arroyo Guadalupe (también llamado arroyo Agua caliente), las cuales en algunos puntos se tratan de emanaciones de aguas termales.

1.3 Hipótesis

Dado que los diques presentan fragmentos de rocas pertenecientes al batolito embebidos en la matriz, no asimiladas y ocasionalmente con bordes de reacción macroscópicos, se infiere una cronología de eventos

donde el encajonante granítico se habría encontrado solidificado al momento del ascenso de los diques, arrastrando xenolitos del granito en el proceso.

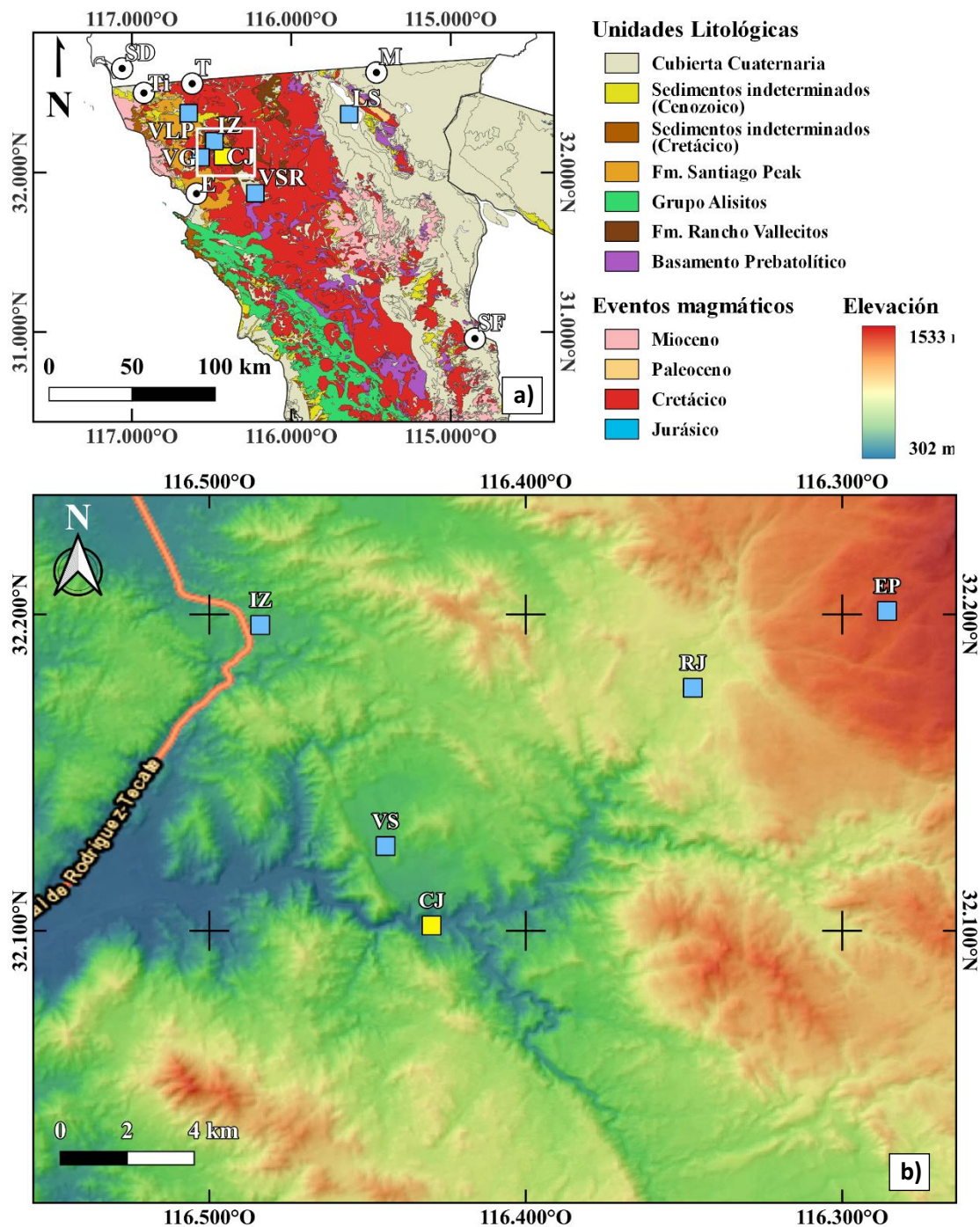


Figura 2: a) Ubicación del área de estudio (cuadrado amarillo) en el mapa geológico regional para la zona norte de la PBC y con respecto a sus principales localidades. b) Mapa topográfico del cañón Jamatay. Localidades (círculos blancos): E = Ensenada, IZ = Ignacio Zaragoza, M = Mexicali, SD = San Diego, SF = San Felipe, T = Tecate, Ti = Tijuana. Puntos de referencia geográfica (cuadros azules y amarillo): CJ = Cañón Jamatay, EP = El Pinal (plutón), LS = Laguna Salada, RJ = Rancho Jamatay, VLP = Valle de las Palmas, VS = Valle Seco, VSR = Valle San Rafael.

Con base en lo anterior se proponen dos premisas:

“Los diques del cañón Jamatay, ubicado al este de la localidad Valle de Guadalupe (Ensenada, Baja California), fueron originados como un evento geológico diferente al que dio origen a los plutones del Cinturón Batolítico Peninsular. Este evento estaría presumiblemente relacionado con un ambiente de extensión y al cese de la subducción en el borde occidental de Norteamérica durante el Cenozoico”.

“Dada la gran diversidad composicional de los diques y su estrecha relación con el batolito peninsular, los diques son resultado de procesos petrogenéticos como la cristalización fraccionada y la asimilación de cantidades variables del batolito”.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general

Identificar los procesos petrogenéticos que dieron lugar a los diques del cañón Jamatay, como estructuras representativas de los diques San Marcos, para determinar el origen y la evolución de los magmas que dieron origen al enjambre de diques y su relación con el Cinturón Batolítico Peninsular.

1.4.2 Objetivos específicos

- Recolectar muestras de diques y rocas encajonantes en diferentes transectos del cañón Jamatay.
- Desarrollar un análisis estructural robusto del área de estudio.
- Realizar la caracterización petrográfica de los diques emplazados en el cañón Jamatay mediante análisis petrográfico.
- Obtener el análisis geoquímico de elementos mayores y trazas.
- Obtener las edades de cristalización de los diques mediante la metodología U–Pb en zircón.

- Determinar las relaciones isotópicas de los sistemas Rb–Sr y Sm–Nd en muestras seleccionadas.
- Identificar el ambiente geológico en el cual habrían sido generados los magmas que originaron los diques.

1.5 Justificación

Este trabajo de tesis pretende aportar una explicación sólida para el origen de los diques San Marcos emplazados a lo largo del cañón Jamatay a partir de nuevos datos geoquímicos, isotópicos y geocronológicos. Los procesos petrogenéticos para este enjambre de diques están escasamente reportados en la literatura. La importancia de conocer dichos procesos promoverá el entendimiento de las rocas relacionadas con el Batolito Peninsular.

1.6 Metas

- Obtener una clasificación petrográfica y geoquímica de las muestras colectadas.
- Identificar el ambiente de formación del enjambre de diques San Marcos.
- Determinar los procesos petrogenéticos principales de las rocas colectadas.
- Obtener edades de cristalización de los diques y encajonantes.
- Determinar las implicaciones geológicas regionales de los diques y su correlación con ambientes y procesos referentes al Cinturón Batolítico Peninsular.

Capítulo 2. Marco geológico regional

El registro geológico del NW de México ha sido dominado por dos grandes procesos tectonomagmáticos: 1) la actividad de arcos magmáticos subparalelos, manifestándose como los plutones del CBP y algunas secuencias volcánicas y volcanoclásticas, y 2) la ruptura de un fragmento del continente que después permitiría la apertura del Golfo de California (Martín-Barajas, 2014).

El primero de estos eventos tectonomagmáticos se puede apreciar a escala continental, ya que los sistemas orogénicos–magmáticos Cordilleranos de América del Norte y del Sur se extienden a lo largo de ~15000 km (DeCelles et al., 2009), delimitando así el borde oriental de la placa Pacífico y el borde occidental de la placa Norteamericana. En algunas secciones la corteza oceánica subduce bajo el continente, generando actividad magmática en el borde continental. El CBP forma parte de este gran conjunto disperso de cuerpos plutónicos que se extiende desde Alaska hasta México (Herzig y Kimbrough, 2014; ver **Figura 1**). En particular, Silver y Chappell (1988) describen al CBP como una serie de segmentos batolíticos de más de 1000 km de longitud desde el sur de California (Los Ángeles) hasta el centro de la península de Baja California (latitudes ~34° hasta 28°), comprendiendo cientos de cuerpos plutónicos de entre 1 hasta 50 km de diámetro con la presencia de diques y otros pequeños cuerpos irregulares, que en conjunto habrían sido generados por un arco magmático que estuvo activo durante el Mesozoico, encajonados por rocas volcánicas, volcanoclásticas, y metamórficas.

Diversos autores, mediante extensos estudios geocronológicos (p. ej. Gastil et al., 1975; Gastil, 1993; Ortega-Rivera, 2003) han dividido la historia geológica del segmento norte del CBP en tres grupos de rocas, generadas por diferentes procesos y eventos: 1) rocas prebatolíticas, 2) el batolito sensu stricto, y 3) rocas postbatolíticas. A continuación, se expondrán brevemente estos conceptos.

2.1 Eventos prebatolíticos

El registro geológico prebatolítico de Baja California, teóricamente, se extiende temporalmente desde el Precámbrico, dado que se han reportado secuencias de rocas clásticas no metamorfizadas y metasedimentarias de bajo grado (cuarzoarenitas) en la región norte de Baja California, las cuales son correlacionables con secuencias similares encontradas en la región de Caborca en el estado de Sonora y que se han fechado arrojando edades Neoproterozoico–Cámbrico. En la región SE de California, Arizona y

Sonora, esta secuencia es considerada la cubierta del cratón de Norteamérica, el cual en dichas regiones consiste en secuencias metasedimentarias, granitos y gneises, que varían en edades entre 1700 y 1200 Ma (Paleoproterozoico y Mesoproterozoico). De este modo, se ha sugerido que teóricamente el cratón podría extenderse hacia la porción NE de Baja California (Gastil, 1993).

Durante el Cámbrico, una gran transgresión marina mantuvo cubierta gran parte de Laurencia bajo un mar somero en el que sedimentos finos fueron ampliamente depositados. Para la actual región poniente de Norteamérica, se encontraría un borde pasivo que delimitaría a corteza continental y oceánica desde Alberta (Canadá) hasta el NW de México, el cual posiblemente perduró desde el Proterozoico hasta el Devónico (400 Ma; Blake y Ranney, 2018). En este límite pasivo se encontraría la península, sumergida en las aguas del paleo-océano Panthalassa. Anderson (1993) reportó para la localidad de San Felipe en el Golfo de California la presencia de estructuras *flysch* conformadas por cuarzoarenitas y cuarcitas con protolitos sedimentarios maduros, pedernal y otras litologías, depositadas en ambientes marinos someros fluctuantes durante el Cámbrico Temprano (denominado como miogeoclinal del Paleozoico). Además, propuso una correlación regional entre estas rocas cuarzosas con las que se encuentran en el lado contrario del GDC, en la región de Caborca, Sonora, de edad Proterozoico Tardío–Cámbrico Inferior.

Lothringer (1993) describió olistolitos de rocas del Ordovícico en las localidades Valle Seco y Rancho San Marcos, bloques que se encuentran embebidos dentro de secuencias metasedimentarias mesozoicas. Toda esta secuencia presenta metamorfismo regional en facies de esquistos verdes causado presumiblemente por el emplazamiento de los batolitos del Cretácico (Lothringer, 1993), así como metamorfismo de contacto restringido a zonas inmediatamente aledañas a plutones y diques de gran tamaño (Reed, 1993). Este olistostroma sería equivalente en edad y estructura a las cuarcitas de las Formaciones Vinini y Valmy del centro norte de Nevada, para las cuales se ha interpretado un ambiente de depósito de talud o profundidad moderada a alta. Esto ha llevado a posicionar un margen continental sobre la península durante el Ordovícico.

Para el noreste y centro actuales de la península, se reportan intercalaciones de rocas clásticas (limolita, arenisca y conglomerado) de edades paleozoicas con contenidos bajos de material calcáreo y horizontes de pedernal, que conforman el registro de depósitos turbidíticos relacionados a aguas profundas durante el Devónico–Carbonífero. Asimismo, hacia el techo de esta secuencia se presentan escasos flujos basálticos del Carbonífero (Leier-Engelhardt, 1993), los cuales corresponden a las primeras evidencias de actividad magmática en la península (Gastil, 1993) y se han relacionado con un ambiente de rift a lo largo de la margen continental.

Al mismo tiempo, la reorganización de las placas conllevó a la acreción de arcos insulares autóctonos, exóticos (particularmente para la porción de EUA) y mesetas marinas en las costas occidentales del continente y que ahora corresponden a la Cordillera Norteamericana (Frisch et al., 2011). Durante el Pérmico, en algunas zonas orientales de la península se desarrollaron depósitos sedimentarios relacionados a un ambiente de aguas profundas, de modo que se ha sugerido la presencia de un talud continental en algunas localidades (Gastil, 1993). De este modo, es posible describir un cinturón de depósitos de aguas profundas para el Paleozoico.

Para el Mesozoico, Valencia-Moreno y Ortega-Rivera (2011) describen a la subducción de las placas Kula y Farallón debajo de la placa Norteamericana como producto del rompimiento y disgregación de Pangea durante el Triásico Medio, tiempo para el cual se reportan las evidencias más antiguas de arcos para el occidente del territorio mexicano.

Gastil (1993) describe el Mesozoico de la siguiente manera:

- 1) Durante la transición Pérmico–Triásico el talud formado durante el Paleozoico Tardío, habría migrado hacia el SW, pasando de un ambiente de talud hacia uno de plataforma arrecifal.
- 2) A lo largo del Triásico continuaría depositándose material sedimentario tanto en ambientes de plataforma como profundos, estos últimos relacionados a una pendiente de acreción (*accretionary apron*), así como la actividad magmática relacionada al límite convergente en la zona occidental del continente.
- 3) En el Jurásico, se habrían generado secuencias volcánicas y volcanoclásticas relacionadas a arcos insulares, que después se habría desplazado hacia el SW formando cuencas de intra-arco y tras-arco hacia el oriente, generando así secuencias tipo *flysch* de la Formación Vallecitos del Jurásico Tardío–Cretácico Temprano, donde se acumularon sedimentos reciclados de orógenos y posiblemente del interior del cratón (Reed, 1993).
- 4) Para el Cretácico, se propone que el arco continuó activo o quizás con una breve interrupción durante el Jurásico Tardío–Cretácico Temprano (Gastil, 1993), dando lugar a las secuencias volcánicas y volcanoclásticas de los arcos Santiago Peak–Alisitos, los cuales se ubican al norte y sur de la falla Agua Blanca, respectivamente (**Figura 3**).

La unidad volcánica Santiago Peak se ha interpretado como la manifestación subaérea del arco magmático que generó los intrusivos del CBP en su sección oeste, coincidiendo geocronológicamente con algunos de

los plutones al presentar edades entre 128 y 110 Ma para la actividad volcánica (Herzig y Kimbrough, 2014).

2.2 Formación del Cinturón Batolítico Peninsular

Como se planteó anteriormente, el origen propuesto para el magmatismo del Mesozoico consiste en la instauración de arcos magmáticos generados por la subducción de la placa oceánica Farallón bajo la margen occidental de Norteamérica hacia el este a una tasa de al menos 10 cm/año hasta antes del Eoceno (Liu, 2014), y que habrían estado activos durante el Jurásico Medio–Cretácico Superior (170–90 Ma; Schmidt et al., 2002; Shaw et al., 2003). Los arcos habrían formado un complejo sistema de cuerpos plutónicos en dos segmentos (**Figura 3**): el cinturón occidental (suite Santa Ana), con edades entre 128–100 Ma, y el cinturón oriental (suite La Posta), con edades entre 99–86 Ma (Hildebrand y Whalen, 2014). Shaw et al. (2003) dieron evidencia de la actividad magmática pre-cretácica a ambos lados de la frontera México–EUA, donde ortogneises graníticos de afinidad metaluminosa y peraluminosa se encuentran dentro de los cuerpos cretácicos del centro norte del CBP, reportando una edad de cristalización para el Jurásico Superior en intercepto inferior de 160.7 ± 9.5 Ma. Asimismo, es posible encontrar evidencia de actividad magmática del Jurásico Medio en la región sur del CBP (Contreras-López et al., 2020; Torres-Carrillo et al., 2020).

Diversos autores (Alsleben et al., 2014; Contreras-López et al., 2021; Morton et al., 2014) han propuesto la colisión de un arco insular (terreno Alisitos), que durante el Cretácico medio se acrecionó al continente y evolucionó hacia un margen continental, generando magmatismo con composiciones ácidas. Además, se ha propuesto que, debido a la densidad de la placa oceánica subducida y a la resistencia impuesta por el arco acrecionado, se habría generado un desgarre y el posterior colapso de la placa Farallón, lo que permitiría el ascenso de magmas del manto astenosférico hasta regiones litosféricas y corticales (Hildebrand y Whalen, 2014). Otro posible escenario, implicaría que inestabilidades tectónicas y térmicas, provocadas respectivamente por el retroceso de la placa en subducción y el avance de la astenósfera por debajo del continente, las cuales serían suficientes para debilitar la corteza superior y causar magmatismo por el avance de la astenosfera a zonas de menor temperatura y posiblemente por el debilitamiento de la corteza suprayacente. Este último escenario no requiere la ruptura de la placa de Farallón por debajo del continente, lo cual ha sido modelado por Liu (2014). Este magma se habría emplazado en la franja oriental del CBP, generando la suite La Posta (Hildebrand y Whalen, 2014; Morton et al., 2014). Asimismo, Contreras-López et al. (2021) explicaron el origen de esta actividad de carácter ácido a partir del

engrosamiento de la corteza por efectos de la acreción del arco, así como por *underplating* entre la cuña del manto y la corteza.

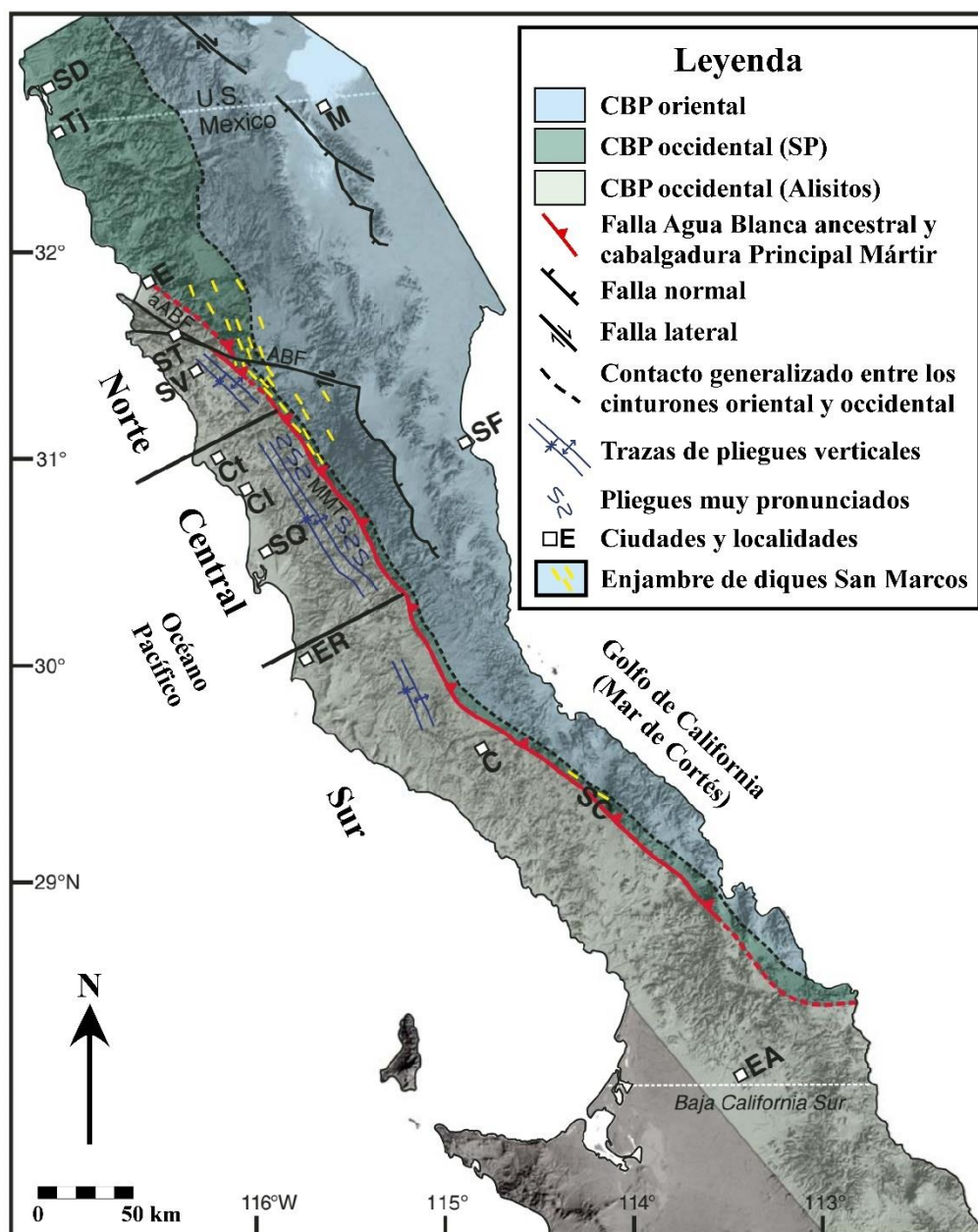


Figura 3: División del Cinturón Batolítico Peninsular en sus porciones en franjas este y oeste. Tomado de Wetmore et al. (2014). Localidades: C = Cataviña, CI = Camalú, Ct = Colonet, E = Ensenada, EA = El Arco, ER = El Rosario, M = Mexicali, SD = San Diego SF = San Felipe, ST = Santo Tomás, SV = San Vicente, SQ = San Quintín, Tj = Tijuana. Abreviaturas: ABF = Falla Agua Blanca, aABF = Falla Agua Blanca ancestral, MMT = cabalgadura Principal Mártir, PRb = CBP, SC = Sierra Calamajue, SPV = Arco volcánico Santiago Peak.

El fuerte contraste entre franjas oriental y occidental del CBP son explicadas mediante la diferencia de procesos de origen de sus magmas. Dado que a principios del Cretácico se presentó un régimen de

subducción donde corteza oceánica se hundía por debajo de Norteamérica, para los cuerpos de la porción occidental (suite Santa Ana) se presentan edades más antiguas, composiciones principalmente básicas e intermedias, valores de ϵNd inicial principalmente positivo y magnetita como mineral accesorio (cuerpos con susceptibilidad magnética alta). No obstante, alrededor del Cretácico medio (Albiano–Aptiano), el régimen de subducción evolucionó de un arco marginal hacia un régimen compresivo de arco continental debido a la acreción del arco cretácico (Morton et al., 2014). Evidencia de esta colisión se encuentra dispersa en la frontera entre las franjas del CBP, en forma de una zona de sutura con anchuras variables, desde el sur de California (EUA), atravesando Baja California y presumiblemente conectándose con otras zonas de sutura en regiones continentales de México (Alsleben et al., 2014; Busby, 2004). La colisión del arco produjo un periodo de deformación intensa y causó la evolución de la actividad magmática hacia un arco continental clásico, así como la migración de la zona magmática hacia el este que dio origen a la porción oriental del CBP (suite La Posta), la cual presenta un cambio composicional hacia magmas tonalítico–graníticos, disminución en la susceptibilidad magnética de los intrusivos (ilmenita como mineral accesorio) y firmas isotópicas ϵNd iniciales desde negativos a positivos debido al emplazamiento en corteza continental (Morton et al., 2014). No obstante, la complejidad del CBP se puede apreciar a partir de variaciones latitudinales, las cuales son explicadas por Contreras-López et al. (2021) que diferencias en la posición del arco respecto al continente durante, tratándose de un arco marginal para la porción norte del cinturón durante el Cretácico Inferior, y un arco insular para la porción sur durante el Jurásico Medio.

Se ha propuesto que los cuerpos plutónicos de Sonora, Sinaloa y Chihuahua corresponden a la progresión del CBP hacia el continente, explicando que la actividad magmática se prolongó entre el Cretácico Tardío–Paleógeno hacia el este debido a un cambio en la velocidad de subducción que provocó un cambio en el ángulo de subducción de la placa, llevándola hacia una posición más somera (*flat slab*) y desplazando la actividad del arco hacia el interior del continente (Martín-Barajas, 2014; Ortega-Rivera, 2003). Del mismo modo que en el CBP, las edades de emplazamiento del Batolito de Sonora–Sinaloa muestran una progresión hacia el este para las secuencias volcánicas y cuerpos intrusivos, arrojando edades U–Pb entre 90–69 Ma para la región costera de Sonora (Ramos-Velázquez et al., 2008), así como edades K–Ar de 82–57 Ma igualmente para la costa sonorenses, 65–55 Ma para el centro y 62–53 Ma para su extremo oriental (Roldán-Quintana et al., 2009).

Los eventos magmáticos del Cretácico Tardío–Paleógeno ocurridos en la región continental del NW y centro norte de México son reconocidos por diferentes autores (p. ej. Ferrari et al., 2018; Roldán-Quintana et al., 2009; Valencia-Moreno y Ortega-Rivera, 2011) como los batolitos contemporáneos al orógeno Mexicano del Cretácico–Paleógeno (Fitz-Díaz et al., 2018).

2.3 Eventos postbatolíticos

Durante el Cretácico Tardío al Neógeno, las rocas volcánicas ligadas a la actividad plutónica de la franja oriental de CBP fueron rápidamente erosionadas como producto del levantamiento que puede ser atribuido al cambio en la subducción de la placa Farallón hacia un “*flat slab*” y a la posterior acumulación de magma en la base de la corteza (*underplating*) (Martín-Barajas, 2014; Ortega-Rivera, 2003).

La dorsal del Pacífico Oriental alcanzó la trinchera, fragmentándola en diferentes microplacas: Juan de Fuca, Gorda y Explorer, para el NW de EUA; Magdalena, Guadalupe y Monterey, para California (EUA) y la PBC; y Cocos y Rivera, para el sur de México (Wang et al., 2013; **Figura 4**). Un cambio en el régimen tectónico durante el Cenozoico, de compresivo a extensional, habría dado paso a la formación de depósitos volcánicos como los del Eoceno–Mioceno de la Sierra Madre Occidental (SMOc) y del grupo Comondú a lo largo de la PBC (Ferrari et al., 2018), y la Formación Rosarito Beach del Mioceno entre las ciudades de Ensenada y Tijuana en las costas del Pacífico (Greene, 2019). Ferrari et al. (2018) propusieron que la actividad magmática de la SMOc y el grupo Comondú habría sido generada en un ambiente extensional previo al cese de la subducción, donde una “ventana astenosférica” provocada por la fragmentación de la placa Farallón habría permitido el ascenso del manto, intensificando a su vez la tasa de extensión que posteriormente se concentraría en la región que posteriormente se separaría para formar el Golfo de California.

A partir del Oligoceno (ca. 32 Ma) inició la extensión continental que daría lugar a la morfología característica del “*Basin and Range*”, o provincia de Cuencas y Sierras; dentro de este ambiente extensivo se incluye a la Provincia Extensional del Golfo y que bordea completamente al GDC (Martín-Barajas, 2014).

Para el Mioceno (ca. 12.5 Ma) ocurrió el cese total de la subducción de las microplacas Magdalena y Guadalupe (Paulssen y de Vos, 2017). No obstante, la actividad magmática siguió a lo largo de Baja California como campos de volcanes monogenéticos, algunas secuencias ignimbríticas y otros sistemas con magmas exóticos como adakitas, andesitas con alto contenido de Mg que localmente se denominan “bajaitas” (Bibbins, 2018) y basaltos enriquecidos en Nb (Negrete-Aranda, 2008). Evidencia de esta actividad se presenta en el extremo sur de la península y tendría continuidad hacia Nayarit y Sinaloa, manifestándose como cuerpos de composición intermedia y ácida emplazados durante el Mioceno Inferior. Esta actividad se traslapó temporal y composicionalmente con los domos y depósitos de ignimbritas del sur de la SMOc, lo que sugiere que los centros eruptivos de estos últimos se encontrarían dentro del extremo sur del GDC (Duque-Trujillo et al., 2015). Para la región norte del GDC en la Provincia

Volcánica de Puertecitos, García-Carrillo (2007) describieron secuencias volcánicas que constan de flujos piroclásticos y depósitos de caída del Mioceno–Plioceno que implican respectivamente dos diferentes ambientes tectonomagmáticos: vulcanismo de arco para las rocas del Mioceno Inferior, y actividad relacionada con el rift del GDC para las rocas del Mioceno Tardío–Plioceno.

Alrededor del Mioceno Tardío (~7 Ma), se presentó la primera incursión marina en la zona del rift (Oskin y Stock, 2003). Durante el Plioceno (3–4 Ma) la península terminó por separarse de la placa de Norteamérica y se añadió a la placa Pacífica, al pasar de un rift continental a un rift proto-oceánico, así como se formarían nuevas islas de origen volcánico y fallamiento de bloques durante esta extensión, configurando la geometría final del GDC (Martín-Barajas, 2014; **Figura 4**).

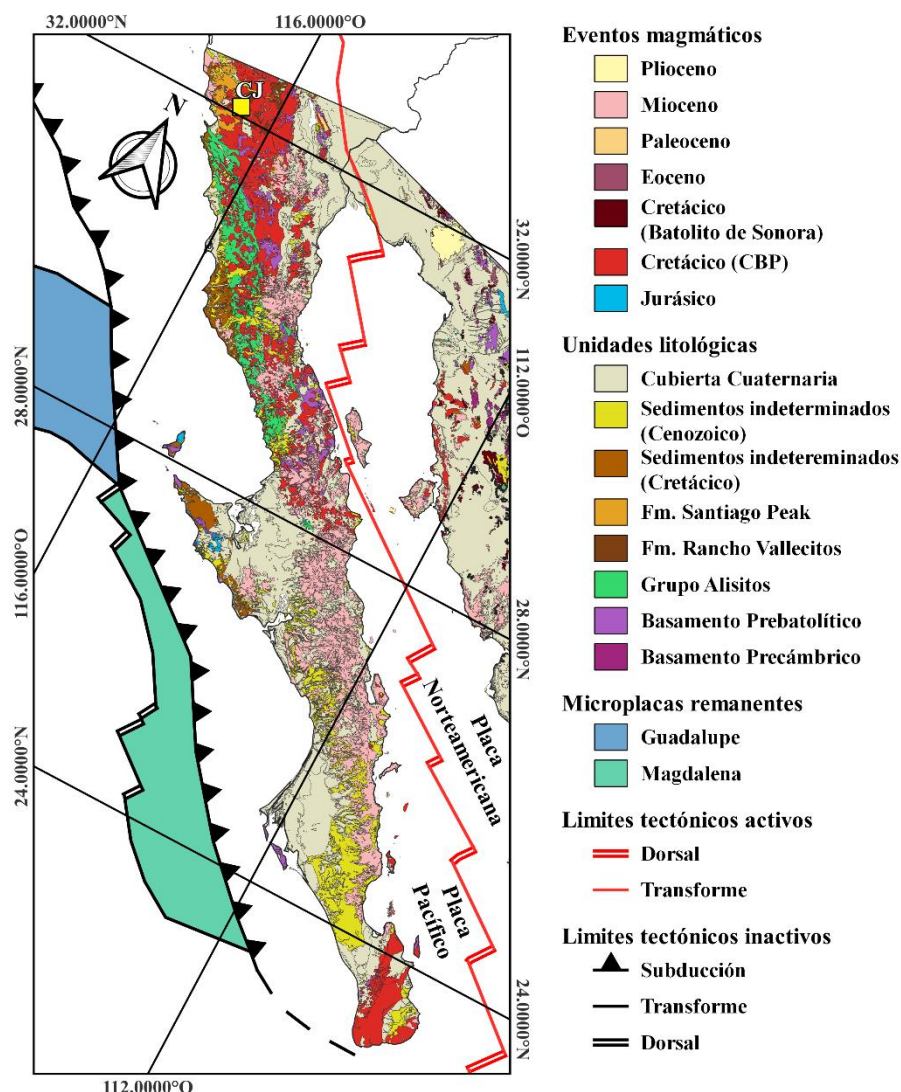


Figura 4: Configuración tectónica y geológica actual de la PBC, con las microplacas resultantes de la fragmentación de la placa Farallón, basado en el trabajo de Wang et al. (2013). Área de estudio representada con cuadro amarillo y clave CJ (Cañón Jamatay).

Capítulo 3. Metodología

3.1 Introducción

Para realizar este trabajo se llevaron a cabo actividades básicas de campo que incluyeron la cartografía de las unidades litológicas, medición de estructuras geológicas y muestreo de rocas. Se colectaron principalmente muestras de diques. Además, se muestrearon las rocas encajonantes, tanto de las rocas intrusivas (Batolito Peninsular) como de una roca metasedimentaria presumiblemente prebatolítica. Para ello se ejecutaron campañas cortas de campo en el cañón Jamatay, colectando un total de 23 muestras (20 diques, 2 granitos y 1 roca del basamento metasedimentario; 4–6 kg por muestra), a las cuales se les eliminaron las porciones externas intemperizadas o alteradas. En la **Figura 5** se exponen los sitios de muestreo y en la **Tabla 1** se enlistan los análisis a los que se sometió cada muestra; en el **Anexo I** se enlistan las coordenadas de cada punto de muestreo en coordenadas UTM y geográficas.

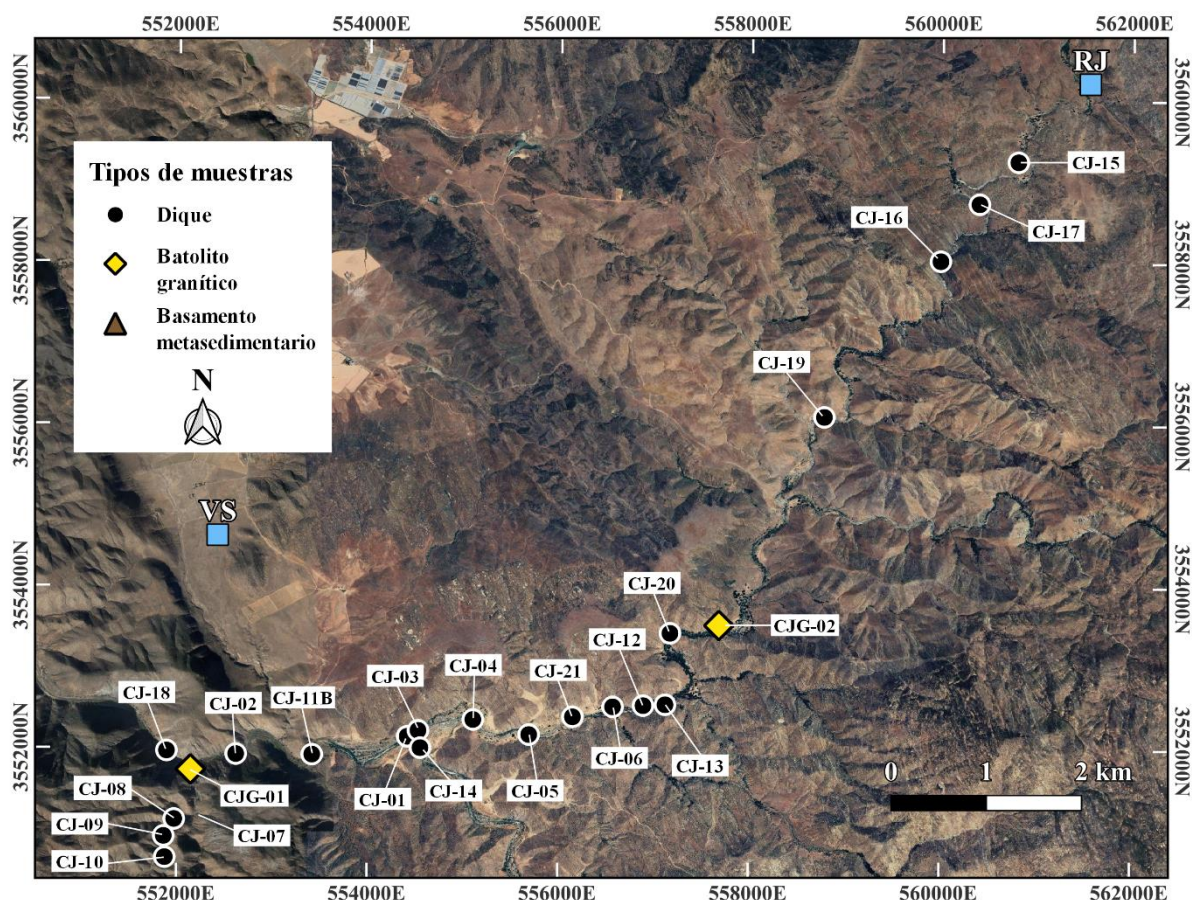


Figura 5: Sitios de muestreo en el cañón Jamatay. Localidades: RJ = Rancho Jamatay, VS = Valle Seco.

Tabla 1: Lista de muestras colectadas, ubicación y metodologías analíticas que se realizaron a cada una de ellas. Abreviaturas: Bas = Basamento, Bat = Batolito, Dq = Dique.

Clave	Tipo	Coordenadas UTM (zona 11S)		Análisis realizados				
		Norte	Este	Petrografía	Elementos mayores	Elementos traza	Isótopos (Sr–Sm–Nd)	Zircones (U–Pb y geoquímica)
CJ-01	Dq	3552149	554418	✓	✓	✓		
CJ-02	Dq	3551927	552620	✓	✓	✓		
CJ-03	Dq	3552223	554531	✓	✓	✓	✓	
CJ-04	Dq	3552360	555106	✓	✓	✓	✓	✓
CJ-05	Dq	3552177	555693	✓	✓	✓	✓	
CJ-06	Dq	3552523	556571	✓	✓	✓		
CJ-07	Bas	3551202	552218	✓	✓	✓	✓	
CJ-08	Dq	3551123	551974	✓	✓	✓		
CJ-09	Dq	3550914	551865	✓	✓	✓	✓	
CJ-10	Dq	3550652	551877	✓	✓			
CJ-11B	Dq	3551924	553418	✓	✓	✓	✓	
CJ-12	Dq	3552540	556890	✓	✓	✓		
CJ-13	Dq	3552552	557121	✓	✓	✓		
CJ-14	Dq	3552009	554553	✓	✓	✓		
CJ-15	Dq	3559255	560794	✓	✓	✓	✓	
CJ-16	Dq	3558030	559984	✓	✓	✓	✓	
CJ-17	Dq	3558735	560389	✓	✓	✓	✓	
CJ-18	Dq	3551967	551893	✓	✓	✓	✓	
CJ-19	Dq	3556104	558773	✓	✓	✓	✓	
CJ-20	Dq	3553433	557168	✓	✓	✓	✓	
CJ-21	Dq	3552398	556150	✓	✓	✓		
CJG-01	Bat	3551735	552145	✓	✓	✓	✓	✓
CJG-02	Bat	3553532	557680	✓	✓	✓		

3.2 Elaboración de láminas delgadas y análisis petrográfico

Para todas las muestras se prepararon láminas delgadas en el taller de preparación de láminas delgadas, del Sistema de Laboratorios Especializados (SLE), CICESE. De manera general, se describe el desarrollo de este proceso:

1. Se extrajo una submuestra de roca con un mazo o martillo geológico.
2. Las submuestras de roca se cortaron con una sierra de disco de borde diamantado para obtener prismas rectangulares de aproximadamente $4 \times 2 \times 1$ cm. El prisma (ahora denominado galleta) se

enjuagó con agua corriente y posteriormente con agua destilada para eliminar las impurezas.

3. Una de las caras de dimensiones 4×2 de la galleta se pulió sobre un plato de vidrio, usando polvo de carburo de silicio (SiC) de diferentes granulometrías (200, 400, 600 y 800 μm) y agua como lubricante. Con el fin de remover el abrasivo y el material fino generado durante el pulido, la galleta se colocó en ultrasonido por tres minutos en agua, se enjuagó con agua destilada y finalmente se dejó 24 horas en un horno a 60°C para eliminar completamente la humedad.
4. Utilizando una resina especial (*epoxi*), sobre la cara pulida de la galleta se adhirió un portaobjeto petrográfico haciendo presión para evitar las burbujas de aire sobre el plano. La muestra se dejó secar en una plancha caliente durante dos horas. Posterior al secado, los portaobjetos fueron marcados con un lápiz de diamante para la identificación de la muestra.
5. En una cortadora–rectificadora se realizó un segundo corte para lograr una lámina de dos a tres milímetros de espesor, entre el vidrio y la roca. Posteriormente, con la rectificadora, la lámina se desbastó para reducirla a un espesor de 150 a 200 μm .
6. Finalmente, la lámina se trató nuevamente con carburo de silicio de diferente malla, la cual fue pulida manualmente hasta alcanzar el espesor deseado (un grosor de $\sim 30 \mu\text{m}$), monitoreando el progreso empleando una lupa con polarizador. Se limpió la lámina delgada y se cubrió con un cubreobjetos utilizando bálsamo de Canadá.

Las láminas delgadas se analizaron para describir textura y arreglo de minerales por medio de un microscopio petrográfico Olympus BH-2 en el Laboratorio de Petrografía del CICESE. Además, se realizó un conteo modal (~ 700 puntos por muestra) para obtener una clasificación en función del porcentaje de minerales como cuarzo (Q), feldespato alcalino (A), plagioclasa (P) y feldespatoideos (F) recalculados al 100% en el diagrama QAPF (Streckeisen, 1976; Le Maitre et al., 2002). La captura de fotomicrografías de las láminas se realizó en un microscopio petrográfico Leica MD2700 P con cámara Leica DFC 450 C mediante el software Leica Application Suite (LAS, versión 4.6.2) en las instalaciones del SLE (CICESE). Las abreviaturas utilizadas en este estudio para referirse a las fases minerales observadas son las de Whitney y Evans (2010).

3.3 Polvos para análisis geoquímico e isotópico

En campo, se retiró la mayor porción intemperizada de las muestras. Además, en el proceso de triturado en el laboratorio de preparación, se retiraron más porciones degradadas usando una prensa hidráulica o con mazo en un yunque de hierro. Una vez que la muestra quedó libre de la capa intemperizada se procedió a triturar 200 g de gravilla (<2 mm) que fueron tratados en un molino de acero. Para la molienda se emplearon inicialmente 50 g para precontaminar el instrumento. El material para la precontaminación fue desechado, posteriormente se vertió en el molino la gravilla y arena producto de la trituración y se programó el equipo para pulverizar la muestra de 3 a 5 minutos, obteniendo así un polvo fino. El polvo (<200 μm) fue cuarteado en un separador de alícuotas de acero inoxidable para mejorar la homogenización de las muestras. En total, se generaron dos alícuotas de polvo de la misma muestra, una para geoquímica y otra para isotopía. El material residual fue almacenado como testigo.

3.4 Análisis de elementos mayores

Para la determinación de los elementos mayores de las rocas (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3^t , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O y P_2O_5 , presentados como % en peso), las muestras se sometieron a análisis de Fluorescencia de Rayos X (FRX). La FRX es una técnica que permite identificar las especies químicas a partir del espectro propio de cada elemento generado cuando rayos X impactan y expulsan electrones en la estructura de los átomos, causando así el fenómeno de fluorescencia. A partir del espectro de fluorescencia se identifican los elementos, y con la intensidad de los picos y su comparación con estándares se calcula la concentración de cada elemento presente en la muestra.

De manera general, se enumera el desarrollo de los análisis mediante FRX:

1. Empleando una balanza analítica (precisión de 0.1 mg) se colocaron 5 g de muestra en diferentes crisoles de cerámica, los cuales fueron calentados en un horno a 400°C durante 48 horas para retirar el exceso de humedad (**Figura 6a**).
2. Se determinó la pérdida por ignición (*Loss on ignition*, LOI) pesando la muestra pulverizada antes y después de llevarla a temperaturas de 1000°C por dos horas (calcinación) en el mismo horno.

3. Una vez calcinada, se colocó 1 g de muestra y 10 g de fundente $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7/\text{LiBO}_2/\text{LiBr}$ en crisoles de platino para fundirlos en un mechero Claisse M4 (**Figura 6b**), el cual opera con gas LP. El fundido es colocado automáticamente en moldes que le dieron la forma de medallón (**Figura 6c**).
4. Una vez enfriadas, las pastillas fueron etiquetadas y analizadas usando un equipo Bruker® S8 Tiger ECO FRX, el cual tiene un ánodo de Rh como fuente de Rayos-X (**Figura 6d**).

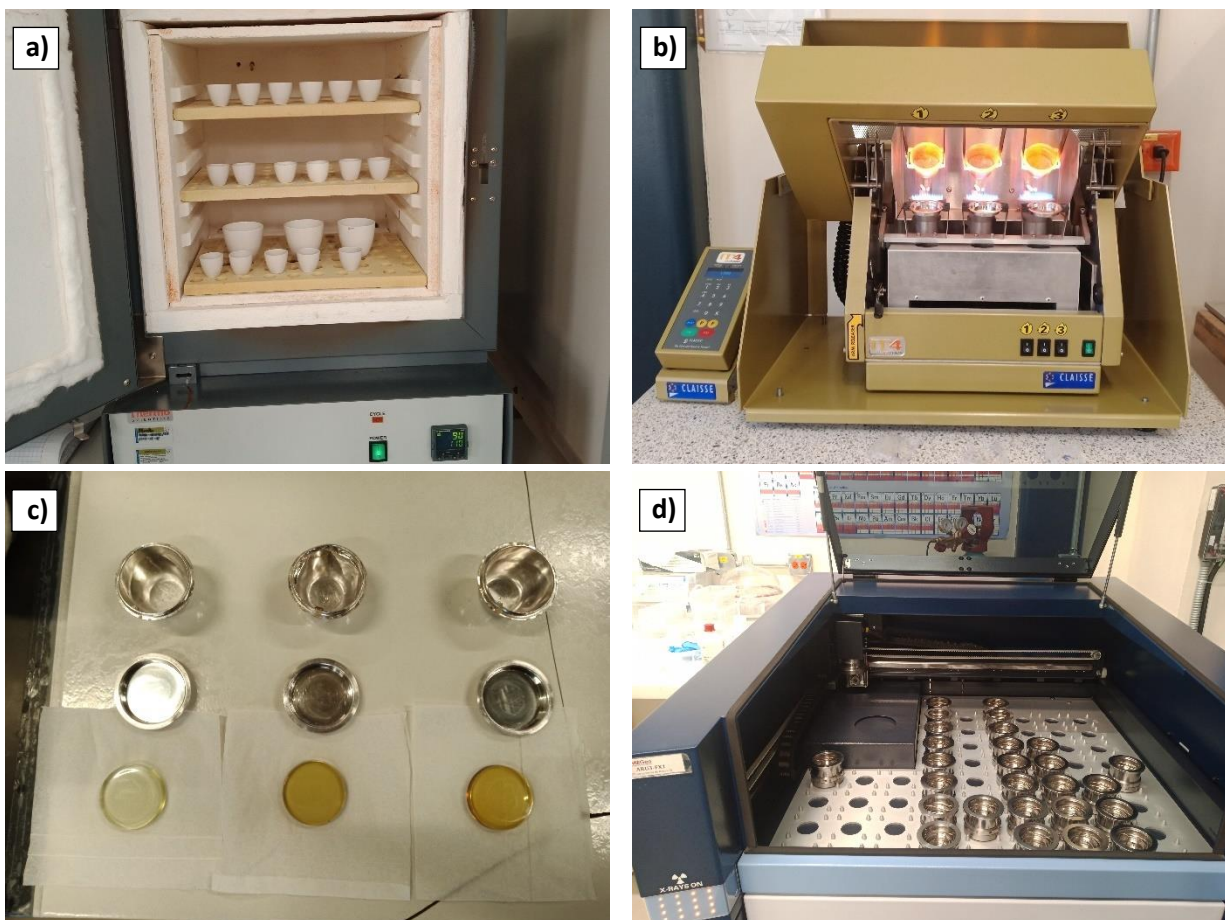


Figura 6: Etapas del proceso de fusión de perlas para análisis de FRX. a) Deshidratación y posterior calcinación. b) Fusión del material en crisoles de platino. c) Apreciación de los crisoles y tapas de platino y las muestras solidificadas; el material fundido es depositado de los crisoles hacia las tapas, adquiriendo la forma de medallón; una vez enfriadas, las muestras son almacenadas en cajas Petri de plástico. d) Distribución de las muestras y estándares montados en el equipo Bruker® S8 Tiger ECO FRX en sus respectivos porta muestras.

Para todas las concentraciones de los elementos mayores se obtuvo un error porcentual menor al 2%. Los estándares certificados para este lote de análisis fueron: BCR-1 (basalto), JA-2 (andesita) y JR-1 (riolita).

3.5 Análisis de elementos trazas

El análisis de elementos traza (en ppm) se llevó a cabo empleando los servicios analíticos de Activation Laboratories Ltd. (Actlabs) en Canadá, solicitando el servicio “4Lithores” de su catálogo. Los elementos traza analizados fueron: a) elementos litófilos de radio iónico grande (*Large Ion Litophile Elements*, LILEs), p. ej., Rb, Cs, Sr, Ba, Pb; b) elementos de alta carga iónica (*High Field Strength Elements*, HFSEs), p. ej., Nb, Ta, Zr, U, Hf), c) Lantánidos o Tierras Raras (La → Lu), y d) metales de transición (p. ej., Co, Ni, Cu, Zn).

El procedimiento 4Lithores consistió en la mezcla de las muestras con $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7/\text{LiBO}_2$ como fundente, para posteriormente ser fundidas en un horno de inducción. El material fundido fue vertido inmediatamente en una solución de ácido nítrico al 5%, el cual contiene un estándar interno, se mezclaron hasta alcanzar la disolución del material, y finalmente se analizaron mediante Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP–MS).

De acuerdo con Skoog (2019), la técnica de medición por ICP–MS se desarrolla de la siguiente manera:

1. Se inyecta la muestra en solución mediante un nebulizador.
2. La muestra es dirigida hacia una antorcha de plasma de Ar para su ionización.
3. El haz de átomos ionizados es acelerado en un cuadrupolo, separando y filtrando cada elemento en función de su relación masa/carga (m/z).
4. Se mide la cantidad de iones de cada tipo que lograron atravesar el cuadrupolo para impactar en un transductor, generándose un espectro de intensidad relativa contra la relación masa/carga.

Las incertidumbres reportadas para estos análisis son menores al 5% y los materiales de referencia certificados y estándares internos para este lote fueron: SY-4, BIR-1a, ZW-C, OREAS 101b, NCS DC86318, USZ 42-2006, REE-1, W-2b.

3.6 Geocronología U–Pb y elementos trazas mediante LA–ICP–MS en zircones

Con el fin de obtener edades isotópicas de una muestra de dique (con clave CJ) y del encajonante granítico (clave CJG), se colectaron cristales individuales de zircón (ZrSiO_4) el cual permite el cálculo de edades mediante sistemas isotópicos integrados en dos cadenas de decaimiento, las series ^{238}U – ^{206}Pb y ^{235}U – ^{207}Pb (Tabla 2), debido a las concentraciones relativamente altas de U en la estructura cristalográfica del zircón.

Tabla 2: Decaimiento radiactivo de los diferentes isótopos del U empleados en estudios geocronológicos. Valores λ y de vida media ($T_{1/2}$ en años) para ^{238}U y para ^{235}U según los reportados por Steiger y Jäger (1977).

Decaimiento del ^{238}U	$^{238}_{92}\text{U} \rightarrow ^{206}_{82}\text{Pb} + 8^4_2\text{He} + 6\beta^- + Q$	$\lambda^{238}\text{U} = 1.5512 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$	$T_{1/2} = 4.468 \times 10^9 \text{ a}$
Decaimiento del ^{235}U	$^{235}_{92}\text{U} \rightarrow ^{207}_{82}\text{Pb} + 7^4_2\text{He} + 4\beta^- + Q$	$\lambda^{235}\text{U} = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$	$T_{1/2} = 7.038 \times 10^8 \text{ a}$

El procedimiento para la obtención de los concentrados de zircones consistió en la tritución de la muestra de roca, hasta alcanzar partículas del tamaño de grava y arena, después se tamizó con cribas para concentrar el material menor a 250 μm y repetir la tritución para el material mayor a este tamaño. Una vez concentrada la masa deseada (~500 g para rocas ácidas, ~1 kg para rocas intermedias, >1.5 kg para rocas básicas), se procedió a “lavar” la arena en una mesa Holman-Wilfley®, la cual separó gravimétricamente los diferentes minerales. Una vez concentrada la fracción de mayor densidad, se procedió a separar mediante susceptibilidad magnética las fases férricas metálicas y no metálicas de las fases no magnéticas, siendo esta última en la cual se concentran los zircones. Las diferentes intensidades de corriente e inclinaciones con las que se trabajó el separador magnético Frantz® son enlistadas en la Tabla 3.

Tabla 3: Pasos para la separación magnética de los zircones. A = amperes.

Primera separación	0.4 A, a 25° de inclinación y 15° de rotación lateral de la platina. Se almacena la fracción magnética y la fracción menos magnética es usada para la siguiente separación.
Segunda separación	1.0 A, a 25° de inclinación y 15° de rotación lateral de la platina. Se almacena la fracción magnética y la fracción menos magnética es usada para la siguiente separación.
Tercera separación	1.4 A, a 25° de inclinación y 15° de rotación lateral de la platina. Se almacena la fracción magnética y la fracción menos magnética es usada para la siguiente separación.
Cuarta separación	1.8 A, a 25° de inclinación y 4° de rotación lateral de la platina. Se almacena la fracción magnética y la fracción menos magnética es usada para la separación manual.

Una vez completado el proceso de separación magnética, en el concentrado paramagnético se encuentran los zircons junto con otras fases mayores como cuarzo, plagioclasa, feldespato y apatito, por lo que se continuó a separar esta fracción a partir de sus densidades, para lo cual se diluyó politungstato de sodio ($\text{Na}_6\text{O}_{39}\text{W}_{12}$) en agua destilada para generar una solución de densidad aproximada a $2.85\text{--}2.90\text{ g/cm}^3$. Una vez alcanzada la densidad deseada, se depositó la muestra en tubos de ensaye de plástico y se vertió la solución de politungstato, la mezcla se agitó manualmente y se dejó reposar para que los minerales más densos decantaran y los menos densos flotarán. Una vez ocurrida la separación se empleó nitrógeno líquido (N_2) para congelar el fondo de los tubos donde se concentró la fracción más densa de la muestra, permitiendo retirar la fracción menos densa en estado líquido. Para recuperar ambas fracciones se filtró la mezcla en papel filtro y se lavó con agua destilada para retirar el residuo de politungstato sódico, para finalmente dejar secar la muestra en el papel filtro en horno a 55°C .

Los granos de zircón de cada muestra fueron seleccionados cuidadosamente bajo un microscopio binocular, empleando luz incidente y reflejada. Se seleccionaron aleatoriamente 40 a 60 zircons por muestra y se colocaron en una cinta doble cara, previamente pegada en un vidrio cuadrado de $\sim 6 \times 6\text{ cm}$. Se montaron los zircons en una única probeta (un anillo plástico de 2.5 cm de diámetro). Posteriormente la probeta se rellenó con resina epóxica que se dejó endurecer. El cilindro obtenido se desbastó con papel lija (tamaños de grano 800, 1500 y 3000) hasta exponer una superficie lo más cercana posible a la mitad ecuatorial de los zircons, y posteriormente fue pulido utilizando pasta de diamante de $1\text{ }\mu\text{m}$. Adicionalmente se obtuvieron imágenes por Catodoluminiscencia (CL) con un microscopio electrónico de barrido (SEM; JEOL JSM-35C) instalado en el Departamento de Geología, CICESE, para establecer las estructuras internas de los zircons y generar un mapeo y secuencia para el análisis individual de los cristales.

El proceso de análisis de los zircons se desarrolló en las instalaciones del Laboratorio de Estudios Isotópicos (LEI) del Centro de Geociencias (CGEO) de la UNAM, en Juriquilla, Querétaro, mediante un sistema de Ablación Láser acoplado a un Espectrómetro de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (LA-ICP-MS). Para la obtención del material analizado se utilizó un sistema de ablación láser excímero a 193 nm, modelo *Resolution M-50* con una resolución variable de 10 a $640\text{ }\mu\text{m}$. La metodología para los análisis isotópicos U-Pb en zircons es la descrita por Solari et al. (2010). Se seleccionaron los puntos idóneos para el fechamiento observando las imágenes de CL y la homogeneidad de los granos de zircón, haciendo hincapié al diámetro de la ablación del láser empleada ($23\text{ }\mu\text{m}$). Las secuencias analíticas fueron preparadas con el software especializado GeoStar 10.13, se interdispersaron con un estándar de vidrio (NIST 610) y dos estándares naturales de zircón, uno primario (91500 con $1062.4 \pm 0.4\text{ Ma}$ en edad

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Wiedenbeck et al., 1995) y otro secundario (Plešovice con 337.13 ± 0.37 Ma en edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$; Sláma et al., 2008), que sirvieron para recalcular relaciones isotópicas U–Pb, concentraciones y las edades. El protocolo analítico desarrollado en este laboratorio permitió la detección secuencial de U y Pb, así como elementos trazas, tales como tierras raras (REE), Si, P, Ti, Y, Zr, Nb, Th y Hf, aprovechando el acoplamiento con el ICP–MS Icap-Q® en el sistema. Las concentraciones elementales obtenidas son consistentes con los valores aceptados de los zircons empleados como materiales de referencia. Además, el sistema es calibrado previo a una medición con el material de referencia certificado NIST 612.

Con las concentraciones de Ti en los zircons, se calculó su temperatura de cristalización mediante el software *Titanium in Zircon Thermometry* (TZT) desarrollado por Dardier et al. (2021), el cual sigue el principio de la termometría de Ti en zircons propuesta por Watson y Harrison (2005). Este cálculo se presenta en la ecuación 1.

$$T(^{\circ}\text{C}) = \left(5080 \pm 30 \left(\frac{1}{(6.01 \pm 0.03) - \log(Ti_{\text{zircon}})} \right) \right) - 273.15 \quad (1)$$

3.7 Análisis isotópicos de Sr, Sm y Nd en roca total

Los pares isotópicos Rb–Sr y Sm–Nd son de gran relevancia para los estudios petrogenéticos, pues el comportamiento geoquímico de estos elementos (Rb y Nd como elementos incompatibles, y Sr y Sm como elementos compatibles de sus respectivos pares isotópicos), ha permitido caracterizar reservorios geológicos en función de composiciones isotópicas de Sr características. De este modo, el Sr encontrado en rocas ricas en Rb de la corteza, adquiere una firma isotópica diferente a la composición de Sr presente en rocas pobre en Rb como lo es el manto; por el contrario, el Nd presentará una firma isotópica propia para rocas ricas en Sm como las del manto, diferente para rocas pobres en Sm como las de la corteza (Faure, 2001). Esto ha permitido desarrollar diagramas donde se puede modelar la evolución de sistemas geológicos complejos a partir del proceso de decaimiento de ^{87}Rb y ^{147}Sm . Las reacciones de decaimiento y valores de vida media de estos elementos se muestran en la **Tabla 4**.

La importancia de estos pares isotópicos recae en su funcionalidad, y aunque ambos son de gran utilidad en estudios petrológicos, el par Sm–Nd presenta una sensibilidad menor a la alteración respecto al par Rb–Sr, lo que lo convierte en un sistema isotópico idóneo para analizar rocas que presumiblemente han experimentado alteración (Faure, 2001).

Tabla 4: Productos y tiempos de vida media del decaimiento de los isótopos ^{87}Rb y ^{147}Sm . Valores λ y de vida media ($T_{1/2}$ en años) para ^{87}Rb y para ^{147}Sm según los reportados por Nebel et al. (2011) y por Lugmair y Marti (1978), respectivamente.

Decaimiento del ^{87}Rb	$^{87}_{37}\text{Rb} \rightarrow ^{87}_{38}\text{Sr} + \beta^- + \nu + Q$	$\lambda^{87}\text{Rb} = 1.393 \times 10^{-11} \text{a}^{-1}$	$T_{1/2} = 4.98 \times 10^{10} \text{a}$
Decaimiento del ^{147}Sm	$^{147}_{62}\text{Sm} \rightarrow ^{143}_{60}\text{Nd} + ^4_2\text{He} + Q$	$\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \times 10^{-12} \text{a}^{-1}$	$T_{1/2} = 1.06 \times 10^{11} \text{a}$

La preparación química y la separación de elementos para los análisis isotópicos de Sr–Sm–Nd se realizaron en un laboratorio montado por PicoTrace® (laboratorio clase 1000, clase 100 en las mesas de trabajo) en las instalaciones del Departamento de Geología del CICESE. Para la separación elemental de las muestras en solución se utilizó cromatografía de intercambio iónico. Las concentraciones de Sr, Sm y Nd se obtuvieron mediante el método dilución isotópica, que consiste en la adición de un trazador isotópico (*spike*), cuya concentración está artificialmente enriquecida en isótopos específicos. En resumen, este método consiste en mezclar una cantidad conocida tanto de *spike* como de muestra, y al medir por espectrometría de masas la relación isotópica de esta mezcla muestra–*spike*, hace posible calcular la concentración de los elementos de interés en la muestra, con la condicionante de que el elemento en cuestión debe contar con al menos dos isótopos naturales (Stracke et al., 2013).

El cálculo de la abundancia de elementos por dilución isotópica, aplicado para el análisis de Rb (y que puede aplicarse también a otros elementos con dos isótopos) se lleva a cabo mediante la siguiente ecuación:

$$N_w = \frac{S_w \times A_n}{A_s} \left(\frac{Ab_s^A - R_m Ab_s^B}{R_m Ab_n^B - Ab_n^A} \right) \quad (2)$$

Donde R_m es la relación entre los isótopos A y B en la mezcla *spike*–muestra, Ab_s^A y Ab_s^B son las abundancias de los isótopos A y B en el *spike*, Ab_n^A y Ab_n^B son las abundancias de los isótopos A y B en la muestra, S_w corresponde a la cantidad de *spike* multiplicada por la concentración del elemento (ecuación 3), A_n es el cálculo de la masa atómica del elemento natural y A_s el cálculo de la masa atómica del *spike*, mostrados en las ecuaciones 4 y 5, respectivamente.

$$S_w = [\text{Cantidad de spike}] \times [\text{Concentración del elemento en el spike}] \quad (3)$$

$$A_n = [\% \text{ de A} \times \text{Peso atómico de A}] + [\% \text{ de B} \times \text{Peso atómico de B}] \quad (4)$$

$$A_s = [\% \text{ de } A \times \text{Peso atómico de } A] + [\% \text{ de } B \times \text{Peso atómico de } B] \quad (5)$$

Los cálculos anteriores dan como resultado la cantidad del elemento presente en la muestra analizada, la cual se debe dividir entre la cantidad de muestra empleada para obtener una concentración.

Para el proceso de digestión y tratamiento de las muestras fueron empleados ácidos doblemente destilados en sistemas de Teflón en condiciones de *subboiling*. Además, todos los recipientes utilizados se limpiaron previamente en agua regia, HNO₃, HF y agua desionizada (mili-Q®). Para la digestión de las muestras, se pesaron ~100 mg de muestra en polvo con una balanza analítica (0.01 mg de precisión), utilizando bombas de Teflón como recipientes. Posteriormente, se agregó el trazador empleando el *spike* IGL (⁸⁷Sr [nmol/g] = 0.15954, ¹⁴⁵Nd [nmol/g] = 2.53674, ¹⁴⁹Sm [nmol/g] = 1.62390). Es importante mencionar que la cantidad de *spike* es variable en función de la concentración aproximada de Nd presente en cada muestra (1 gota de *spike* por cada ~10 ppm de Nd). Las bombas de Teflón empleadas fueron previamente expuestas a un ventilador antiestática para evitar la dispersión y repulsión del polvo.

El proceso de digestión (disolución) de las muestras consistió en las siguientes etapas:

1. La disolución de la muestra vertida en las bombas de Teflón mediante una mezcla de ácidos (~4 ml de HF, ~1 ml de HNO₃, 3–4 gotas de HClO₄). Las bombas fueron selladas con tapas de Teflón y una placa metálica que mantiene presión homogénea sobre éstas (sistema DAS).
2. La base que contiene a las bombas se colocó en una plancha de calentamiento programada para elevar la temperatura durante 3 horas, a partir de los 20°C hasta 210°C, después se mantuvo a esta temperatura durante 16 horas, finalmente la temperatura desciende hasta 30°C durante 3 horas más para terminar el ciclo de calentamiento y digestión de la muestra.
3. Se dejaron enfriar las bombas durante toda una noche y se procedió a recuperar el vapor condensado de los ácidos que pudo quedar adherido a las paredes de las bombas o sus tapas con agua desionizada.
4. Se procedió a la evaporación de la fase líquida al sustituir la placa metálica por una de teflón con conductos mediante los cuales fueron succionados mecánicamente los vapores generados por el calentamiento de las bombas con el siguiente programa: 1 hora para alcanzar 120°C, 15 horas mantenido a 120°C, 4 horas a 130°C, 6 horas a 160°C y 3 horas a 100°C.

5. Finalmente, quedaron concentrados únicamente los percloratos precipitados durante la digestión, los cuales fueron convertidos en cloruros por su reacción al añadir HCl 6M hasta que la muestra quede completamente cubierta y calentando las bombas a 80°C por 12 horas, lo que evaporará completamente la solución ácida y concentrará la muestra.

Una vez acabado este proceso, se le agregó 1 ml de HCl 2M para poder verter la muestra en viales para microcentrífuga, la cual se programó a 10000 rpm por 30 minutos. Posteriormente, se procedió a la separación elemental por cromatografía de intercambio iónico.

De manera general, en el método de cromatografía la muestra es disuelta en una fase móvil (solución) que atraviesa una fase estacionaria inmisible que se encuentra fija en una columna (Skoog, 2019).

La cromatografía de intercambio iónico es un método en el que se emplea una resina conformada por esferas de polímeros de poliestireno entrecruzado con divinilbenceno como fase estacionaria, la cual interactúa con una pequeña cantidad de muestra y un disolvente en una columna cromatográfica. El mecanismo de la separación radica en los diferentes coeficientes de distribución (K_c) de los componentes del analito, donde elementos con valores K_c pequeños avanzarán más rápidamente con respecto a aquellos con valores K_c grandes; es así como se generan diferencias en los tiempos de elución para diferentes elementos (Christian, 2009). En la **Figura 7** se muestra el proceso esquemático de separación por columnas de intercambio iónico.

El proceso de separación de la matriz, con respecto a Sr y REE mediante columnas de intercambio catiónico se resume a continuación:

1. Se acondicionaron las columnas con resina Dowex 50WX8-400 (**Figura 8a**) con 15 ml de HCl 2M.
2. Se extrajo la muestra de los viales de centrífuga con pipetas Pasteur de vidrio, cuidando no remover el sedimento que pudiera haber quedado decantado en el fondo y se vertió en las columnas.
3. Se agregaron 4 ml de HCl 2M para bajar la muestra de las paredes de las columnas.
4. Se agregaron 16 ml de HCl 2M para desplazar la muestra en la columna, seguido de 60 ml más de HCl 2M, recuperados en un vaso de precipitados de vidrio.

5. Se agregaron 5 ml de HCl M6, se cambió el vaso de precipitados por recipientes de Teflón en todas las columnas para permitir la colecta de Sr y se agregaron 10 ml de HCl 6M. Estos recipientes fueron llevados a plancha de calentamiento para su evaporación y se almacenaron para análisis.
6. Se agregaron 18 ml de HCl 6M más para colectar REE en recipientes de Teflón, los cuales fueron llevados a plancha de calentamiento, evaporados y reservados para la separación de Sm y Nd.
7. Se lavaron las columnas con 100 ml de HCl ~6M.

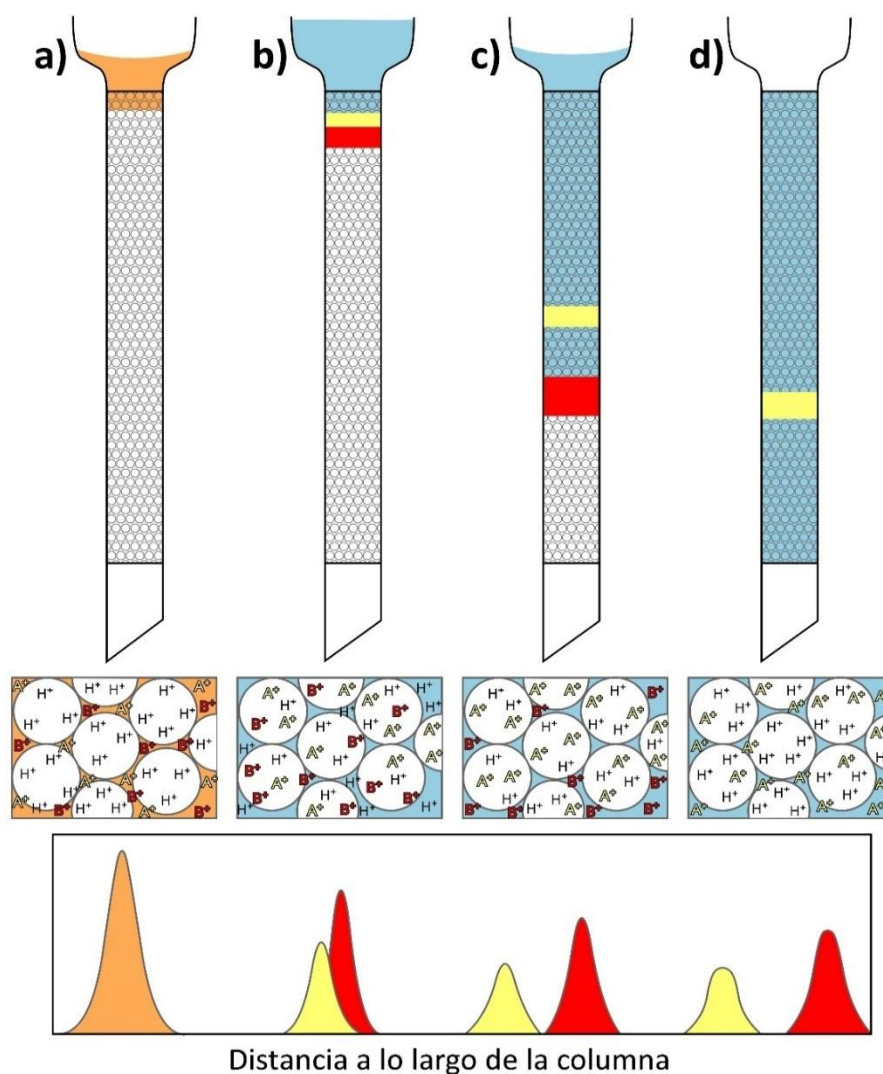


Figura 7: Proceso de la separación elemental por cromatografía de intercambio iónico. a) La muestra ingresa como una mezcla homogénea. b) Al añadir la fase móvil, los componentes de la muestra reemplazan cationes con la misma valencia en la resina. c–d) Debido a los diferentes coeficientes de distribución (K_c), uno de los componentes será retenido con mayor fuerza que el otro, permitiendo la elución paulatina del componente con el K_c más pequeño.

La separación de Sm y Nd de las alícuotas de REE se realizó en columnas con resina Eichron LN-Spec (**Figura 8b**) a partir de la siguiente metodología:

1. Se acondicionaron las columnas con 7 ml de HCl 0.18M.
2. La muestra fue diluida en el mismo recipiente de Teflón donde se almacenaba con 3 ml de HCl 0.18M, para después verter la muestra con una pipeta de precisión en las columnas, procurando no generar burbujas que evitarán el paso de los fluidos en el cuello de éstas.
3. Se agregaron 750 µl para hacer bajar la muestra de las paredes de las columnas.
4. Se añadieron 13 ml de HCl 0.18M para hacer avanzar la muestra en las columnas.
5. Se cambiaron los vasos de precipitados por recipientes de Teflón y se agregaron 2.5 ml de HCl 0.4M para recuperar Nd. Los recipientes fueron colocados en plancha de calentamiento y se agregó una gota de ácido fosfórico (H_3PO_4) para permitir que al evaporarse el HCl la muestra quedara concentrada en un punto.
6. Se agregaron 2.5 ml de HCl 0.4M y se colocaron los vasos de precipitados nuevamente.
7. Se cambiaron los vasos de precipitados por recipientes de Teflón, y se agregaron 4 ml de HCl 0.4M para recuperar Sm. Los recipientes fueron colocados en plancha de calentamiento y se agregó una gota de ácido fosfórico (H_3PO_4) para permitir que al evaporarse el HCl la muestra quedara concentrada en un punto.
8. Se limpiaron las columnas con 10 ml de HCl ~6M.

Una vez colectadas las alícuotas de cada elemento (Sr, Sm y Nd), fueron analizadas por Espectrometría de Masas por Ionización Térmica (Nu-TIMS®) en las instalaciones del Laboratorio de Espectrometría de Masas por Ionización Térmica de Ensenada (LEMITE), CICESE. Este equipo está preparado para trabajar con uno o dos filamentos de Re (previamente desgasificados), ya sea un único filamento en que se montará y ionizará la muestra (caso para Sr), o un filamento en el que se montará y evaporará la muestra y otro que la ionizará (caso para analizar Sm y Nd), los cuales son montados en un *magazine (turret)*. Las soluciones de Sm y Nd van acompañadas de ácido fosfórico (H_3PO_4) como medio de montaje, mientras que la solución

para Sr va acompañada de óxido de tántalo (Ta_2O_5) como activador. Posteriormente, el *magazine* es introducido en una cámara al vacío ($\sim 3.5 \times 10^{-8}$ mbar), donde una corriente eléctrica calentará gradualmente el filamento con la muestra (2000 a 2500 mA), mientras que el segundo filamento la ioniza (4500 a 4900 mA) al alcanzar temperaturas de $\sim 1800^\circ\text{C}$. Para el caso particular de Sr en que la muestra se monta y ioniza en un único filamento, la corriente empleada es de ~ 3500 mA, alcanzando $\sim 1400^\circ\text{C}$. La muestra ionizada es focalizada con lentes electromagnéticas, posteriormente sale de la cámara de evaporación al tubo de vuelo y atraviesa el separador magnético, donde los diferentes isótopos que conforman al elemento analizado son separados en función de su relación masa/carga y finalmente medidos en detectores de copa Faraday. Las copas Faraday detectan el impacto de los diferentes iones en forma de potencial eléctrico, por lo que el equipo *Nu instruments* cuenta con un sistema de placas electromagnéticas (*Zoom Optics*) con el cual se manipula la dirección de los iones con masa distinta después de su separación en el imán, logrando de esta manera alinear las trayectorias hacia las copas Faraday correspondientes, dado que las posiciones de las copas son fijas (**Tabla 5**).

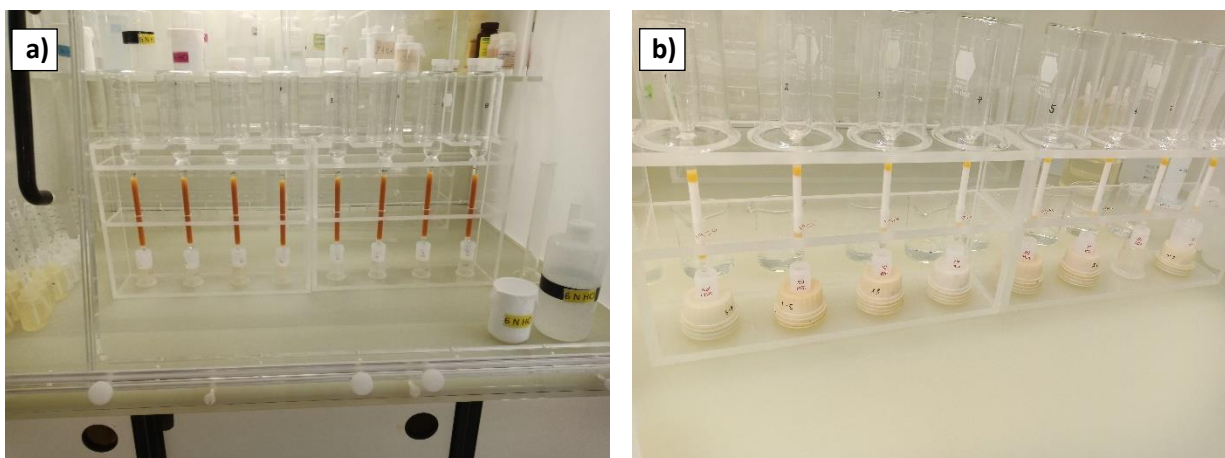


Figura 8: Columnas de intercambio catiónico a) con resina Dowex 50WX8-400, y b) con resina Eichron LN-Spec.

Dado que existen isótopos diferentes con la misma masa (isóbaros), una misma copa puede recibir isótopos de diferentes elementos, por lo que se aplican correcciones por interferencia isobárica, así como por adición de *spike* y por fraccionamiento de masas, correcciones que se realizan con hojas de cálculo de uso interno en el LEMITE.

Tabla 5: Configuraciones de las copas Faraday en modo estático para mediciones de: a) Sr, b) Sm, c) Nd, con los respectivos isóbaros detectados por copa.

a)	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	Ax	L1	IC ₀	L2	IC ₁	L3
Isótopos	⁸⁸Sr ⁸⁷Sr ⁸⁶Sr ⁸⁵Rb ⁸⁴Sr													
Isóbaros	⁸⁷Rb													
b)	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	Ax	L1	IC ₀	L2	IC ₁	L3
Isótopos	¹⁵⁴ Sm	¹⁵² Sm		¹⁵⁰ Sm	¹⁴⁹ Sm	¹⁴⁸ Sm	¹⁴⁷ Sm			¹⁴⁴ Sm				
Isóbaros	¹⁵⁴ Gd	¹⁵² Gd		¹⁵⁰ Nd		¹⁴⁸ Nd		¹⁴⁶ Nd	¹⁴⁵ Nd	¹⁴⁴ Nd		¹⁴² Nd ¹⁴² Ce		
c)	H8	H7	H6	H5	H4	H3	H2	H1	Ax	L1	IC ₀	L2	IC ₁	L3
Isótopos	¹⁵⁰Nd ¹⁴⁸Nd ¹⁴⁶Nd ¹⁴⁵Nd ¹⁴⁴Nd ¹⁴³Nd ¹⁴²Nd													
Isóbaros	¹⁵⁰Sm ¹⁴⁹Sm ¹⁴⁸Sm ¹⁴⁷Sm ¹⁴⁴Sm ¹⁴²Ce													

Capítulo 4. Resultados

4.1 Cartografía geológica de campo

En el cañón Jamatay, a través del cual corre el arroyo Guadalupe o Agua caliente, afloran principalmente granitoides del CBP y escasos afloramientos de rocas metasedimentarias prebatolíticas, pseudotaquilitas, y finalmente los diques que contrastan fuertemente por su color, competencia y fábrica respecto de sus encajonantes en los diferentes transectos del cañón (**Figura 9**).

A lo largo del cañón se presentan manifestaciones termales que provocan alteración hidrotermal, la cual lleva a provocar silicificación a las diferentes litologías y que se dispone en pequeños parches no cartografiables.

En el **Anexo I** se presenta un mapa a escala 1:50,000 con mayor detalle para mejor apreciación de la orientación y la distribución composicional de los diques. Se destaca que los diques se presentan con composiciones variables a lo largo del cañón, es decir, no existe progradación composicional coherente que pueda definir una secuencia evolutiva a lo largo del cañón.

El granito encajonante (**Figura 10**) se observó con tonos claros con textura que varía de gruesa a media, formando grandes macizos escarpados fuertemente fracturados, así como peñascos redondeados. Ocasionalmente, en los márgenes de los arroyos el granito presenta tonos de gris debido a intemperización y se apreciaron algunas zonas donde estas rocas desarrollan pseudotaquilitas de textura porfídica.

Los diques (**Figura 11**) presentan bordes bien definidos intrusionando a las rocas graníticas. Salvo algunas excepciones en las que los bordes son irregulares, con tonos oscuros y textura que varía de afanítica a porfídica, es posible encontrar xenolitos del granito en algunos diques. El espesor de los cuerpos subvolcánicos varía desde centímetros hasta decenas de metros, siendo el dique más delgado muestreado de ~50 cm, mientras que algunos alcanzan espesores de hasta 13 m. En algunos diques se llegan a observar cuerpos muy delgados (~10 cm) de material residual subparalelo a las estructuras principales. La coloración general de los diques es oscura con algunos casos en los que, por efectos de alteración, la tonalidad varía entre verde y parda. Asimismo, se observan lentes de pseudotaquilita cuya geometría y coloración asemeja a la de diques, aunque llegan a presentar tonalidades más oscuras.

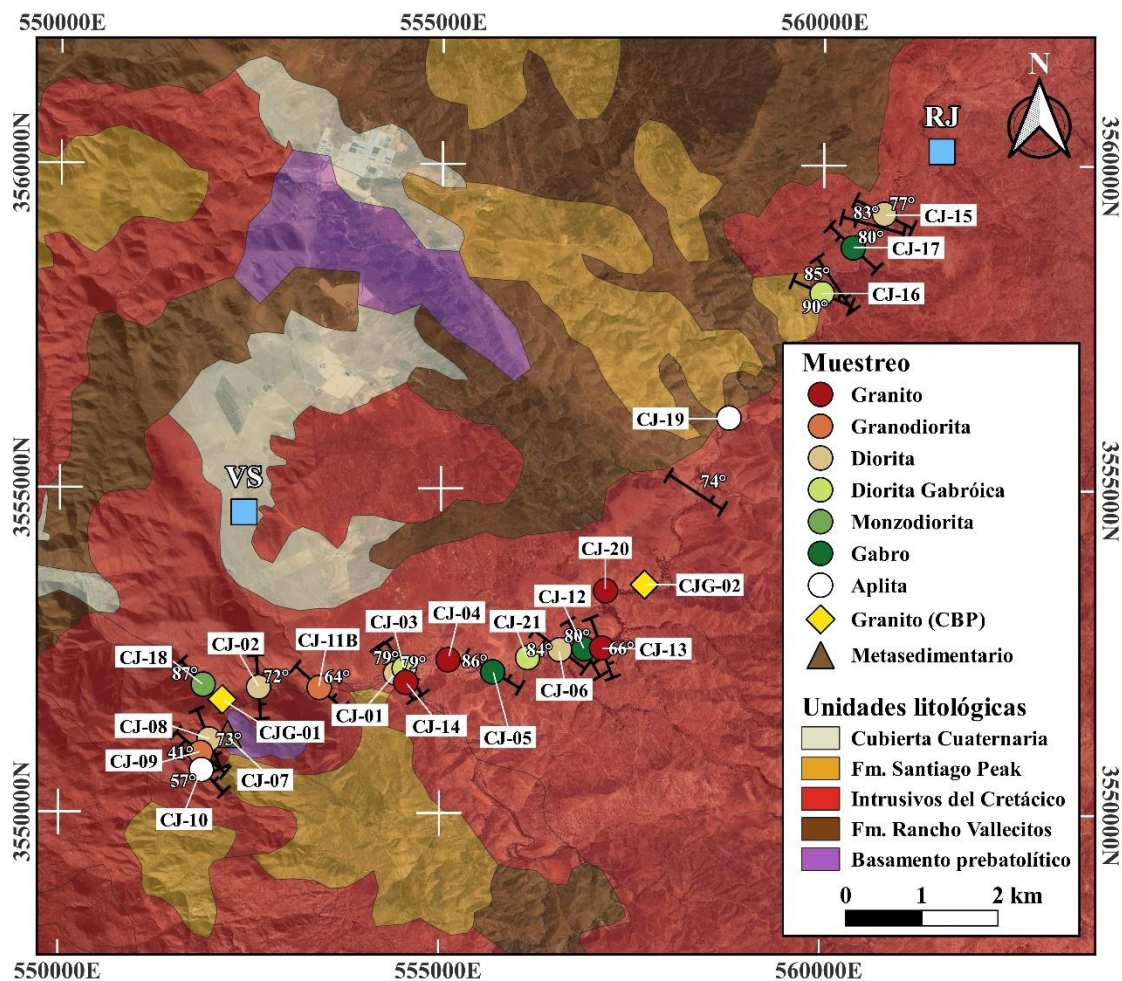


Figura 9: Puntos de muestreo clasificados en función del tipo de roca y la composición geoquímica de las muestras. Mapa litológico basado en el reconocimiento de campo y la cartografía geológica escala 1:50,000 del Servicio Geológico Mexicano. Escala del mapa: 1:75,000.

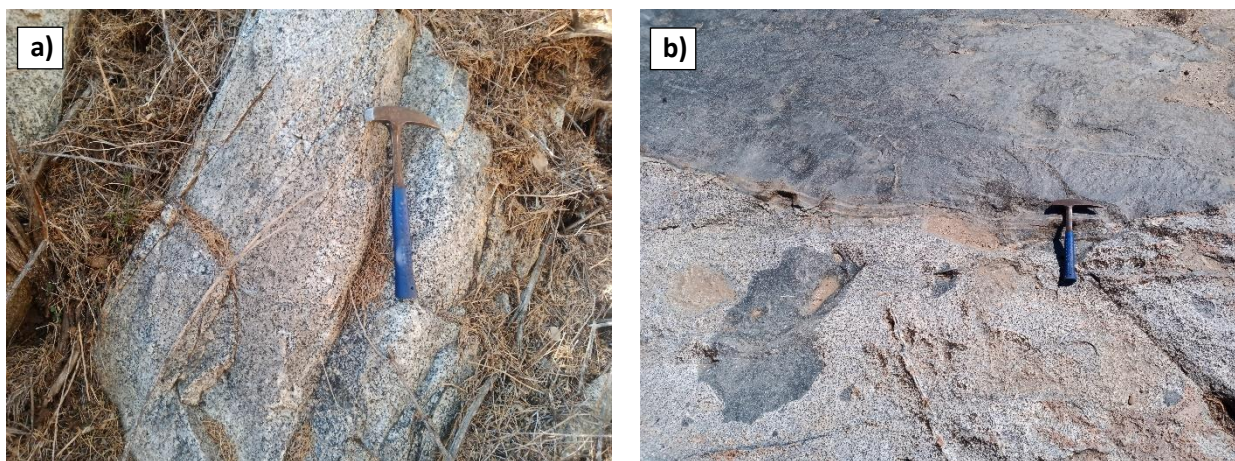


Figura 10: Apreciación de la roca granítica encajonante de los diques en el cañón Jamatay. a) Granitoide de textura granular gruesa y alteración moderada. b) Granitoide de textura media, con enclaves máficos microgranulares y en contacto con dique de textura porfídica y coloración oscura, presentando borde de reacción.

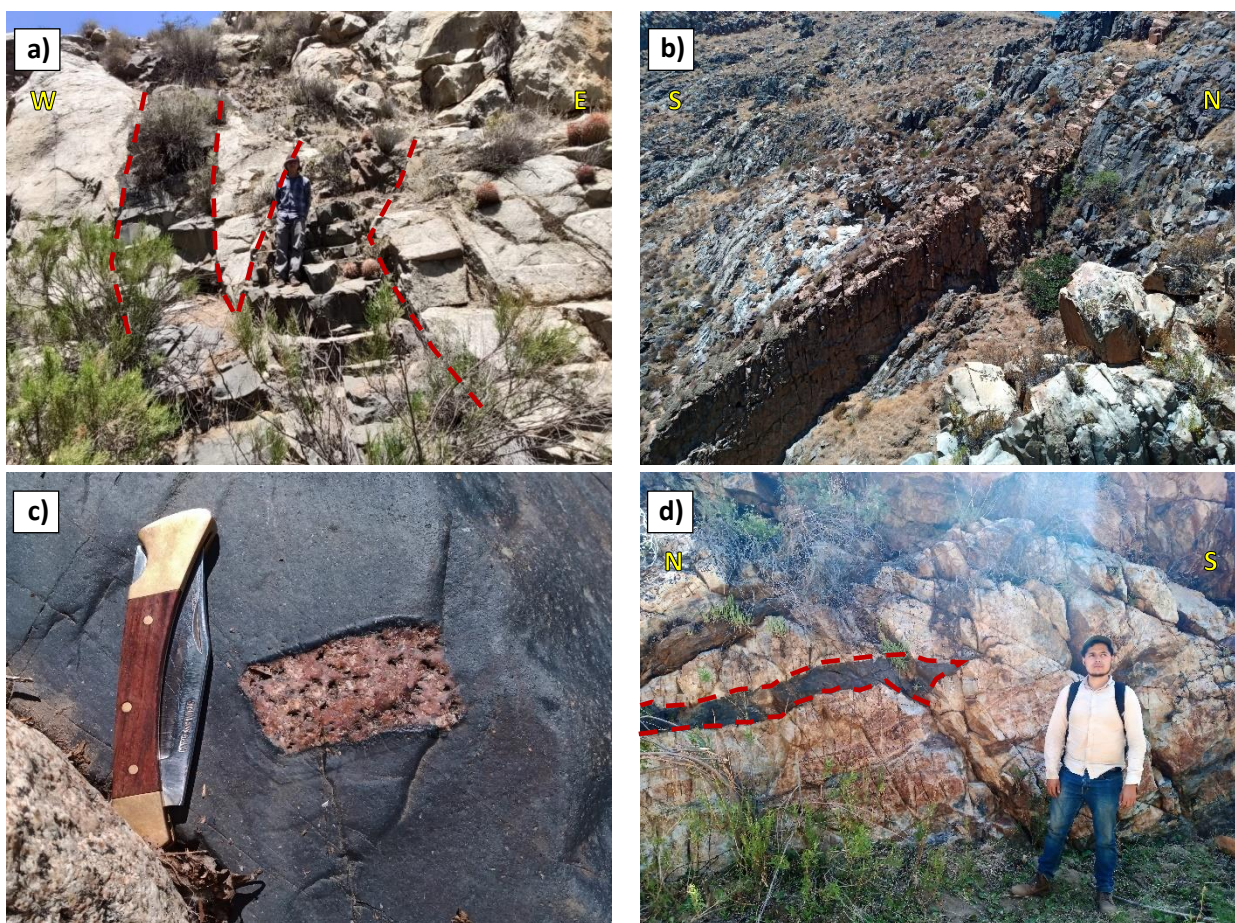


Figura 11: Fotografías del área de estudio. a) Diques de composición diorítica, con espesor variable entre 1 y 2.5 m, en el transecto occidental del cañón (muestra CJ-01). b) Dique félsico intrusionando rocas plutónicas en las paredes de la zona NE del cañón (cercano a muestra CJ-16); nótese el fuerte contraste en competencia entre el dique y el encajonante batolítico. c) Xenolito de granito con borde de reacción en dique afanítico (muestra CJ-03). d) Lente de pseudotaquilita (línea roja discontinua) encajonado por granito; sitio cercano a muestra CJ-07.

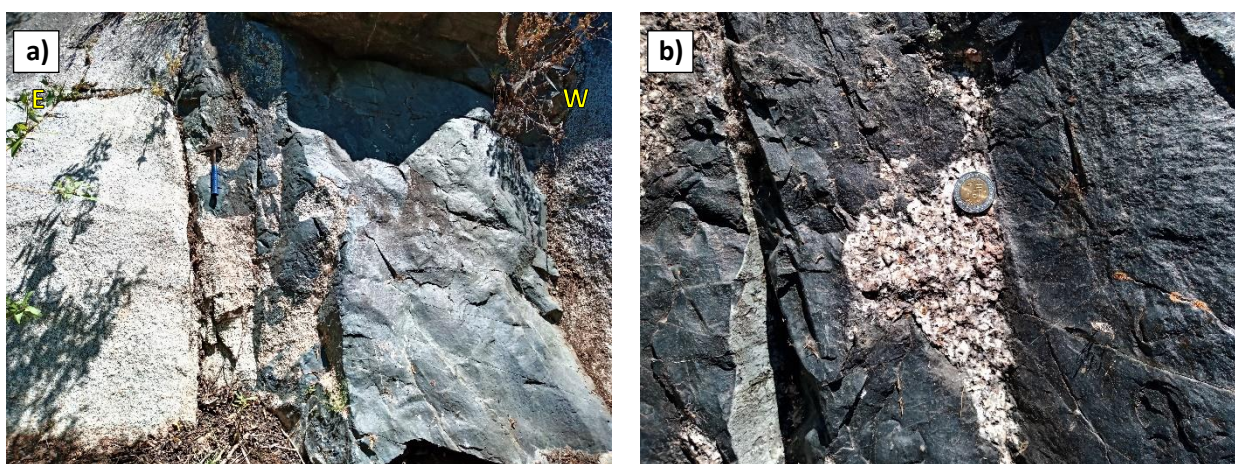


Figura 12: Bordes de mezcla granito–dique; (a) vista general y (b) acercamiento de la zona de mezcla heterogénea.

Durante la cartografía se identificaron rasgos que sugieren procesos de mezcla de magmas (**Figura 12**). Dentro de estas características se encuentran bordes irregulares entre los granitoides y los diques, es decir, secciones de granito embebidas en los diques y viceversa, aunque sin mostrar bordes de reacción. A partir de la toma de datos estructurales de fracturas a lo largo del cañón y el rumbo general de los diques, se proyectan los círculos máximos en los estereogramas de la **Figura 13**.

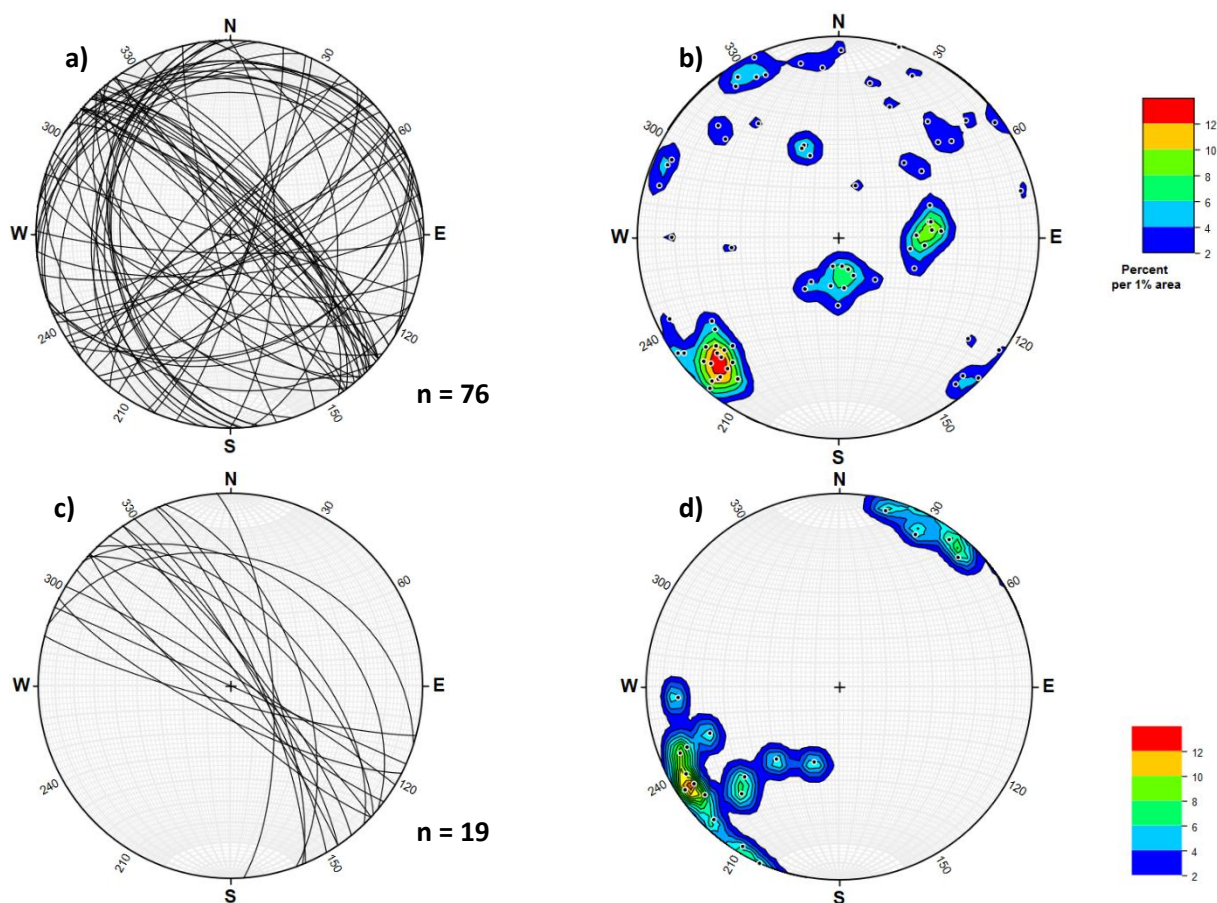


Figura 13: a y b) Círculos máximos y distribución de densidad de familias de polos para datos de fracturas en los granitoides, cuya tendencia promedio es $316^{\circ}/77^{\circ}$. c y d) Círculos máximos y distribución de densidad de polos (por área al 1%) para los diques, cuya tendencia promedio es $318^{\circ}/79^{\circ}$. Estereogramas graficados en el software Stereonet ver. 11.3.6.

4.2 Análisis petrográfico

A partir del análisis petrográfico de la totalidad de las muestras, se efectuó la descripción textural y conteo de minerales para su clasificación modal. El conteo modal se presenta en la **Tabla 6**. Se determinó que el ensamble mineralógico principal de los diques está constituido por $Pl + Afs + Hbl + Bt + Opq \pm Qz + Act + Chl + Ep + Ms$, exhibiendo una variedad de texturas tales como afanítica, porfídica y glomeroporfídica con

fenocristales y cúmulos de Pl, Afs, Hbl y Act, embebidos en matriz cuarzo–feldespática con micas, anfíboles y minerales opacos asociados. En el diagrama QAP (Streckeisen, 1976; Le Maitre et al., 2002) se grafican los resultados modales normalizados de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa y los resultados del cálculo de la norma CIPW (Cross et al., 1903). A partir del diagrama empleando mineralogía modal (**Figura 14a**) se aprecian dos tendencias evolutivas (Frost y Frost, 2013) que parten del campo Diorita/Gabro hacia Tonalita–Granodiorita (tendencia Cordillerana) y hacia Granito (tendencia Caledoniana). Estas tendencias tienen sus implicaciones tectónicas, como proponen Frost et al. (2001), pues la serie Cordillerana correspondería a la formación clásica de arcos volcánicos, insulares o continentales, mientras la serie Caledoniana estaría relacionada a eventos post orogénicos.

No obstante, dado que en algunas de las muestras el porcentaje de matriz es de alrededor del 50%, se optó por obtener los minerales normativos mediante el software *IgRoCS* (Verma y Rivera-Gomez, 2013). De este análisis se destacan: una cantidad variable de minerales normativos primarios como Q = 22.4%, Or = 10.6%, An = 19.3% (valores promedio); la ausencia o mínimas cantidades de corindón (C) normativo (<1.9%); y la ocurrencia de olivino normativo en tres muestras de diques (5.4–18.2%). Los resultados se graficaron en la **Figura 14b**, donde se aprecia un arreglo entre las tendencias Cordillerana y Caledoniana, coincidiendo parcialmente con lo mostrado en el diagrama para mineralogía modal.

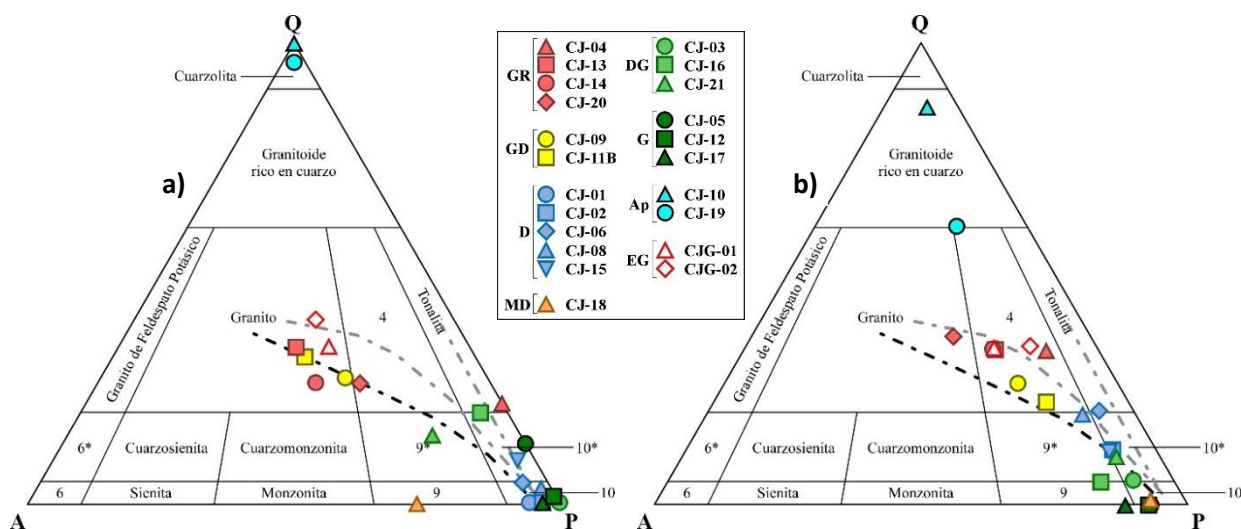


Figura 14: Diagrama QAP (Cuarzo–Feldespato–Plagioclase) para clasificación de rocas ígneas plutónicas del cañón Jamatay a partir de a) mineralogía modal y b) mineralogía normativa. Líneas discontinuas grises = Tendencia Cordillerana; línea discontinua negra = Tendencia Caledoniana. Campos: 4 = Granodiorita, 6* = Cuarzosienita de feldespato potásico, 6 = Siénita de feldespato potásico, 9* = Cuarzomonzodiorita/Cuarzomonzogabro, 9 = Cuarzodiorita/Cuarzogabro, 10* = Cuarzodiorita/Cuarzogabro, 10 = Diorita/Gabro. Nomenclatura de leyenda: Ap = diques aplíticos, D = dioritas, DG = diorita gabrónica, EG = encajonante granítico, G = gabro, GD = granodiorita, GR = granito, MD = Monzodiorita.

Tabla 6: Composición modal de los diques y granitos del cañón Jamatay. Para coordenadas de las muestras, véase la **Tabla 9**.

Muestra	Clasificación	Pl ^Δ	Qz ^Δ	Afs ^Δ	Bt ^Δ	Hbl ^Δ	Act ^Δ	Pl [#]	Qz [#]	Afs [#]	Bt [#]	Hbl [#]	Act [#]	Ep	Chl [#]	Opq	Ms	Mmq	Cb	Mtx
CJ-01	Diorita	10.1	-	2.5	-	0.8	-	32.0	-	-	19.9	32.7	-	-	-	2.0	-	-	-	-
CJ-02	Diorita	39.5	0.3	1.6	-	-	28.1	18.8	-	1.9	4.0	-	2.6	-	-	4.2	-	-	-	-
CJ-03	Diorita	4.5	-	-	-	-	0.5	32.6	-	-	12.5	-	43.5	-	-	6.4	-	-	-	-
CJ-04	Tonalita	8.6	1.3	0.9	-	-	-	41.3	12.8	-	13.4	-	-	10.7	-	0.3	-	-	-	10.7
CJ-05	Cuarzogabro	0.7	-	0.3	-	0.4	-	31.9	5.0	-	5.0	33.8	4.2	5.1	-	8.5	-	-	-	5.1
CJ-06	Diorita	1.2	-	-	-	0.9	7.9	30.2	-	-	5.1	-	48.4	-	-	1.1	-	-	-	5.2
CJ-07	Metasedimentaria	-	-	-	-	-	-	42.3	15.2	-	14.5	-	-	-	-	7.2	10.5	-	-	10.3
CJ-08	Diorita	11.2	-	0.9	-	-	4.7	33.7	1.5	-	26.4	-	19.1	-	-	2.5	-	-	-	-
CJ-09	Granito	9.0	1.4	4.1	-	0.9	-	-	-	-	36.2	-	-	-	-	4.2	-	-	-	44.2
CJ-10	Cuarzolita	-	-	-	-	-	-	0.2	76.8	-	-	-	-	17.8	-	0.5	-	-	-	4.7
CJ-11B	Granito	2.0	-	0.3	-	0.3	-	-	-	-	34.2	10.7	-	-	-	4.6	-	-	-	47.9
CJ-12	Gabro	30.5	0.4	0.1	-	-	47.6	-	-	-	7.0	-	-	7.9	-	6.5	-	-	-	-
CJ-13	Granito	0.4	0.9	-	-	-	-	-	-	-	30.0	-	-	8.3	-	0.4	-	-	-	60.0
CJ-14	Granito	11.7	0.3	5.3	5.4	-	-	-	-	-	6.0	-	-	7.1	-	-	-	-	-	62.2
CJ-15	Cuarzodiorita	19.4	0.5	0.7	-	0.5	-	32.6	5.1	1.3	16.8	18.6	-	0.7	1.0	2.8	-	-	-	-
CJ-16	Cuarzodiorita	38.5	10.2	2.6	18.4	26.7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3.6	-	-	-	-
CJ-17	Gabro	24.9	0.1	0.7	18.8	52.8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.7	-	-	-	-
CJ-18	Monzodiorita	2.1	-	1.9	-	0.8	-	31.1	-	10.3	14.2	32.7	-	-	-	6.9	-	-	-	-
CJ-19	Cuarzolita	-	-	-	-	-	-	1.3	61.2	1.3	20.7	-	-	-	1.5	1.7	6.2	-	-	6.1
CJ-20	Granodiorita	5.2	-	2.4	-	-	-	19.4	6.5	2.8	15.6	-	-	-	-	0.6	-	-	5.3	42.2
CJ-21	Cuarzomonzodiorita	4.1	0.4	1.2	0.7	-	4.4	28.6	6.8	6.7	14.8	-	16.7	12.4	1.1	1.4	-	-	-	-
CJG-01	Granito	26.3	23.0	17.6	13.4	-	-	-	-	-	-	-	-	1.5	0.8	0.2	-	17.2	-	-
CJG-02	Granito	27.8	32.7	21.2	9.3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.2	-	-	-	-	7.9

Abreviaturas de acuerdo con Whitney y Evans (2010): Act = Actinolita, Bt = Biotita, Cb = Carbonatos indeterminados, Chl = Clorita, Ep = Epidota, Hbl = Hornblenda, Afs = Feldespato Potásico, Mmq = Mirmequita, Ms = Muscovita, Mtx = Matriz indeterminada, Opq = Opacos, Pl = Plagioclasa, Qz = Cuarzo. Fases minerales marcadas con ^Δ se encuentran presentes como fenocristales, y aquellas marcadas con [#] se encuentran presentes como matriz o como parte de la fracción fina, pero en rocas faneríticas finas.

A continuación, se describen los diques en función de su clasificación modal. Una descripción detallada de cada lámina, al igual que el cálculo de la Norma CIPW, se reportan en el **Anexo II**.

4.2.1 Diques de composición básica

Los diques de composiciones gabróicas presentan una textura holocristalina fina a porfídica, formada por $Pl + Hbl + Bt + Opq \pm Afs$, así como $Act + Ep$ como fases de alteración, con cristales desde ~ 1.5 mm de diámetro hasta matriz microcristalina, y ocasionalmente presentan fenocristales de Pl, Hbl, Afs y Opq (**Figura 15**).

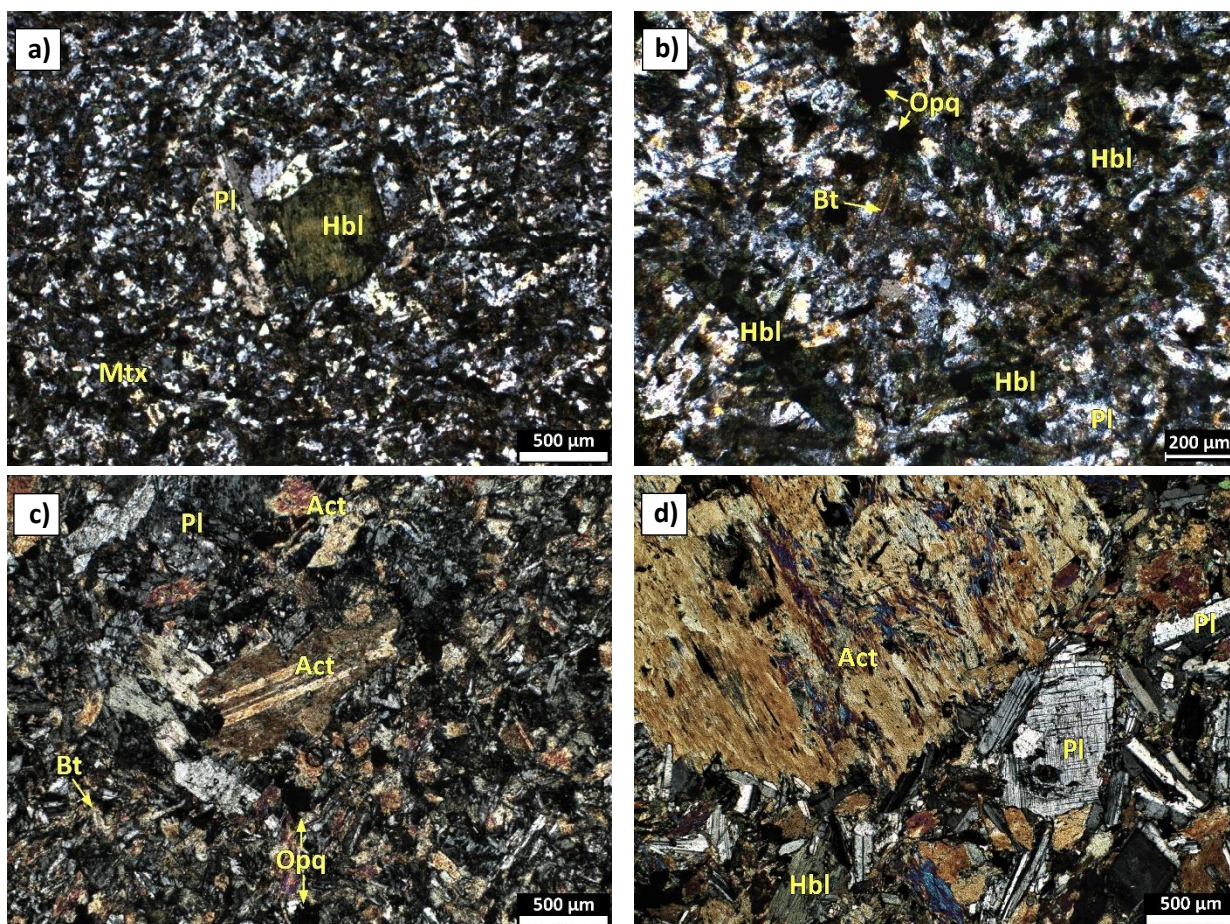


Figura 15: Fotomicrografías de diques de composición máfica. a–b) Dique CJ-05, con textura afanítica a porfídica, presentando cristales tabulares y hexagonales de Hbl. c) Dique CJ-12, con textura fanerítica fina, conformado por Act, Bt, Pl y Opq. d) Dique CJ-17, con cristales tabulares de Pl maclados, y un fenocristal de Act que presenta diferentes patrones de color de interferencia en aspecto fibroso y acicular. Abreviaturas: Act = actinolita, Bt = biotita, Hbl = hornblenda, Mtx = matriz, Opq = minerales opacos, Pl = plagioclasa.

El hábito general de la Hbl es euhedral tabular a subhedral con bordes fibrosos, la Pl se presenta con cristales tabulares con diferentes grados de desarrollo de macla polisintética; ambos grupos de minerales llegaron a mostrar textura de tamiz en algunos de sus fenocristales. Las fases Opq, Afs y Qz se presentan con hábito intersticial anhedral y como parte de la matriz; las fases de reemplazamiento, como la Bt, se presenta como pequeñas masas dentro o en los alrededores de anfíboles y como parte de la matriz, y la Ep se presenta como masas amorfas dispersas erráticamente de forma intersticial. Debido al porcentaje de los anfíboles presentes en, estos diques suelen presentar tonalidades verdes tanto en muestra de mano como en lámina delgada a través de luz natural.

4.2.2 Diques de composición intermedia

La mayoría de los diques se concentran en este grupo, mostrando composiciones dioríticas y monzodiorítica. La mayoría de estas rocas presentaron textura porfídica a glomeroporfídica, con fenocristales en dos agrupaciones posibles, Pl + Hbl, o Afs ± Bt + Qz, fenocristales embebidos en una matriz con granulometría variable de Qz + Afs y Act + Opq ± Chl + Ep como minerales secundarios. Aquellos diques que presentan texturas afaníticas consisten en Pl + Hbl + Act + Afs + Opq ± Qz + Ep (**Figura 16**).

La morfología de la Pl en estas rocas es principalmente lamelar, aunque se llegaron a presentar algunos cristales euhedrales tabulares, con macla polisintética y ocasionalmente con zonación oscilatoria; en las zonas con matriz se reconoció por su patrón de extinción y zonación en manchones, así como por la alteración. El Afs se presentó principalmente con macla tipo Carlsbad, y en menor medida con cristales no maclados y con colores de interferencia uniformes. El Qz se presentó particularmente como cristales intersticiales, tanto de forma monocristalina como policristalina. Los fenocristales de Hbl y Act se presentaron como cristales subhedrales y con bordes fibrosos. Por otro lado, la matriz con Act se concentra en masas amorfas y ocasionalmente como relleno intersticial; ambas fases mostraron alteración a Bt, en manchones dentro de los cristales o hacia la periferia de los mismos, con diferentes grados de afectación. La Chl ocurre como alteración de los cristales de Bt de mayor tamaño y raramente formados por alteración de anfíboles, así como cristales de Hbl en transición a Act, evidenciando con este arreglo mineral metamorfismo de grado bajo. Del mismo modo, se observaron diferentes grados de alteración de Pl y Afs hacia minerales arcillosos, variando de grado débil a intermedio. Se observó una considerable segregación entre los minerales máficos respecto a los félsicos, pues se presentaron agregados donde se agrupaban Bt + Hbl + Opq, o bien Act + Bt + Opq, tanto para fenocristales como para la matriz.

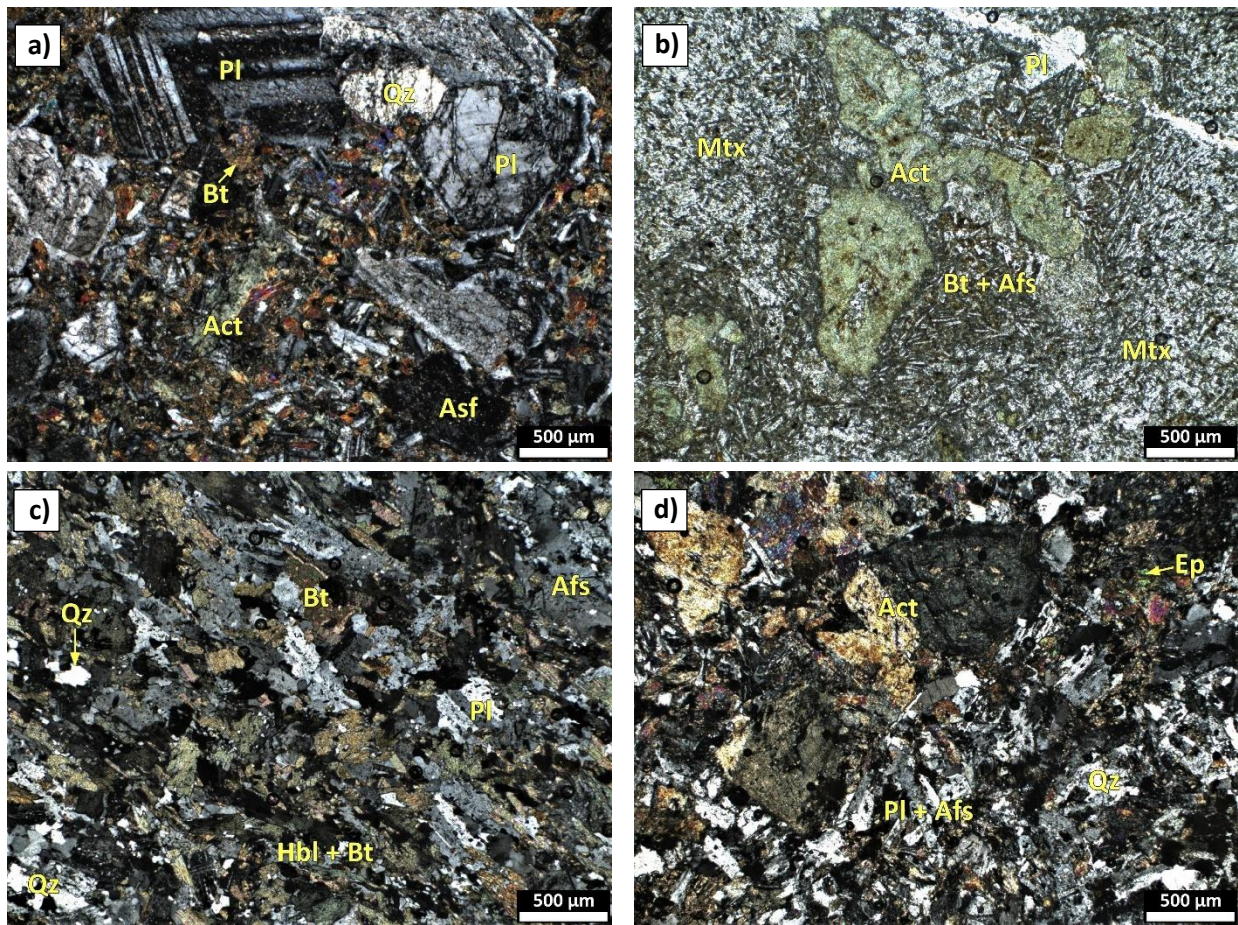


Figura 16: Fotomicrografías de diques de composición intermedia. a) Dique CJ-02, de textura glomeroporfídica, donde se observa un cúmulo de Pl, Afs y Qz, bordeado por matriz de Act, Bt y Pl. b) Dique CJ-08, de textura glomeroporfídica, con fenocristales de Act y manchones de Bt. c) Dique CJ-16, de textura fanerítica fina, conformado por microlitos de Hbl, Bt, Pl, Afs y Qz, con fenocristales de Pl y Afs. d) Dique CJ-21, mostrando textura glomeroporfídica con fenocristales de Act en una matriz de Pl, Afs, Qz, Bt y Ep. Abreviaturas: Act = actinolita, Afs = feldespato alcalino, Bt = biotita, Ep = epidota, Hbl = hornblenda, Mtx = matriz, Pl = plagioclasa, Qz = cuarzo.

4.2.3 Diques de composición ácida

Estos diques se caracterizan por composiciones granítica, granodiorita, tonalita y diques aplíticos graficados en el campo de la cuarzolita. La mineralogía general consiste en $Qz + Pl + Afs + Bt + Opq \pm Hbl + Ep$, los cuales pueden presentarse como fenocristales o matriz por igual, en texturas entre afaníticas, fanerítica fina y porfídicas (**Figura 17**).

La granulometría se generalizó en tamaño fino, mostrando porcentajes altos de matriz no diferenciable en la mayoría de estos cuerpos. Se identificaron dos diques aplíticos (CJ-10 y CJ-19) los cuales muestran una

composición principalmente conformada por Qz microcristalino en lámina, y tonalidades oscuras en muestra de mano.

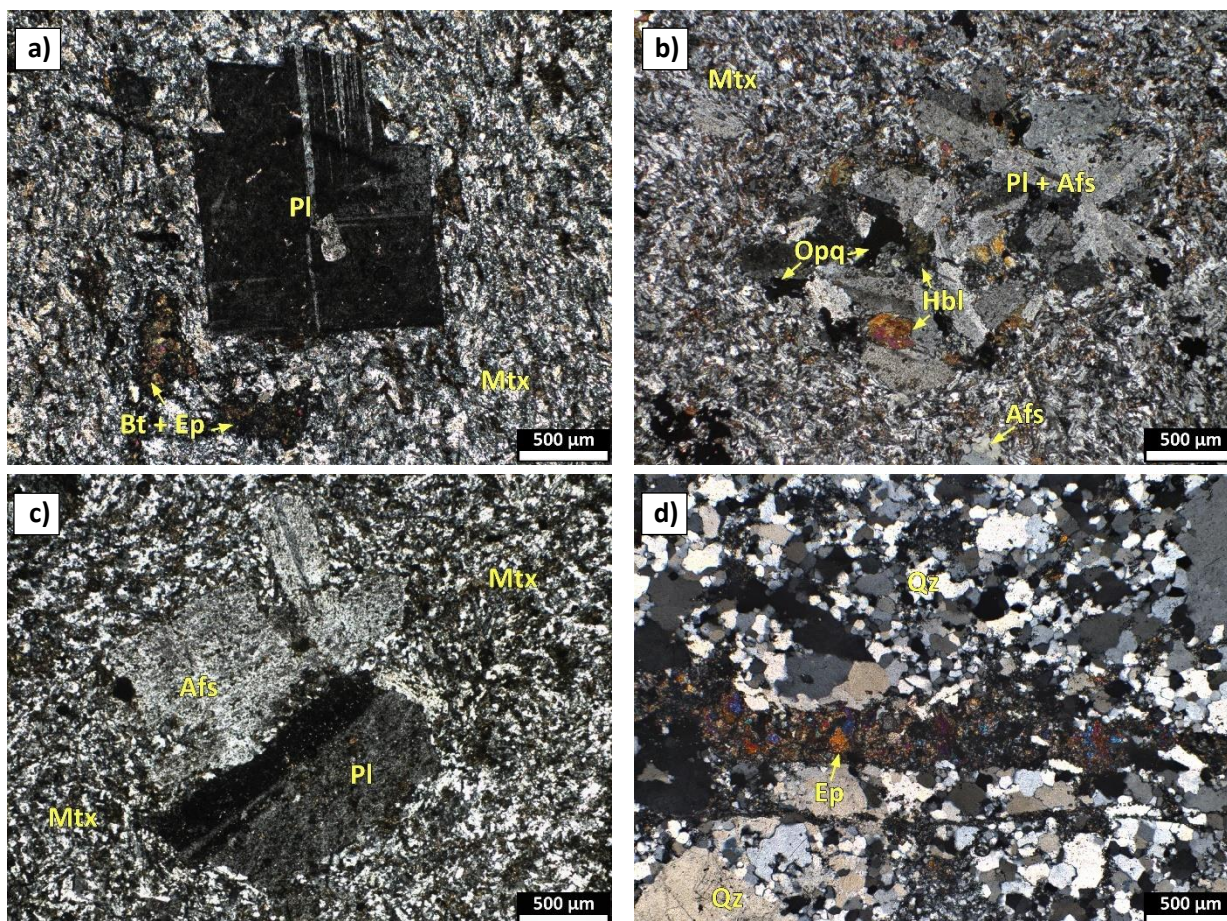


Figura 17: Fotomicrografías de diques de composición ácida. a) Dique CJ-04, de textura porfídica, mostrando un fenocristal de Pl con hábito tabular y macla polisintética. b) Dique CJ-09, con textura glomeroporfídica, con microfenocristales de Pl, Afs y Hbl agrupados en un cúmulo de ~3 mm de diámetro. c) Dique CJ-11B, con fenocristales de Pl y Afs en matriz cuarzo-feldespática. d) Dique aplítico CJ-10, de textura afanítica, con matriz conformada por Qz y microfracturas rellenas de Ep. Abreviaturas: Afs = feldespato alcalino, Bt = biotita, Ep = epidota, Hbl = hornblenda, Mtx = matriz, Opq = minerales opacos, Pl = plagioclasa, Qz = cuarzo.

4.2.4 Rocas encajonantes y otras estructuras

Como parte del muestreo, se colectaron rocas del encajonante granítico de dos ubicaciones diferentes del cañón (CJG-01 y CJG-02, **Figura 18**). Las texturas son fanerítica fina a gruesa, con ensamble mineralógico de $Qz + Afs + Pl + Bt \pm Opq + Ep$, mostrando asimismo secciones con granulometría fina y con diferentes grados de alteración en ambas muestras, siendo más invasiva en la muestra CJG-02 que en la CJG-01. Particularmente para la muestra CJG-01, se observó la presencia de mirmequita (Mmq) de manera dispersa en la lámina.

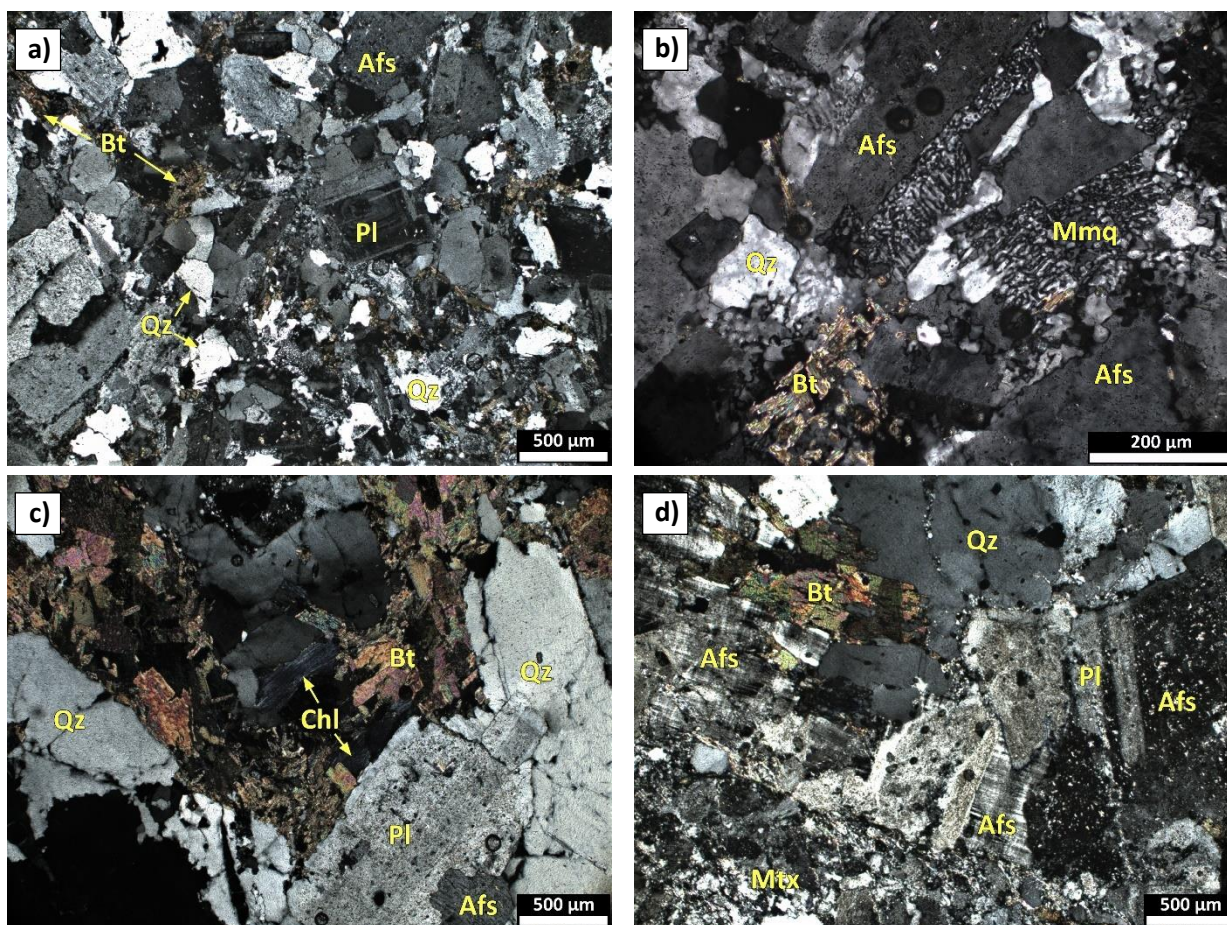


Figura 18: Fotomicrografías del encajonante granítico. a) Granito CJG-01, donde se aprecia granulometría entre fanerítica fina y gruesa. b) Granito CJG-01, donde se observa la Mmq entre Afs y Qz. c) Granito CJG-02, de textura granuda, con Bt alterada a Chl. d) Granito CJG-02, donde se aprecia Afs (microclina) con textura de malla y ligeramente alterado, así como Bt débilmente cloritizada, Qz y matriz cuarzofeldespática. Abreviaturas: Afs = feldespato alcalino, Bt = biotita, Chl = clorita, Mtx = matriz, Mmq = mirmequita, Pl = plagioclase, Qz = cuarzo.

Otra roca encajonante que se colectó corresponde a una muestra del encajonante del batolito (CJ-07), con características de roca metasedimentaria. En la lámina se observó una variedad de masas de Pl, Qz y Afs que corresponden a cristales detríticos, y microlitos de esta misma mineralogía más Bt + Ms + Ep + Opq de origen metamórfico. Adicionalmente, se observaron vetillas de Qz, las cuales presentan en su periferia Opq de aspecto redondeado y pequeño (**Figura 19**).

En algunas zonas del encajonante granítico, al igual que en algunos diques, se observaron áreas de deformación las cuales presentaban aspecto masivo con textura porfídica y afanítica, donde se apreció recrystalización de minerales e incluso fusión a pseudotaquilita. Tal es el caso de la muestra CJ-20, correspondiente a un dique granítico, cuya lámina mostró textura afanítica predominante, con escasos fenocristales de Pl y Afs en una matriz cuarzo–feldespática y vítrea en proporciones variadas, así como

masas de Bt dispersas. Adicionalmente, resaltan la presencia de carbonatos y cristales aciculares (presumiblemente feldespatos) alineados en una tendencia general y que se reorientan alrededor de fenocristales (**Figura 20**).

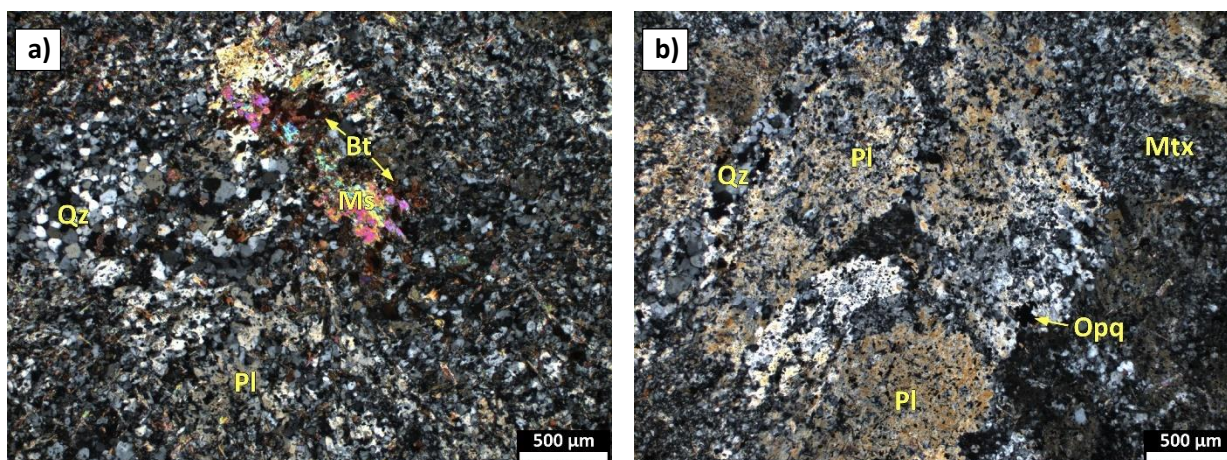


Figura 19: Fotomicrografías de la roca encajonante metasedimentaria; muestra CJ-07. a) Apreciación de matriz de Qz y Pl con microlitos de Bt y Opq, así como masas de Ms. b) Masas de Pl, posiblemente cristales preexistentes, bordeados por matriz, así como la presencia de una vetilla de Qz en la parte superior izquierda.

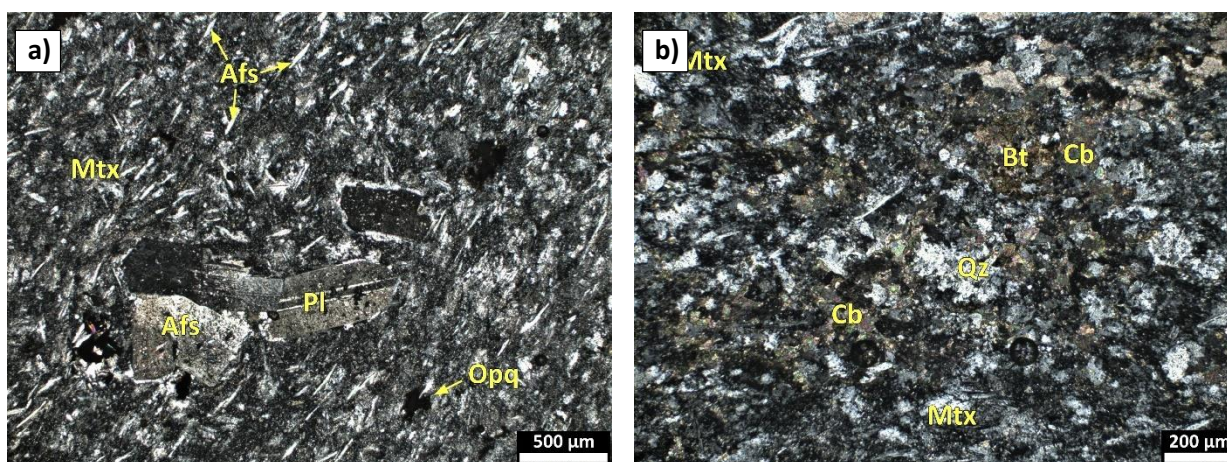


Figura 20: Fotomicrografías de dique granítico (muestra CJ-20), recrystalizado a pseudotaquírita. a) Apreciación de fenocristales de Pl y Afs con matriz vítrea oscura y con acículas de Afs (?); b) matriz cuarzo-feldespática con Bt y carbonatos (Cb) en masas redondeadas.

4.2.5 Evidencia de mezcla de magmas

En diques diversos es posible encontrar evidencia de mezcla de magmas, formando tanto mezclas con homogenización química (*mixing*) como magmas donde se puede identificar la interacción física, pero sin intercambio químico (*mingling*). Parte de la evidencia observada (**Figura 21**) para estos fenómenos se

observaron cristales redondeados de Qz con anillos de anfíbol, los cuales son consistentes con bordes de reacción entre el xenocristal (en este caso Qz) y un magma, así como cristales de Qz con bordes engolfados (por corrosión). Asimismo, se observaron cristales de Pl con textura de tamiz. Esto se pudo reconocer fácilmente en cuatro diques muestreados: dos de composición diorítica (muestras CJ-02 y CJ-08), uno de composición cuarzomonzodiorita (CJ-21) y uno de composición tonalítica (CJ-04).

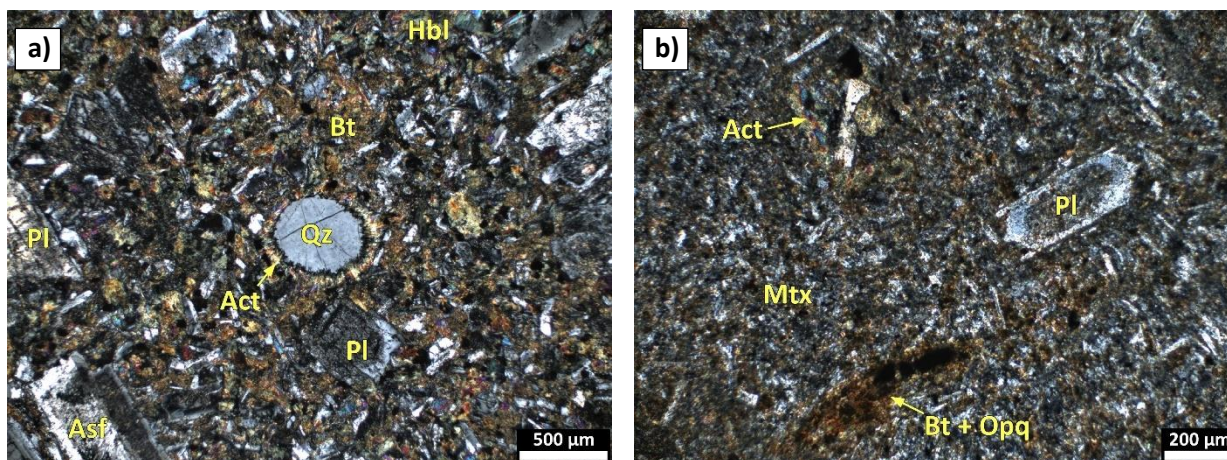


Figura 21: Fotomicrografías de diques con evidencia de mezcla de magmas. a) Xenocristal de Qz con borde de reacción de Act, y Pl con textura de tamiz moderada (dique CJ-02). b) Pl con textura de tamiz fuerte (dique CJ-08).

4.3 Química de elementos mayores

En la **Tabla 7** se reportan los resultados geoquímicos de elementos mayores. Los resultados de estos análisis se recalcularon a una base anhidra, es decir, una composición libre de volátiles. Se graficaron los diagramas de clasificación geoquímica de álcalis totales vs sílice (TAS; Le Bas et al., 1986; Middlemost, 1994), una clasificación de rocas sub-alcálinas graficando K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976), el diagrama de series magmáticas AFM (Irvine y Baragar, 1971), diagramas tipo Harker y el diagrama de discriminación A/NK vs A/CNK (Shand, 1943).

La simbología de estas gráficas se seleccionó en función de las características litológicas y composicionales de las muestras:

- Símbolos con relleno en colores variados para los diques, con colores específicos para grupos composicionales.
- Símbolos con relleno blanco corresponden para la roca encajonante de las rocas plutónicas (EG).

- Símbolo de asterisco en color negro para la muestra metasedimentaria (Ms).
- Las diferentes geometrías permiten diferenciar muestras dentro de un mismo grupo composicional.

Tabla 7: Concentraciones de elementos mayores para diques, granito encajonante (Batolito Peninsular) y rocas metasedimentarias prebatolíticas del cañón Jamatay. Para coordenadas de las muestras, véase la **Tabla 9**.

Clave	Comp.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ^t	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Σ
CJ-01	D	60.25	1.24	16.04	8.55	0.15	1.92	5.35	4.04	1.62	0.33	0.61	100.10
CJ-02	D	56.59	0.74	19.62	6.43	0.10	2.65	8.46	3.40	1.10	0.10	0.97	100.16
CJ-03	DG	51.19	1.11	17.05	9.23	0.17	6.12	10.64	2.27	0.78	0.15	0.63	99.34
CJ-04	GR	70.94	0.25	14.55	3.95	0.07	0.33	2.89	4.53	1.53	0.08	0.48	99.60
CJ-05	G	49.97	1.06	16.97	9.93	0.18	7.70	9.29	3.17	0.71	0.28	0.35	99.61
CJ-06	D	57.59	1.39	14.06	11.26	0.18	1.88	6.42	3.88	0.77	0.38	1.88	99.69
CJ-07 [#]	MS	56.12	1.04	22.42	8.29	0.08	2.77	0.90	0.82	4.99	0.10	0.96	98.49
CJ-08	D	59.10	0.93	16.68	7.24	0.13	2.79	7.01	3.22	1.29	0.20	0.50	99.09
CJ-09	GD	67.41	0.55	14.28	5.69	0.11	0.58	2.58	4.40	2.77	0.15	0.68	99.20
CJ-10	QL	85.96	0.32	3.36	3.79	0.08	2.27	4.11	0.00	0.82	0.09	0.26	101.06
CJ-11B	GD	63.64	0.77	15.03	7.98	0.14	0.98	3.55	4.38	2.17	0.27	0.42	99.33
CJ-12	G	50.77	1.19	16.94	9.42	0.16	6.34	9.97	3.24	0.76	0.14	1.65	100.58
CJ-13	GR	71.54	0.24	14.26	2.82	0.05	0.29	1.75	4.15	2.99	0.06	0.76	98.91
CJ-14	GR	73.42	0.19	13.59	2.61	0.04	0.15	1.49	4.34	3.14	0.04	0.36	99.37
CJ-15	D	57.89	1.17	17.70	8.23	0.18	1.94	6.07	4.61	1.21	0.36	0.54	99.90
CJ-16	DG	52.96	1.79	16.28	11.93	0.23	3.54	7.31	3.63	1.56	0.44	0.49	100.16
CJ-17	G	46.43	1.32	16.49	10.96	0.17	10.15	11.39	1.55	1.08	0.16	0.96	100.66
CJ-18	MD	54.26	1.57	16.90	8.97	0.23	3.38	6.97	5.26	0.76	0.22	0.33	98.85
CJ-19	GR	80.32	0.40	9.44	2.82	0.05	0.63	0.86	2.41	2.03	0.07	0.43	99.46
CJ-20	GR	74.37	0.15	12.99	2.36	0.05	0.06	0.99	3.65	4.10	0.02	0.50	99.24
CJ-21	DG	54.97	1.16	16.50	8.78	0.15	4.74	7.90	3.31	0.94	0.16	1.63	100.24
CJG-01	GR	71.64	0.29	14.27	2.79	0.05	0.63	2.27	3.83	3.01	0.11	0.38	99.27
CJG-02	GR	68.85	0.29	14.59	2.93	0.06	1.02	2.93	3.91	1.85	0.08	0.81	97.32

Abreviaturas: D = Diorita, DG = Diorita gabrónica, G = Gabro, GD = Granodiorita, GR = Granito, MD = Monzodiorita, MS = Metasedimentario, QL = Cuarzolita. Hierro presentado como Fe total.

[#] = Basamento prebatolítico.

En el diagrama TAS (Total Álcalis vs Sílice; Le Bas et al., 1986) de la **Figura 22**, modificado por Middlemost (1994) para rocas intrusivas, se observa una evolución desde una composición básica (diques gabrónicos) hacia una composición ácida (diques graníticos), presentándose la totalidad de las muestras en el campo de la serie subalcalina.

Es importante señalar que dos de las muestras con los porcentajes de sílice más altos (muestras CJ-10 y CJ-19, que corresponden con diques aplíticos) presentan valores considerablemente bajos en álcalis en proporción a la tendencia general de sílice que presenta la serie.

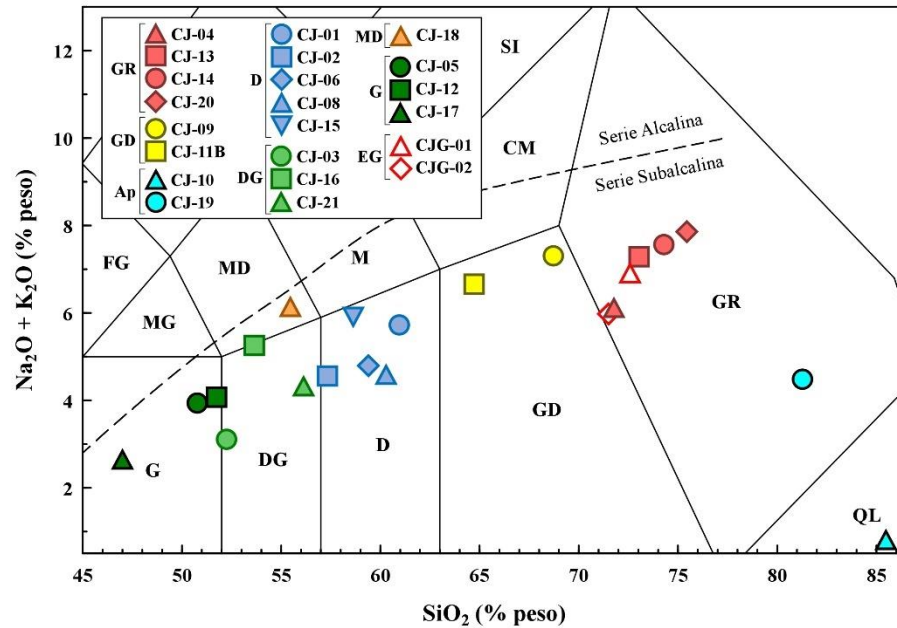


Figura 22: Diagrama álcalis totales vs sílice (TAS) para las rocas del cañón Jamatay (Middlemost, 1994). La subdivisión entre las series alcalina y subalcalina (línea discontinua) es la propuesta por Irvine y Baragar (1971), tomado de Rollinson y Pease (2021). Abreviaturas: CM = Cuarzomonzonita, D = Diorita, DG = Diorita gabrítica, FD = Foidogabro, G = Gabro, GD = Granodiorita, GR = Granito, M = Monzonita, MD = Monzodiorita, MG = Monzogabro, SI = Sienita, QL = Cuarzolita. Nomenclatura de la leyenda: Ap = aplitas, EG = encajonantes graníticos, Ms = roca metasedimentaria.

Dada la tendencia dentro del campo subalcalino en el diagrama de clasificación TAS, se optó por graficar el diagrama de subdivisiones de las series subalcalinas propuesto por Peccerillo y Taylor (1976; **Figura 23**). En este diagrama se aprecia una tendencia dispersa ascendente dentro del campo calco-alcalino bajo en K, con algunas muestras sobre la frontera con la serie calco-alcalina rica en K. Casos particulares que no siguen esta tendencia son escasos: la muestra CJ-10 (dique aplítico) como la única dentro de la serie tholeítica; la muestra CJ-20 (dique granítico) en el campo calco-alcalino rico en K, y la muestra CJ-06 (dique diorítico) que cae en la frontera con la serie tholeítica.

Por otra parte, con el diagrama AFM (A = álcalis [$K_2O + Na_2O$], F = $FeO + Fe_2O_3$ [FeO^t], M = MgO) propuesto por Irvine y Baragar (1971; **Figura 24**), se observa una tendencia inicial que parte del campo del MORB hacia el vértice F y que desciende hacia el vértice de los álcalis. Se destaca como se presentan rocas clasificadas tanto en la serie tholeítica como en la serie calcoalcalina, lo cual contrasta con el diagrama K_2O

vs SiO_2 , donde las muestras son clasificadas casi en su totalidad dentro de la serie calcoalcalina. Casos particulares son: muestra CJ-10 (dique aplítico), la cual se agrupa con las rocas de composición gabrónica, dentro de la serie tholeítica al igual que en el diagrama K_2O vs SiO_2 (**Figura 23**).

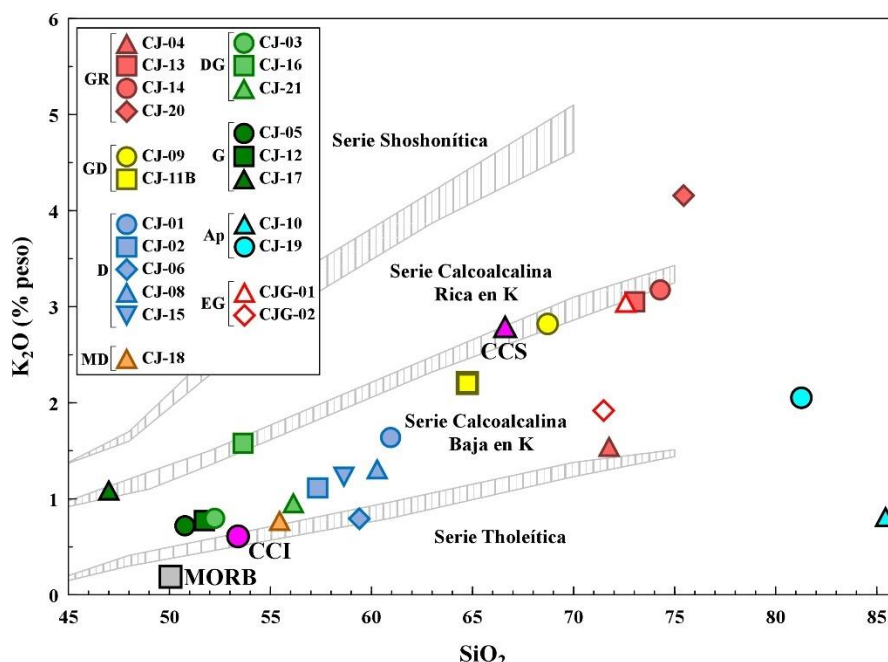


Figura 23: Diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo y Taylor, 1976); valores de series propuestas por Rickwood (1989; divisiones con patrón a rayas). Datos de corteza continental superior (CCS) y corteza continental inferior (CCI) promedios tomados de Rudnick y Gao (2014); basalto de cresta oceánica (MORB) promedio tomado de White y Klein (2014). Misma simbología que la figura anterior.

Al graficar la concentración de SiO_2 contra otros elementos, se obtienen diagramas de variación, también llamados diagramas Harker, los cuales permiten visualizar la correlación que puede existir entre los elementos mayores de rocas, lo que evidencia la existencia de procesos que explicarían dichas tendencias (Rollinson, 1993). En la **Figura 25** se muestran los diagramas Harker para los elementos mayores contra sílice. De manera general, se aprecia una correlación negativa de SiO_2 contra TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{Tot}}$, MgO , MnO y CaO , mientras que K_2O y Na_2O muestran una correlación positiva. Casos particulares son Al_2O_3 y P_2O_5 , donde Al_2O_3 presenta un arreglo planar al incrementar SiO_2 , exceptuando las muestras ácidas, en las que la tendencia descende; por su parte, P_2O_5 presenta una fuerte dispersión para algunas de las muestras básicas e intermedias.

Todas estas tendencias reflejan fraccionamiento de minerales como feldespatos, apatitos, y acumulación de anfíboles y micas en las rocas más evolucionadas de la serie.

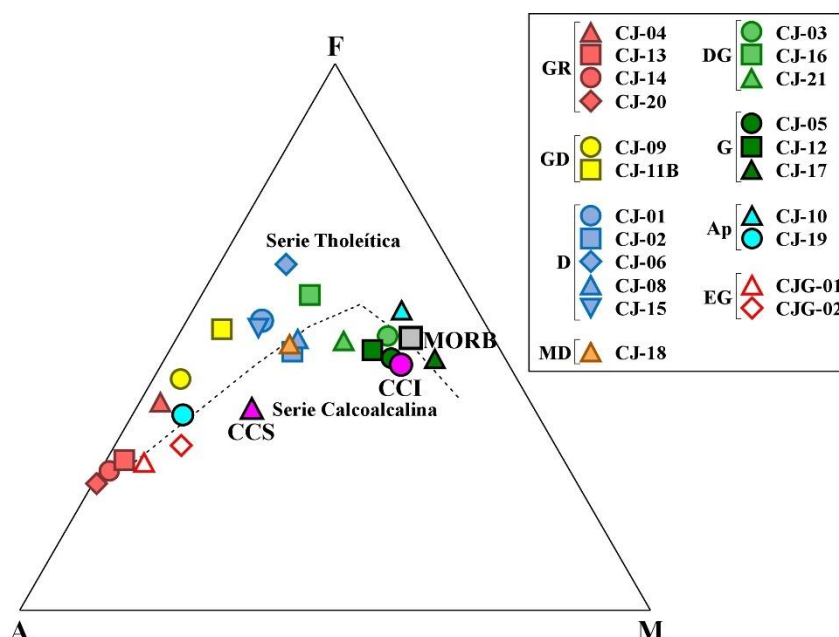


Figura 24: Diagrama AFM (Irvine y Baragar, 1971); curva de subdivisión de series propuesta por Rollinson y Pease (2021). Datos de corteza continental superior (CCS) y corteza continental inferior (CCI) promedios tomados de Rudnick y Gao (2014); basalto de cresta oceánica (MORB) promedio tomado de White y Klein (2014). Nomenclatura de la leyenda en **Figura 22**.

Otra forma en que pueden ser caracterizadas las rocas ígneas es mediante el índice de saturación de aluminio (ASI), inicialmente desarrollado por Shand (1943). Este parámetro indica si existe un balance entre aluminio y álcalis o si se encuentra alguno de ellos en exceso para formar feldespatos. La mayoría de las rocas máficas son metaluminosas y no presentan excesos de alúmina ni de álcalis. Las rocas graníticas pueden ser metaluminosas, peraluminosas o peralcalina. Si se presenta un excedente de alúmina sobre los álcalis, la roca se considerará peraluminosa (Frost y Frost, 2008).

Siguiendo un principio similar al del índice de saturación de aluminio en la **Figura 26** se presenta el diagrama A/NK vs A/CNK ($A/NK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ molar; $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ molar), donde se aprecia una tendencia evolutiva desde las rocas de composición más básica en el campo metaluminoso hacia las rocas más evolucionadas en el campo peraluminoso. La mayoría de las muestras presentan afinidad con granitos tipo-I ($A/CNK < 1.1$), que son generados a partir de un protolito ígneo y a niveles corticales más profundos que los granitos tipo-S (Chappell y White, 2001).

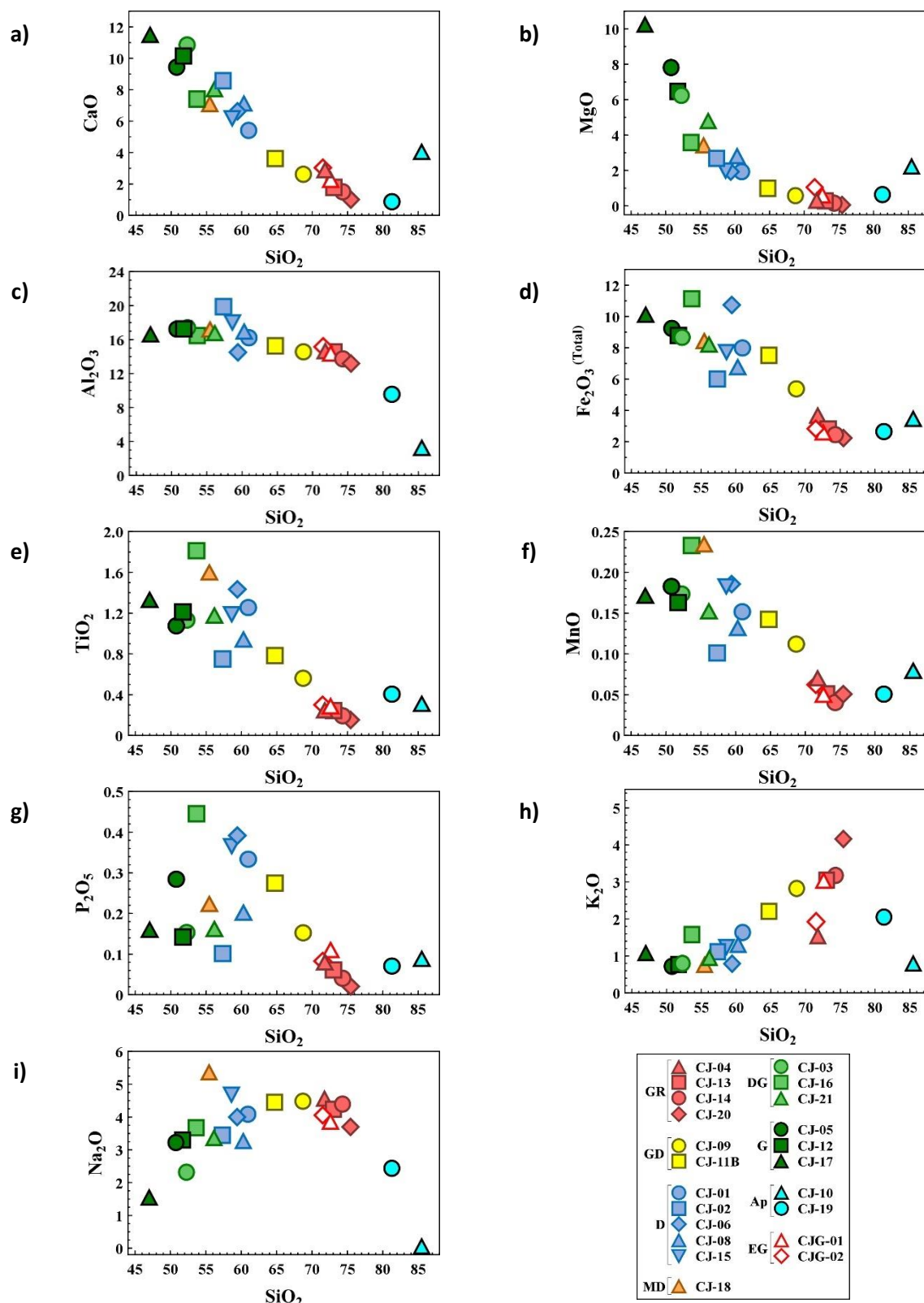


Figura 25: Diagramas Harker para las rocas del cañón Jamatay. Diagramas a–g muestran una tendencia predominantemente negativa respecto al incremento en SiO_2 , con excepción de los diagramas para P_2O_5 y Al_2O_3 . Los diagramas h–i exhiben una tendencia positiva general. Las muestras de diques aplíticos (CJ-10 y CJ-19) grafican fuera de las tendencias observadas en las muestras de diques. Nomenclatura de la leyenda en **Figura 22**.

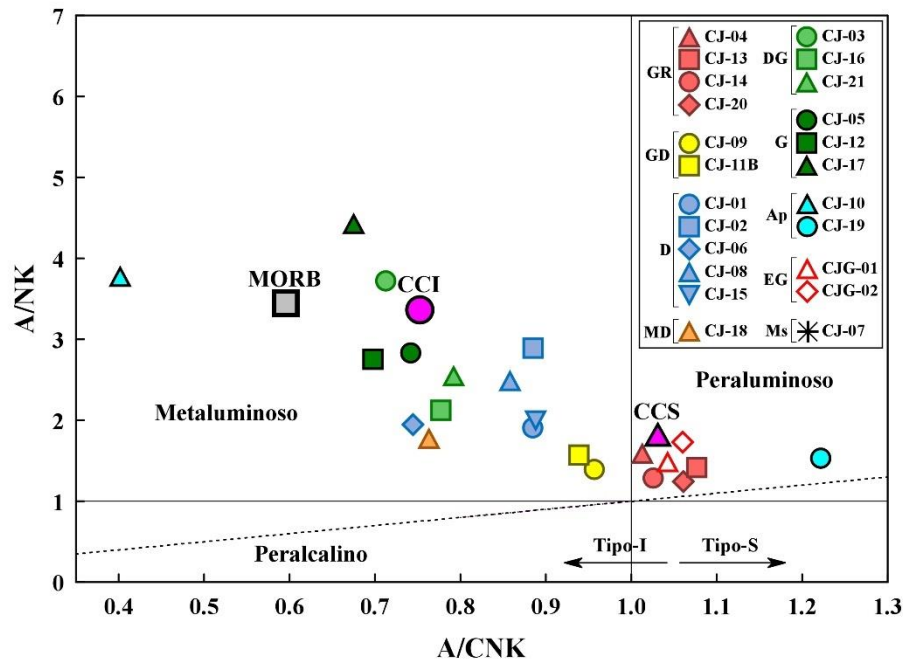


Figura 26: Diagrama de saturación de alúmina (Shand, 1943). La muestra metasedimentaria (CJ-07) grafica fuera de los límites del diagrama ($x=2.6732524$, $y=3.321295$). Nótese que la muestra CJ-10 (dique aplítico) se encuentra dentro del campo metaluminoso a pesar de su composición rica en sílice. Datos de corteza continental superior (CCS) y corteza continental inferior (CCI) promedios tomados de Rudnick y Gao (2014); basalto de cresta oceánica (MORB) promedio tomado de White y Klein (2014). Nomenclatura de la leyenda en **Figura 22**.

4.4 Química de elementos traza

A partir de los análisis de elementos traza, reportados en la **Tabla 8**, se graficaron diagramas de clasificación a partir de elementos inmóviles (Winchester y Floyd, 1977), de tierras raras normalizados a condrita (Pourmand et al., 2012), multielementos normalizados a manto primitivo (Palme y O'Neill, 2014), de discriminación tectonomagmática y diagramas empleando relaciones de REE normalizados para modelar la evolución del sistema.

Entre los datos reportados, se presenta el valor Eu/Eu^* el cual define a las anomalías de Eu; se obtiene mediante la división del valor de Eu normalizado entre los valores normalizados de Sm y Gd (Rollinson, 1993), como se aprecia en la ecuación 6.

$$Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N) \times (Gd_N)} \quad (6)$$

Tabla 8: Concentraciones de elementos trazas para las rocas del cañón Jamatay, reportados en ppm. La muestra CJ-10 no fue analizada para elementos trazas. LDD = Límite de detección. Campos sin valor corresponden a concentraciones por debajo del límite de detección.

Clave	V	Cr	Co	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Sn	Sb	Cs	Ba
CJ-01	142	95	8	80	25	72	165	22.1	159	5.6	3	1	-	2.7	388
CJ-02	186	208	24	30	18	39	220	15.6	68	3.3	2	1	0.2	2.7	197
CJ-03	235	110	25	80	15	38	257	21.5	95	3.6	-	1	0.5	5.5	144
CJ-04	17	170	2	80	16	45	202	25.5	232	4.5	4	2	0.2	1.1	522
CJ-05	168	80	13	120	19	19	249	31.6	159	6.2	2	1	0.2	0.9	277
CJ-06	220	380	31	90	15	19	309	22.1	113	3.5	-	1	0.3	1.8	174
CJ-07	124	250	21	120	30	144	102	42.2	335	32.8	3	5	-	6.4	2610
CJ-08	165	243	18	50	19	67	190	23.3	84	3.7	-	2	-	2.8	369
CJ-09	11	160	3	90	17	83	269	46.2	307	7.3	4	2	-	1.4	800
CJ-11B	116	90	6	110	20	81	212	45.3	240	6.6	3	3	-	3.8	771
CJ-12	205	252	38	50	16	24	325	22.1	103	3.8	4	-	0.2	1.4	189
CJ-13	13	180	3	60	15	96	119	21.1	186	3.5	5	2	-	1.7	741
CJ-14	63	110	10	120	18	30	335	37.6	187	4.6	2	1	-	2.3	372
CJ-15	183	291	29	40	17	58	198	13.9	93	3.7	2	1	-	2.5	208
CJ-16	201	196	33	40	15	36	300	23.7	169	5.1	3		-	1.6	387
CJ-17	268	490	44	80	14	29	200	19.2	80	3.6	-	1	-	2.4	134
CJ-18	192	126	31	60	18	48	244	25.5	147	4.9	-	2	-	2	325
CJ-19	26	28	2	50	13	88	112	55.6	304	5.2	-	-	0.3	5.6	684
CJ-20	9	34	2	30	12	78	124	41.1	256	6.3	-	-	-	4.6	592
CJ-21	179	303	19	80	20	46	235	29.6	125	4	2	2	-	1.8	426
CJG-01	116	90	6	110	20	81	212	45.3	240	6.6	3	3	-	3.8	771
CJG-02	43	440	4	50	15	47	214	14.5	87	3.4	9	2	-	1.1	541
LDD	5	20	1	30	1	1	2	0.5	1	0.2	2	1	0.2	0.1	3

En el diagrama de clasificación de la **Figura 27** se aprecia la aparente tendencia evolutiva que se ve reflejada en diagramas anteriores, como el QAP y el TAS, y aunque existen ligeras discrepancias en la clasificación asignada en cada uno de los diagramas, se aprecia una aparente evolución de una composición de basalto subalcalino hacia un dominio ácido, destacándose que la mayoría de muestras se concentran en campos con relaciones Nb/Y bajas, lo que a su vez refleja una baja alcalinidad (Winchester y Floyd, 1977). Este es un diagrama que resulta importante considerando la posible removilización de elementos debido a procesos hidrotermales, metamorfismo y alteración que han afectado a las rocas del cañón Jamatay.

Tabla 8 (continuación): Concentraciones de elementos trazas para las rocas del cañón Jamatay, reportados en ppm. LDD = Límite de detección. Campos sin valor corresponden a concentraciones por debajo del límite de detección.

Clave	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	Eu/Eu*
CJ-01	11.4	21.4	2.7	13	3.4	0.9	3.5	0.6	3.8	0.8	2.5	0.38	2.5	0.39	3.9	0.5	11	3.6	1.9	0.77
CJ-02	6.57	14.5	2.2	8.9	2.4	0.7	2.5	0.5	2.8	0.6	1.8	0.28	1.9	0.3	1.6	0.2	9	7	2.6	0.89
CJ-03	7.51	17.1	2.4	12	3.3	1	3.4	0.6	3.9	0.8	2.3	0.35	2.1	0.33	2.3	0.3	-	1.4	0.5	0.92
CJ-04	23.7	46.7	5.8	23	4.6	1.1	4.1	0.7	4.3	0.9	2.9	0.46	3.2	0.5	5.1	0.5	9	6.3	1.8	0.73
CJ-05	15.2	32.9	4.6	21	5.4	1.7	5.4	0.9	5.8	1.2	3.5	0.51	3.3	0.52	3.8	0.5	6	3.9	1.2	0.90
CJ-06	9.16	22.1	3.2	15	3.6	1.2	3.9	0.6	4	0.8	2.4	0.34	2.4	0.38	2.6	0.2	-	1.1	1	0.97
CJ-07	62.1	116	14	55	10	1.8	8.2	1.3	7.6	1.5	4.4	0.67	4.5	0.69	8.7	2.3	11	19	5.3	0.58
CJ-08	10.4	20.9	2.9	14	3.5	1	3.5	0.6	4.1	0.8	2.6	0.39	2.6	0.4	2	0.2	10	6.7	1.7	0.80
CJ-09	23.8	51.6	6.9	29	7.1	1.5	7.2	1.3	8	1.7	5	0.73	5.2	0.79	6.9	0.6	6	7.5	2.4	0.63
CJ-11B	21.6	46.7	6.47	29	7.27	1.75	7.3	1.3	8.03	1.66	4.91	0.723	4.89	0.761	5.7	0.49	67	5.9	1.86	0.71
CJ-12	8.45	18.2	2.4	11.5	2.96	0.98	3.52	0.65	4.03	0.81	2.53	0.402	2.64	0.413	2.4	0.32	7	3.59	1.23	0.89
CJ-13	18.3	35.2	4.16	16	3.66	0.71	3.23	0.57	3.51	0.72	2.21	0.355	2.45	0.397	4.3	0.44	15	8.12	2.92	0.61
CJ-14	14.3	33.9	5.01	23.3	6.05	1.83	6.41	1.09	6.77	1.38	4.02	0.581	3.82	0.626	4.2	0.36	12	2.82	1.02	0.87
CJ-15	7.08	14.2	1.98	8.4	2.17	0.65	2.37	0.41	2.56	0.51	1.59	0.238	1.64	0.258	2.2	0.28	11	4.03	0.88	0.84
CJ-16	12.1	23.1	3.1	13.9	3.22	0.93	3.72	0.68	4.18	0.83	2.61	0.391	2.56	0.408	4.1	0.54	7	1.25	0.92	0.79
CJ-17	6.37	14.9	2.14	10.3	2.93	0.96	3.27	0.57	3.55	0.7	2.04	0.286	1.88	0.31	1.8	0.21	-	0.88	0.29	0.91
CJ-18	10.9	21.7	3.07	13.1	3.51	1.05	4.11	0.73	4.73	0.94	2.99	0.456	3.01	0.46	3.5	0.4	-	1.52	1.01	0.81
CJ-19	44.8	89.6	11.22	46.8	9.58	1.94	9.25	1.57	9.71	2	6.05	0.902	6.02	0.985	7.2	0.41	14	15.12	6.03	0.61
CJ-20	28.6	58.9	7.35	32	6.95	1.77	6.72	1.17	7.2	1.47	4.48	0.647	4.28	0.695	5.9	0.58	16	4.72	2.77	0.76
CJ-21	15.8	33	4.18	19.1	4.31	1.24	4.73	0.82	5.21	1.06	3.38	0.523	3.44	0.529	3.1	0.32	8	4.12	2.05	0.81
CJG-01	19.3	38	4.57	17.6	4.02	0.65	3.47	0.59	3.82	0.78	2.37	0.365	2.56	0.424	3.9	0.77	12	9.43	3.04	0.51
CJG-02	16.6	32.4	3.92	14.3	2.91	0.6	2.57	0.41	2.45	0.49	1.48	0.23	1.63	0.277	2.5	0.39	9	5.32	1.13	0.65
LDD	0.05	0.05	0.01	0.05	0.01	0.005	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.005	0.01	0.002	0.1	0.01	5	0.05	0.01	N/A

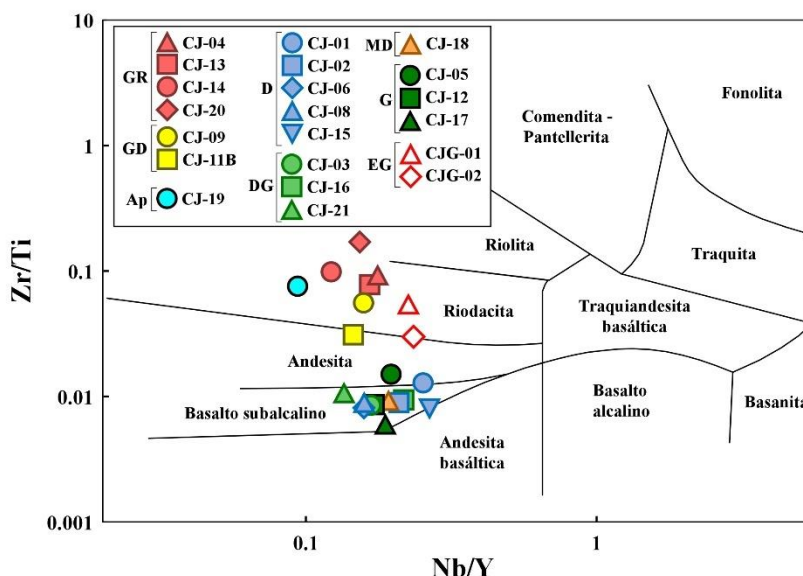


Figura 27: Diagrama de clasificación en función de elementos inmóviles (Winchester y Floyd, 1977), donde se aprecia la misma tendencia de rocas básicas a ácidas.

Del análisis de las relaciones $(La/Yb)_N$ contra sílice y Ce_N (**Figura 28a–b**), en general, los diques presentan una tendencia constante planar, con un promedio de 2.79 desde diques de composición básicos hasta ácida, aunque estos últimos y los granitoides encajonantes se grafican con patrones ascendentes (rango entre 2.57 – 6.99) y presentan relaciones que promedian 4.95. Al igual que las rocas encajonantes el dique de composición aplítica (CJ-19) presentan valores más altos de $(La/Yb)_N$. Del mismo modo, al graficar contra Ce normalizado, se aprecia una tendencia ascendente hacia las rocas de composición granítica. La muestra del basamento metasedimentario presenta la relación más alta [$(La/Yb)_N = 9.51$].

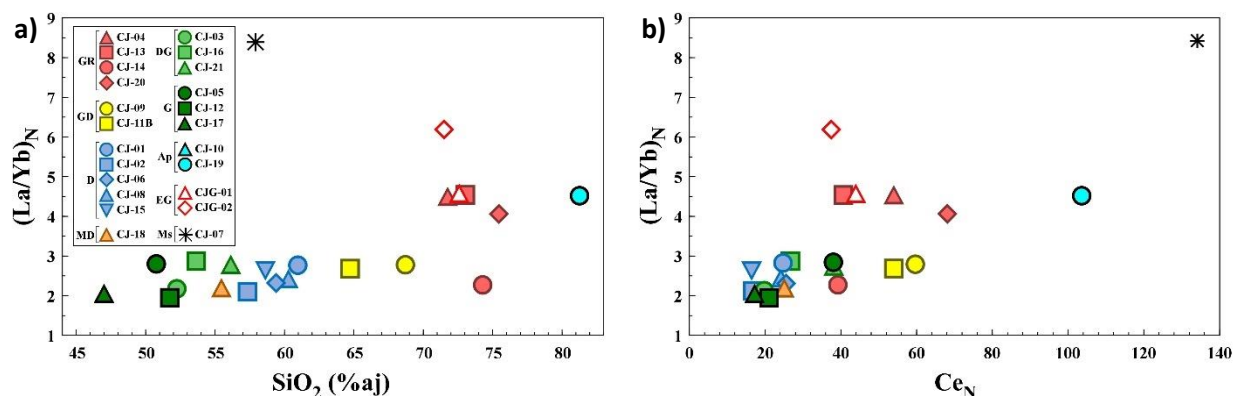


Figura 28: Diagramas bivariados $(La/Yb)_N$ vs SiO_2 y $(La/Yb)_N$ vs Ce_N . a) Se aprecia una tendencia planar para las rocas básicas e intermedias, cambiando ligeramente a una pendiente ascendente con las rocas ácidas. b) Se aprecia una tendencia ascendente general. En ambos casos se destaca la muestra CJ-07 por presentar la relación $(La/Yb)_N$ más alta. Subíndice N indica normalización a condrita a valores propuestos por Nakamura et al. (1973).

De los diagramas de tierras raras (REE) normalizados a condrita se obtuvieron patrones variados en función de la naturaleza de las diferentes muestras. Los diques de composición básica (**Figura 29a**) muestran tendencias correlacionables tanto a CCI como a MORB, con patrones poco enriquecidos en LREE y arreglo planar en MREE y HREE. En general, la anomalía de Eu es débil, para las cuales se reportan valores de $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.895 - 0.914$; un caso particular es la muestra CJ-05, cuyo patrón es similar al arreglo de CCI, aunque con un marcado enriquecimiento en LREE, mientras que para las HREE la tendencia se aproxima al patrón de MORB.

Los diques de composición intermedia (**Figura 29b–c**) muestran una tendencia semejante a la CCI, con enriquecimiento moderado en LREE, anomalía ligera de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.773 - 0.969$) y arreglo planar para MREE y HREE. Las rocas de composición Diorita muestran patrones más similares a la tendencia de la CCI en general, mientras que para las rocas de composición diorita gabrónica y monzodiorita los patrones se grafican entre los patrones de CCI y MORB, con enriquecimiento ligero en LREE respecto a este último.

Los diques de composición granítica y granodiorita (**Figura 29d**) muestran en general un patrón enriquecido en las tierras raras ligeras (LREE), una marcada anomalía negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.607 - 0.731$), tendencias ligeramente descendentes en tierras raras medias (MREE), y arreglo planar a ligeramente ascendente para las tierras raras pesadas (HREE). No obstante, aunque similares al patrón de la CCS, la mayoría de las rocas presentan concentraciones ligeramente empobrecidas en LREE y enriquecidas en MREE y HREE con respecto de éste. Se destaca el patrón de la muestra CJ-19, que corresponde a un dique aplítico, con el patrón más enriquecido.

Las rocas encajonantes, tanto granitoides como rocas metasedimentarias, se graficaron en conjunto en la **Figura 29e**, donde se aprecian patrones similares al de CCS con tendencia ascendente en las HREE y anomalía de Eu evidente en todos los casos ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.513 - 0.866$).

Los diagramas *spider* generados fueron normalizados con valores de manto primitivo, propuesto por Palme y O'Neill (2014), con lo cual se puede contrastar las relaciones elementales entre las muestras analizadas y un manto primordial, similar en composición a la Tierra después de la diferenciación del núcleo de Fe–Ni pero antes de la formación de cualquier corteza continental (denominada como *Bulk Silicate Earth*). Este tipo de diagramas permite evidenciar, con base en una buena lectura del diagrama, procesos evolutivos en la fuente mantélica como diferenciación del manto, procesos de asimilación, diversos grados de fusión parcial, y otros fenómenos ocurridos dentro de la cámara magmática (Rollinson y Pease, 2021).

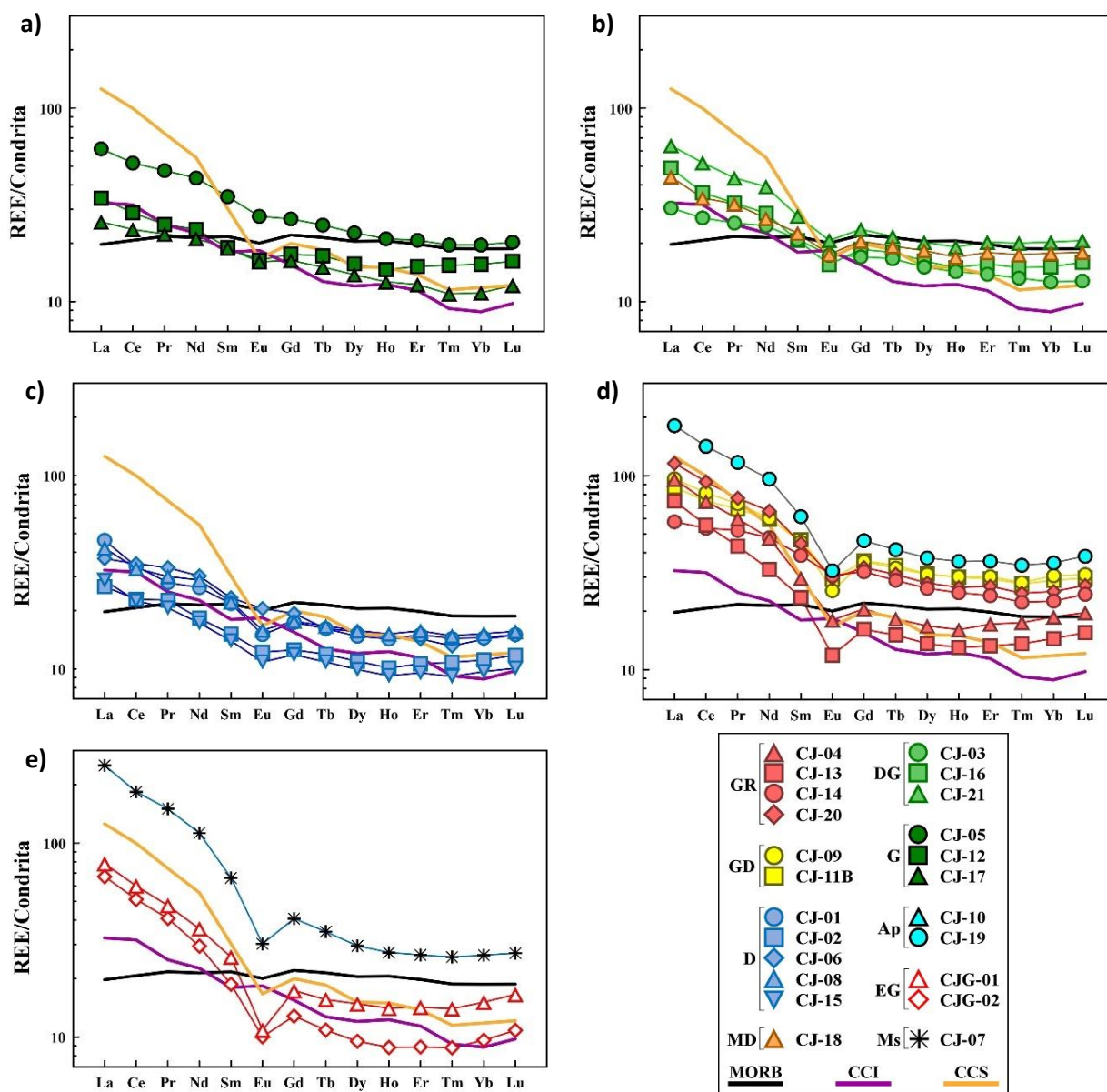


Figura 29: Diagramas de REE para rocas del cañón Jamatay. a) Diques de composición granítica y granodiorita. b) Diques de composición de diorita. c) Rocas de composición diorita gabrónica y monzodiorita. d) Diques de composición gabrónica. e) Rocas encajonantes, tanto granitoides como granitos millonitizados, y basamento metasedimentario. Datos de normalización tomados de Pourmand et al. (2012). Valores para corteza continental superior (CCS) y corteza continental inferior (CCI) promedios tomados de (Rudnick y Gao, 2014); basalto de cresta oceánica (MORB) promedio tomado de White y Klein (2014).

La **Figura 30a** corresponde a los patrones para diques básicos, donde nuevamente aparecen características de similitud con rocas corticales para los elementos incompatibles y con rocas mantélicas para elementos compatibles; se destacan anomalías positivas en Pb y Ti, y negativas en Nb y Ta. Asimismo, resalta la muestra CJ-17, al presentar anomalías negativas de Th y U, concordantes con el patrón de la CCI.

Los diagramas para diques de composiciones intermedias (**Figura 30b–c**) presentan una combinación de características de los patrones para la CCS y CCI, con arreglos empobrecidos respecto a éstos, de modo que se presentan anomalías negativas de Nb, Ta y Th (ocasionalmente), y anomalías positivas de Pb, Ti y U (ocasionalmente) que son concordantes con el patrón de MORB; de este modo, los diques de composición intermedia presentan similitud con rocas de la corteza en los elementos más incompatibles, y con el patrón de MORB en los elementos más compatibles.

El diagrama para los diques ácidos (**Figura 30d**) presenta un arreglo semejante al de la CCS, enriquecido en los elementos más incompatibles, con anomalías negativas de Nb, Ta, Sr y Ti, y anomalía positiva variable en Pb, sin embargo, en general los patrones presentan bastante variación en los elementos, más móviles.

Se agruparon las muestras de granito encajonante y de basamento metasedimentario (**Figura 30e**), donde se aprecia buena correlación con el patrón de la CCS, mostrando anomalías negativas de Nb, Ta, Sr y Ti, y anomalías positivas de K y Pb, mientras que la muestra metasedimentaria presenta una anomalía positiva de Ba y no presenta anomalías en K y Pb, y en general, un patrón más enriquecido que el de la CCS.

4.5 Geocronología U–Pb y elementos trazas en zircones

A partir de dos alícuotas de zircones correspondientes con las muestras CJ-04 (dique granítico) y CJG-01 (granito encajonante), respectivamente, se obtuvieron edades de cristalización por el método U–Pb mediante LA–ICP–MS. Se trabajó también el dique CJ-16 (dique diorítico), del cual únicamente se pudieron recuperar y analizar 2 cristales, los cuales no son considerados entre los resultados, pero igualmente se reportaron. Las imágenes de catodoluminiscencia presentes en el **Anexo III**, evidencian un fuerte contraste entre muestras.

Los zircones recuperados del dique CJ-04 ($n = 29$; 31 puntos) presentan hábitos aciculares con extremos planos, raras veces muestran bordes en punta, y longitud que varía entre 32–143 μm y diámetro entre 16–42 μm , es decir, relaciones largo/diámetro que varían desde 1:1 hasta 5:1. En la imagen de catodoluminiscencia (**Anexo III**) se observaron patrones de zonación magmática que varían entre cristales con franjas gruesas o delgadas mayoritariamente, a escasos cristales con zonación débil (**Figura 31a**).

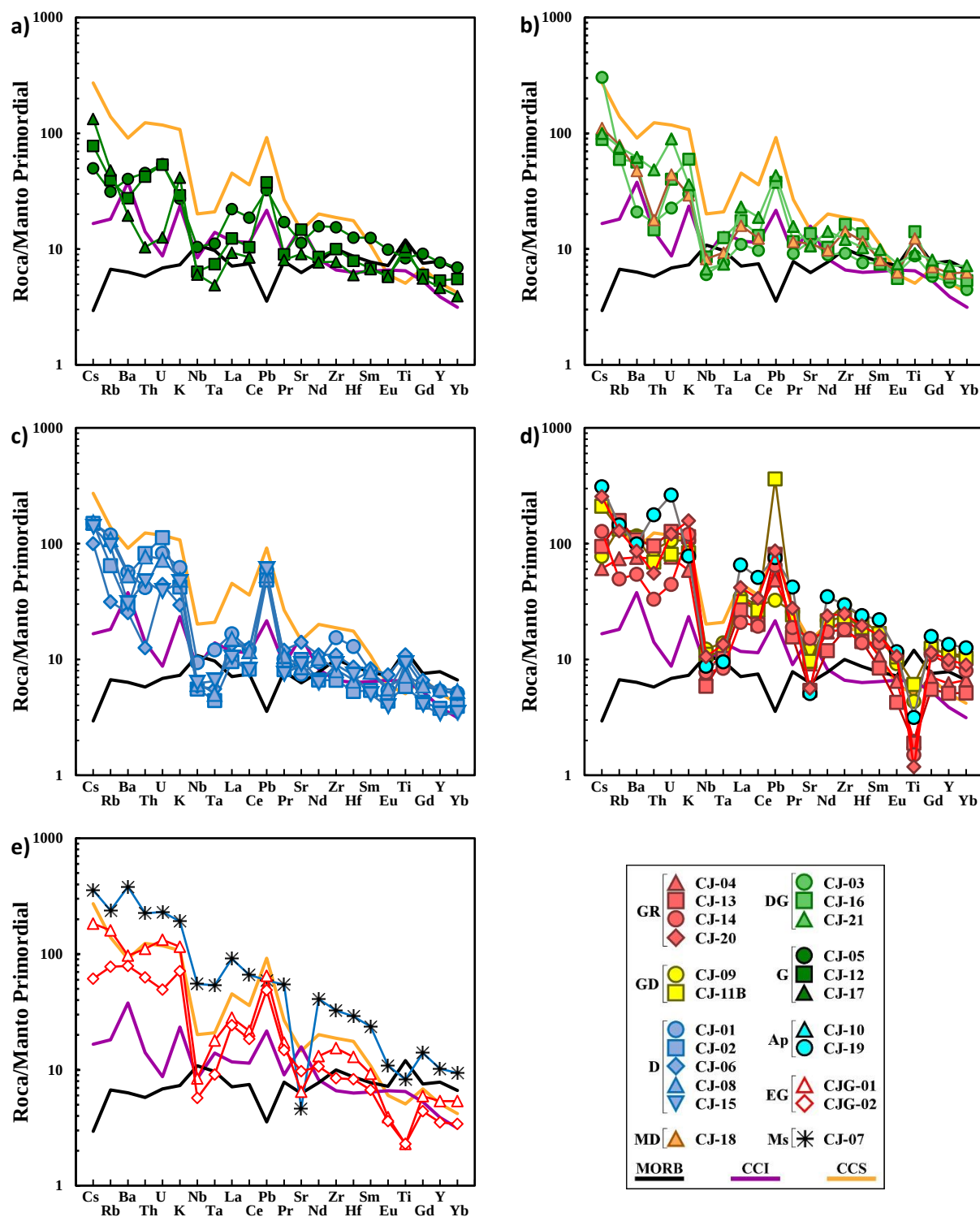


Figura 30: Diagramas *spider*, aumentando la compatibilidad de los elementos de izquierda a derecha. a) Diques de composición ácida. b) Diques de composición intermedia (dioritas). c) Diques de composición intermedia (dioritas gabrómicas), con anomalías positivas en Pb y Ti. d) Rocas de composición básica (gabros). e) Rocas encajonantes, tanto granitoides como basamento metasedimentario (CJ-07), esta última presentan una fuerte anomalía negativa de Sr. Datos de normalización (en ppm) de un manto primitivo según Palme y O'Neill (2014). Datos de CCS (corteza continental superior) y CCI (corteza continental inferior) promedios tomados de Rudnick y Gao (2014); MORB promedio tomado de White y Klein (2014).

Los zircons recuperados del granito CJG-01 ($n = 28$; 35 puntos analizados) presentan hábito prismático con bordes tanto en punta como planares, con dimensiones que varían en longitud de 48–204 μm y diámetro entre 23–90 μm , presentando relaciones largo/diámetro principalmente 2:1 y 3:1 (**Figura 31b**), y pocos especímenes con relación 5:1. La zonación de la mayoría de los cristales se presenta en franjas delgadas, otros pocos presentan zonación en sectores (reloj de arena) con algunos núcleos de xenocristales (**Anexo III**).

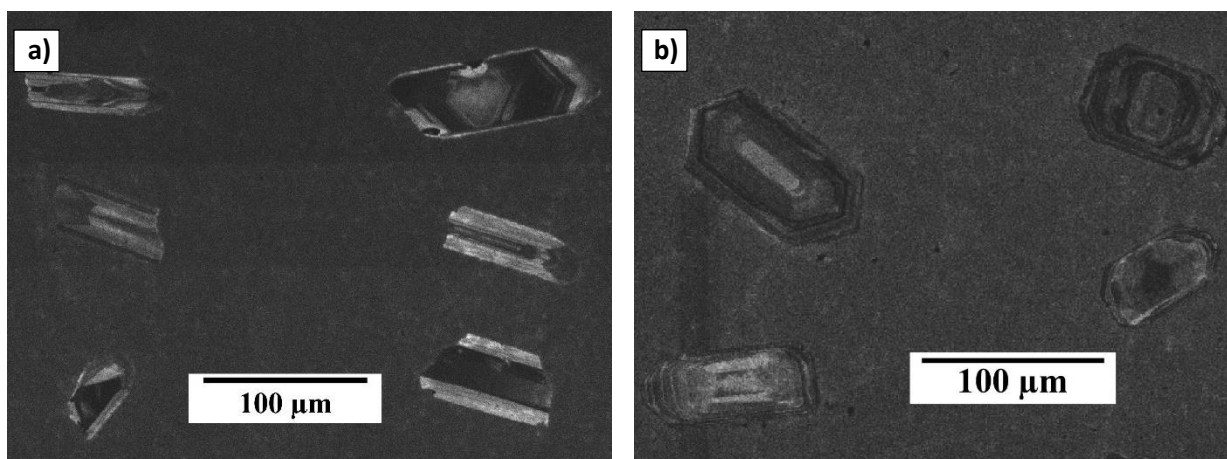


Figura 31: Ejemplares de zircons extraídos de a) dique CJ-04, y b) granito CJG-01.

Las relaciones U/Th presentan valores de 0.24–1.74 para los zircons del granito, mientras que aquellos del dique fueron 0.23–1.39, en ambos casos siendo consistentes con valores $\text{Th/U} > 0.2$, valores considerados comunes para zircons de origen magmático (Rubatto y Gebauer, 2000). Las relaciones isotópicas fueron graficadas en el diagrama de concordia Tera-Wasserburg (**Figura 32**), pero dadas las discordancias de los valores para ajustarse a la línea de concordia, se trabajaron edades promedio ponderadas obtenidas mediante el software IsoplotR (Vermeesch, 2018).

La muestra de granito arrojó una edad de $126.2 \pm 1.6 \text{ Ma}$ (2σ), mientras que para la muestra de dique la edad fue de $124.0 \pm 1.4 \text{ Ma}$ (2σ). Estas edades se sugieren como las edades de cristalización para ambas estructuras intrusivas, con la acotación de que algunos de los zircons del dique pudieron ser asimilados del granito encajonante, arrojando edades indistinguibles entre los cuerpos. Además, es importante señalar que zircons concordantes con edades del Jurásico ($166.4 \pm 5.1 \text{ Ma}$, 2σ), Silúrico ($416.8 \pm 5.3 \text{ Ma}$, 2σ) y Ordovícico ($459.6 \pm 3.1 \text{ Ma}$, 2σ) ocurren en la muestra batolítica.

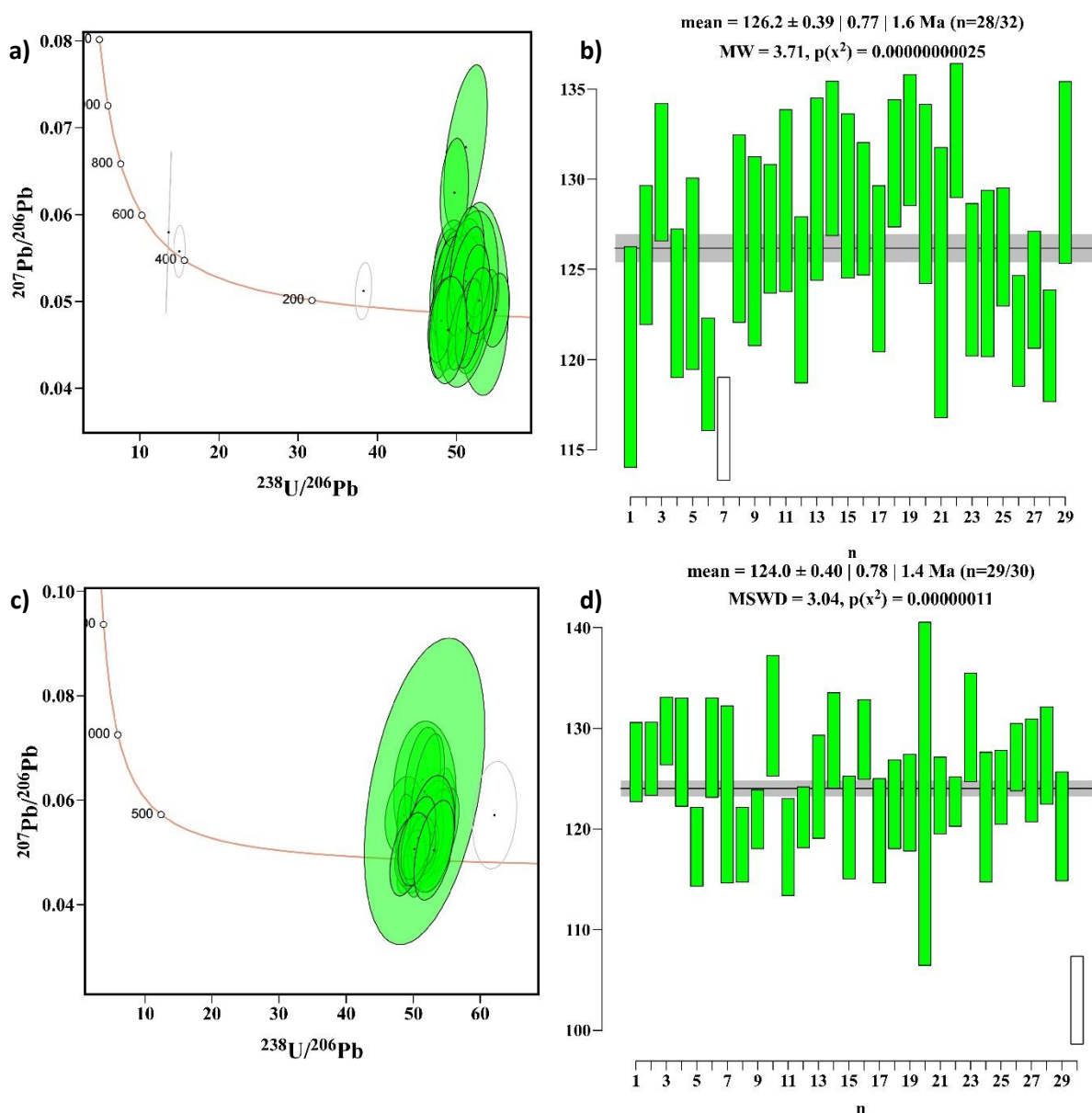


Figura 32: Diagramas de concordia Tera-Wasserburg y MSWD para las alícuotas de Zrn del granito CJG-01 (a y b), y el dique CJ-04 (c y d), graficados usando el programa online IsoplotR (Vermeesch, 2018).

Al igual que las concentraciones de U–Th–Pb, se realizaron mediciones de elementos trazas de los zircones, los cuales se encuentran enlistados en el **Anexo III**. Con estas concentraciones se realizaron diagramas multielementos normalizados a condrita (valores de normalización tomados de McDonough y Sun, 1995) y a concentraciones a partir de un promedio de zircones de cresta oceánica (tomados de Grimes et al., 2015; **Figura 33**).

Del cálculo de las temperaturas de cristalización de los zircones, se obtuvieron temperaturas promedio de 712°C para el granito CJG-01, y de 683°C para el dique granítico CJ-04. Las temperaturas calculadas para cada cristal se enlistan en el **Anexo IV**.

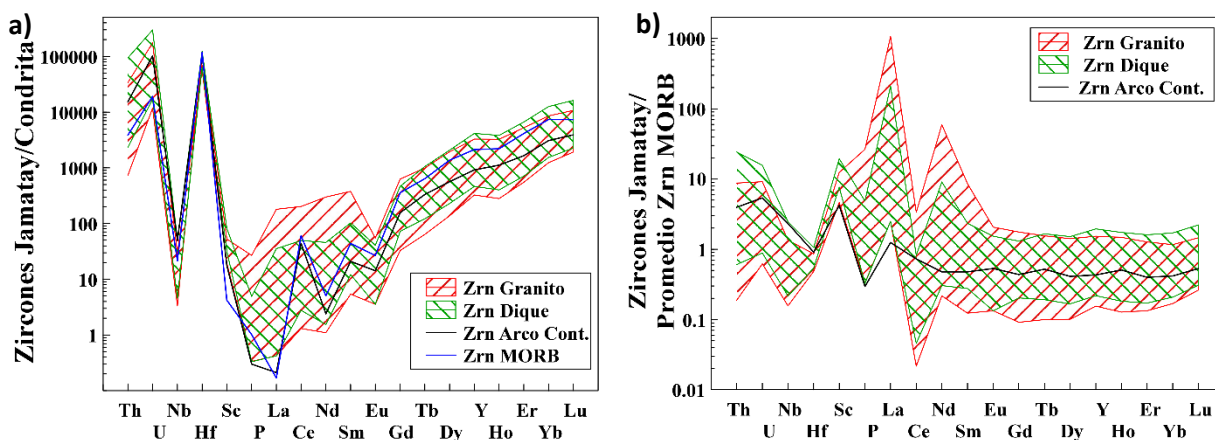


Figura 33: a) Diagrama multielementos normalizado a condrita (McDonough y Sun, 1995), con anomalías positivas en U y Hf, anomalías negativas para Nb, P, La, y Eu, y tendencia ascendente para las HREE. Valores de normalización (en ppm) a condrita de McDonough y Sun (1995): Th = 0.029, U = 0.0074, Nb = 0.24, Hf = 0.103, Sc = 5.92, P = 1080, La = 0.237, Ce = 0.613, Nd = 0.457, Sm = 0.148, Eu = 0.0563, Gd = 0.199, Tb = 0.0361, Dy = 0.246, Y = 1.57, Ho = 0.0546, Er = 0.16, Yb = 0.161, Lu = 0.0246. b) Diagrama multielementos normalizado a promedio de zircones de cresta oceánica (Grimes et al., 2015), con anomalías positivas en Sc, La y Nd, anomalía negativa para Ce y ligeramente Nb, y tendencia planar para HREE. Valores de normalización (en ppm) a promedio de zircones en MORB de Grimes et al. (2015): Th = 112, U = 141, Nb = 5.1, Hf = 12501, Sc = 25, P = 1095, La = 0.04, Ce = 37, Nd = 2.3, Sm = 6.5, Eu = 1.5, Gd = 71, Tb = 23, Dy = 336, Y = 3342, Ho = 120, Er = 662, Yb = 1187, Lu = 180.

4.6 Sistemas isotópicos Rb–Sr y Sm–Nd

Un total de 13 muestras fueron seleccionadas para mediciones isotópicas en roca total de Sr, Sm y Nd, las cuales comprenden diques de diferentes composiciones, una muestra de granito encajonante (CJG-01), una muestra de dique granítico con evidencia de recristalización (CJ-20), y una muestra de basamento metasedimentario prebatolítico (CJ-07). Los resultados detallados de estos análisis se encuentran en las tablas del **Anexo IV**.

De manera general, las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de los diques comprenden un intervalo entre 0.703768 y 0.714314 ($\epsilon\text{Sr} = -10.39 - 139.3$), con relaciones $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ entre 0.512413 y 0.512955 ($\epsilon\text{Nd} = -4.25 - 6.33$) y edades modelo Nd del manto empobrecido ($\text{TDM}_{[\text{Nd}]}$) entre 0.54 y 1.19 Ga). La muestra batolítica presenta una relación $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.711658$ ($\epsilon\text{Sr} = 101.61$), valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512712$ ($\epsilon\text{Nd} = 1.6$), y edad modelo $\text{TDM}_{[\text{Nd}]}$ igual a 0.74 Ga. Por su parte, los valores isotópicos de la muestra de roca encajonante

metasedimentario fueron sustancialmente más evolucionados ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.742056$, $\epsilon\text{Sr} = 533.09$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511673$, $\epsilon\text{Nd} = -18.66$) con un valor de $\text{TDM}_{[\text{Nd}]}$ igual a 2.1 Ga. Todas las edades modelo fueron calculadas a partir del modelo de evolución isotópica para un manto empobrecido propuesto por Liew y Hoffmann (1988).

Las relaciones isotópicas fueron recalculadas a la edad de cristalización de los diques ($t = 124$ Ma), de modo que se obtuvieron valores ϵSr_t entre -18.1 y 56.06, y ϵNd_t entre -3.12 y 6.85 para los diques. En el cálculo de ϵSr_t , tres de las muestras presentaron valores fuertemente negativos, situación que no se corresponde en el cálculo de ϵNd_t . Estas muestras (CJ-19, CJ-20 y CJG-01) pudieron haber experimentado pérdidas de Sr radiogénico por la movilización de fluidos hidrotermales regionales o por eventos térmicos. Asimismo, la muestra de basamento metasedimentario (CJ-07) se mantiene con relaciones isotópicas bastante contrastantes con respecto al resto de muestras ($\epsilon\text{Sr}_t = 416.29$, $\epsilon\text{Nd}_t = -17.32$). Todos estos datos se plasmaron en el diagrama de ϵSr_t vs ϵNd_t (**Figura 34**). Además, se realizaron curvas de mezclas isotópica considerando tres diferentes tipos de basamentos como posibles contaminantes, los cuales consisten en rocas que pudieron haber sido asimiladas por magmas que los intrusionaron. Los diferentes miembros finales parten desde un MORB promedio global (Gale et al., 2013) y evolucionan hacia: a) basamento Precámbrico de la región de Caborca (Iriondo et al., 2004; línea morada), b) basamento metasedimentario del Triásico para el norte del CBP (Premo y Morton, 2014; línea azul), y c) basamento del Paleozoico para Baja California (este trabajo).

Las curvas de mezclas isotópicas de Sr y Nd son particularmente útiles debido al comportamiento de los pares Rb–Sr y Sm–Nd en procesos de fusión parcial, donde Rb y Nd presentan mayor incompatibilidad respecto a Sr y Sm, por lo que los magmas derivados de la fusión de peridotitas del manto presentarán relaciones Rb/Sr altas, y relaciones Sm/Nd bajas. Estas relaciones elementales se traducen en relaciones isotópicas altas para $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y bajas para $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ en rocas corticales (Faure, 2001). Faure y Mensing (2005) describen a estas curvas como el porcentaje requerido de dos o más componentes para formar una mezcla. Para el caso de estudio, se considera un magma derivado del manto (MORB) que asimila un componente cortical, ya sea basamentos del Precámbrico, Paleozoico o Triásico, de modo que los extremos corresponden al 100% de dicho componente y a lo largo de la curva se presentan los diferentes porcentajes de mezcla. Con excepción de un dique granodiorítico (CJ-09) y un dique aplítico (CJ-19), el conjunto de muestras analizadas puede ser explicado por una mezcla entre un magma derivado del manto (tipo MORB) y aproximadamente entre 1% al 10% de asimilación de un basamento metasedimentario del paleozoico (**Figura 34**).

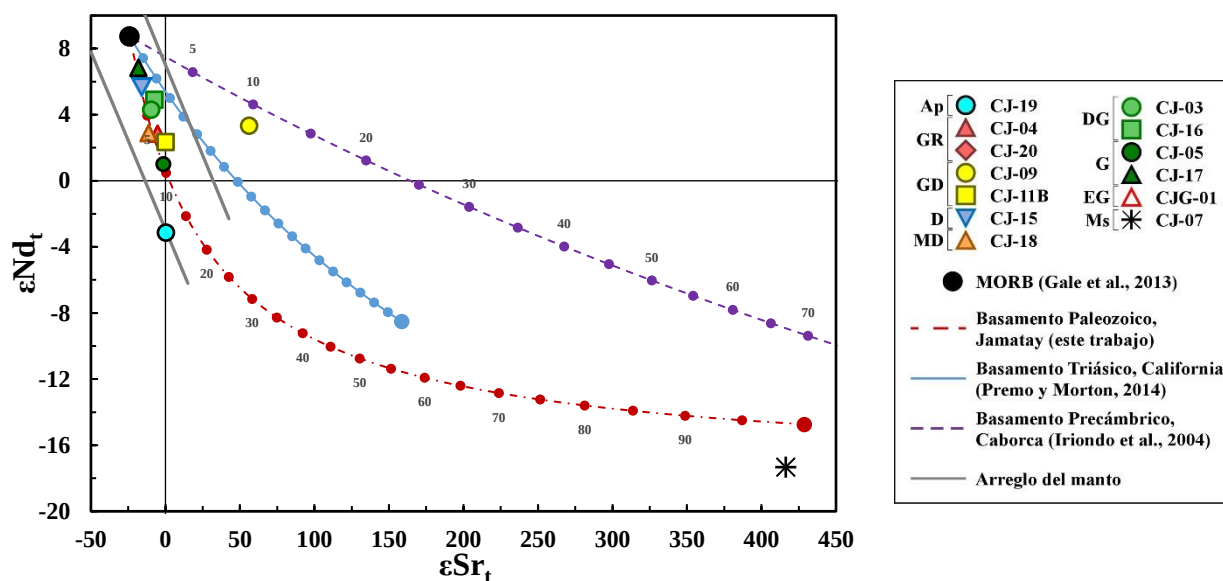


Figura 34: a) Diagrama ϵSr_t vs ϵNd_t para relaciones isotópicas recalculadas a 124 millones de años, con curvas de mezclas isotópicas para basamentos con diferentes características presentes en el NW de México y SW de Estados Unidos.

La mayoría de las muestras ígneas del cañón Jamatay se presentan dentro del arreglo del manto. La muestra de roca encajonante prebatolítico (CJ-07) graficó en el campo para material cortical y concordante con corteza evolucionada. La muestra CJ-09, la cual corresponde con un dique aplítico cercano a afloramientos de rocas prebatolíticas paleozoicas, lo que explicaría que presente composiciones isotópicas más evolucionadas. Se aprecia como los miembros finales de las curvas generadas para la región de Jamatay y a basamento precámbrico del denominado “terreno Caborca” tienden a aproximarse, lo cual se debe a la correlación entre estos miembros finales, donde el basamento metasedimentario de la región de Jamatay sería material detrítico procedente del terreno Caborca.

Asimismo, las edades modelo $TDM_{[Nd]}$ (**Figura 35**) obtenidas abarcan entre 543 Ma y 1.11 Ga para los diques, con un promedio de 765 Ma. Por otro lado, la muestra de basamento prebatolítico (CJ-07) arrojó una $TDM_{[Nd]}$ igual a 2.08 Ga.

Al graficar los valores de ϵNd_t contra la relación isotópica $^{147}Sm/^{144}Nd$ (**Figura 36**) se aprecia una clara hacia la cristalización fraccionada, con tendencia variable hacia la asimilación, destacándose la muestra de dique gabrítico CJ-05, la cual, tratándose de un dique de composición básica, se grafica con valores más bajos de ϵNd_t que rocas de composición ácida. Además, la muestra CJ-07 (basamento metasedimentario) se ubica en una posición más relacionada a valores corticales.

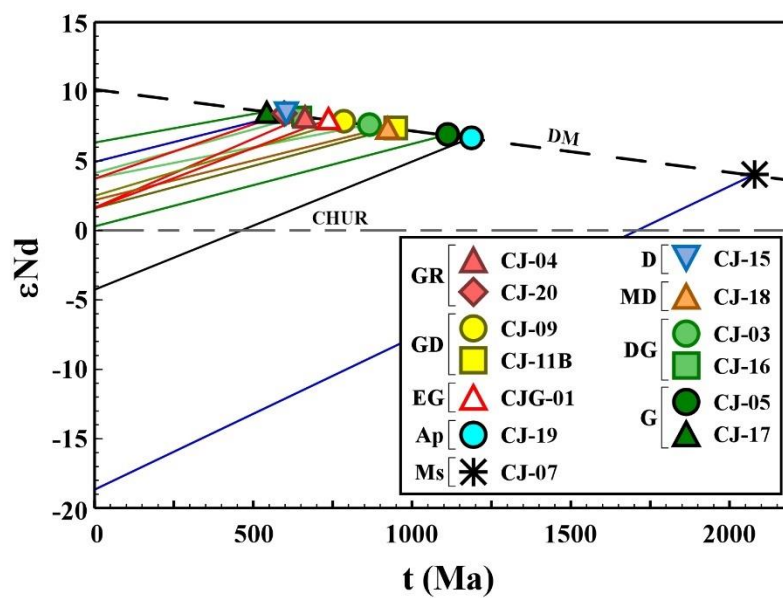


Figura 35: Diagrama ϵ_{Nd} (medido) vs tiempo, donde se grafican las edades modelo $TDM_{[Nd]}$.

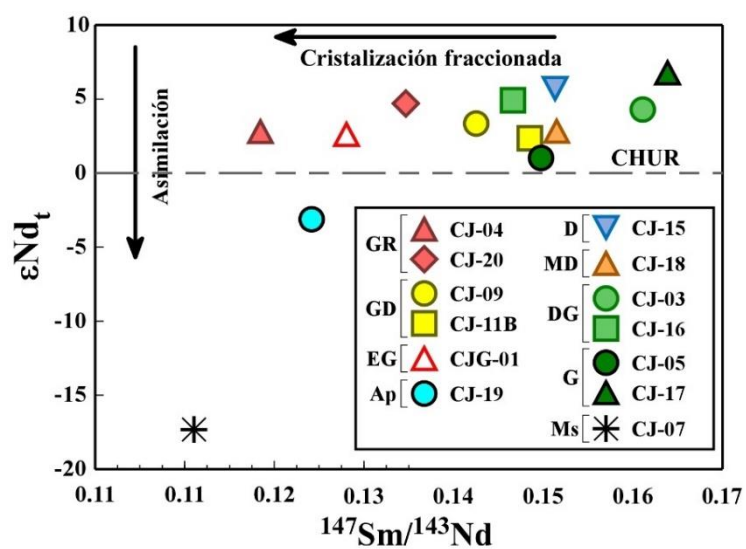


Figura 36: Diagrama ϵ_{Nd_t} contra $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$, donde se muestra la tendencia evolutiva controlada por cristalización fraccionada para las rocas ígneas.

Capítulo 5. Discusión

5.1 Orientación de los diques

El sistema de diques presenta una tendencia general NW–SE, la cual concuerda con otros rasgos geológicos regionales con la misma orientación, p. ej. las franjas oriental y occidental del CBP, la paleo-trinchera (Wang et al., 2012), la sutura del arco Alisitos y de la cabalgadura principal Mártir (Alsleben et al., 2014; véase **Figura 3**). Todo lo anterior se explica mediante la dirección y la traza de la subducción, donde la placa Farallón se hundió por debajo de Norteamérica en dirección al este de manera continua hasta el Eoceno–Mioceno (Liu, 2014).

De este modo, la orientación de los diques en el cañón Jamatay se puede correlacionar a la zona de extensión intra-arco, donde el batolito se habría fracturado de forma paralela a la paleo-trinchera, es decir, perpendicularmente a la dirección de la subducción. Busby (2004) explica este proceso como “la tendencia evolutiva típica de sistemas de arco frente a grandes cuencas oceánicas, en la que ocurre un cambio de esfuerzos de altamente extensionales hacia medianamente extensionales, y posteriormente hacia regímenes compresionales”. En el mismo sentido, Hou (2012) propone que los enjambres de diques de tendencia lineal o “diques paralelos” son generados en regímenes extensionales que causan patrones de fracturamiento perpendiculares a la dirección de esfuerzo máximo. Este evento extensivo se propone como el resultado de la distensión del arco como parte de los procesos naturales de contracción–extensión en límites de placas.

Con base en lo anterior se propone que los diques fueron emplazados en las familias de fracturas originadas a partir de una fase extensional durante el proceso de subducción que se presentó en el Cretácico Inferior (126 a 108 Ma) y que generó el magmatismo del cinturón poniente del CBP (Morton et al., 2014). Además, dado que el granito debió comportarse de manera frágil para poder fracturarse, se toma esta evidencia como argumento a favor de la hipótesis que considera que el granito presentaba un porcentaje alto de cristalización al momento del emplazamiento de los diques, lo que podría explicarse por la formación de frentes de solidificación en la cámara magmática. Asimismo, las edades U–Pb en zircón determinadas en este estudio arrojan una pequeña diferencia en las edades de cristalización entre el batolito encajonante y los diques Jamatay (126.2 ± 1.6 y 124 ± 1.4 , respectivamente), lo que indicaría un proceso de enfriamiento y fracturamiento relativamente rápido.

5.2 Afinidad magmática y ambiente de formación

Las clasificaciones modales que involucran una asociación ígnea proyectadas en el diagrama ternario QAP, se han establecido cumpliendo diversos criterios como lo son minerales diagnósticos, tendencias en rocas cogenéticas bien definidas y asociaciones mineralógicas, lo que ha permitido identificar diferentes series (Lameyre y Bonin, 1991; Frost y Frost, 2013). Aprovechando estas tendencias petrográficas en los diques de Jamatay y con base en las líneas evolutivas en el diagrama QAP (ver **Figura 14**, pág. 37), los diques bajo estudio presentan un comportamiento similar al formado por las series calcoalcalina granodiorítica (serie calcoalcalina de bajo K), Cordillerana y la descrita por Frost y Frost (2008) para el Batolito Peninsular. Estas tendencias modales son coherentes con diagramas de clasificación geoquímica donde se emplean elementos mayores (ver **Figura 22** a **Figura 24**, pág. 47 a 49). Es importante señalar que estas tendencias han sido reportadas para rocas con firmas de ambientes cordilleranos y de arcos magmáticos (Frost y Frost, 2008). En relación con la geoquímica, de acuerdo con el diagrama TAS, adaptado para rocas plutónicas por Middlemost (1994; **Figura 22**), los diques del cañón Jamatay cubren el espectro desde gabros hasta granitos, es decir, composiciones desde básicas hasta ácidas, pero principalmente intermedias. En dicho diagrama, los diques reflejan un arreglo con pendiente lineal ligeramente positiva, lo cual sugiere que pertenecen a una evolución magmática coherente. Esta observación puede ser confirmada por los demás diagramas en los que se emplean elementos mayores (**Figura 23**, pág. 48; diagramas Harker, pág 50).

Para discriminar entre granitoides ferrosos y magnesianos Frost y Frost (2008) propusieron el diagrama FeO^* vs SiO_2 . En este, los granitoides cordilleranos (generados netamente en ambientes de arco) presentan valores bajos de FeO^* , en contraste, los granitoides caledonianos (que presentan limitada asimilación cortical y cuyo proceso petrogenético principal es la cristalización fraccionada) se encuentran enriquecidos de FeO_t con respecto a MgO . La aplicación de este diagrama para las rocas bajo estudio (**Figura 37**) revelan que se distribuyen entre los dos campos, lo cual podría ser resultado de un ambiente de transición, es decir en un ambiente de arco magmático tardío u orogénico tardío (*late-orogenic*) o evidencia del bajo grado de asimilación de basamento que experimentaron las rocas magmáticas de la región de Jamatay.

Diversos autores han desarrollado diagramas de discriminación tectonomagmática para granitoides y rocas cuarzo-feldespáticas empleando relaciones entre elementos trazas (p. ej. Cabanis y Lecomte, 1989; Thieblemont y Tegyey, 1994; Pearce, 2008; entre otros), los cuales usan como parámetros elementos altamente inmóviles en fases fluidas como lo son Zr, Y, Yb, Nb, y Ta. La aplicación de estos diagramas es de gran fiabilidad, puesto que estos elementos permanecerían estables bajo condiciones hidrotermales,

metamorfismo de grado bajo a medio, o meteorización (Rollinson y Pease, 2021). Con base en los diagramas para discriminación de ambientes tectonomagmáticos propuestos por Pearce et al. (1984) y por Thiéblemont y Téguy (1994), se evidencia la asociación de las rocas bajo estudio con un arco magmático, al agruparse dentro de los campos para granitos de arco volcánico (VAG; **Figura 38a**) y relacionados a ambientes de subducción (**Figura 38b**), respectivamente. Además, diagramas ternarios que utilizan como base teórica el mismo comportamiento geoquímico de los elementos, confirman esta asociación en los diagramas propuestos por Cabanis y Lecolle (1989; **Figura 38c**) y Harris et al. (1986; **Figura 38d**), en donde las concentraciones de las muestras ígneas del cañón Jamatay se dispersan mayormente en los campos de márgenes activos y arcos volcánicos, respectivamente.

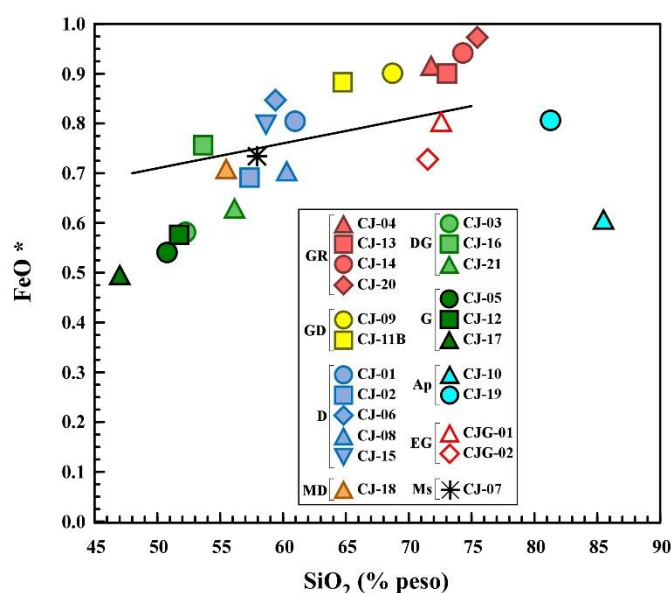


Figura 37: Diagrama FeO^* vs SiO_2 propuesto por Frost y Frost (2008), donde $\text{FeO}^* = \text{FeO}^t / [\text{FeO}^t + \text{MgO}]$; $\text{FeO}^t = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$.

Otro grupo de diagramas de discriminación son los desarrollados por Whalen y Hildebran (2019), quienes proponen diagramas que permiten diferenciar granitoides generados en ambientes tectonomagmáticos diversos, empleando relaciones de elementos inmóviles (específicamente REE e Y). Dado que las LREE se enriquecen y que HREE se empobrecen en escenarios de ruptura de placas en subducción, relaciones La/Yb , Gd/Yb , Ta/Yb , Nb/Y , etc., permiten desarrollar clasificaciones para granitoides de arco magmático, anorogénicos (granitos tipo A) y de ruptura de la placa en subducción (Whalen y Hildebran, 2019; **Figura 39**). En su totalidad, se aprecia como las rocas ígneas del cañón Jamatay son graficadas en los campos para arco magmático.

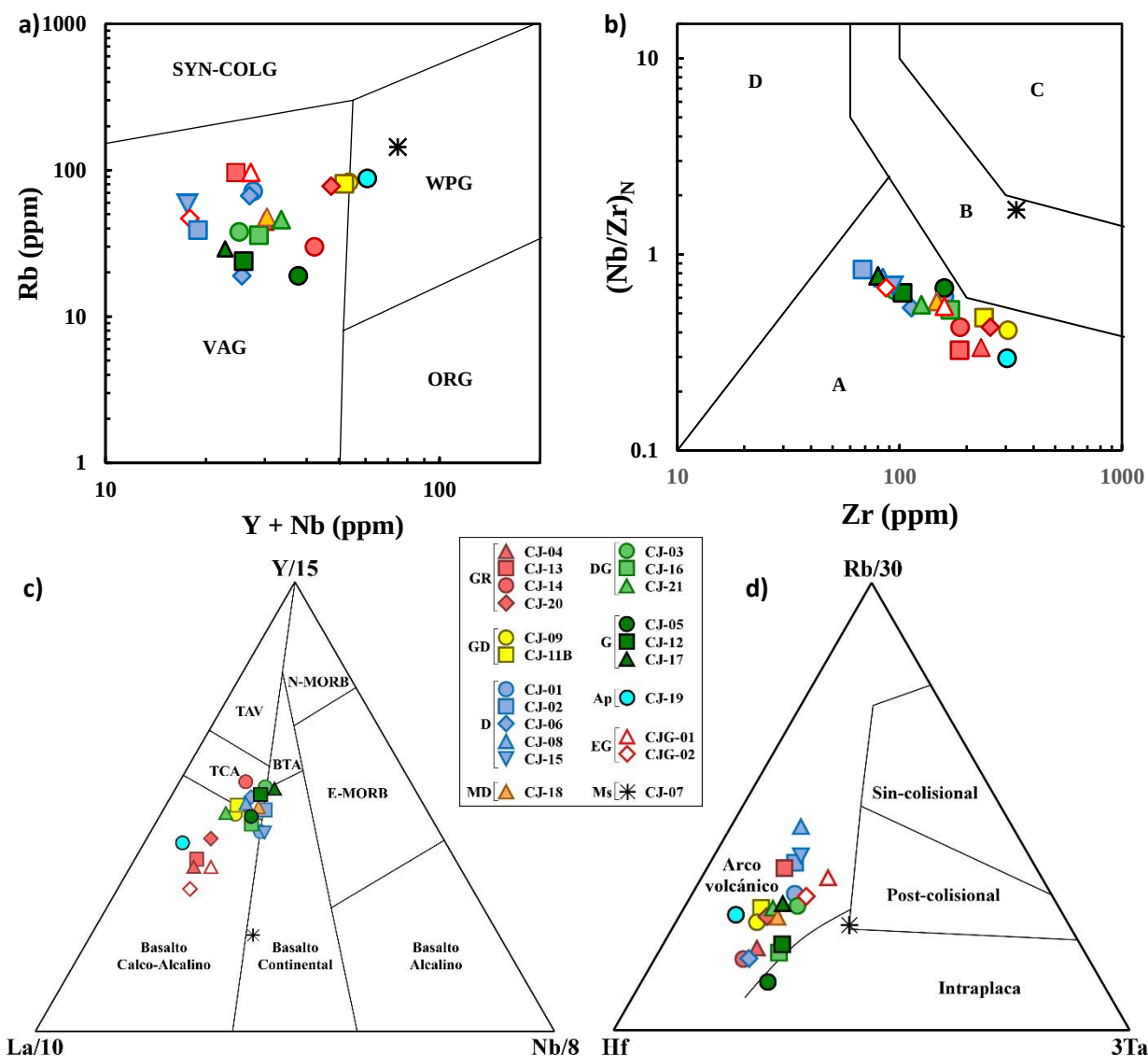


Figura 38: Diagramas de discriminación tectonomagmática: a) Diagrama Rb vs (Y + Nb) para granitos (Pearce et al., 1984); SYN-COLG = granitos sin-colisionales, WPG = granitos de intraplaca, VAG = granitos de arco volcánico, ORG = granitos de creta oceánica. b) Diagrama $(Nb/Zr)_N$ vs Zr, propuesto por Thiéblemont y Téguey (1994) con valores de normalización a partir de manto primordial de Palme y O'Neill (2014); A = ambientes de subducción, B = ambientes colisionales, C = ambiente de intraplaca, D = leucogranitos. c) Diagrama ternario propuesto por Cabanis y Lecolle (1989); BTA = Basaltos de cuenca tras-arco, TAV = Tholeitas de arco volcánico, TCA = Transición entre arco volcánico y calco-alcalino. d) Diagrama ternario propuesto por Harris et al. (1986).

La afinidad hacia ambientes relacionados con arcos, tanto para los diques como para los encajonantes graníticos, resulta una interpretación constante a partir de los diferentes diagramas para geoquímica, inclusive en el diagrama de multielementos normalizados a manto primitivo (ver **Figura 30**, pág. 58). Este diagrama se grafica principalmente para elementos incompatibles para la mineralogía del manto, con la añadidura de elementos mayores como P y Ti, y ordenados según su grado de incompatibilidad (Cs como más incompatible; Yb como más compatible).

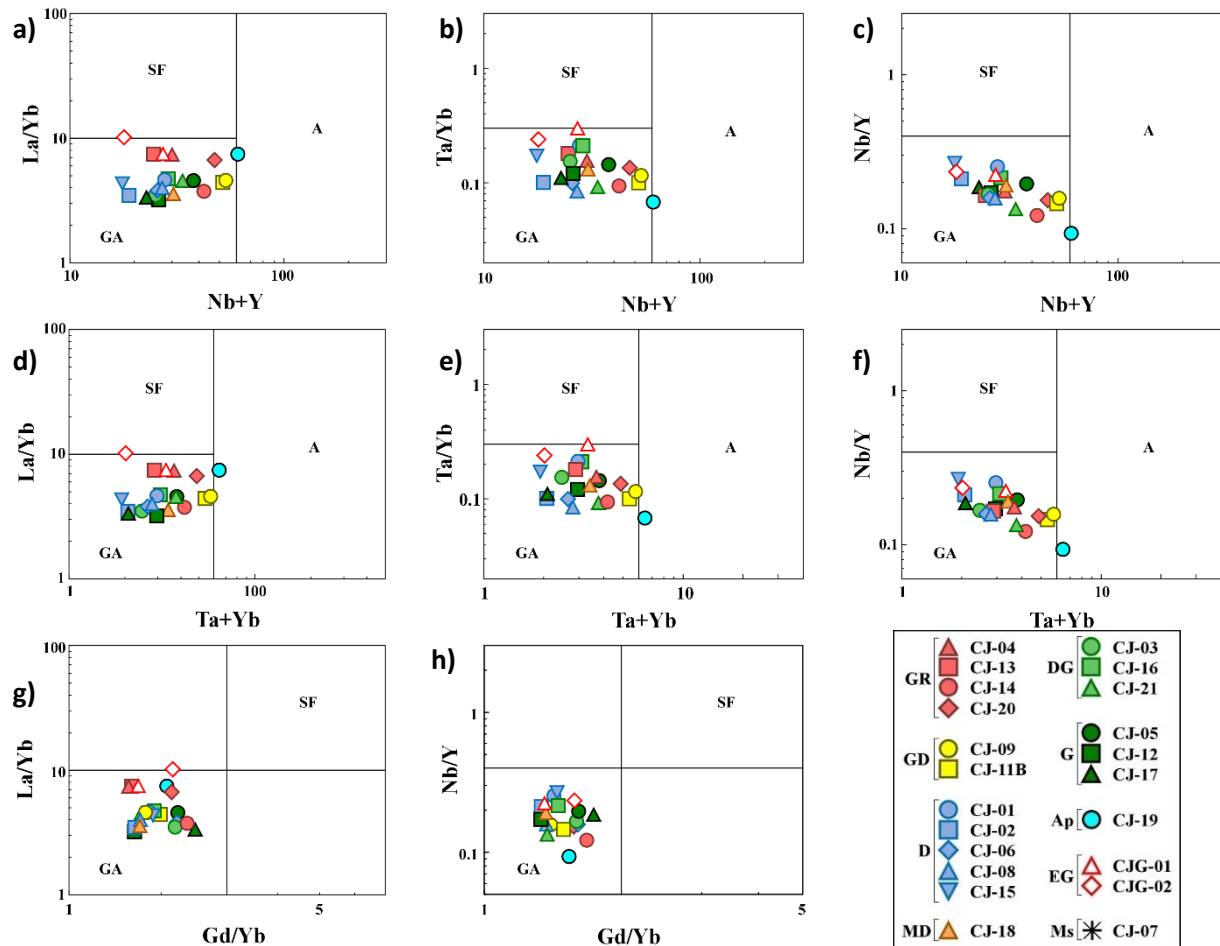


Figura 39: Diagramas de discriminación par granitoides de arco magmático (GA), anorogénicos (A), y de ruptura de placa en subducción (SF, *slab failure*) propuestos por Whalen y Hildebran (2019; diagramas a–f) y Hildebrand y Whalen (2017; diagramas g y h). a–c) Diagramas de relaciones La/Yb, Ta/Yb, Nb/Y contra Nb+Y; d–f) diagramas de relaciones La/Yb, Ta/Yb, Nb/Y contra Ta+Yb; g–h) diagramas de relaciones La/Yb, Nb/Y contra Gd/Yb.

Con excepción de la muestra de basamento metasedimentario (CJ-07), la totalidad de las rocas ígneas (diques y granitos del CBP) muestran patrones en “zigzag”, especialmente en la mitad de la izquierda de los diagramas, con una disminución gradual en la concentración conforme aumenta la compatibilidad. Se presentan anomalías negativas de Nb, Ta y Ti, y positivas para algunos Pb, Ba, Cs. Con base en el tamaño de las anomalías, suelen ser más evidentes para las rocas ácidas (diques y encajonantes graníticos). Asimismo, se presentan elementos con comportamiento inverso según la composición de las rocas, es decir, para un mismo elemento (p. ej. Ti, Sr, U, K) se presentan anomalías positivas en las rocas ácidas y anomalías negativas en las rocas básicas, y viceversa. Las concentraciones de los LILE de mayor movilidad (p. ej. Rb, Ba, Cs) y Pb podrían ser principalmente en función de comportamiento de la fase fluida inicial y su posterior evolución a partir del proceso de cristalización fraccionada, mientras que el comportamiento de los HFSE de menor movilidad (p. ej. Nb, Ta, Hf, Zr) estaría controlado particularmente por la química de

la fuente en profundidad. En este sentido, las anomalías negativas de los HFSE (Nb, Ta), y las positivas de los LILE (Pb, Rb), son características de rocas generadas en ambientes de subducción. De esta forma, los patrones para todas las composiciones muestran, en general, una tendencia composicional de la corteza superior (CCS).

Finalmente, los diagramas multidimensionales han sido probados estadísticamente para una gran cantidad de ambientes geológicos (p. ej. Verma, 2010; Verma, 2012; Verma y Verma, 2013). Estos diagramas tienen la particularidad de basarse en funciones logarítmicas discriminantes para cada uno de sus ejes. Al emplear este tipo de diagramas (**Figura 40**) para las rocas bajo estudio se obtiene una fuerte tendencia relacionada a afinidad magmática de arco (campo IA + CA), tanto para los diques como granitos encajonantes.

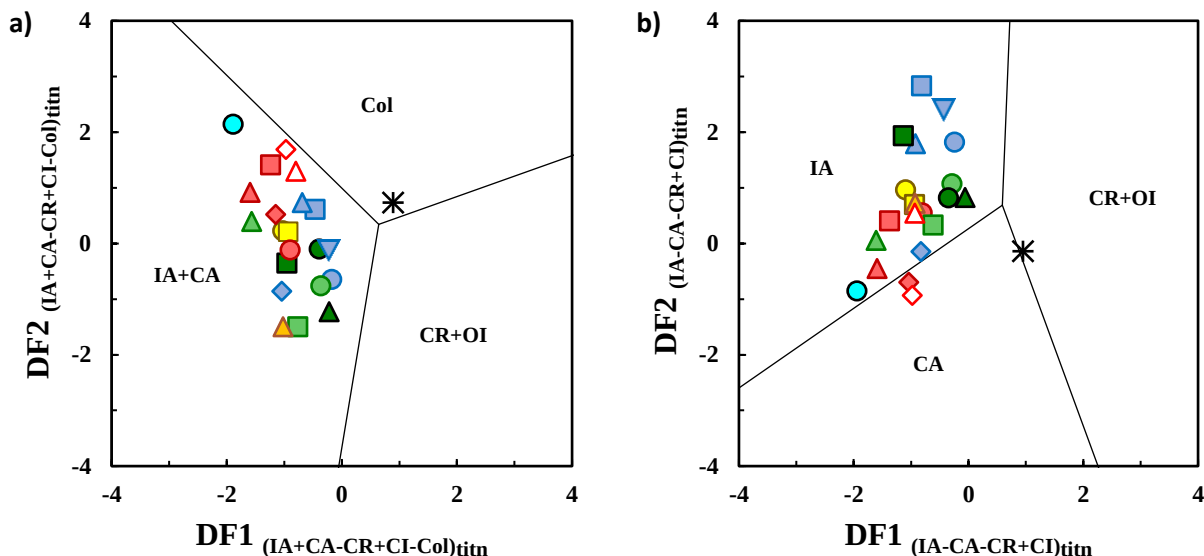


Figura 40: Diagramas de discriminación tectonomagmática multidimensionales (DF1 vs DF2), según Verma y Verma (2013). Este tipo de diagramas utilizan las concentraciones de elementos trazas y son aplicables a rocas intermedias. a) La totalidad de rocas ígneas caen en el campo de arco, mientras la muestra metasedimentaria se grafica en el campo colisional. b) Casi la totalidad de muestras ígneas se grafican en el campo de arco insular. Abreviaturas: CA = Arco continental, Col = Colisional, CR = Rift continental, IA = Arco insular, OI = Isla oceánica.

Por lo tanto, con base en la firma geoquímica de las rocas, y teniendo en cuenta la gran cantidad de criterios, los diques se generaron a partir de procesos de fusión parcial con influencia cortical en un arco magmático (firma metaluminosa; granitoides tipo I), producto de un ambiente de subducción.

5.3 Procesos petrogenéticos de los diques

5.3.1 Fusión parcial

Al graficar las rocas ígneas del cañón Jamatay en el diagrama propuesto por Pearce (2008; **Figura 41a**), se muestra una tendencia mayormente relacionada a ambientes de subducción (tendencia vertical ascendente), tal como se ha postulado anteriormente. Asimismo, se aprecia como algunas de las rocas menos evolucionadas parten del denominado “arreglo del manto” y cercano al valor de referencia E-MORB. Dado que el conjunto de datos se presenta con una ligera dispersión, tanto para diques como granitos del batolito, se propone que los magmas que emplazaron en forma de diques y batolitos experimentaron procesos complejos como interacción de magmas con diferentes composiciones y/o asimilación moderada de basamento, incluyendo al basamento metasedimentario prebatolítico. Con base en la cercanía de la suite Jamatay con las relaciones propuestas de Th/Yb y Nb/Yb para un manto enriquecido (**Figura 41a**), se propone un origen mantélico enriquecido para los magmas que dieron lugar a los diques, producto de la fusión parcial de un manto metasomatizado. Esto último se respalda en los patrones de REE de las rocas menos evolucionadas (ver **Figura 29d**, pág. 56), donde se aprecian patrones menos fraccionados y arreglos semi-planos.

Al igual que con la geoquímica de roca total, el análisis de elementos trazas en zircones permitió utilizar diagramas de discriminación tectónica, como los propuestos por Grimes et al. (2015; **Figura 41b**). En estos diagramas se aprecia que los zircones del granito batolítico (CJG-01), al igual que los separados del dique granítico (CJ-04), grafican en el campo para arcos continentales. La explicación está dada por la alta movilidad en fases fluidas de ciertos elementos (LILEs, LREE, U) en zonas de subducción y la tendencia a formar magmas con enriquecimiento en estos. De este modo, relaciones como Th/Yb, Ce/Yb o U/Yb se incrementan por la movilización de los fluidos generados a partir de la placa y los sedimentos en subducción (Grimes et al., 2015). Este incremento se plasma en las primeras fases de la cristalización. Es así como el diagrama U/Yb vs Nb/Yb emplea la relación U/Yb como indicador del ambiente de formación de magmas en función del enriquecimiento en elementos incompatibles, mientras que la relación Nb/Yb refleja el grado de alcalinidad o composición del reservorio del manto. Estas relaciones de elementos se registran en las primeras fases de cristalización de un magma, como ocurre con los zircones.

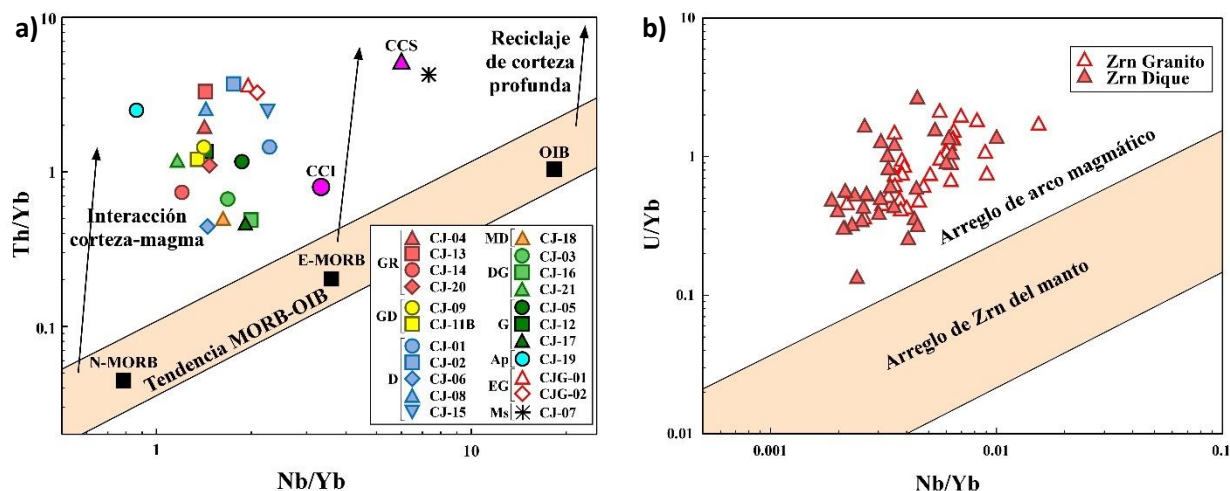


Figura 41: a) Diagrama de discriminación propuesto por Pearce (2008). b) Diagrama de procedencia tectonomagmática para zircons magmáticos según Grimes et al. (2015), se aprecia un ligero arreglo ascendente y paralelo al arreglo del manto, lo que se interpreta como una tendencia de fraccionación; zircons del dique CJ-04, zircons del granito CJG-01.

5.3.2 Evolución magmática y edad de cristalización

Uno de los mecanismos mediante el cual una suite de rocas ígneas con diferentes composiciones puede formarse a partir de un magma parental en común, es mediante la fraccionación fundido–mineral, la cual responde al comportamiento de los diferentes elementos al incorporarse a la estructura de minerales en formación o permaneciendo en el fundido remanente. Es práctica común analizar el comportamiento de cada elemento al graficar contra la concentración de sílice en diagramas bivariados (diagramas Harker), de modo que se puede monitorear y evaluar la diferenciación entre rocas relacionadas (Frost y Frost, 2008).

El espectro de composiciones de los diques muestra patrones de REE consistentes con procesos de cristalización fraccionada, donde las rocas básicas e intermedias muestran patrones ligeramente enriquecidas en LREE, enriquecimiento que tiende a aumentar con la saturación en sílice. De este modo, se propone que los diques son el resultado de un proceso de cristalización fraccionada, donde los cuerpos de composición máfica representan las primeras etapas de cristalización, que posteriormente darían paso a los cuerpos félsicos. Esto es respaldado por la tendencia planar observada para las rocas básicas e intermedias en los diagramas para $(La/Yb)_N$ vs SiO_2 y Ce_N , donde se aprecia como las relaciones $(La/Yb)_N$ aumentan en el rango composicional félsico (ver **Figura 28**, pág. 54). Rollinson (1993) describe la funcionalidad de esta relación como un grado de la fraccionación entre REE, y al graficarlo contra el porcentaje de sílice y Ce se modela la evolución de los magmas que cristalizaron para formar los diques.

A partir de las anomalías de Eu, se interpreta que la generación de estos magmas ocurrió en condiciones donde la plagioclasa pudo retener Eu en su estructura; particularmente, se aprecia que en las rocas más ácidas la anomalía de Eu es más evidente que en el resto de los grupos de rocas, aunque presente en todos los casos en función de la relación Eu/Eu^* (< 1).

Por su parte, el patrón empobrecido de las HREE podría ser efecto del enriquecimiento de las LREE por evolución del magma y asimilación. Del mismo modo, dado que las rocas del cañón Jamatay son consistentes con la presencia de plagioclasa se considera que el patrón general que muestran las rocas es consistente con enriquecimiento de LREE por cristalización fraccionada, asimilación y a la presencia de hornblenda en el ensamble mineralógico.

Con base en los resultados isotópicos Sr–Nd aquí reportados y datos disponibles en bibliografía, es posible correlacionar en origen a los diques del cañón Jamatay con rocas intrusivas de la región norte del CBP (Searl Ridge en California, arco Santiago Peak), los cuales se grafican en el arreglo del manto. De este modo, tanto los intrusivos de la porción norte del CBP como los de la porción sur, al menos en lo que respecta a aquellos de edad cretácica, tendrían una fuente mantélica, y los cuales experimentaron diferentes procesos evolutivos en función del grado de asimilación de corteza y del tipo de basamento asimilado. Con base en la **Figura 42** se aprecia como las rocas del cañón Jamatay presenta porcentajes entre 1% y 10% de asimilación de basamento prebatolítico emparentado con las secuencias tipo *flysch* del paleozoico producidas por la erosión y depósito de material detrítico procedente del cratón de Norteamérica, sin embargo, a pesar de que se presenta una curva de evolución propia para rocas del denominado basamento del terreno Caborca (Iriondo et al., 2004), la diferencia de curvas entre este y el basamento metasedimentario del Paleozoico de Baja California podría deberse a la diferencia entre las relaciones $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ y procesos físicoquímicos propios de su origen y evolución, así como por las concentraciones de Sr y Nd propias de cada muestra (Faure y Mensing, 2005).

Las edades U–Pb en zircones fueron consistentes para una cristalización en el Cretácico Inferior (Barremiano), tanto para el granito encajonante (CJG-01) como para el dique granítico (CJ-04).

Las relaciones Th/U obtenidas en los zircones son consistentes con un origen magmático ($\text{Th}/\text{U} > 0.2$; Rubatto y Gebauer, 2000). Asimismo, algunos de los zircones analizados por CD mostraron núcleos heredados, y los análisis U–Pb en estos arrojaron edades más viejas a la edad promedio de 124 Ma, concordantes con el Jurásico Medio (166.4 ± 3.62 Ma), Devónico Inferior (416.8 ± 16.01 Ma) y el Ordovícico

Medio (456.9 ± 8.69 Ma). Estos cristales heredados corresponderían al aporte de los diferentes tipos de encajonantes y basamentos presentes en la región de la PBC.

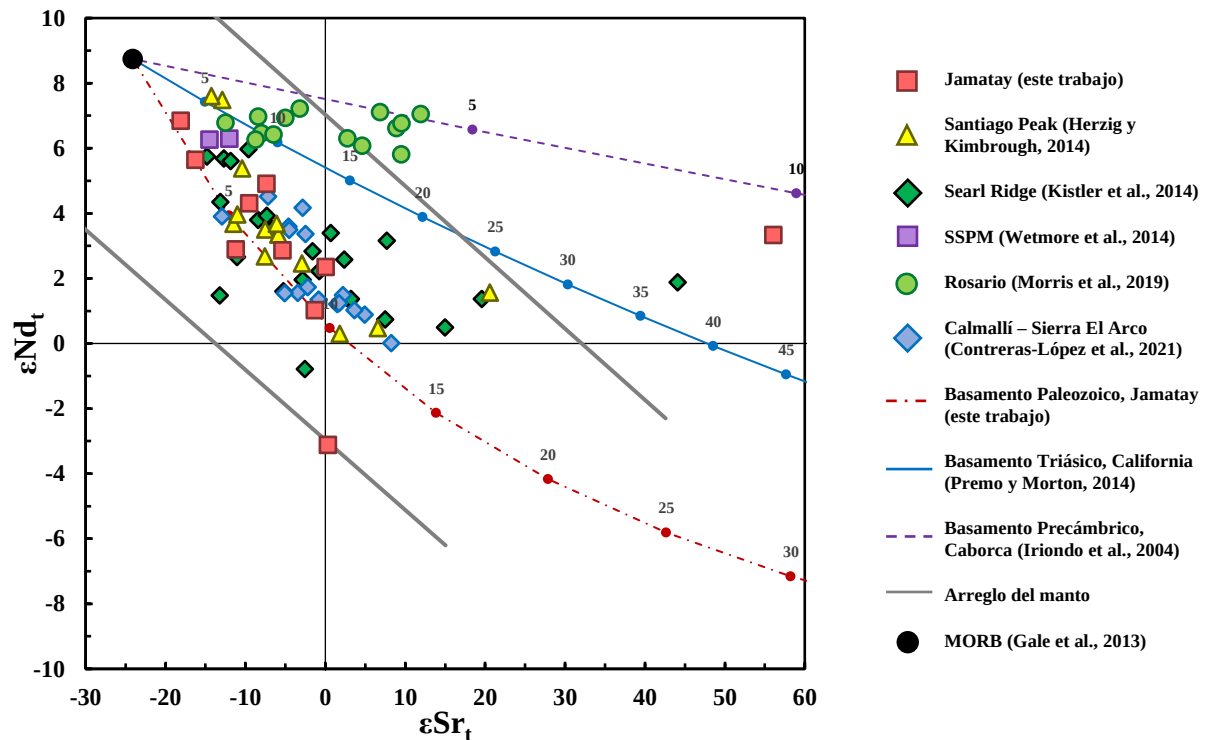


Figura 42: Diagramas ϵNd_t vs ϵSr_t para rocas del cañón Jamatay, así como rocas de diferentes localidades del CBP. Las curvas de mezcla corresponden a relaciones recalculadas a 124 millones de años, con valores de reservorio uniforme (UR) actual ($^{87}Rb/^{86}Sr = 0.0827$ y $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7045$) de DePaolo y Farmer (1984), $\lambda^{87}Rb = 1.393 \times 10^{-11} a^{-1}$ de Nebel et al. (2011), y valores de CHUR actual ($^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1960$ y $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512630$) de Bouvier et al. (2008), $\lambda^{147}Sm = 6.54 \times 10^{-12} a^{-1}$ propuesto por Lugmair y Marti (1978). Composición de MORB tomado de Gale et al. (2013); arreglo del manto tomado de Rollinson (1993).

5.4 Implicaciones geológicas regionales

La explicación para la presencia de xenolitos graníticos en algunos de los diques consiste en la asimilación de fragmentos de batolitos preexistentes y que fueron intrusionados por los diques en su ascenso. Es posible que los diques hayan atravesado e incorporado xenolitos de granitoides más antiguos, como aquellos de edad Jurásica reportados, pero poco estudiados en el norte del CBP, los cuales se extienden a través de la frontera desde San Diego (EUA) hacia el centro de la península (Shaw et al., 2003). Para la región centro de la PBC (península de Vizcaíno, Isla Cedros, sierra El Arco, etc.). Torres-Carrillo et al. (2020) y Contreras-López et al. (2021) reportan cuerpos plutónicos jurásicos de composiciones variadas, incluidos cuerpos graníticos para la franja occidental del CBP. Para la región sur San Diego y el norte de Baja California, Shaw et al. (2003) reportaron el contacto directo de estos granitos jurásicos con los plutones

cretácicos, diferenciándolos de los más jóvenes por presentar tonalidades anaranjadas, ocre y amarillas producto del intemperismo y porcentajes mayores de mica y cuarzo, todo lo cual apunta a diferencias composicionales que permiten diferenciar plutones con edades diferentes.

Al observar detalladamente los xenolitos graníticos encontrados dentro de algunos de los diques, se aprecian diferentes características que apuntan hacia dos posibles tipos de granitos embebidos en los diques, los cuales consisten en diferencias texturales, la presencia o ausencia de bordes de reacción, y el color del material intemperizado, entendiéndose que no se trata de explicar la diferencia de tonalidades por la edad de las rocas, sino por las diferencias composicionales inherentes a cada grupo de rocas, sus orígenes y características litológicas propias. En este sentido, aquellos xenolitos con bordes de reacción y tonalidades anaranjadas y marrones en las superficies intemperizadas se proponen están correlacionados con fragmentos de granitos más antiguos, mientras que aquellos que muestran colores de intemperismo en tonos crema o que incluso no muestran cambios de coloración ni bordes de reacción corresponden a fragmentos encapsulados del batolito peninsular del Cretácico. De este modo, se contempla la posible presencia de fragmentos de granitoides del periodo insular subyaciendo al CBP, y que pudieron ser arrastrados por el ascenso de los diques.

De la muestra de basamento prebatolítico colectada (CJ-07), se determinó una litología de metarenisca, posiblemente formando parte de un olistolito de rocas ordovícicas (Lothringer, 1993), o bien de secuencias tipo *flysch* de rocas pelíticas y arenosas de la Formación Rancho Vallecitos correlacionada litológicamente con rocas triásicas del SW de California (p. ej. Formaciones French Valley, Julian Schist, y Bedford Canyon; Reed, 1993). Para el caso de rocas sedimentarias clásticas, las edades modelo Nd se utilizan para estimar un promedio de la edad de la fuente de los sedimentos y se denomina “edad de residencia cortical” (Rollinson, 1993).

La edad modelo $TDM_{[Nd]}$ de residencia cortical obtenida para esta muestra es de 2.09 Ga, más antigua que las edades $TDM_{[Nd]}$ de los basamentos metamórficos del sur de California (Searl Ridge, $TDM_{[Nd]} = 1.3$ a 1.6 Ga; Premo y Morton, 2014) o de la parte central de la PBC (Sierra el Arco, $TDM_{[Nd]} \sim 1.5$ Ga; Contreras-López et al., 2020). Es probable que la muestra analizada corresponda con unidades paleozoicas del olistolito del Rancho San Marcos o de la Formación Rancho Vallecitos, y que esté conformada por sedimentos procedentes del terreno Caborca del Proterozoico, que forma parte del cratón de Norteamérica y puede ser ubicado en la región NW de Sonora y SW de Arizona.

5.4.1 Correlación con la Formación Santiago Peak

Se ha propuesto que los diques del enjambre San Marcos corresponden a los conductos alimentadores de las unidades volcánicas y volcanoclásticas de la Fm. Santiago Peak (Farquharson, 2004). A partir de datos geoquímicos disponibles en la bibliografía (Tanaka, 1984; Farquarson, 2004; Herzig y Kimbrough, 2014), se comparó la geoquímica de esta unidad con los datos obtenidos de la geoquímica de los diques. Empleando tanto diagramas de clasificación a partir de elementos mayores como elementos trazas (**Figura 43a-b**), se observó una fuerte similitud composicional con la Fm. Santiago Peak. Asimismo, se graficaron diagramas de discriminación tectónica (**Figura 43c**) y diagramas isotópicos (**Figura 43d**), donde las tendencias obtenidas son consistentes con un origen cogenético. Destaca el diagrama de discriminación tectónica, donde se aprecia que algunas de las muestras de Santiago Peak aparecen con concentraciones menores de Rb, lo cual puede ser producto del comportamiento móvil de este elemento y de la naturaleza volcánica–volcanoclástica del material.

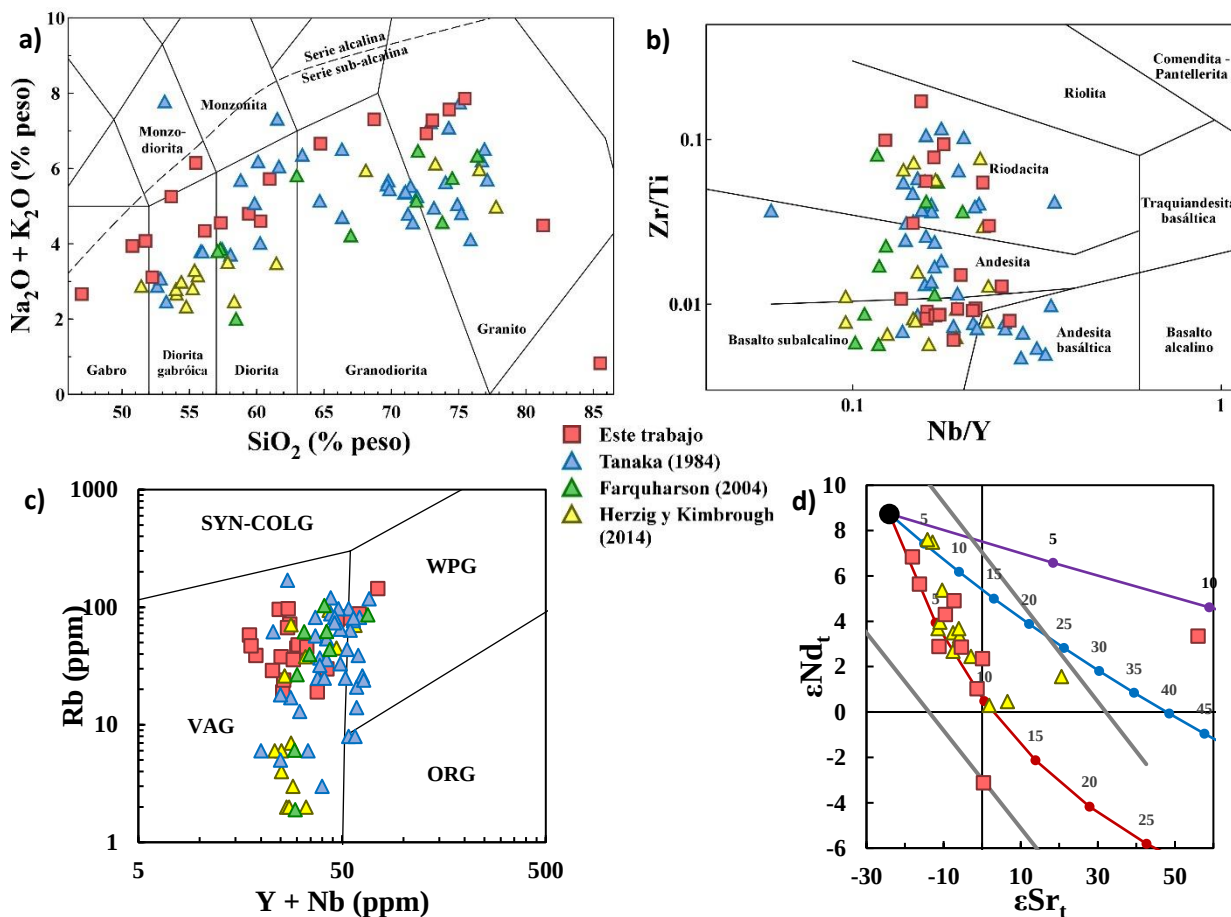


Figura 43: a) Diagrama TAS (Middlemost, 1994); b) diagrama de clasificación propuesto por Winchester y Floyd (1977); c) diagrama de discriminación tectónica propuesto por (Pearce et al., 1984); d) diagrama de relaciones isotópicas ϵNd_t vs ϵSr_t recalculadas a $t = 124$ Ma.

Según información disponible en la bibliografía y los datos obtenidos en este trabajo, las edades de cristalización para el batolito, los diques y la actividad volcánica del arco, rondan los 128–110 Ma (Herzig et al., 2014; Lazcano et al., 2022; Morton et al., 2014). Dadas sus similitudes geoquímicas, isotópicas, y geocronológicas, se propone una correlación directa entre las rocas intrusivas del cañón Jamatay y las rocas volcánicas del Arco Santiago Peak.

5.4.2 Modelo geológico

Considerando el breve lapso entre la cristalización del batolito y de los diques, y tomando en cuenta el modelo propuesto por diversos autores (Magee et al., 2018; Miller et al., 2011; Petford, 1995) para la formación de batolitos a partir del apilamiento de cuerpos lenticulares (lacolitos, lopolitos, sills), y conductos de transporte de magma (diques y sills) se propone que los diques del cañón Jamatay se emplazaron posiblemente en la periferia de un lacolito, actuando como alimentadores entre posibles cámara magmática más profunda y el arco volcánico en la superficie donde ocurría la actividad de arco de la Fm. Santiago Peak (**Figura 44**).

Nabelek et al. (2012) modelaron tasas de enfriamiento de un cuerpo plutónico granítico considerando condiciones de difusividad térmica, conductividad térmica y tasas de cristalización propias de cuerpos de esta composición, a una profundidad de 3–5 km (2 km de espesor y 5 km de longitud), obteniendo tiempos de enfriamiento de ~50 ka. Dado que las profundidades de emplazamiento propuestas por Morton et al. (2014) para la zona oeste del CBP rondan los 8 km, un lapso de 100 ka sería suficiente para lograr la solidificación o el cambio de comportamiento dúctil a frágil, lo que permitiría la generación de fracturas en el batolito.

No obstante, un segundo modelo genético para los diques del cañón Jamatay puede ser propuesto, el cual explica la formación de una cámara magmática pseudoestratificada, con la cristalización y acumulación de minerales máficos en profundidad, una zona híbrida intermedia y la masa granítica *sensu stricto*. Esta hipótesis involucra un plutón con una dinámica interna, resultado de corrientes convectivas por el colapso y hundimiento de los cúmulos máficos hacia la base de la cámara. Esto tiene efecto en la composición y dinámica del magma remanente, pues se generan magmas con composiciones más ácidas y con el hundimiento de los cúmulos que se movilizan posteriormente a niveles más altos que cristalizan como enclaves máficos e híbridos. Parte de esta dinámica se ve reflejada en la formación de diques en las zonas

de mayor cristalinidad, donde los magmas máficos e intermedios se inyectan en las fracturas tempranas (desarrollado debido a la contracción del plutón) que se traduce en diques sinplutónicos (Marsh, 2015).

Las edades de cristalización U–Pb en zircón, obtenidas tanto para el granito peninsular como para el dique félsico, fueron de 126 y 124 Ma (Barremiano), tiempo en que el arco insular marginal seguía activo como fuente principal del magmatismo. Dada esta corta diferencia temporal en las edades de cristalización, se propone que el batolito corresponde con un cuerpo de dimensiones menores, dígame lacolito o lopolito, y que funciona como pequeño reservorio de magma. Sin embargo, lo anterior no descarta la existencia de cuerpos tabulares dentro de una gran cámara generados en los diferentes frentes de solidificación. En este sentido, es posible que la cristalización y acumulación de minerales máficos permita la segregación de magmas más evolucionados, dando lugar a magmas con diferentes composiciones en un mismo ambiente.

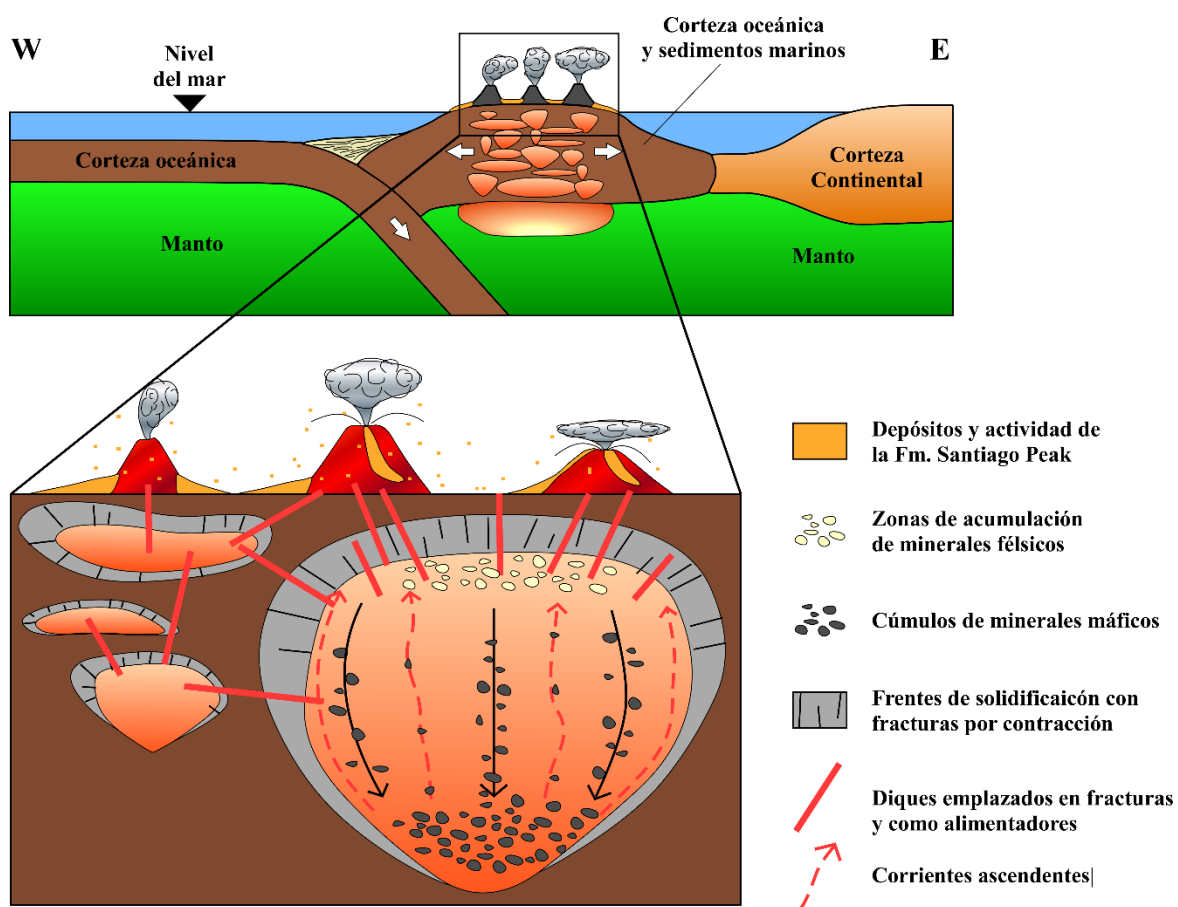


Figura 44: Modelo geológico propuesto para el emplazamiento de los diques del cañón Jamatay.

Capítulo 6. Conclusiones

Como resultado del presente trabajo, se llegó a las siguientes conclusiones:

El emplazamiento del enjambre de diques San Marcos, se desarrolló a través de sistemas de fracturas orientadas NW–SE, producidas posiblemente por esfuerzos extensivos en el Cinturón Batolítico Peninsular durante un régimen extensional en el arco como a causa de reajustes tectónicos, o bien, como fracturas de contracción generadas en frentes de solidificación de los plutones

La diversidad composicional que presentan los diques del enjambre San Marcos concuerda con la variedad composicional de los batolitos de la franja occidental del CBP (desde gabro hasta granito), es decir, aquellos formados en un ambiente de arco insular que se habría acrecionado al continente a mediados del Cretácico (Albiano–Aptiano).

El magmatismo evidenciado por los diques del cañón Jamatay, al igual que por el batolito granítico, se postula como actividad de tipo arco insular, respaldado por los resultados de los estudios geoquímicos e isotópicos. Del mismo modo, la cronología de los eventos apunta hacia un momento en que el arco se encontraba en fase transicional hacia un arco continental marginal; todo lo anterior es concordante a su vez con lo descrito por Morton et al. (2014).

Las edades de cristalización U–Pb en zircón, obtenidas tanto para el granito peninsular como para el dique félsico, fueron de 126 y 124 Ma (Barremiano), tiempo en que el arco insular marginal seguía activo como fuente principal del magmatismo. Dada esta corta diferencia temporal en las edades de cristalización, se proponen dos alternativas: 1) el batolito corresponde con un cuerpo de dimensiones menores, dígame lacolito o lopolito, y que funciona como pequeño reservorio de magma, y 2) el batolito analizado corresponde con frentes de solidificación en una zona de magma ácido dentro de una gran cámara presumiblemente estratificada. En este último caso, es posible que la cristalización y acumulación de minerales máficos permita la segregación de magmas más evolucionados, dando paso a magmas con diferentes composiciones en un mismo ambiente y con una génesis en común.

Se determinó que los magmas se originaron a partir de la fusión parcial del manto. La muestra de material metasedimentario mostró una composición correlacionable con corteza continental madura, al mostrar valores altos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ y valores bajos de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, lo que se interpreta como material detrítico

procedente del basamento Precámbrico de la región de Caborca (Sonora) en función de la alta correlación entre estos materiales.

La evolución composicional del enjambre de diques San Marcos es consistente con diversos procesos magmáticos, que involucran en diferente medida a cristalización fraccionada, mezcla de magmas y grados bajos de asimilación cortical (entre 1% y 10%) de basamento metasedimentario del Paleozoico de la región (Formación Rancho Vallecitos).

Con base en todos estos resultados se refuta la hipótesis que proponía el emplazamiento de los diques como una manifestación de los eventos extensivos del Cenozoico que conllevaron a la apertura del Golfo de California. Asimismo, se demuestra que los diques San Marcos son contemporáneos a los plutones de la franja occidental del CBP, emplazados dentro de batolitos graníticos en la región de Jamatay gracias a posibles eventos extensivos en el arco magmático o por el fracturamiento de los frentes de solidificación del plutón.

A partir de las conclusiones enunciadas anteriormente, se propone la cronología de eventos enlistada a continuación:

- 1) La deshidratación de la placa en subducción genera fusión parcial y metasomatización del manto, alimentando a un arco insular desde el Jurásico Tardío.
- 2) Diferentes pulsos de magmatismo permiten el emplazamiento de los diferentes cuerpos con composiciones variables de la franja occidental del CBP; este emplazamiento pudo ocurrir de dos formas posibles: 1) como cuerpos lenticulares de espesor y composiciones variables, y 2) como grandes diapiros estratificados que segregaban cantidades menores de magmas más evolucionados.
- 3) Un cambio en el comportamiento del arco generó un régimen extensivo que permitió el fracturamiento de los cuerpos plutónicos que pudieron solidificar en tiempos cercanos a los 50000 años, ya sea por causa de su geometría delgada y alargada (para el modelo lenticular) o como efecto de los frentes de solidificación de la cámara.
- 4) Los diques son consistentes con los conductos alimentadores para el vulcanismo del arco Santiago Peak–Alisitos, así como para otros posibles reservorios de magma en diferentes niveles corticales.

- 5) El emplazamiento de los diques acarrea xenolitos de plutones más viejos, presumiblemente del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, arrastrados desde niveles corticales más profundos. Estas edades, e incluso más antiguas, son consideradas en función de los zircones heredados encontrados en el granito batolítico.

Literatura citada

- Alsleben, H., Wetmore, P. H., y Paterson, S. R. (2014). Structural evidence for mid-Cretaceous suturing of the Alisitos arc to North America from the Sierra Calamajue, Baja California, Mexico. En D. M. Morton y F. K. Miller (Eds.). *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*. Geological Society of America Memoir, 211, 691–711. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(22\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(22))
- Anderson, P. V. (1993). Prebatholithic stratigraphy of the San Felipe area, Baja California Norte, Mexico. En R. G. Gastil y R. H. Miller (Eds.). *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*. Geological Society of America 279, 1–10. <https://doi.org/10.1130/SPE279-p1>
- Baegert, J. J. (1771). *Observations in Lower California*. University of California Press.
- Barbarin, B., Dodge, F. C. W., Kistler, R. W., y Bateman, P. C., (1989). Mafic inclusions, aggregates, and dikes in granitoid rocks, central Sierra Nevada batholith, California — Analytic data. *US Geological Survey Bulletin*, 1899. <https://doi.org/10.3133/b1899>
- Bibbins, M. A. (2018). *Origin of Bajaites from Jaraguay and San Borja Volcanic Fields in Baja California, Mexico [Tesis de maestría]*. University of California San Diego. <https://escholarship.org/uc/item/5ck3z40p>
- Blakey, R. C., y Ranney, W. D. (2018). *Ancient Landscapes of Western North America*. Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-59636-5>
- Böhlner, H., Delgado-Argote, L. A., y Kimbrough, D. L., (2002). Discordant paleomagnetic data for middle Cretaceous intrusive rocks from northern Baja California: Latitude displacement, tilt, or vertical axis rotation?. *Tectonics*, 21(5), 1049. <https://doi.org/10.1029/2001TC001298>
- Bouvier, A., Vervoort, J. D., & Patchett, P. J. (2008). The Lu–Hf and Sm–Nd isotopic composition of CHUR: constraints from unequilibrated chondrites and implications for the bulk composition of terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1–2), 48–57. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>
- Burchardt, S. (2018). Introduction to volcanic and igneous plumbing systems - Developing a discipline and common concepts. In *Volcanic and igneous plumbing systems*, 1–12. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-809749-6.00001-7>
- Busby, C. (2004). Continental growth at convergent margins facing large ocean basins: a case study from Mesozoic convergent-margin basins of Baja California, Mexico. *Tectonophysics*, 392(1–4), 241–277. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.04.017>
- Cabanis, B., y Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: unoutil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melande et/ou de contamination crustale. *C. R. Acad. Sci. Ser. II*, 309, 2023–2029.
- Calmus, T., Búrquez, A., y Martínez, A. (2017). El golfo de California: Un océano joven, región megadiversa, vínculo entre tectonia y ecología. *Ciencia UANL*, 85, 59-64. <https://cienciauanl.uanl.mx/?p=7135>
- Camarena-García, M. A. (2006). *Análisis morfológico y estructural de los complejos plutónicos de Baja California Central a través de las técnicas de percepción remota [Tesis de maestría]*. Centro de

Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Repositorio institucional.
<https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/1479>

- Chappell, B. W., y White, A. J. R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4), 489–499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Christian, G. D. (2009). *Química analítica* (6ta ed). McGraw-Hill Interamericana de España S.L.
- Contreras-López, M., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Torres-Carrillo, X. G., Frei, D., y Gómez-Álvarez, D. K. (2020). Petrogenesis of the meta-igneous rocks of the Sierra El Arco and coeval magmatic rocks in Baja California: Middle Jurassic-Early Cretaceous (166-140 Ma) island arc magmatism of NW México. *Int. Geology Review*, 63(9), 1–28. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1753249>
- Contreras-López, M., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Torres-Carrillo, X. G., Frei, D., Gómez-Alvarez, D. K., Tazzo-Rangel, M. D., y Schmitt, A. K. (2021). Geochemistry, U–Pb geochronology, and Sr–Nd–Hf isotope systematics of a SW–NE transect in the southern Peninsular Ranges batholith, Mexico: Cretaceous magmatism developed on a juvenile island-arc crust. *Lithos*, 400, 106375. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106375>
- Cross, C. W., Iddings, J. P., Pirsson, L. V., y Washington, H. S. (1903). *Quantitative classification of igneous rocks*. Univ. Chicago Press.
- Dardier, A. M., Dessouky, O. K., y El-Bialy, M. Z. (2021). TZT: a windows program for calculating zircon crystallization temperature based on Ti-in-zircon thermometry. *Earth Science Informatics*, 14(3), 1679–1684. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106375>
- DeCelles, P. G., Ducea, M. N., Kapp, P., y Zandt, G. (2009). Cyclicity in Cordilleran orogenic systems. *Nature Geoscience*, 2(4), 251–257. <https://doi.org/10.1038/ngeo469>
- Delgado-Argote, L. A., y García-Abdeslem, J. (1999). Shallow Miocene basaltic magma reservoirs in the Bahía de Los Angeles basin, Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88(1), 29–46. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00082-1](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00082-1)
- DePaolo, D. J. (1980). Sources of Continental Crust: Neodymium Isotope Evidence from the Sierra Nevada and Peninsular Ranges. *Science*, 209(4457), 684–687. <https://doi.org/10.1126/science.209.4457.684>
- DePaolo, D. J. (1981). A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10470–10488. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10470>
- DePaolo, D. J., y Farmer, G. L. (1984). Isotopic data bearing on the origin of Mesozoic and Tertiary granitic rocks in the western United States. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 310(1514), 743–753. <https://doi.org/10.1098/rsta.1984.0017>
- Duque-Trujillo, J., Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., López-Martínez, M., Lonsdale, P., Bryan, S. E., Kluesner, J., Piñero-Lajas, D., y Solari, L. (2015). Timing of rifting in the southern Gulf of California and its conjugate margins: Insights from the plutonic record. *Geological Society Bulletin*, 127(5–6), 702–736. <https://doi.org/10.1029/JB086iB11p10470>

- Farquharson, P. T. (2004). Geology of the Rancho San Marcos dike swarm, Baja California, México [Tesis de maestría]. San Diego State University.
<https://digitallibrary.sdsu.edu/islandora/object/sdsu%3A202>
- Faure, G. (2001). Origin of igneous rocks: the isotopic evidence. Springer Science & Business Media.
- Faure, G., y Mensing, T. M. (2005). Isotopes: Principles and applications (3ra ed.). John Wiley & Sons, Inc.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Lopez-Martinez, M., y Silva-Fragoso, A. (2018). Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of California rift. *Earth-Science Reviews*, 183, 115–152. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.04.006>
- Fitz-Díaz, E., Lawton, T. F., Juárez-Arriaga, E., y Chávez-Cabello, G. (2018). The Cretaceous-Paleogene Mexican orogen: Structure, basin development, magmatism and tectonics. *Earth-Science Reviews*, 183, 56–84. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.03.002>
- Frisch, W., Meschede, M., y Blakey, R. C. (2010). Plate tectonics: continental drift and mountain building. Springer Science & Business Media. <https://doi.org/10.1007/978-3-540-76504-2>
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J., y Frost, C. D. (2001). A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 42(11), 2033–2048. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.2033>
- Frost, B. R., y Frost, C. D. (2008). A Geochemical Classification for Feldspathic Igneous Rocks. *Journal of Petrology*, 49(11), 1955–1969. <https://doi.org/10.1093/petrology/egn054>
- Frost, B. R., y Frost, C. D. (2013). *Essentials of Igneous and Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press.
- Gale, A., Dalton, C. A., Langmuir, C. H., Su, Y., y Schilling, J. G. (2013). The mean composition of ocean ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(3), 489–518. <https://doi.org/10.1029/2012GC004334>
- García-Carrillo, P., (2007) Volcanismo y extensión durante el Neógeno al sur de la Provincia Volcánica de Puertecitos, Baja California [Tesis de maestría]. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Repositorio institucional. <https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/1571>
- Garrity, C.P., y Soller, D.R. (2009). Database of the Geologic Map of North America; adapted from the map by J. C. Reed, Jr. y otros (2005). U.S. Geological Survey Data Series 424. <https://pubs.er.usgs.gov/publication/ds424>
- Gastil, R. G. (1993). Prebatholithic history of peninsular California. En R. G. Gastil y R. H. Miller (Eds.). *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*. Geological Society of America, 279, 145–156. <https://doi.org/10.1130/SPE279-p145>
- Gastil, R. G., Diamond, J., Knaack, C., Walawender, M., Marshall, M., Boyles, C., Chadwick, B., y Erskine, B. (1990). Chapter 2: The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California California. En J. L. Anderson (Ed.). *The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism*. Geological Society of America Memoir, 174, 19–32. <https://doi.org/10.1130/MEM174-p19>

- Gastil, R. G., Phillips, R. P., y Allison, E. C. (1975). Reconnaissance Geology of the State of Baja California. Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/MEM140>
- Gonnermann, H., y Taisne, B. (2015). Magma transport in dikes. En H. Sigurdsson (Ed.), *The encyclopedia of volcanoes* (2da edición). American Press, 215–224. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00010-9>
- Greene, C. K. E. (2019). Petrology and Tectonic Implications of Middle Miocene Rosarito Beach Formation of Volcanic Rocks, Baja California Mexico [Tesis de doctorado]. San Diego State University. <https://digitallibrary.sdsu.edu/islandora/object/sdsu%3A26435>
- Grimes, C. B., Wooden, J. L., Cheadle, M. J., y John, B. E. (2015). “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170(5), 1–26. <https://doi.org/10.1007/s00410-015-1199-3>
- Harris, N. B., Pearce, J. A., y Tindle, A. G. (1986). Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. En Coward, M. P. y Ries, A. C. (Eds.). *Collision Tectonics*. Geological Society, London, Special Publications, 19(1), 67–81. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- Herzig, C. T., y Kimbrough, D. L. (2014). Santiago Peak volcanics: Early Cretaceous arc volcanism of the western Peninsular Ranges batholith, southern California. En D. M. Morton y F. K. Miller (Eds.). *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*. Geological Society of America Memoir, 211, 345–363. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(09\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(09))
- Hildebrand, R. S., y Whalen, J. B. (2014). Arc and Slab-Failure Magmatism in Cordilleran Batholiths II – The Cretaceous Peninsular Ranges Batholith of Southern and Baja California. *Geoscience Canada*, 41(4), 399–458. <https://doi.org/10.12789/geocanj.2014.41.059>
- Hildebrand, R. S., y Whalen, J. B. (2017). The tectonic setting and origin of Cretaceous batholiths within the North American Cordillera: the case for slab failure magmatism and its significance for crustal growth. *Geological Society of America Special Paper*, 532. <https://doi.org/10.1130/2017.2532>
- Hildebrand, R. S., y Whalen, J. B. (2021). The mid-Cretaceous Peninsular Ranges orogeny: a new slant on Cordilleran tectonics? I: Mexico to Nevada. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 58(8), 670–696. <https://doi.org/10.1139/cjes-2020-0154>
- Hou, G. (2012). Mechanism for three types of mafic dyke swarms. *Geoscience Frontiers*, 3(2), 217–223. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2011.10.003>
- Iriondo, A., Premo, W. R., Martínez-Torres, L. M., Budahn, J. R., Atkinson Jr, W. W., Siems, D. F., y Guarás-González, B. (2004). Isotopic, geochemical, and temporal characterization of Proterozoic basement rocks in the Quitovac region, northwestern Sonora, Mexico: Implications for the reconstruction of the southwestern margin of Laurentia. *Geological Society of America Bulletin*, 116(1–2), 154–170. <https://doi.org/10.1130/B25138.1>
- Irvine, T. N., y Baragar, W. R. A. (1971). A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5), 523–548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Jurado-Hernández, S. (2020). Correlación de unidades volcánicas y sedimentarias de Isla Ángel de la Guarda y de la región de Calamajué; estimación del desplazamiento a través del Canal de Ballenas [Tesis de maestría]. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada

(CICESE), Repositorio institucional.

<https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/3221>

- Kistler, R. W., y Peterman, Z. E. (1973). Variations in Sr, Rb, K, Na, and Initial Sr87/Sr86 in Mesozoic Granitic Rocks and Intruded Wall Rocks in Central California. *Geological Society of America Bulletin*, 84(11), 3489–3512. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84%3C3489:VISRKN%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84%3C3489:VISRKN%3E2.0.CO;2)
- Kistler, R. W., Wooden, J. L., Premo, W. R., Morton, D. M., y Miller, F. K. (2014). Pb–Sr–Nd–O isotopic characterization of Mesozoic rocks throughout the northern end of the Peninsular Ranges batholith: Isotopic evidence for the magmatic evolution of oceanic arc–continental margin accretion during the Late Cretaceous of southern California. En D. M. Morton y F. K. Miller (Eds.). *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological Society of America Memoirs*, 211, 263–316. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(07\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(07))
- Lameyre, J., y Bonin, B. (1991). Granites in the main plutonic series: discrimination of various granitoid series and related rocks. En J. Didier y B. Barbarin (Eds.), *Enclaves and granite petrology*, 3–17. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(82\)90047-6](https://doi.org/10.1016/0377-0273(82)90047-6)
- Larsen, E. S. (1948). Batholith and Associated Rocks of Corona, Elsinore, and San Luis Rey Quadrangles Southern California. *Geological Society of America*. <https://doi.org/10.1130/MEM29>
- Lazcano, J., Camprubi, A., González-Partida, E., Iriando, A., Miggins, D. P., y Ramírez-Salamanca, G. A. (2022). El Alamo district (Baja California, Mexico): A hint of a new Cordilleran orogenic gold belt?. *Journal of South American Earth Sciences*, 116, 103797. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103797>
- Le Bas, M. J., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., y IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745–750. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.3.745>
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., y Bateman, P. (2002). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, New York. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535581>
- Leier-Engelhardt, P. (1993). Middle Paleozoic strata of the Sierra Las Pintas, northeastern Baja California Norte, Mexico. En R. G. Gastil y R. H. Miller (Eds.). *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*. Geological Society of America, 279, 23–42. <https://doi.org/10.1130/SPE279-p23>
- Liew, T. C., y Hofmann, A. W. (1988). Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contrib. to Mineralogy and Petrology*, 98, 129–138. <https://doi.org/10.1007/BF00402106>
- Liu, L. (2014). Constraining Cretaceous subduction polarity in eastern Pacific from seismic tomography and geodynamic modeling. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 1–8. <https://doi.org/10.1002/2014GL061988>
- Lothringer, C. J. (1993). Allochthonous Ordovician strata of Rancho San Marcos, Baja California Norte, Mexico. En R. G. Gastil y R. H. Miller (Eds.). *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*. Geological Society of America, 279, 11–22. <https://doi.org/10.1130/SPE279-p11>

- Lugmair, G. W., y Marti, K. (1978). Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 39(3), 349–357.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(78\)90021-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90021-3)
- Magee, C., Stevenson, C. T., Ebmeier, S. K., Keir, D., Hammond, J. O., Gottsmann, J. H., Whaler, K. A., Schofiel, N., Jackson, C. A-L., Petronis, M. S., O'Driscoll, B., Morga, J., Cruden, A., Vollgger, S. A., Derin, G., Micklethwaite, S., y Jackson, M. D. (2018). Magma plumbing systems: a geophysical perspective. *Journal of Petrology*, 59(6), 1217–1251. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy064>
- Marsh, B. D. (2015). Magma chambers. En H. Sigurdsson (Ed.), *The encyclopedia of volcanoes* (2da edición). American Press, 185–201. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00008-0>
- Martín-Barajas, A. (2014). The geological foundations of the Gulf of California Region. En E. V. Wehncke, J. R. Lara-Lara, S. Álvarez-Borrego y E. Ezcurra (Eds.). *Conservation science in Mexico's Northwest Ecosystem status and trends in the Gulf of California*, 53–80.
https://www.researchgate.net/publication/305682057_The_geological_foundations_of_the_Gulf_of_California_region
- McDonough, W. F., y Sun, S. S. (1995). The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4), 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Middlemost, E. A. K. (1994). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3), 215–224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9)
- Miller, C. F., Furbish, D. J., Walker, B. A., Claiborne, L. L., Koteas, G. C., Bleick, H. A., y Miller, J. S. (2011). Growth of plutons by incremental emplacement of sheets in crystal-rich host: Evidence from Miocene intrusions of the Colorado River region, Nevada, USA. *Tectonophysics*, 500(1-4), 65–77.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.011>
- Miller, R. B., y Paterson, S. R. (1999). In defense of magmatic diapirs. *Journal of Structural Geology*, 21(8–9), 1161–1173. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00033-4](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00033-4)
- Morton, D. M., Miller, F. K., Kistler, R. W., Premo, W. R., Lee, C-T.A., Langenheim, V.E., Wooden, J.L., Snee, L.W., Clausen, B.L., y Cossette, P. (2014). Framework and petrogenesis of the northern Peninsular Ranges batholith, southern California. En D. M. Morton y F. K. Miller (Eds.). *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*. Geological Society of America Memoir, 211, 61–143. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(03\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(03))
- Morris, R. A., DeBari, S. M., Busby, C., Medynski, S., Jicha, B. R. (2019). Building Arc Crust: Plutonic to Volcanic Connections in an Extensional Oceanic Arc, the Southern Alisitos Arc, Baja California. *Journal of Petrology*, 60, 1195–1228. <https://doi.org/10.1093/petrology/egz029>
- Nabelek, P. I., Hofmeister, A. M., y Whittington, A. G. (2012). The influence of temperature-dependent thermal diffusivity on the conductive cooling rates of plutons and temperature-time paths in contact aureoles. *Earth and Planetary Science Letters*, 317, 157–164.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.11.009>
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et cosmochimica acta*, 38(5), 757–775.
[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(74\)90149-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(74)90149-5)

- Nebel, O., Scherer, E. E., y Mezger, K. (2011). Evaluation of the ^{87}Rb decay constant by age comparison against the U–Pb system. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1–2), 1–8.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.004>
- Negrete-Aranda, R. (2008). El origen del volcanismo post-subducción en la península de Baja California, México [Tesis de doctorado]. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Repositorio institucional.
<https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/1497>
- 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. En S. E. Johnson, S. R. Paterson, J. M. Fletcher, G. H. Girty, D. L. Kimbrough y A. Martín-Barajas (Eds.). *Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA*. Geological Society of America Special Paper, 374, 297–335. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.297>
- Oskin, M., y Stock, J. (2003). Marine incursion synchronous with plate-boundary localization in the Gulf of California. *Geology*, 31(1), 23–26.
[https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031%3C0023:MISWPB%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031%3C0023:MISWPB%3E2.0.CO;2)
- Palme, H., y O'Neill, H. S. C. (2014). Cosmochemical Estimates of Mantle Composition. En H. D. Holland y K. K. Turekian (Eds.). *Treatise on Geochemistry* (2da ed). Elsevier, 1–39.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00201-1>
- Paulssen, H., y de Vos, D. (2017). Slab remnants beneath the Baja California peninsula: Seismic constraints and tectonic implications. *Tectonophysics*, 719, 27–36.
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.09.021>
- Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1), 14–48.
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.06.016>
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., y Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956–983.
<https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Peccerillo, A., y Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1), 63–81.
<https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Petford, N. (1995). Segregation of tonalitic-trondhjemitic melts in the continental crust: The mantle connection. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B8), 15735–15743.
<https://doi.org/10.1029/94JB03259>
- Pourmand, A., Dauphas, N., y Ireland, T. J. (2012). A novel extraction chromatography and MC-ICP-MS technique for rapid analysis of REE, Sc and Y: Revising Cl-chondrite and Post-Archean Australian Shale (PAAS) abundances. *Chemical Geology*, 291, 38–54.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2011.08.011>
- Premo, W. R., y Morton, D. M. (2014). SHRIMP–RG U–Pb ages of provenance and metamorphism from detrital zircon populations and Pb–Sr–Nd signatures of prebatholithic metasedimentary rocks at Searl Ridge, northern Peninsular Ranges batholith, southern California: Implications for their age,

- origin, and tectonic setting. En Morton, D.M., y Miller, F.K. (Eds.), *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California: Geological Society of America Memoir 211*, 449–498, [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(14\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(14))
- Ramos-Velázquez, E., Calmus, T., Valencia, V., Iriondo, A., Valencia-Moreno, M., y Bellon, H. (2008). U–Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the coastal Sonora batholith: New insights on Laramide continental arc magmatism. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 314–333. https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742008000200009
- Reed, J. (1993). Rancho Vallecitos Formation, Baja California Norte, Mexico. En R. G. Gastil y R. H. Miller (Eds.), *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*. Geological Society of America, 279, 119–134. <https://doi.org/10.1130/SPE279-p119>
- Rickwood, P. C. (1989). Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4), 247–263. [https://doi.org/10.1016/0024-4937\(89\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0024-4937(89)90028-5)
- Roldán-Quintana, J., McDowell, F. W., Delgado-Granados, H., y Valencia-Moreno M. (2009). East–west variations in age, chemical and isotopic composition of the Laramide batholith in southern Sonora, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(3), 543–563. https://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742009000300001
- Rollinson, H. R. (1993). *Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation*. <https://doi.org/10.4324/9781315845548>
- Rollinson, H. R., y Pease, V. (2021). *Using Geochemical Data: To Understand Geological Processes* (2da ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781108777834>
- Rubatto, D., y Gebauer, D. (2000). Use of Cathodoluminescence for U–Pb Zircon Dating by Ion Microprobe: Some Examples from the Western Alps. En M. Pagel, V. Barbin, P. Blanc y D. Ohnenstetter (Eds.), *Cathodoluminescence in Geosciences*. Springer Berlin Heidelberg, 373–400. https://doi.org/10.1007/978-3-662-04086-7_15
- Rudnick, R. L., y Gao, S. (2014). Composition of the Continental Crust. En H. D. Holland y K. K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (2da ed). Elsevier, 1–51. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00301-6>
- Schmidt, K. L., Wetmore, P. H., Johnson, S. E., y Paterson, S. R. (2002). Controls on orogenesis along an ocean-continent margin transition in the Jura-Cretaceous Peninsular Ranges batholith. En A. Barth (Ed.), *Contributions to Crustal Evolution of the Southwestern United States*. Geological Society of America, 365, 49–72. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2365-5.49>
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive rocks: their genesis, composition, and classification, with a chapter on meteorites*. J. Wiley & sons, Inc. <https://doi.org/10.1038/120872a0>
- Shaw, S.E., Todd, V.R., y Grove, M. (2003). Jurassic peraluminous gneissic granites in the axial zone of the Peninsular Ranges, southern California. En S. E. Johnson, S. R. Paterson, J. M. Fletcher, G. H. Girty, D. L. Kimbrough y A. Martin-Barajas (Eds.), *Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA*. Geological Society of America Special Paper, 374, 1–27. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.157>
- Silver, L. T., y Chappell, B. W. (1988). *The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the*

- Cordilleran batholiths of southwestern North America. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2–3), 105–121.
<https://doi.org/10.1017/S0263593300014152>
- Skoog, D. (2019). *Principios de análisis instrumental* (7ma ed). Cengage Learning Editors, México.
- Sláma, J., Košler, J., Condon, D. J., Crowley, J. L., Gerdes, A., Hanchar, J. M., Horstwood, M. S. A., Morris, G. A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M. N., y Whitehouse, M. J. (2008). Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis. *Chemical Geology*, 249(1), 1–35. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2007.11.005>
- Solari, L. A., Gómez-Tuena, A., Bernal, J. P., Pérez-Arvizu, O., y Tanner, M. (2010). U–Pb Zircon Geochronology with an Integrated LA-ICP-MS Microanalytical Workstation: Achievements in Precision and Accuracy. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 34(1), 5–18.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2009.00027.x>
- Steiger, R. H., y Jäger, E. (1977). Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and planetary science letters*, 36(3), 359–362.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(77\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0012-821X(77)90060-7)
- Stracke, A., Scherer, E. E., y Reynolds, B. C. (2013). Application of Isotope Dilution in Geochemistry. En H. D. Holland y K. K. Turekian (Eds.). *Treatise on Geochemistry* (2da ed.). Elsevier, 15, 71–86.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.01404-2>
- Streckeisen, A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12(1), 1–33.
[https://doi.org/10.1016/0012-8252\(76\)90052-0](https://doi.org/10.1016/0012-8252(76)90052-0)
- Symons, D. T. A., Walawender, M. J., Smith, T. E., Molnar, S. E., Harris, M. J., y Blackburn, W. H. (2003). Paleomagnetism and geobarometry of the La Posta pluton, California. En S. E. Johnson, S. R. Paterson, J. M. Fletcher, G. H. Girty, D. L. Kimbrough y A. Martin-Barajas (Eds.). *Tectonic evolution of northwestern México and the southwestern USA. Geological Society of America Special Paper*, 374, 135–155. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2374-4.135>
- Tanaka, H., Smith, T. E., y Huang, C. H. (1984). The Santiago Peak volcanic rocks of the Peninsular Ranges Batholith, southern California: Volcanic rocks associated with coeval gabbros. *Bulletin volcanologique*, 47, 153–171. <https://doi.org/10.1007/BF01960546>
- Thiéblemont, D., y Téguy, M. (1994). Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calco-alcalins. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Série 2: Sciences de la Terre et des Planètes*, 319(1), 87–94.
- Torres-Carrillo, X. G. (2010). *Análisis geológico del complejo plutónico San Jerónimo, al sur del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California, México* [Tesis de maestría]. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), Repositorio institucional.
<https://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/880>
- Torres-Carrillo, X. G., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., y Contreras-López, M. (2020). Early to Middle Jurassic San Andrés–Cedros plutonic suite, western coast of Baja California, Mexico: Geochemical and isotopic evidence for an island arc extending to the central peninsula. *Journal of South American Earth Sciences*, 98, 102471. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102471>

- Umhoefer, P. J. (2011). Why did the southern Gulf of California rupture so rapidly? — Oblique divergence across hot, weak lithosphere along a tectonically active margin. *GSA today*, 21(11), 4–10. <https://rock.geosociety.org/gsatoday/archive/21/11/pdf/i1052-5173-21-11-4.pdf>
- Valencia-Moreno, M., y Ortega-Rivera, A. (2011). Capítulo 6: Cretácico Tardío–Eoceno medio en el noroeste de México – evolución del arco magmático continental y su contexto geodinámico (orogenia Laramide). *Boletín del Instituto de Geología*, 118, 201–226. <https://boletin.geologia.unam.mx/index.php/boletin/article/view/32/34>
- Verma, S. P. (2010). Statistical evaluation of bivariate, ternary and discriminant function tectonomagmatic discrimination diagrams. *Turkish Journal of Earth Sci*, 19, 185–238. <https://doi.org/10.3906/yer-0901-6>
- Verma, S. P. (2012). Application of multi-dimensional discrimination diagrams and probability calculations to acid rocks from Portugal and Spain. *Comunic Geol*, 99, 79–93. https://www.lneg.pt/wp-content/uploads/2020/03/10_ART_CG12-009-1402_FINAL.pdf
- Verma, S. P., y Rivera-Gomez, M. (2013). Computer programs for the classification and nomenclature of igneous rocks. *Episodes*, 36, 115–124. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2013/v36i2/005>
- Verma, S. P., y Verma, S. K. (2013). First 15 probability-based multidimensional tectonic discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against postemplacement compositional changes and petrogenetic processes. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22(6), 931–995. <https://doi.org/10.3906/yer-1204-6>
- Vermeesch, P. (2018). IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology. *Geoscience Frontiers*, 9(5), 1479–1493. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001>
- Wang, Y., Forsyth, D. W., Rau, C. J., Carriero, N., Schmandt, B., Gaherty, J. B., y Savage, B. (2013). Fossil slabs attached to unsubducted fragments of the Farallon plate. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(14), 5342–5346. <https://doi.org/10.1073/pnas.1214880110>
- Watson, E. B., y Harrison, T. M. (2005). Zircon Thermometer Reveals Minimum Melting Conditions on Earliest Earth. *Science*, 308(5723), 841–844. <https://doi.org/10.1126/science.1110873>
- Wetmore, P. H., Hughes, S. S., Stremtan, C., Ducea, M. N., y Alsleben, H. (2014). Tectonic implications of postcontractional magmatism of the Alisitos arc segment of the Peninsular Ranges, Baja California, Mexico. En D. M. Morton y F. K. Miller (Eds.). *Peninsular Ranges Batholith, Baja California and Southern California*. Geological Society of America Memoir, 211, 669–690. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(21\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(21))
- Whalen, J. B., y Hildebrand, R. S. (2019). Trace element discrimination of arc, slab failure, and A-type granitic rocks. *Lithos*, 348, 105179. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105179>
- White, W. M., y Klein, E. M. (2014). Composition of the Oceanic Crust. En H. D. Holland y K. K. Turekian (Eds.). *Treatise on Geochemistry* (2da ed.), Elsevier, 457–496. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00315-6>
- Whitney, D. L., y Evans, B. W. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185–187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>

- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W. L., Meier, M., Oberli, F., Quadt, A. V. O. N., Roddick, J. C., y Spiegel, W. (1995). Three natural zircon standards for U–Th–Pb, LU–Hf, trace element and REE analyses. *Geostandards Newsletter*, 19(1), 1–23.
<https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.1995.tb00147.x>
- Winchester, J. A., y Floyd, P. A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20, 325–343.
[https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Winter, J. D. (2014). *Principles of igneous and metamorphic petrology* (2da edición). Pearson education.

Anexo I. Mapa geológico-estructural

Mapa geológico escala 1:50000 con ubicaciones de las muestras colectadas.

Tabla 9: Lista de muestras colectadas, tipo de muestra, y ubicación tanto en coordenadas geográficas como UTM. Abreviaturas: Bas = Basamento metasedimentario, Bat = Batolito, Dq = Dique. Zona UTM 11 S.

Clave	Tipo	Coordenadas UTM		Coordenadas geográficas	
		Latitud	Longitud	Latitud	Longitud
CJ-01	Dq	3552149	554418	32.104361°	-116.423226°
CJ-02	Dq	3551927	552620	32.102444°	-116.442294°
CJ-03	Dq	3552223	554531	32.105023°	-116.422024°
CJ-04	Dq	3552360	555106	32.106231°	-116.415922°
CJ-05	Dq	3552177	555693	32.104551°	-116.409711°
CJ-06	Dq	3552523	556571	32.107629°	-116.400385°
CJ-07	Bas	3551202	552218	32.095922°	-116.446594°
CJ-08	Dq	3551123	551974	32.095221°	-116.449184°
CJ-09	Dq	3550914	551865	32.093340°	-116.450351°
CJ-10	Dq	3550652	551877	32.090976°	-116.450238°
CJ-11B	Dq	3551924	553418	32.102379°	-116.433837°
CJ-12	Dq	3552540	556890	32.107766°	-116.397003°
CJ-13	Dq	3552552	557121	32.107863°	-116.394554°
CJ-14	Dq	3552009	554553	32.103092°	-116.421803°
CJ-15	Dq	3559255	560794	32.168139°	-116.355200°
CJ-16	Dq	3558030	559984	32.157132°	-116.363867°
CJ-17	Dq	3558735	560389	32.163470°	-116.359528°
CJ-18	Dq	3551967	551893	32.102838°	-116.449997°
CJ-19	Dq	3556104	558773	32.139821°	-116.376827°
CJ-20	Dq	3553433	557168	32.115808°	-116.394004°
CJ-21	Dq	3552398	556150	32.106522°	-116.404855°
CJG-01	Bat	3551735	552145	32.100734°	-116.447339°
CJG-02	Bat	3553532	557680	32.116675°	-116.388571°

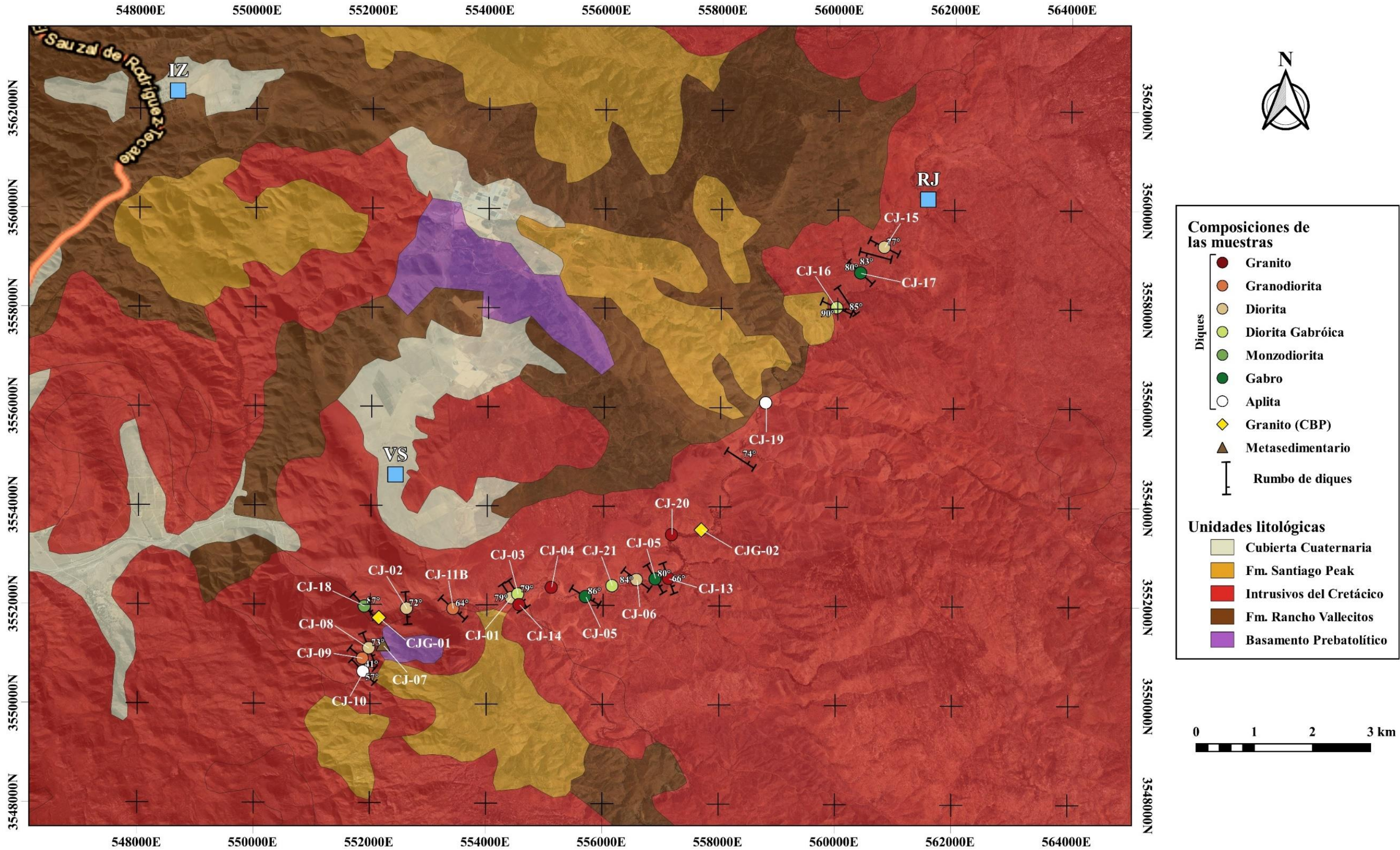


Figura 45: Mapa geológico del área de estudio con rasgos estructurales y composición geoquímica de las muestras colectadas. Localidades señaladas: IZ = Ignacio Zaragoza, RJ = Rancho Jamatay, VS = Valle seco.

Anexo II. Petrografía y Norma CIPW

Análisis petrográfico detallado de la totalidad de muestras colectadas y el cálculo de la Norma CIPW de las mismas, exceptuando la muestra CJG-03.

Tabla 10: Norma CIPW para rocas del cañón Jamatay. Ab = Albita, An = Anortita, Ap = Apatito, C = Corindón, Di = Dióxido, Hy = Hiperstena, Il = Ilmenita, Mt = Magnetita, Ol = Olivino, Or = Feldespato alcalino, Q = Cuarzo. Valores en porcentaje (%).

	Q	Or	Ab	An	C	Di	Hy	Ol	Mt	Il	Ap
CJ-01	14.77	9.69	34.59	21.09	-	3.00	10.70	-	3.00	2.38	0.77
CJ-02	9.66	6.59	29.15	35.49	-	5.25	9.94	-	2.26	1.42	0.23
CJ-03	3.37	4.70	19.60	34.73	-	14.75	17.43	-	2.90	2.15	0.35
CJ-04	31.18	9.15	38.78	13.98	-	-	4.07	-	1.80	0.48	0.19
CJ-05	-	4.26	27.26	30.46	-	11.80	10.95	10.33	2.23	2.05	0.66
CJ-06	14.81	4.69	33.86	19.26	-	9.36	10.35	-	4.03	2.72	0.91
CJ-07	23.94	30.43	7.16	3.93	14.73	-	14.56	-	2.97	2.04	0.24
CJ-08	15.56	7.78	27.79	27.79	-	5.24	11.00	-	2.56	1.80	0.47
CJ-09	23.60	16.69	37.95	11.25	-	0.69	6.18	-	2.23	1.06	0.35
CJ-10	71.91	4.82	0.08	6.66	-	10.56	3.45	-	1.70	0.60	0.21
CJ-11B	18.90	13.04	37.69	15.20	-	0.79	9.13	-	3.11	1.49	0.64
CJ-12	-	4.58	27.94	29.99	-	15.90	11.40	5.44	2.12	2.30	0.33
CJ-13	31.59	18.04	35.85	8.46	1.18	-	2.97	-	1.30	0.47	0.14
CJ-14	32.29	18.78	37.16	7.22	0.44	-	2.47	-	1.19	0.37	0.09
CJ-15	9.24	7.24	39.51	24.34	-	3.17	10.51	-	2.89	2.25	0.84
CJ-16	3.39	9.34	31.11	23.82	-	8.33	15.81	-	3.72	3.44	1.03
CJ-17	-	6.46	13.28	35.28	-	16.88	4.51	18.23	2.45	2.54	0.38
CJ-18	0.86	4.59	45.49	20.71	-	10.85	10.75	-	3.18	3.05	0.52
CJ-19	55.72	12.14	20.63	3.85	1.90	-	3.53	-	1.28	0.77	0.16
CJ-20	34.91	24.58	31.33	4.85	0.81	-	2.11	-	1.08	0.29	0.05
CJ-21	7.30	5.67	28.60	27.97	-	8.99	16.08	-	2.76	2.25	0.38
CJG-01	31.82	18.02	32.84	10.68	0.86	-	3.70	-	1.27	0.56	0.26
CJG-02	31.61	11.35	34.35	14.55	1.06	-	4.94	-	1.37	0.57	0.19

Lámina CJ-01

Clasificación: Diorita	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	40	10.1
Textura: Porfídica a glomeroporfídica y afanítica	Afs ^Δ	10	2.5
Fenocristales (^Δ): Pl, Afs, Hbl	Hbl ^Δ	3	0.8
Matriz (*): Pl, Afs, Qz, Hbl, Act	Pl*	127	32.0
Accesorios: Ep, Zrn	Bt*	79	19.9
	Hbl*	130	32.7
	Opq	8	2.0
		397	100.0

Lámina con fenocristales y agregados de Pl, Afs, Hbl, en matriz microcristalina de Pl, Hbl y Bt; como componentes accesorios se presentaron Ep y Zrn. Los fenocristales de Pl presentan hábito cuadrilateral con macla polisintética débil a zonación en parches, con alteración moderada, así como inclusiones de anfíboles y Bt; los fenocristales de Afs presentan hábito tabular con extremos ligeramente redondeados, macla de Carlsbad y presentan alteración moderada; los escasos fenocristales de Hbl se presentan en coloración verde oscuro, con colores de interferencia del segundo orden o enmascarados por el color real mostrando macla simple ocasionalmente, con pleocroísmo de verde oscuro a verde pálido con tonalidades ocre dispersas en los cristales, los cuales corresponde a reemplazamientos de Bt. Los Opq se presentan como microfenocristales hexagonales redondeados y como parte de la matriz con hábito acicular, llegando a conformar masas amorfas.

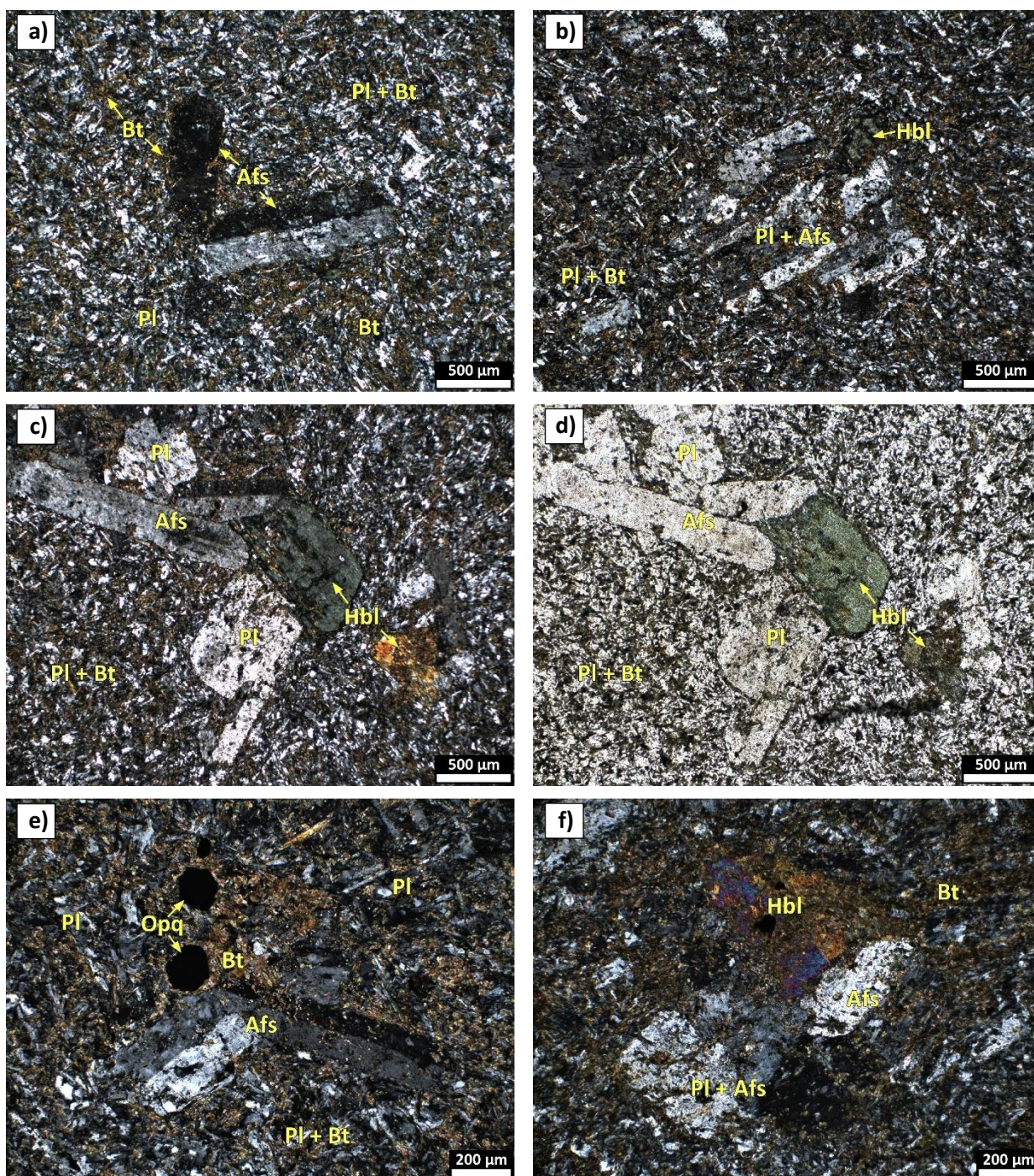


Figura 46: Fotomicrografías de la muestra CJ-01. a–b) (NX, 5x) Fenocristales de Afs y Pl como agregados embebidos en una matriz microlítica de Pl, Afs, Bt y Hbl. c–d) (NX y NII, 5x) Fenocristales de Pl, Afs y Hbl, donde la Hbl se presenta con colores de interferencia de 2° orden y con su color real enmascarando los colores de interferencia. e) (NX, 10x) Apreciación de los Opq con hábito euhedral y su relación con la Bt, así como microfenocristales de Afs con macla de Carlsbad. f) (NX, 10x) Microfenocristales de Pl y Afs con un cristal de Hbl maclado, así como Bt como parte de la matriz e invadiendo en los fenocristales.

Lámina CJ-02

Clasificación: Diorita	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	240	38.5
Textura: Glomeroporfídica a porfídica	Qz ^Δ	2	0.3
Fenocristales (^Δ): Pl, Hbl, Op, Qz	Afs ^Δ	10	1.6
Matriz (*): Act, Pl, Afs, Chl	Act ^Δ	175	28.1
Accesorios: Ep	Pl*	117	18.8
	Afs*	12	1.9
	Bt*	25	4.0
	Act *	16	2.6
	Opq	26	4.2
		623	100

Lámina de textura glomeroporfídica con fenocristales y cúmulos de Pl, Asf, Act y Qz, embebidos en una matriz conformada por microlitos Act, Pl, Bt y Opq. Los fenocristales de Pl presentan hábito entre tabular y hexagonal a subhedral, alcanzando hasta 2.5 mm de longitud en cristales individuales, presentando grados variables de sericitización e inclusiones de Act y Bt; escasos especímenes presentan macla polisintética bien definida, a los cuales se determinó una composición de An50-60 (Labradorita). Los fenocristales de Afs se presentan con hábito tabular, con macla de Carlsbad y sin macla visible. Los cristales de Act mejor desarrollados presentan macla simple en hábitos subedrales lamelares, anhedrales, y hexagonales en menor medida con bordes fibrosos; se presentó un caso particular de un fenocristal de Hbl con su núcleo siendo reemplazado a Act (textura de corona). La Bt se presentó en gran medida como masas intersticiales y reemplazando secciones en anfíboles. La presencia de Opq ocurre en la matriz, mostrando hábitos subhedrales tabulares a anhedrales, fuertemente relacionada a la distribución de los anfíboles y la Bt, así como inclusiones en los fenocristales de Act. Se presentan también algunos fenocristales de Qz monocristalino redondeados con bordes de Act de hábito fibroso, así como parte de los agregados y como inclusión dentro de Pl y Afs.

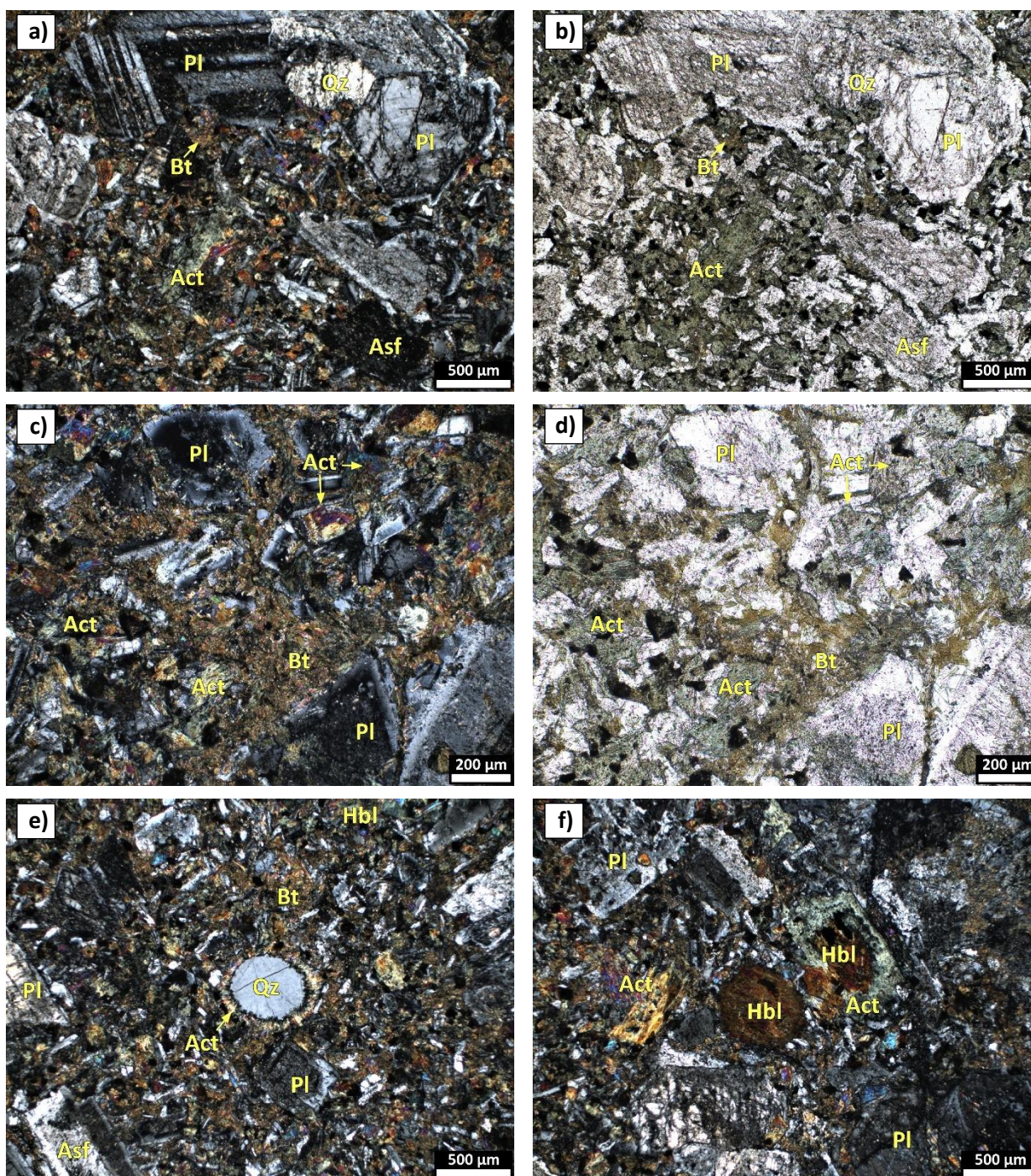


Figura 47: Fotomicrografías de la muestra CJ-02. a–b) (NX y NII, 5x) Concentrado de Pl, Afs, Qz con un microfenocristal de Act, embebidos en matriz de Act y Bt; nótese la macla polisintética en la Pl y la ausencia de macla en cristales de Afs; nótese que en la imagen con NII, se aprecia como la Bt empieza a reemplazar a Hbl. c–d) (NX y NII, 10x) Fenocristales de Pl con masas intersticiales de Act, Bt y Pl microcristalina. e) (NX, 5x) Fenocristal de Qz con corona de Act de aspecto fibroso, rodeado por matriz de Act y Bt. f) (NX, 5x) Fenocristal de cristal de Hb hexagonal junto a cristal de Hbl en núcleo con borde de Act, así como cristal anhedral de Act con macla simple.

Lámina CJ-03

Clasificación: Diorita (dique)	Fase	Puntos	%
Granito (xenolito)	Pl ^Δ	17	4.5
	Act ^Δ	2	0.5
Constitución: Holocristalina	Pl*	123	32.6
Textura: Afanítica (dique)	Bt*	47	12.5
Fanerítica (xenolito)	Act *	164	43.5
Fenocristales (^Δ): Pl, Act / Qz, Pl, Afs, Bt	Opq	24	6.4
Matriz (*): Act, Pl, Bt, Opq		377	100.0
Accesorios: Zrn			

Lámina conformada por dos secciones: dique y xenolito. La porción del dique presenta textura afanítica conformada por microlitos de Pl, Act, Bt y Opq. Muy escasamente, es posible encontrar microfenocristales de Pl y Act dispersos en la matriz. La Pl se presenta con hábito subhedrales lamelares, con macla simple en la mayoría de los casos. Tanto Act como Bt se presentan como fases intersticiales, estrechamente relacionadas, pues la Bt está reemplazando a Act incluso en algunos de los microfenocristales. Los Opq se presentan dispersos en la muestra, con hábito anhedral a acicular y orientados de manera aleatoria.

El xenolito es de composición granítica, conformado por fenocristales de Qz, Pl, Afs y Bt, así como masas intersticiales criptocristalinas posiblemente de Act, Bt y Qz. El Qz se presenta como cristales tanto monocristalinos como policristalinos anhedrales. La Pl, de hábito subhedral, muestra sericitización débil a moderada, presentando zonación oscilatoria o macla polisintética en menor medida. El Afs se presenta con tonos de gris uniforme, sin macla. La Bt se presenta como fase intersticial anhedrales con pleocroísmo de café claro a café oscuro e inclusiones de Opq. El contacto entre dique y xenolito se identifica por un borde de reacción criptocristalino, posiblemente conformado por Act y Bt.

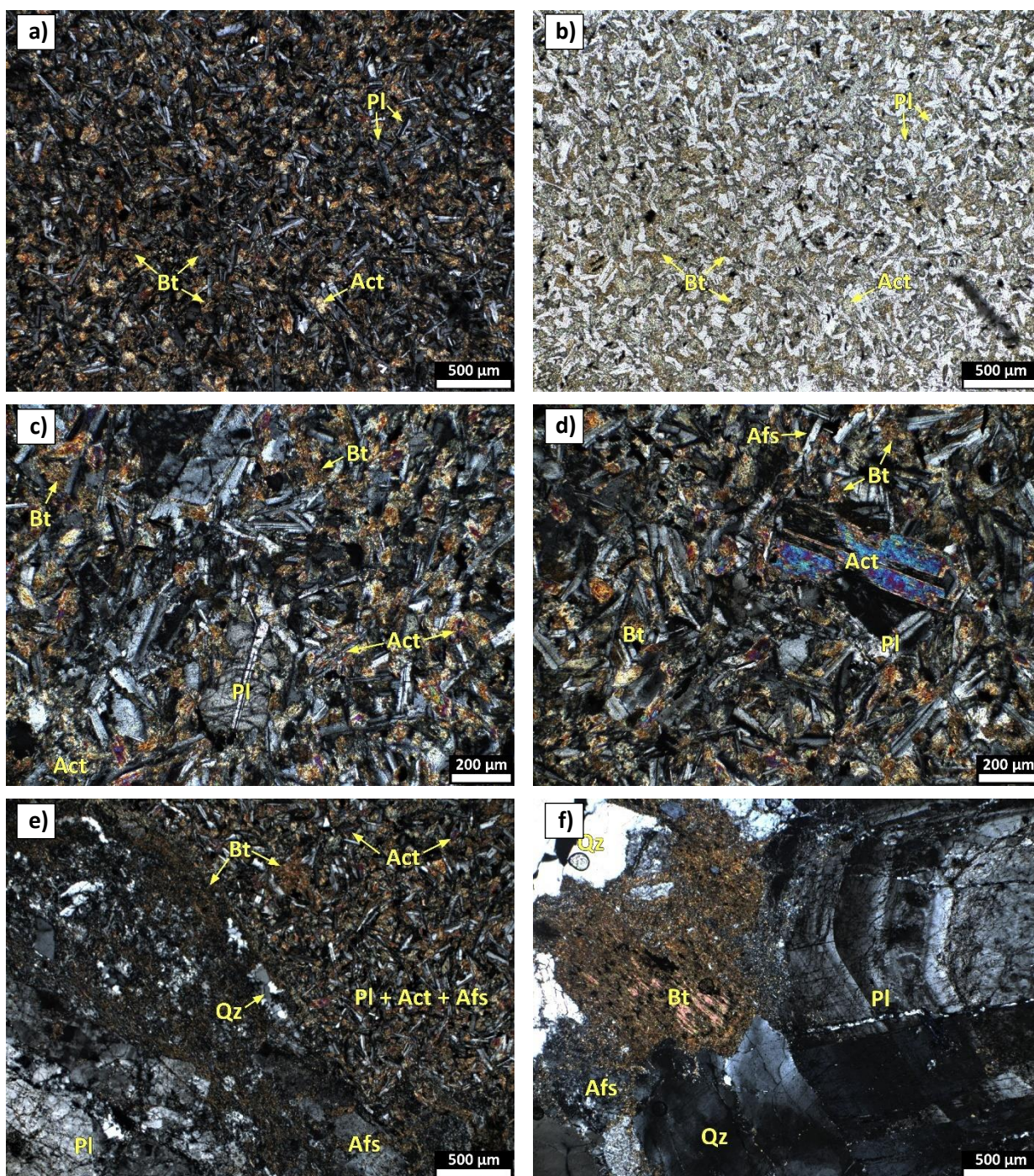


Figura 48: Fotomicrografías de la muestra CJ-03. a–b) (NX y NII, 5x) Microcristales de la sección afanítica, donde se puede identificar el maclado de la Pl en NX y la interacción entre Bt y Act en NII. c) (NX, 10x) Microfenocristales de Pl en matriz microcristalina de Pl, Act y Bt. d) Microfenocristal de Act, maclado, con colores de interferencia de 2° orden, en matriz de Pl, Act y Bt. e) (NX, 5x) Contacto entre el dique y el xenolito granítico, el cual es interpretado como un borde de reacción. f) (NX, 5x) Fenocristales del xenolito granítico, cercano al núcleo del xenolito.

Lámina CJ-04

Clasificación: Tonalita	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	59	8.6
Textura: Porfídica	Qz ^Δ	9	1.3
Fenocristales (^Δ): Pl, Afs, Qz,	Afs ^Δ	6	0.9
Matriz (*): Pl, Afs, Qz, Bt, Ep, Chl, Opq	Pl*	285	41.3
Accesorios: Zrn	Qz*	88	12.8
	Bt*	93	13.4
	Ep*	74	10.7
	Opq*	2	0.3
	Mtx	74	10.7
		690	100.0

Lámina de textura porfídica conformada por fenocristales de Pl, Afs y Qz en una matriz microlítica cuarzo-feldespática con Bt, Chl y Ep. La Pl de la matriz es subhedral lamelar a intersticial anhedral, llegando a mostrar macla simple, mientras que en otros casos se identifica por mostrar zonación en parches. El Qz es policristalino intersticial. La Bt se presenta como masas amorfas y como cristales aciculares, rellenando microfracturas que aparentan generar una foliación. Se presentan cristales de Ep fuertemente relacionados con la Bt. Los Opq son escasos y se presentan con hábito anhedral y alineados con la orientación preferencial de las microfracturas rellenas de Bt. Los fenocristales de Pl y Afs son principalmente euhedrales tabulares o cuadriláteros a anhedrales, presentando pequeñas inclusiones de Bt y Ep; la Pl llega a mostrar macla polisintética ocasionalmente, con sericitización débil a moderada. El Afs muestra macla de Carlsbad o se presenta con tonalidades uniformes de gris, con alteración a caolinita débil a moderada. Los fenocristales de Qz son redondeados a anhedrales policristalinos, algunos se presentan ligeramente engolfados.

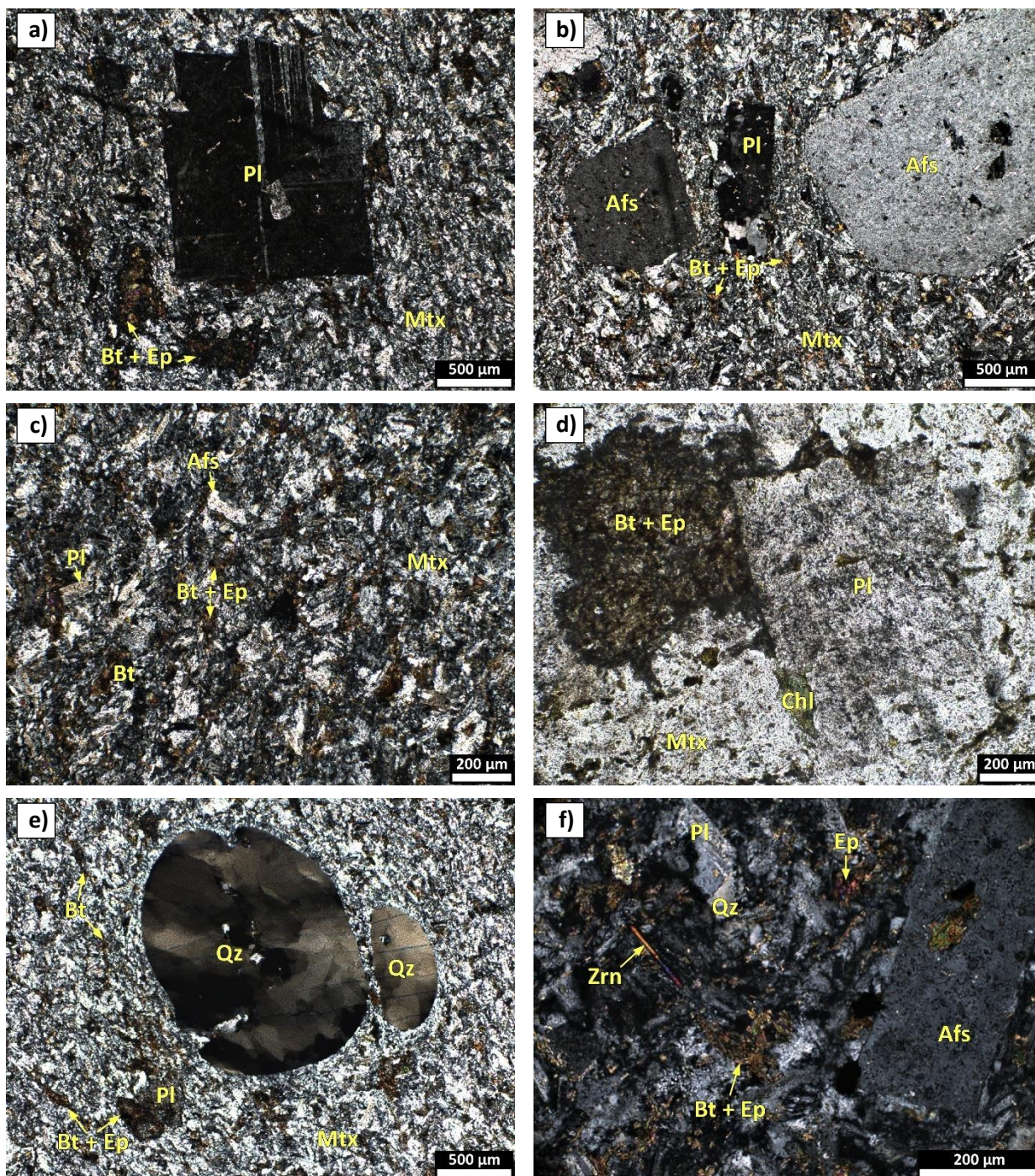


Figura 49: Fotomicrografías de la muestra CJ-04. a) (NX, 5x) Fenocristal de Pl en matriz, con microfenocristales de Bt y Ep. b) (NX, 5x) Fenocristales de Afs y Pl en matriz; las inclusiones en los cristales de Afs corresponden a Bt y Ep. c) (NX, 10x) Aspecto general de la matriz en la lámina. d) (NII, 10x) Amalgamación de Bt y Ep junto a un fenocristal de Pl con esquina cloritizada posiblemente a partir de una inclusión de Bt. e) (NX, 5x) Fenocristales de Qz, con pequeñas zonas engolfadas (cristal central) en el borde superior al centro e inferior izquierdo. f) (NX, 20x) Acercamiento a la matriz, conformada por Pl, Afs, Bt y Ep; se aprecia en el borde derecho un microfenocristal de Afs con inclusiones de Bt, y cercano al borde izquierdo un cristal acicular de Zrn con relieve alto y colores de interferencia de 2° orden.

Lámina CJ-05

Clasificación: Cuarzogabro	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	5	0.7
Textura: Afanítica	Afs ^Δ	2	0.3
Microfenocristales (^Δ): Pl, Hbl, Afs	Hbl ^Δ	3	0.4
Matriz (*): Pl, Qz, Act, Bt, Opq, Ep	Pl*	225	31.9
	Qz*	35	5.0
	Bt*	35	5.0
	Hbl*	238	33.8
	Act *	30	4.2
	Ep*	36	5.1
	Opq*	60	8.5
	Mtx	36	5.1
		705	100.0

Lámina de textura afanítica conformada principalmente por Hbl y escasos microfenocristales tabulares a subhedrales de Pl, en una matriz microlítica a criptocristalina de Pl, Qz, Hbl, Chl y Ep. Los cristales de Hbl son subhedrales prismáticos a anhedrales con terminaciones ligeramente fibrosas en algunos casos, con tamaños hasta 0.25 mm y menores, orientados erráticamente, y con pleocroísmo fuerte de verde oscuro y ocasionalmente azulado a verde claro y amarillo pálido; la mayoría de los cristales muestran manchones color ocre, concordantes con alteración a Bt; los colores de interferencia son usualmente enmascarados por el color real del cristal. Los cristales de Act se presentan con hábitos fibrosos en cuerpos ligeramente columnares con colores de interferencia del 2º orden y pleocroísmo ligero, suele encontrarse reemplazando de manera incipiente a cristales de Hbl.

La matriz está conformada por masas anhedrales de Pl y Qz. Los microfenocristales de Pl son tabulares y presentan macla simple a macla polisintética incipiente. La Bt, además de reemplazar anfíboles, se encuentra rellenando algunas fracturas. La Ep se presenta como masas irregulares inequigranulares dispersas aleatoriamente, con colores de 2º orden. Los Opq son completamente anhedrales con bordes engolfados y aciculares en menor medida.

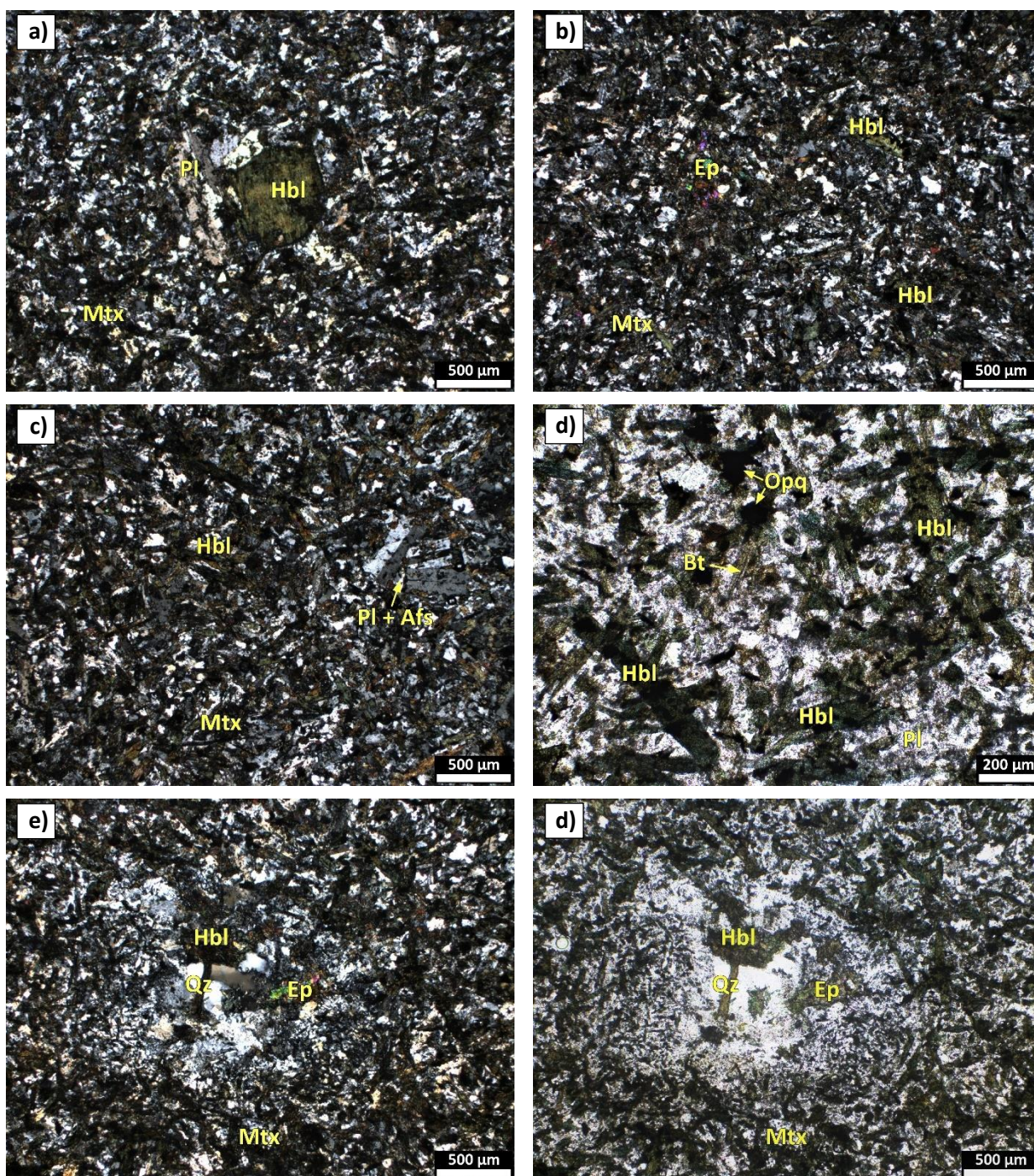


Figura 50: Fotomicrografías de la muestra CJ-05. a) (NX, 5x) Microfenocristales de Hbl con hábito hexagonal y Pl con hábito tabular, embebidos en matriz; el color real de la Hbl enmascara los colores de interferencia. b) (NX, 5x) Matriz microlítica conformada por Hbl, Pl, Afs, Bt, Qz y Ep. c) Microfenocristales de Pl y Afs (borde derecho), en matriz. d) (NII, 10x) Cristales de Hbl en verde oscuro, formando parte de la matriz y como pequeños cristales prismáticos. e-f) (NX y NII, 5x) Microfenocristales de Hbl, Ep y Qz, bordeados por una matriz microlítica.

Lámina CJ-06

Clasificación: Diorita	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	7	1.2
Textura: Porfídica a glomeroporfídica	Hbl ^Δ	5	0.9
Fenocristales (^Δ): Hbl, Act, Pl	Act ^Δ	45	7.9
Matriz (*): Act, Pl, Opq, Bt	Pl*	173	30.2
Accesorios: Zrn, Ep	Bt*	29	5.1
	Act *	277	48.4
	Opq	6	1.1
	Mtx	30	5.2
		572	100.0

Lámina con textura porfídica, con microfenocristales a fenocristales de Act embebidos en una matriz microcristalina de Act, Bt y Pl. Los fenocristales de Act, posiblemente alterados a partir de Hbl, muestran hábito subhedral hexagonal a tabular con bordes fibrosos, con macla simple en algunos casos, y con diferentes grados de reemplazamiento hacia Bt; en NII presentan pleocroísmo de incoloro a verde pálido para las zonas frescas, y de amarillo a café pálido para las zonas alteradas a Bt. Se observan escasos microfenocristales de Hbl dispersos en la lámina. Escasos fenocristales de Pl se presentan con hábito lamelar, macla simple y zonación en manchones, con diferentes grados de sericitización. Los Opq suelen encontrarse asociados a los fenocristales de Act y como parte de la matriz. Es posible encontrar Ep dispersa en la lámina, asociada a vetillas y como inclusiones.

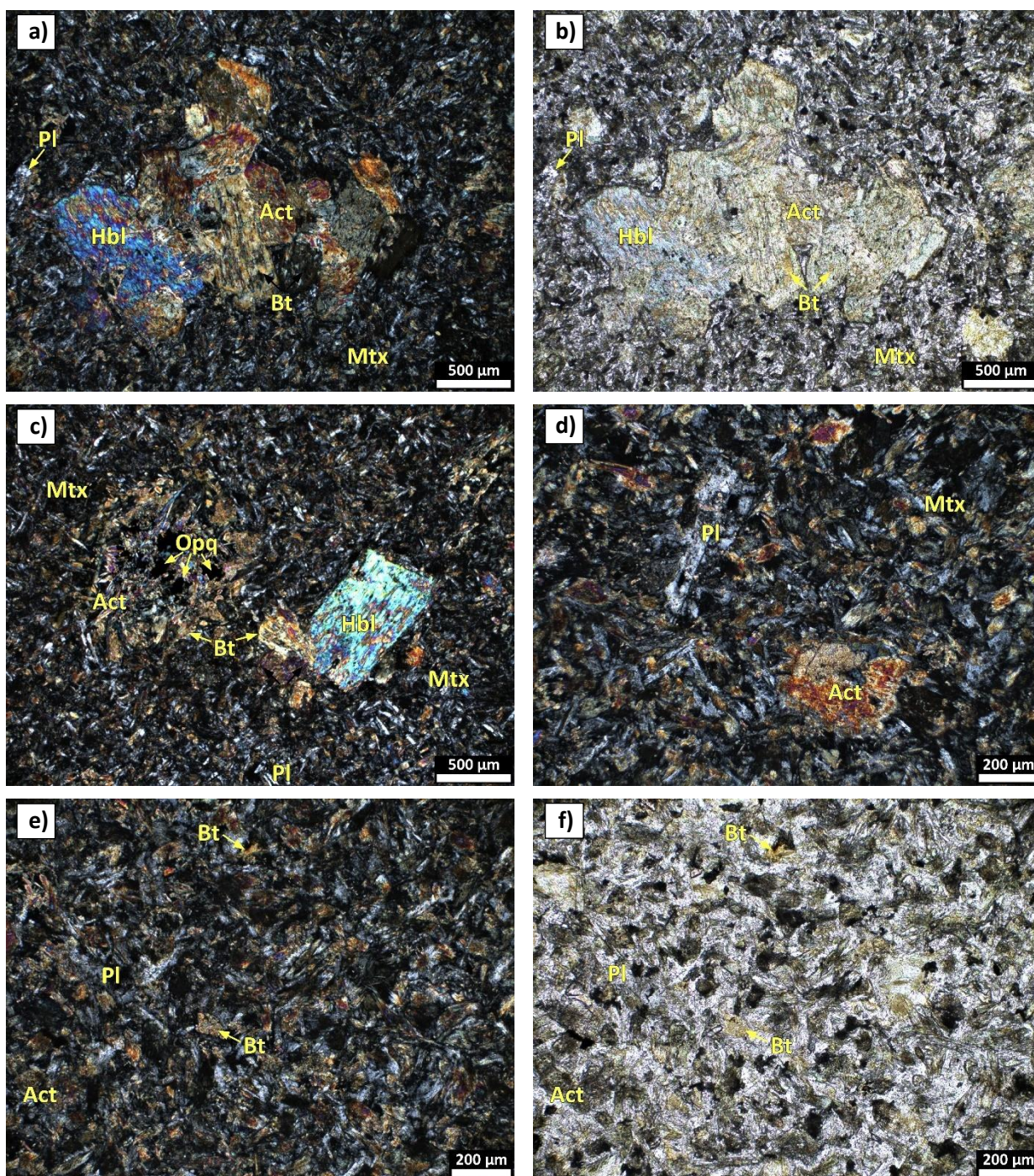


Figura 51: Fotomicrografías de la muestra CJ-06. a–b) (NX y NII, 5x) Cúmulo de Act + Hbl, embebido en matriz con microlitos de Act, Pl y Opq. c) (NX, 5x) Fenocristales de Hbl, y Act con borde alterado a Bt e inclusiones de Opq cercanos al núcleo del cristal. d) (NX, 10x) Microfenocristales de Act y Pl con macla simple y zonación en manchones, embebidos en matriz. e–f) (NX y NII, 10x) Aspecto de la matriz microcristalina, donde se pueden reconocer Pl en NX por su macla, y se identifica la Bt como fase de alteración a partir de la Act.

Lámina CJ-07

Clasificación: Metasedimentaria	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl*	275	42.3
Textura: Afanítica	Qz*	99	15.2
Fenocristales (^Δ): Ms, Bt	Bt*	94	14.5
Matriz (*): Pl, Qz, Bt, Ms, Opq	Opq*	47	7.2
Accesorios: Zrn	Ms*	68	10.5
	Mtx	67	10.3
		650	100.0

Lámina de textura afanítica conformada por una matriz microlítica a criptocristalina cuarzo-feldespática, en un arreglo de masas irregulares, las cuáles debido a sus diferentes patrones de extinción dan la apariencia de generar mosaicos de Pl y Qz, en los cuales se presentan microcristales de Bt, Ms y Opq; adicionalmente se presentan vetillas de Qz donde los cristales presentan mejor desarrollo, así como la presencia de algunos fenocristales de Ms asociados a estas vetillas.

La Pl y el Qz se presentan como parte de la matriz y como aglomeraciones en masas irregulares de tamaños variables. Asimismo, el Qz se presenta también en vetillas. La Bt se presenta dispersa erráticamente como microcristales de hábito lamelar a anhedral de color café a naranja, con pleocroísmo desde café y naranja claros, hacia café oscuro. La Ms se presenta con hábitos predominantemente aciculares y en hojuelas con bordes irregulares, con cristales mejor desarrollados en tamaño respecto a la Bt; es posible encontrar escasos microfenocristales de ambas micas particularmente asociados a vetillas. Los Opq se presentan como microcristales redondeados a anhedrales, dispersos aleatoriamente en la lámina y asociados a la periferia de las vetillas. Se aprecian cristales de Zrn en la muestra, con tamaños alrededor a 15-20 μm de diámetro.

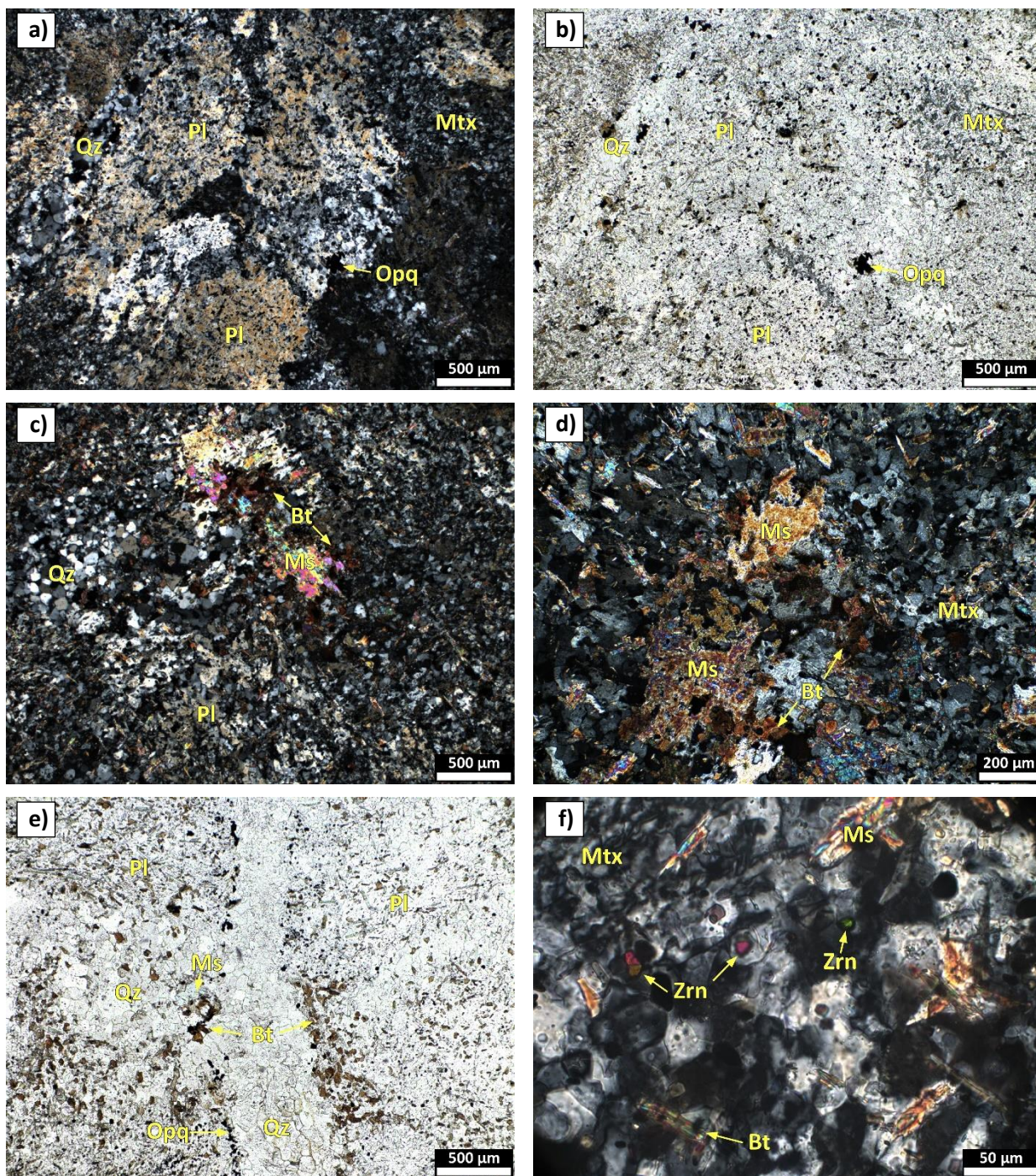


Figura 52: Fotomicrografías de la muestra CJ-07. a–b) (NX y NII, 5x) Masas de Pl y Qz diferenciadas de la matriz criptocristalina. c) (NX, 5x) Fenocristales de Ms con bordes irregulares y asociados a Bt. d) (NX, 10x) Microfenocristales de Ms y Bt embebidos en matriz cuarzo-feldespática. e) (NII, 5x) Vetilla de Qz al centro de la imagen, con Opq y Bt en los bordes, asimismo, se diferencian las masas de Qz de las de Pl por la alteración presente en la Pl y ausente en Qz. f) (NX, 20x) Cristales de Zrn en matriz microlítica y criptocristalina.

Lámina CJ-08

Clasificación: Diorita	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	75	11.2
Textura: Glomeroporfídica a porfídica y afanítica	Afs ^Δ	6	0.9
Fenocristales (^Δ): Pl, Act, Afs	Act ^Δ	31	4.7
Matriz (*): Pl, Bt, Act, Qz, Opq	Pl*	225	33.7
Accesorios: Zrn, Chl	Qz*	10	1.5
	Bt*	176	26.4
	Act *	127	19.1
	Opq*	17	2.5
		667	100.0

La lámina presenta textura porfídica con fenocristales de Pl, Act y Afs, la mayoría de los cuales se presentan conformando acumulaciones de un mismo tipo de mineral o varios, embebidos en una matriz microlítica cuarzo-feldespática con Bt, Act y Opq. Los fenocristales de Pl presentan hábito tabular a subhedral con bordes difusos en algunos casos; se presentan grandes fenocristales ahora en su mayor parte alterados a Bt y Act, mostrando aún evidencia de macla polisintética, mientras que otros fenocristales no presentan alteración y muestran tanto zonación incipiente como macla poco desarrollada. La Act se presentan en hábitos hexagonales, lamelares, subhedrales y anhedrales, con pleocroísmo de amarillo pálido a verde pálido, presentando generalmente Bt como alteración en sus bordes y en el núcleo. El Afs se presenta como escasos cristales tabulares con macla de Carlsbad y alteración débil, así como en la matriz. El Qz se presenta como fase intersticial, mientras que el resto de matriz se presenta como cristales aciculares de Act, masas anhedrales a hojuelas de Bt, y masas amorfas a microcristales lamelares de Pl.

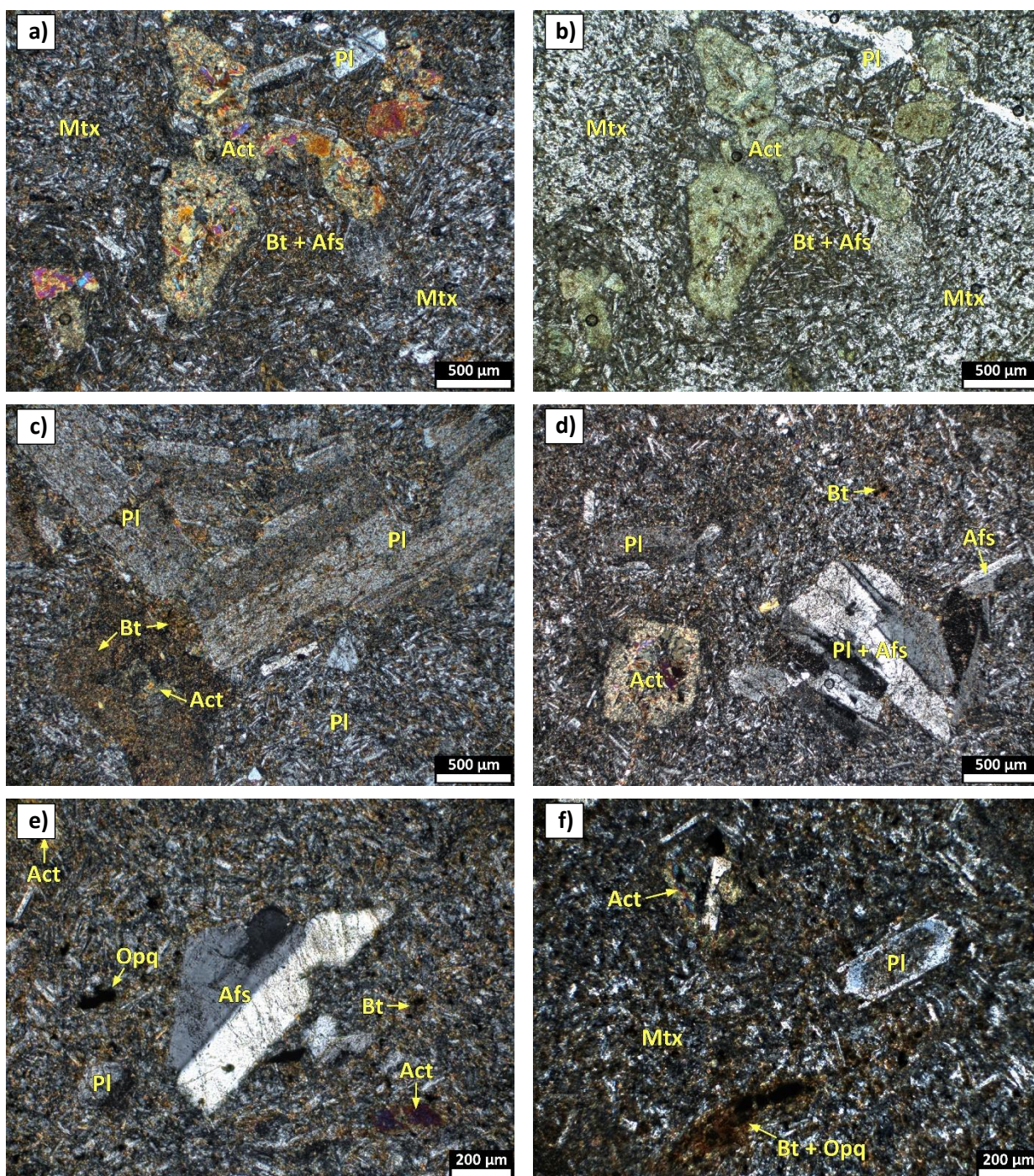


Figura 53: Fotomicrografías de la muestra CJ-08. a–b) (Nx y NII, 5x) Cúmulo de Act bordeado por Bt, en una matriz cuarzo-feldespática; nótese los manchones con tonos ocre dentro de cristales de Act (NII), correspondientes a Bt. c) Fenocristales agrupados de Pl alterada, donde se pueden observar remanentes de maclas polisintética y simple. d) Fenocristales de Pl maclados y de Act poco alterado a Bt y con inclusiones de Qz y Opq, en matriz de Pl, Qz, Afs y Bt. e) (NX, 10x) Fenocristal de Afs en matriz, con microfenocristales de Pl y Act. f) (NX, 10x) Microfenocristales en matriz con Bt: cristal de Pl lamelar, alterado en su núcleo y con remanentes de zonación y macla en sus bordes, Act con alteración a Bt, y aglomerado de Bt y Opq.

Lámina CJ-09

Clasificación: Granito	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	58	9.0
Textura: Glomeroporfídica a porfídica	Qz ^Δ	9	1.4
Fenocristales (^Δ): Pl, Afs, Hbl, Opq	Afs ^Δ	26	4.1
	Hbl ^Δ	6	0.9
Matriz (*): Pl, Qz, Afs, Bt, Hbl, Opq	Bt*	232	36.2
Accesorios: Zrn	Opq	27	4.2
	Mtx	283	44.2
		641	100.0

Lámina con textura porfídica, conformada por fenocristales y cúmulos de Pl, Afs, Hbl, Qz y Opq, embebidos en una matriz criptocristalina cuarzo-feldespática, con microcristales aciculares de Bt ampliamente distribuidos en la lámina. Los fenocristales de Pl presentan macla polisintética débil y sericitización incipiente, y además presentan inclusiones Hbl y en menor medida Ep. El Afs se presenta como fenocristales tabulares con macla simple difusa. Los microfenocristales de Hbl se presentan con hábito subhedral a anhedra, con pleocorismo marcado de verde claro a verde oscuro. Los Opq se presentan con hábito anhedral de dos formas, asociados a los cúmulos como cristales intersticiales entre los cristales individuales y en algunas ocasiones englobando a cristales de Hbl específicamente, y distribuido de manera aleatoria en la lámina como parte de la matriz y rellenando cavidades.

La matriz está conformada por Pl, Afs y Qz, difícilmente diferenciables, con microcristales aciculares de Bt, mostrando colores de interferencia de 2° orden, pero color real variable y pleocroísmo en dos patrones e intensidades: de verde pálido a verde oscuro, y de naranja claro a ocre; algunos de los cristales de Bt presentan cloritización moderada a débil.

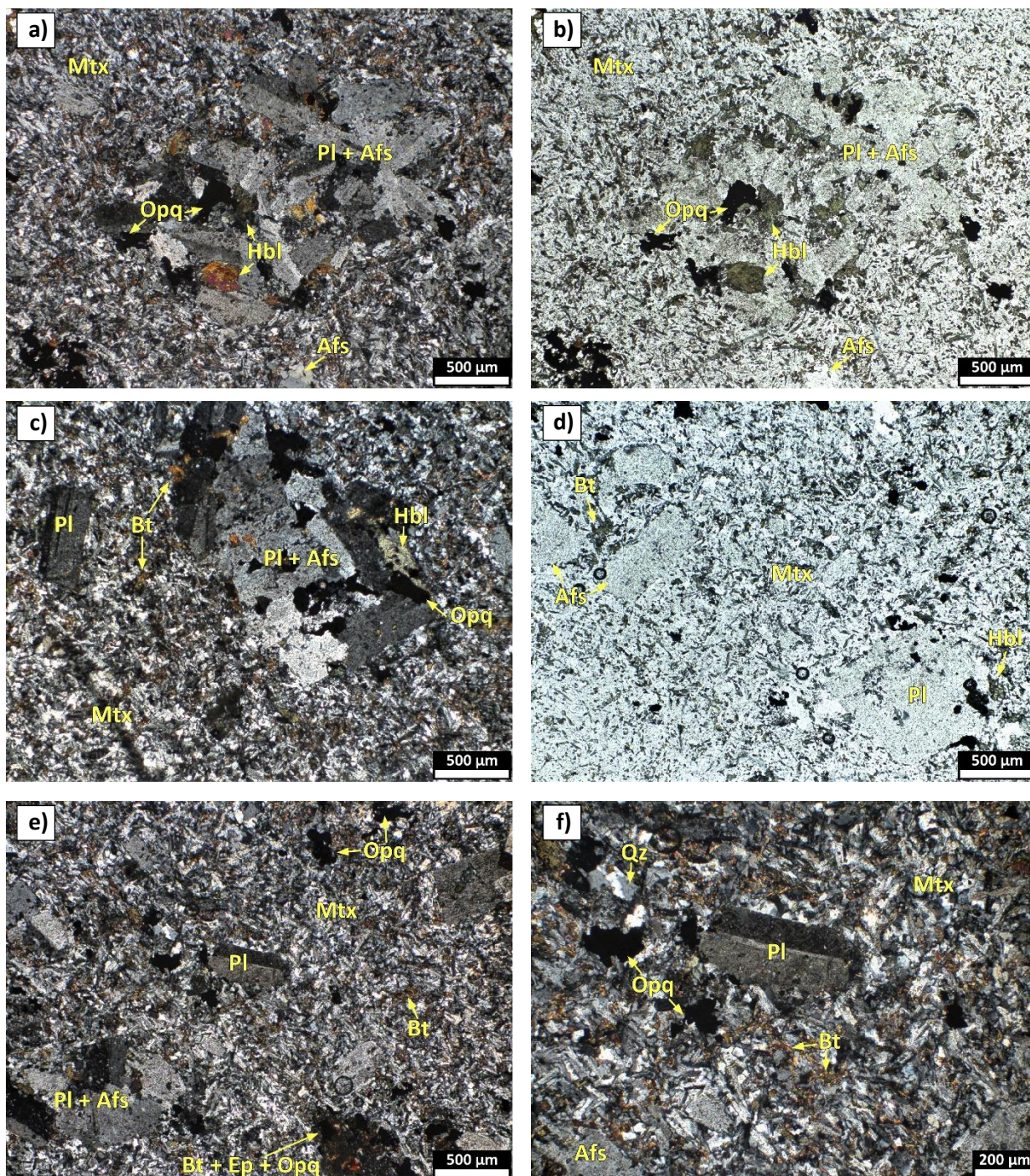


Figura 54: Fotomicrografías de la muestra CJ-09. a–b) (NX y NII, 5x) Aglomeración de fenocristales de Pl, Afs, Opq y Hbl, y fenocristales individuales de Afs, embebidos en matriz cuarzo-feldespática, Bt y Opq. c) (NX, 5x) Cúmulo de Pl, Afs y Hbl, con Opq y Bt intersticiales, así como un fenocristal individual de Pl, embebidos en matriz. d) (NII, 5x) Fenocristales de Afs y Pl en matriz, donde se aprecia la distribución de cristales aciculares de Bt en tonalidades verde oscuro y ocre, así como los Opq de hábito anhedral. e) (NX, 5x) Microfenocristales y agregados de Pl y Afs, así como un cúmulo de Bt, Ep y Opq en matriz. f) (NX, 10x) Acercamiento de la imagen e, donde se observan microfenocristales de Pl (maclado) y Afs (sin macla) de hábito tabular en matriz cuarzo-feldespática con Bt.

Lámina CJ-10

Clasificación: Cuarzolita (Aplita)

Constitución: Holocristalina

Textura: Afanítica

Fenocristales (^Δ): Qz, Ep

Matriz (*): Qz

Accesorios: Opq, Pl

Fase	Puntos	%
Pl*	1	0.2
Qz*	495	76.9
Ep	115	17.9
Opq*	3	0.5
Mtx	30	4.7
	644	100.0

Lámina conformada por microlitos y algunos escasos fenocristales de Qz, los cristales más pequeños presentan aspectos angulosos a subangulosos, mientras que los de mayor tamaño ocurren como Qz policristalino y presentan hábito redondeado a anhedral. También se presenta Ep, en masas irregulares y como relleno en vetillas. Asimismo, se aprecian algunas masas alargadas de Opq.

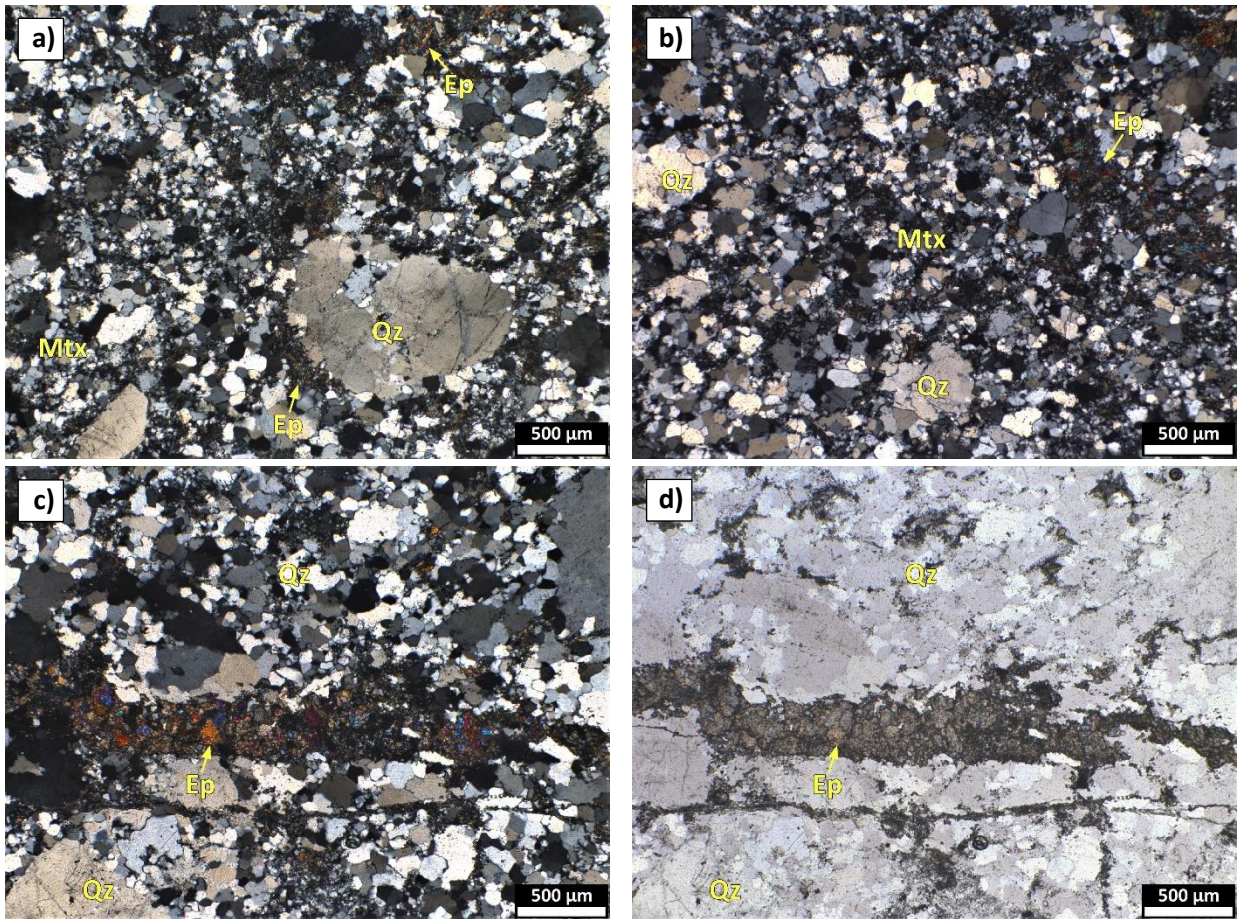


Figura 55: Fotomicrografías de la muestra CJ-10. a–b) (NX, 5x) Fenocristales y matriz de Qz, con Ep en el borde de algunos de los cristales de mayor tamaño y como parte de la matriz. c–d) (NX y NII, 5x) Vetilla de Qp en matriz silicatada, con Opq en algunas pequeñas cavidades.

Lámina CJ-11B

Clasificación: Granito	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	14	2.0
Textura: Afanítica y porfídica a glomeroporfídica	Afs ^Δ	2	0.3
	Hbl ^Δ	2	0.3
Fenocristales (^Δ): Pl, Afs	Bt*	237	34.2
Matriz (*): Pl, Afs, Qz, Bt, Hbl, Opq	Hbl*	74	10.7
	Opq*	32	4.6
Accesorios: Ep, Chl	Mtx	332	47.9
		693	100.0

Lámina con textura predominantemente afanítica con pequeñas zonas porfídicas conformadas por fenocristales y concentrados de Pl y Afs, embebidos en una matriz criptocristalina cuarzo-feldespática no diferenciable, con Bt, Hbl y Opq.

La matriz se compone por Qz, Pl y Afs difícilmente diferenciable, así como por microlitos aciculares de Hbl, Bt en hojuelas y Opq hexagonales. Estos últimos minerales máficos, en conjunto con Opq, suelen estar estrechamente relacionados, formando masas irregulares que pueden mostrar diferentes niveles de cloritización; los Opq llegan a mostrar intercrecimiento en sus bordes con Bt. Los escasos fenocristales y cúmulos observados corresponden a Pl y Afs. Se observó Ep rellenando microfacturas, aunque no de manera abundante en la lámina.

La Pl se presenta con hábito euhedral tabular a subhedral, con macla difusa y grados variables de sericitización, de incipiente a moderada; el Afs presenta hábito similar a la Pl, con coloraciones grises uniformes y ocasionalmente macla de Carlsbad, con alteración moderada a caolinita. Ambos minerales félsicos muestran moderadamente inclusiones de Bt, Hbl y Opq.

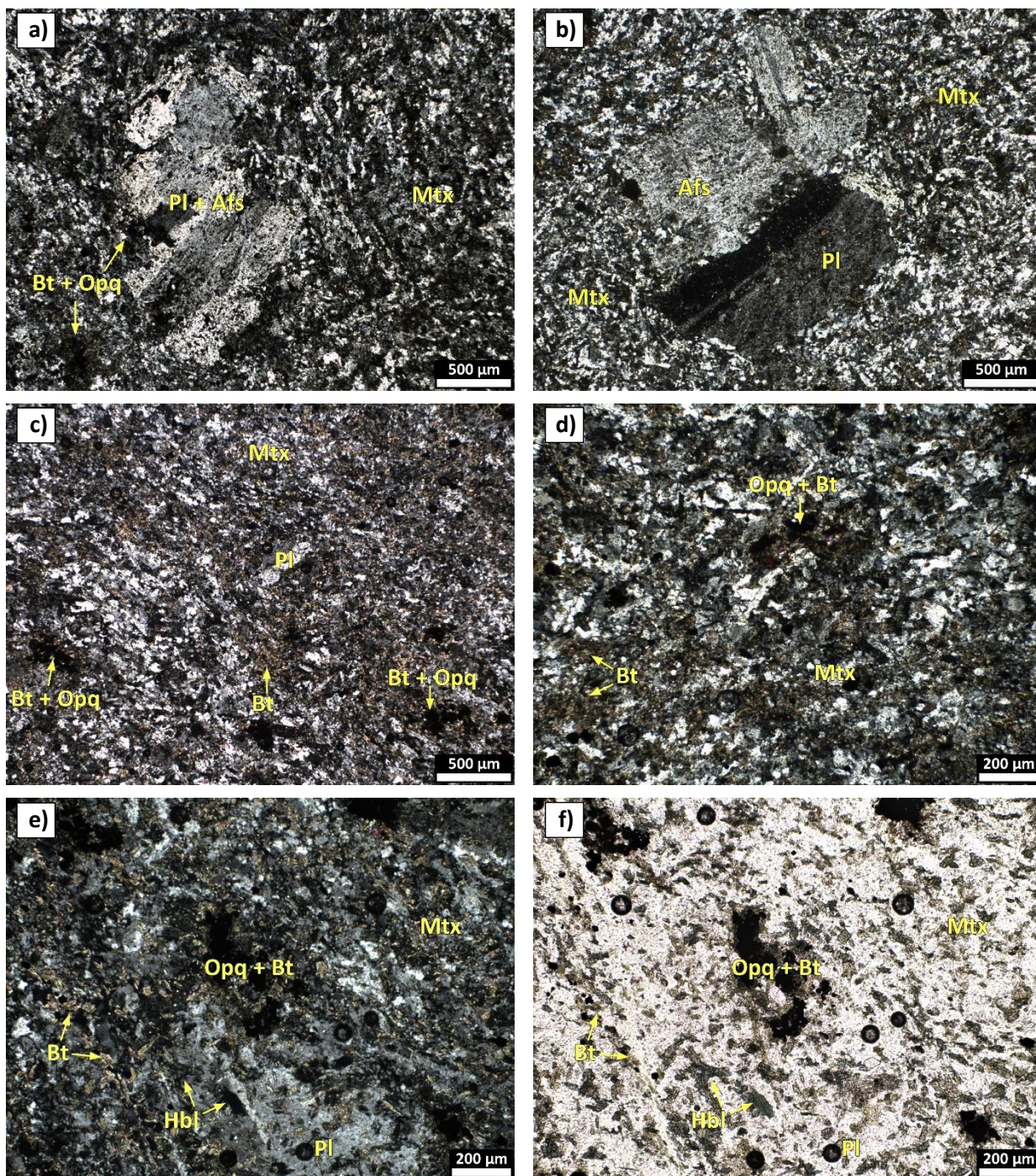


Figura 56: Fotomicrografías de la muestra CJ-11B. a–b) (NX y NX, 5x) Concentraciones de fenocristales conformados por Pl y Afs, visiblemente alterados y con maclas poco desarrolladas o colores de interferencia uniformes, en matriz cuarzo-feldespática con Bt, Hbl y Opq. c) (NX, 5x) Microfenocrystal de Pl en matriz, con acumulaciones de Bt microcristalina y Opq. d) (NX, 10x) Acercamiento a acumulaciones de Bt y Opq. e–f) (NX y NII, 10x) Acercamiento a acumulación de minerales máficos (Bt, Opq y Hbl) en el borde de un microfenocrystal de Pl, donde a su vez, se tiene una mejor apreciación de la matriz.

Lámina CJ-12

Clasificación: Gabro	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	220	30.5
Textura: Fanerítica fina	Qz ^Δ	3	0.4
Fenocristales (^Δ): Act, Pl, Ep	Afs ^Δ	1	0.1
Matriz (*): Ep, Bt, Opq	Act ^Δ	344	47.6
Accesorios: Qz, Afs	Bt*	50	7.0
	Ep ^Δ	57	7.9
	Opq*	47	6.5
		722	100.0

Lámina de textura fanerítica fina inequigranular conformada por Act, Pl, Bt, Opq y Ep. La Pl puede formar grandes masas anhedrales, aunque predomina de forma intersticial entre cristales de Act, la cual suele presentarse con hábito anhedral a subhedral con bordes fibrosos y escasamente como cristales lamelares. La Bt se encuentra presente como fase de alteración de la Act en proporciones variables, es decir, manchones irregulares dentro de cristales de Act o como parte de matriz intersticial. La Ep se presenta de igual forma reemplazando a cristales de Act y ocasionalmente como inclusiones en Pl, los cristales individuales son tabulares a anhedrales con distribución aleatoria en la lámina. Se presentan Opq intersticialmente y con aspecto subredondeado a anhedral, ampliamente dispersos en la lámina. Se puede reconocer Qz y Afs como fases intersticiales de manera escasa.

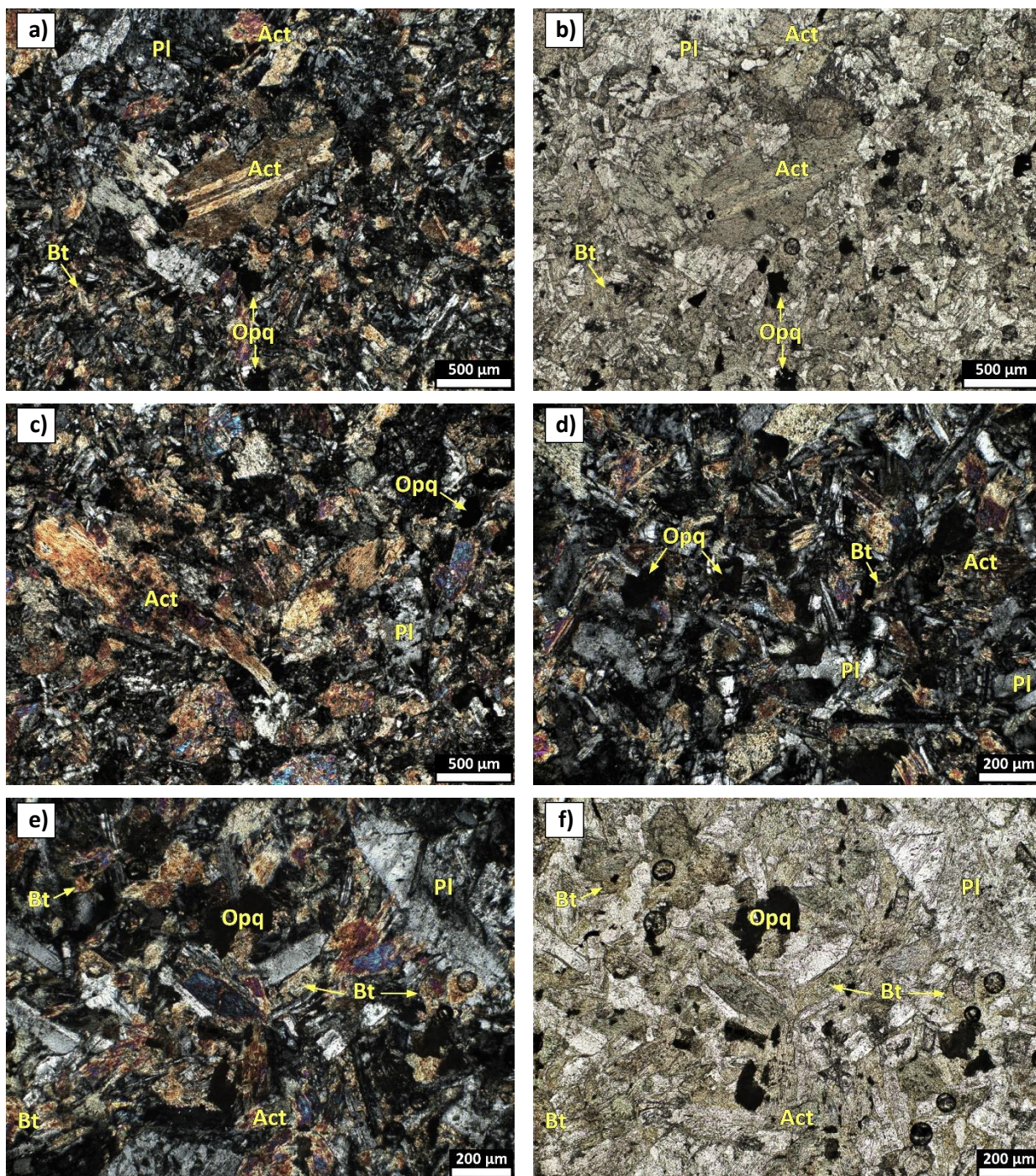


Figura 57: Fotomicrografías de la muestra CJ-12. a–b) (NX y NII, 5x) Microfenocristal de Act, maclado, con inclusión de Opq y bordeado por cristales más finos de Pl, Opq, Act y Bt. c) (NX, 5x) Fenocristal y cristales de menor tamaño de Act, con Pl intersticial lamelar y anhedral. d) (NX, 10x) Microcristales de Pl lamelar y en masas intersticiales, y Act con alteración a Bt. e–f) (NX y NII, 10x) Microcristales de Act con bordes alterados a Bt, con Opq y Pl rellenando intersticios, y un microfenocristal de Pl al borde.

Lámina CJ-13

Clasificación: Granito	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	3	0.4
Textura: Afanítica	Qz ^Δ	6	0.9
Fenocristales (^Δ): Qz, Pl	Bt*	209	30.0
Matriz (*): Pl, Qz, Afs, Bt, Ep, Ms	Ep*	58	8.3
	Opq*	3	0.4
	Mtx	418	60.0
		697	100.0

Lámina de textura afanítica con escasos microfenocristales de Qz y Pl en una matriz cuarzo-feldespática microcristalina a criptocristalina con Bt y Ep. Algunos de los fenocristales de Qz presentan redondeamiento, mientras que otros presentan bordes engolfados. La Pl se presenta como microfenocristales en masas anhedrales con zonación en manchones.

En la matriz, se pueden reconocer zonas alteradas a arcillas, lo que permite identificarse Pl o Afs, mientras que otras zonas no muestran esta alteración y se infiere corresponden a Qz, sin embargo, resulta difícil determinar el porcentaje de cada fase. La Bt se presenta como parte de la matriz en hojuelas irregulares, con pleocroísmo que va de café claro y verde claro hacia ocre. Se observan Bt y Opq asociados relleno microfracturas y formando cúmulos anhedrales. La Ep se presenta con hábito anhedral y distribuida aleatoriamente

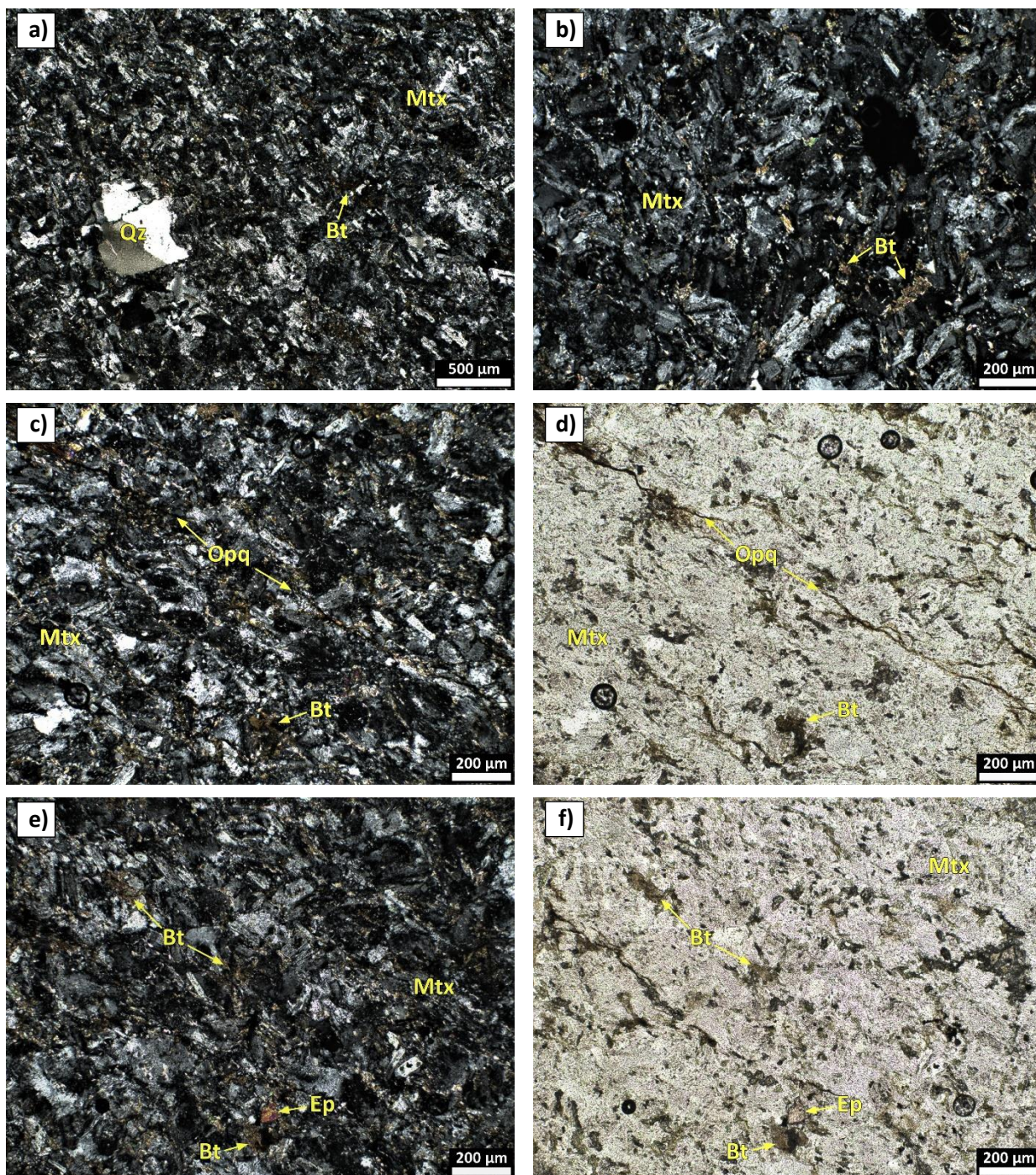


Figura 58: Fotomicrografías de la muestra CJ-13. a) (Nx, 5x) Microfenocristal de Qz colicristalino con bordes irregulares, en matriz de Pl, Qz, Afs y Bt. b) (NX, 10x) Masas de Bt anhedrales y zonas de la matriz donde la alteración evidencia la presencia de Pl y Afs; nótese que algunos cristales de la matriz presentan hábito lamelar con zonación en manchones y macla simple. c–d) (NX y NII, 10x) Se observan microfracturas rellenas por Opq con masas de Bt en sus alrededores, así como Qz en la matriz, reconocible por la ausencia de tonalidades beige en NII, propias de la alteración. e–f) (NX y NII, 10x) Matriz con acumulaciones de Bt y Ep, así como microfracturas y otras cavidades rellenas por Opq.

Lámina CJ-14

Clasificación: Granito (millonitizado)	Fase	Puntos	%
Constitución: Hipocristalina	Pl ^Δ	84	11.7
Textura: Glomeroporfídica a porfídica	Qz ^Δ	2	0.3
Fenocristales (^Δ): Pl, Afs, Bt, Ep	Afs ^Δ	38	5.3
Matriz (*): Pl, Afs, Qz, Bt, Ep,	Bt ^Δ	39	5.4
Accesorios: Opq, Zrn	Ep ^Δ	14	2.0
	Bt*	43	6.0
	Ep*	51	7.1
	Mtx	445	62.2
		716	100.0

Lámina de textura porfídica constituida por microfenocristales a fenocristales de hasta 3 mm de Pl y Afs en una matriz cuarzo-feldespática con Ep, Bt y matriz criptocristalina; asimismo, se presentan masas de Bt y microfenocristales de Ep. Los fenocristales de Pl y Afs se presentan con hábito euhedral a subhedral con alteración moderada a sericita y caolinita, formando principalmente cúmulos de gran tamaño, aunque también se aprecian cristales individuales; la Pl presenta macla polisintética incipiente y macla simple, el Afs presenta macla de Carlsbad y como cristales sin macla; estos fenocristales en general presentan inclusiones de Bt, Ep, y Opq escasamente. La matriz criptocristalina muestra alteración débil a arcillas, sin embargo, de manera aleatoria es posible encontrar zonas donde se aprecian masas oscuras que se presume es vidrio (ahora desvitrificado), en las cuales se identificaron regiones con extinción ondulosa o en abanico.

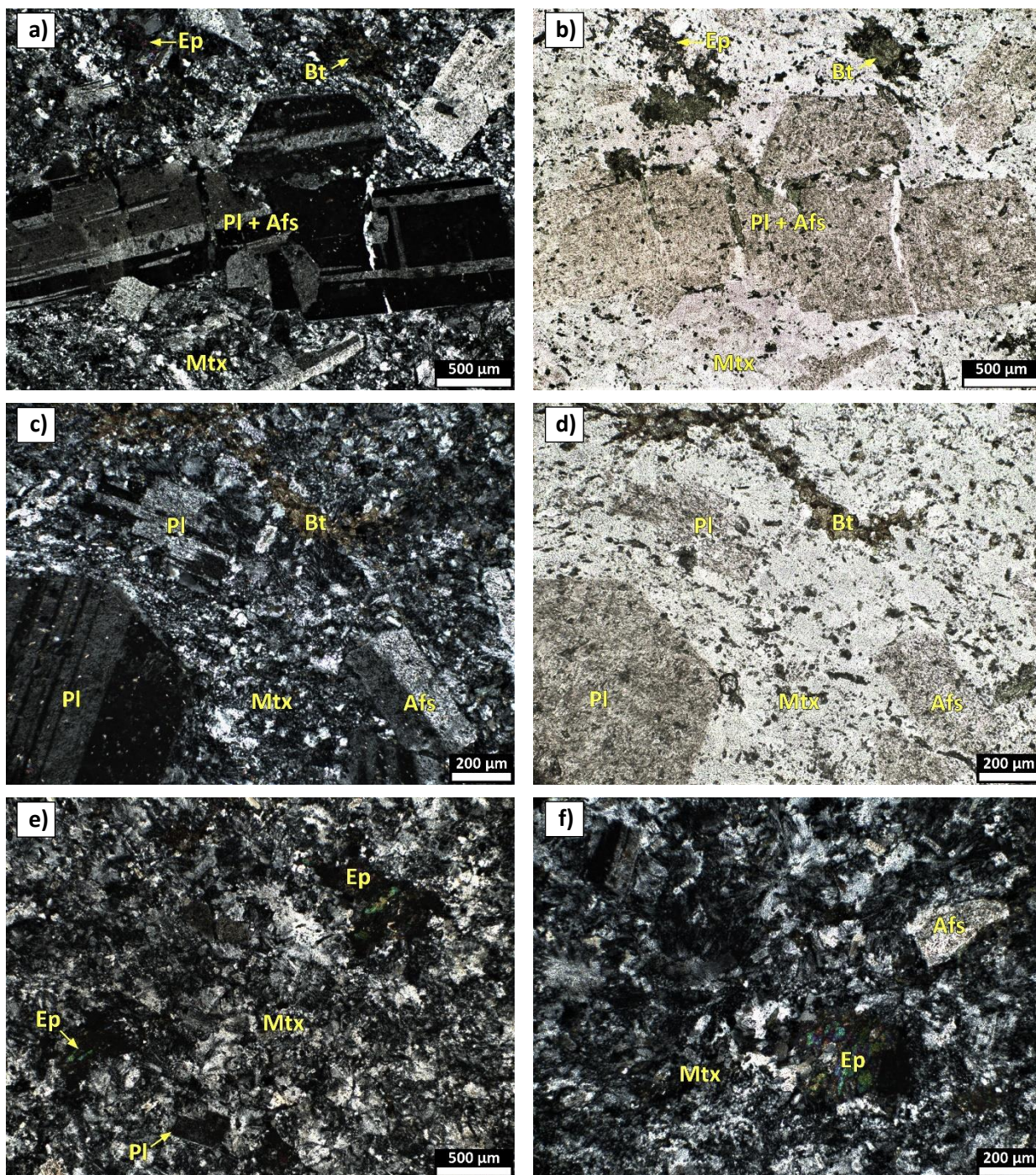


Figura 59: Fotomicrografías de la muestra CJ-14. a) (NX y NII, 5x) Agregados de Pl y Afs en matriz cuarzo-feldespática con Bt y Ep, nótese la diferencia en alteración de los fenocristales contra la matriz; los pequeños cristales oscuros corresponden a microlitos de Bt y Ep. c–d) (NX y NII, 10x) Fenocristales y microfenocristales de Pl y Ads, con macla polisintética y de Carlsbad, junto a una aglomeración alargada de Bt y Opq en el extremo superior, posiblemente rellenando una microfractura. e) (NX, 5x) Matriz cuarzo-feldespática con microfenocristales de Ep y Pl, así como pequeñas estructuras aciculares radiales en la matriz, similar al patrón en radial de las esferulitas en rocas vítreas. f) (NX, 10x) Aspecto de cristales de Ep y Afs en la matriz, donde se aprecia en la parte al centro izquierdo de la imagen la extinción en manchones.

Lámina CJ-15

Clasificación: Cuarzodiorita	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	117	19.4
Textura: Fanerítica fina a porfídica	Qz ^Δ	3	0.5
Fenocristales (^Δ): Pl, Afs, Qz, Hbl	Afs ^Δ	4	0.7
Fracción fina (*): Pl, Hbl, Bt, Qz, Afs, Opq	Hbl ^Δ	3	0.5
Accesorios: Ep, Chl	Pl*	196	32.6
	Qz*	31	5.1
	Afs*	8	1.3
	Bt*	101	16.8
	Hbl*	112	18.6
	Ep*	4	0.7
	Chl*	6	1.0
	Opq*	17	2.8
		602	100.0

La muestra presenta textura fanerítica fina y porfídica con fenocristales de Pl bordeados por microcristales de Pl, Qz, Hbl y Bt, adicionalmente se presentan Ep, Chl y Opq como accesorios.

Los fenocristales de Pl se presentan con hábito anhedral a subhedral, con diferentes grados de sericitización, así como inclusiones de Ep y Chl, mientras que los cristales de menor tamaño presentan menor grado de alteración y pueden llegar a presentar plegamiento, macla polisintética y, en ocasiones, macla en dos direcciones. La Hbl se presenta como cristales subhedrales tabulares y semi cuadriláteros para los cristales de mayor tamaño y completamente anhedrales para las ejemplares microcristalinos, con pleocroísmo de verde intenso a amarillo oscuro, enmascarando el color de interferencia en la mayoría de los casos. La Bt se presenta como hojuelas, acículas y masas anhedrales, con pleocroísmo de café claro a café oscuro. El Qz se presenta como pequeños cristales con evidencia de recristalización en las fracciones finas de la lámina; la Hbl y Bt suelen encontrarse estrechamente relacionadas, formando amalgamaciones de estos minerales máficos y Opq. La Ep, al igual que la Chl, se presenta como inclusiones en los fenocristales de Pl principalmente, aunque la Chl igualmente puede presentarse en algunos de los cristales de Hbl de mayor tamaño como bordes cloritizados. Los Opq se desarrollan con hábito anhedral y se distribuyen aleatoriamente en la lámina.

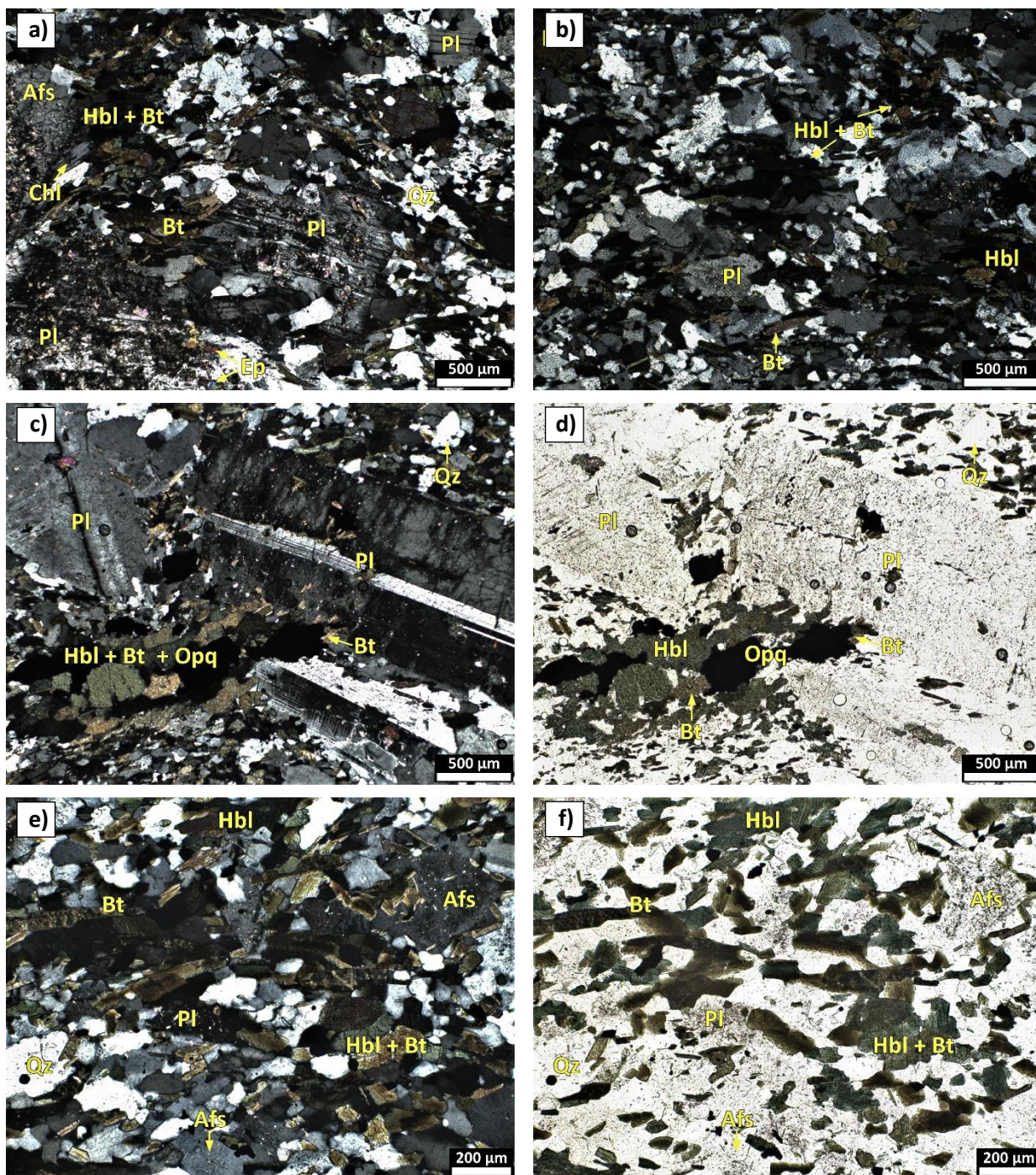


Figura 60: Fotomicrografías de la muestra CJ-15. a) (NX, 5x) Fenocristales de Pl moderadamente alterados, bordeados por microcristales de Qz, Pl y Afs de aspecto equigranular con Hbl y Bt de hábito tabular y en hojuelas. b) Aspecto de la fracción fina de la lámina, donde se aprecian cúmulos de minerales máficos (Bt y Hbl) entre el resto de minerales félsicos. c–d) (NX y NII, 5x) Fenocristales maclados de Pl y amalgamaciones de máficos (Hbl, Bt y Opq); nótese las inclusiones de Ep y Bt en la Pl, así como la sericitización incipiente. e–f) (NX y NII, 10x) Fracción microcristalina, donde se aprecian tanto el color real como los hábitos hojoso y prismático de los minerales máficos, así como el aspecto granular de los minerales félsicos.

Lámina CJ-16

Clasificación: Cuarzodiorita	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	264	38.5
Textura: Fanerítica fina	Qz ^Δ	70	10.2
Fenocristales (^Δ): Pl	Afs ^Δ	18	2.6
Fracción fina (*): Hbl, Bt, Qz, Afs, Opq	Bt ^Δ	126	18.4
Accesorios: Ttn, Zrn	Hbl ^Δ	182	26.7
	Opq*	25	3.6
		686	100.0

Lámina de textura fanerítica fina inequigranular, conformada Pl, Qz, Hbl y Bt. La Hbl se presentó como cristales prismáticos a aciculares con dos patrones de pleocroísmo: de verde intenso a verde pálido y de verde ligeramente azulado a verde pálido; algunos cristales muestran indicios de metamorfismo hacia Act. La Bt se observó con hábito en hojuelas y lamelar, con tamaños variables y pleocroísmo de café claro a café oscuro; en conjunto, la Hbl y la Bt suelen presentarse estrechamente relacionados formando aglomeraciones y con orientación preferencial general en la lámina. Los Opq se presentaron con tamaños variables, hábito anhedral y relacionados espacialmente con estos minerales máficos

La Pl se presentó principalmente como cristales intersticiales anhedrales con grados variados de desarrollo de macla polisintética y zonación en parches, manifestando diferentes grados de alteración sericítica, así como la presencia ocasional de inclusiones de Hbl; se aprecia posible exolución de Qz algunos cristales de diferentes tamaños distribuidos en la lámina (textura mirmequítica). El Qz se presenta como cuerpos policristalinos de diferentes tamaños, con hábito anhedral granular. Se observaron escasos cristales de Afs con macla de Carlsbad débilmente desarrollada y macla tipo Tartán, mostrando alteración incipiente. Se observó escasamente la presencia de Ttn (titanita) como microfenocristales con hábito predominantemente subhedral romboidal.

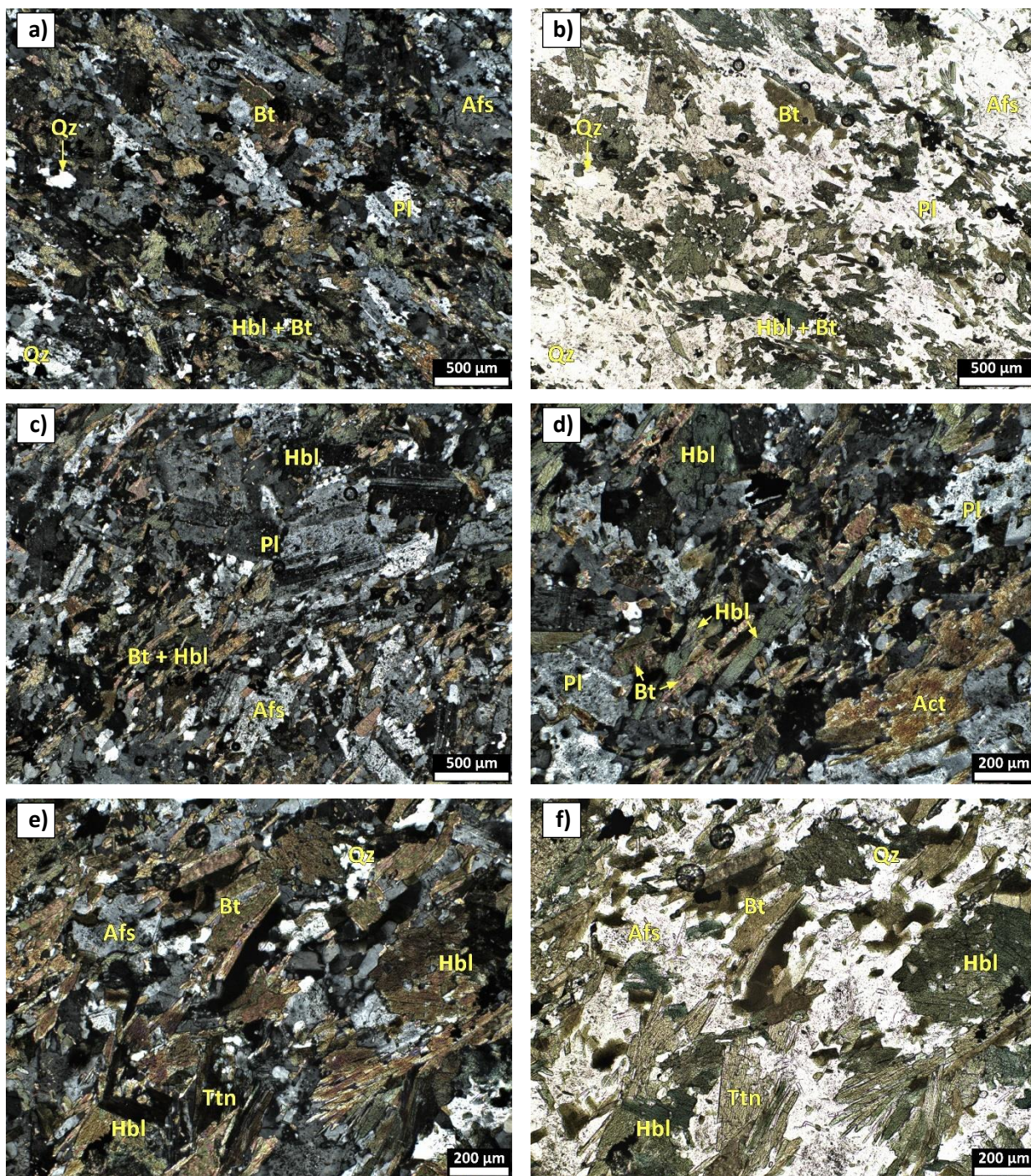


Figura 61: Fotomicrografías de la muestra CJ-16. a–b) (NX y NII, 5x) Amalgamaciones de Hbl y Bt con Pl y Qz intersticiales. c) (NX, 5x) Fenocristales de Pl con macla polisintética, débilmente alterados, junto con amalgamaciones de Bt y Hbl. d) (NX, 10x) Cristales lamelares y prismáticos de Hbl y Bt, con Pl y Qz intersticiales; se observa un microfenocristal de Hbl con colores de interferencia similares a los de Act y no enmascarados por el color real del cristal. e–f) (NX y NII, 10x) Aspecto de re la orientación que llegan a manifestar los minerales máficos, en este caso de derecha superior hacia izquierda inferior, según la orientación de las imágenes.

Lámina CJ-17

Clasificación: Gabro	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	179	24.9
Textura: Fanerítica fina	Qz ^Δ	1	0.1
Fenocristales (^Δ):	Afs ^Δ	5	0.7
Matriz (*):	Bt ^Δ	135	18.8
Accesorios: Zrn	Hbl ^Δ	379	52.8
	Opq*	19	2.7
		718	100.0

La muestra presenta textura fanerítica fina, conformada por Hbl, Pl, Bt y Opq. La Pl muestra hábito tabular y lamelar, con tamaños ampliamente variables, desde fenocristales hasta microlitos, formando masas de gran tamaño en las que se presenta macla polisintética bien desarrollada; se observaron pocos ejemplares de Pl plegada. Las fases Qz y Afs se presentan como cristales intersticiales, aunque algunos ejemplares de Afs se presentan como microfenocristales lamelares con macla de Carlsbad con buen desarrollo. Los cristales de Hbl se presentan como grandes masas irregulares conformadas por cristales anhedrales a subhedrales y ocasionalmente romboidales, con tamaños variados, con pleocroísmo débil de verde a verde pálido, en etapas variadas de alteración hacia Act. La Bt se presenta como cristales intersticiales entre la Hbl y la Pl, así como reemplazamiento en algunos cristales de Hbl, en general mostrando pleocroísmo de café anaranjado hacia café débil o beige. Los Opq se presentan asociados a la Hbl principalmente, y mostrando hábitos anhedrales y aciculares.

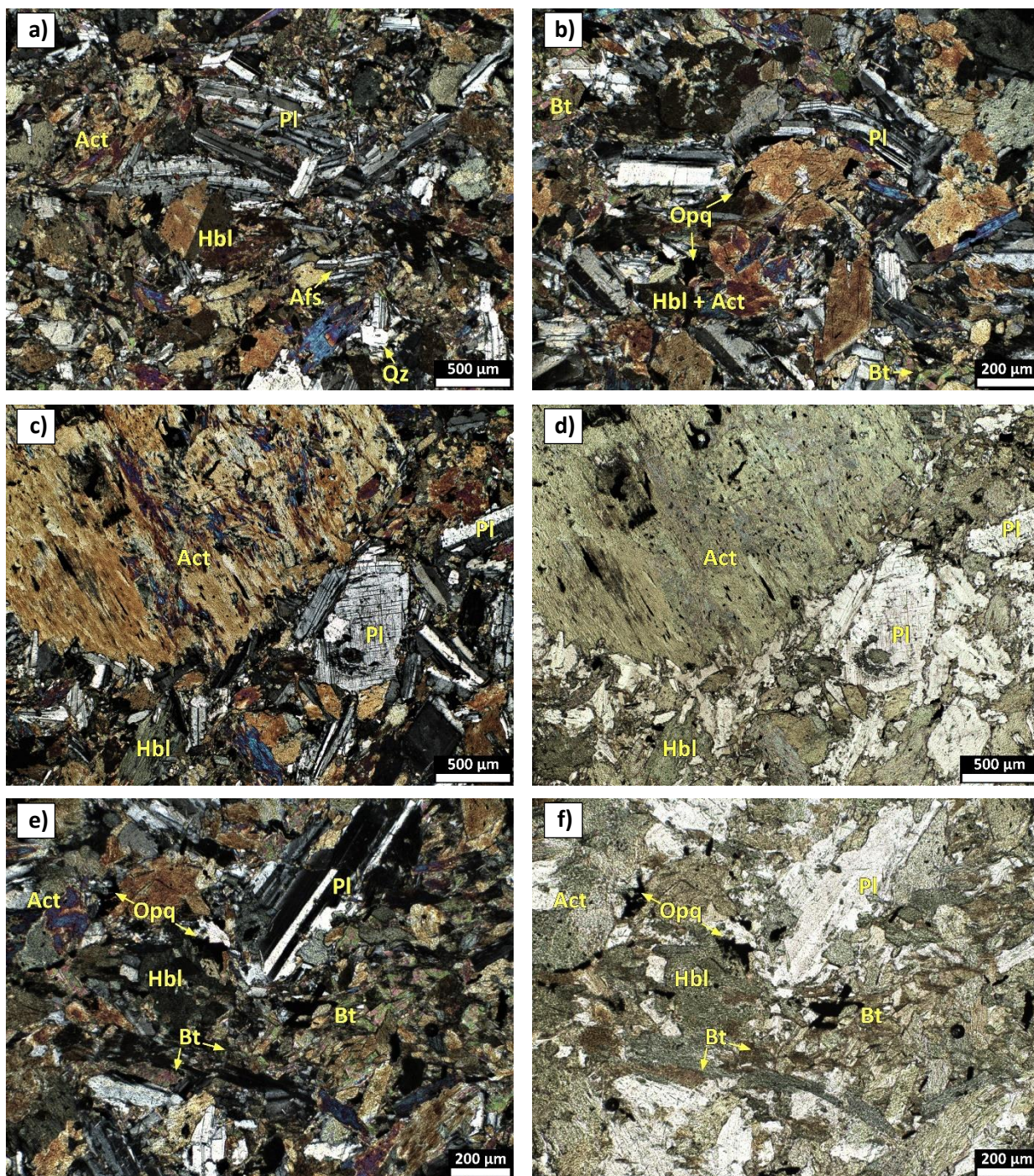


Figura 62: Fotomicrografías de la muestra CJ-17. a) (NX, 5x) Fenocristales de Pl y Hbl alterada hacia Act, con Afs y Qz intersticiales. b) (NX, 10x) Al centro se aprecia un cristal de Pl plegado, mientras que en los bordes inferior e izquierdo se aprecia Bt en el borde de cristales de Hbl, a los cuales está reemplazando. c–d) (NX y NII, 5x) Fenocristal de Hbl, con textura de tamiz en su núcleo y alterado a Act, bordeado por microfenocristales a matriz gruesa de Hbl, Pl y Afs. e–f) (NX y NII, 10x) Microfenocristales de Pl con macla polisintética, y masas de Bt reemplazando a anfíboles; nótese la correlación espacial entre minerales máficos y Opq.

Lámina CJ-18

Clasificación: Monzodiorita	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	15	2.1
Textura: Afanítica y porfídica a glomeroporfídica	Afs ^Δ	14	1.9
Fenocristales (^Δ): Afs, Pl,	Hbl ^Δ	6	0.8
Matriz (*): Hbl, Bt, Pl, Opq	Pl*	226	31.1
	Afs*	75	10.3
	Bt*	103	14.2
	Hbl*	238	32.7
	Opq*	50	6.9
		718	100.0

Lámina afanítica a porfídica, constituida por microcristales de Pl, Hbl, Bt, Afs y Opq, con algunos aglomerados minerales de Pl, Afs y Hbl.

La Hbl se presenta cristales alargados subhedrales a anhedrales, enmascarando el color de interferencia en tonos de verde pálido con pleocroísmo hacia ocre, y ocasionalmente presenta zonas de alteración a Act. De manera intersticial, se presentan Pl y Afs, con macla simple y en hábitos tabulares orientados aparentemente en 2 direcciones; algunos de los fenocristales de Afs no presentan macla, sino que aparecen como cristales subhedrales en color gris uniforme. La Bt se presenta como hojuelas irregulares como cristales individuales, parte de la matriz y como alteración en algunos cristales de Hbl; presenta pleocroísmo café a anaranjado. Dispersos en la lámina, se presentan Opq en hábitos elongados y aciculares, tratándose posiblemente de Ilmenita.

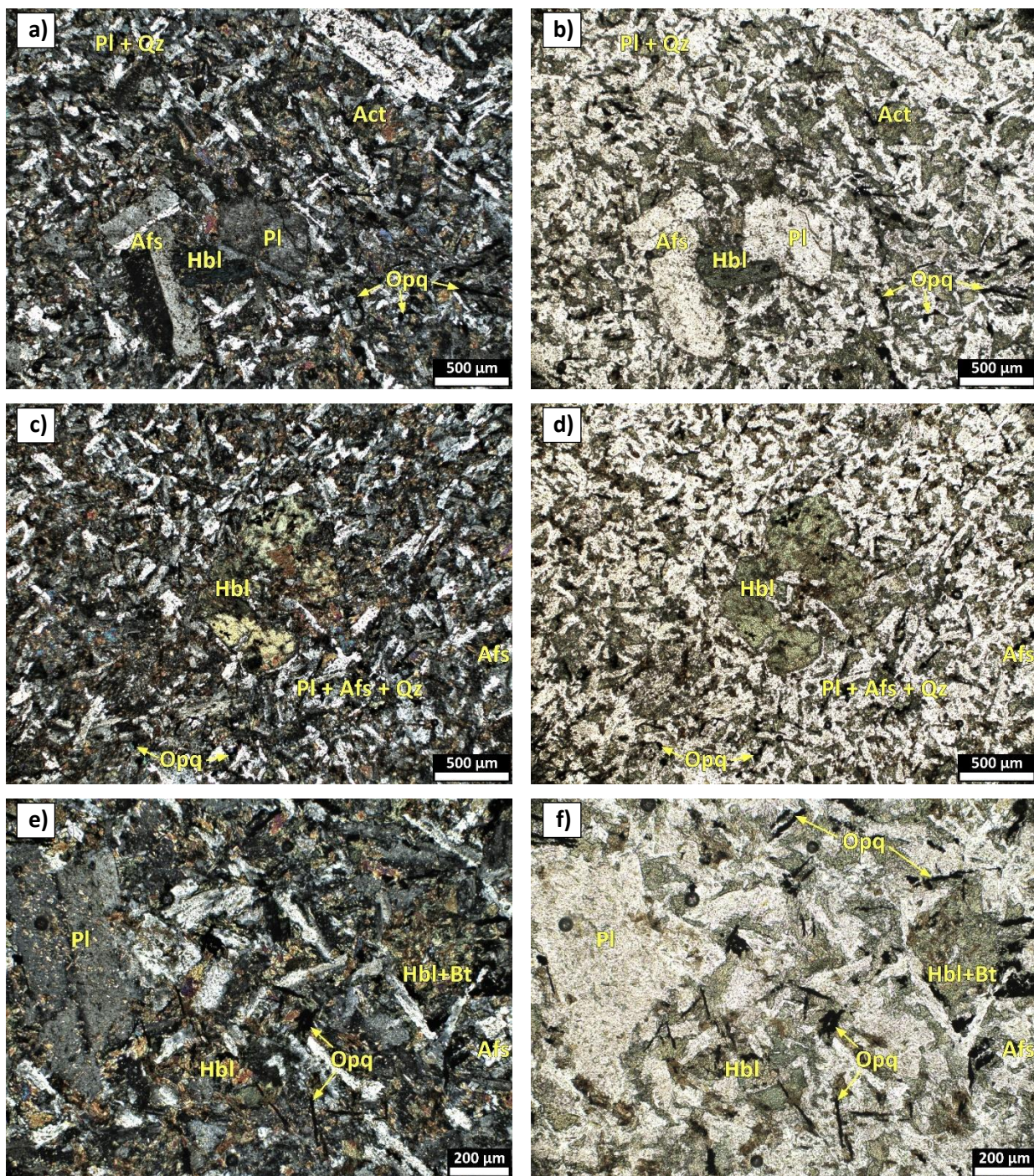


Figura 63: Fotomicrografías de la muestra CJ-18. a–b) (NX y NII, 5x) Fenocristales de Pl, Hbl y Afs en un cúmulo, con otros fenocristales individuales de Afs y Pl; el cristal de Hbl al centro inferior de la imagen presentó pleocroísmo de verde azulado a verde pálido. c–d) (NX y NII, 5x) Fenocristala de Hbl con alteración hacia Bt, evidenciada como parches en tonalidades ocre, bordeado por microlitos de Pl, Afs, Qz y Hbl. e–f) (NX y NII, 10x) Microfenocristal de Pl con sericitización moderada, así como microlitos elongados de Afs y Pl; nótese el hábito acicular de los Opq y su relación con la Hbl.

Lámina CJ-19

Clasificación: Cuarzolita (Aplita)

Constitución: Holocristalina

Textura: Afanítica

Fenocristales (^Δ):

Matriz (*): Qz, Bt, Ms, Pl, Afs, Opq, Chl.

Fase	Puntos	%
Pl ^Δ	8	1.3
Qz*	364	61.2
Afs*	8	1.3
Bt*	123	20.7
Chl*	9	1.5
Opq*	10	1.7
Ms*	37	6.2
Mtx	36	6.1
	718	100.0

Lámina con textura inequigranular fina seriada, conformada por cristales de Qz, Bt, Ms, Pl, Afs y Opq. La fase más abundante consiste en Qz de tamaños variables y con hábitos entre subredondeado y anhedral, tanto monocristalino como policristalino, formando franjas de grano medio a zonas con tamaño de matriz. La Bt y Ms se presentan como parte de la matriz y como fases intersticiales llegando a formar cúmulos similares en tamaño a microfenocristales; la Bt también se presentó asociada a posibles vetillas, en las que su desarrollo era bastante más prominente que en el resto de la lámina. Los Opq son escasos y se presentan con hábito anhedral y asociado estrechamente con la Bt.

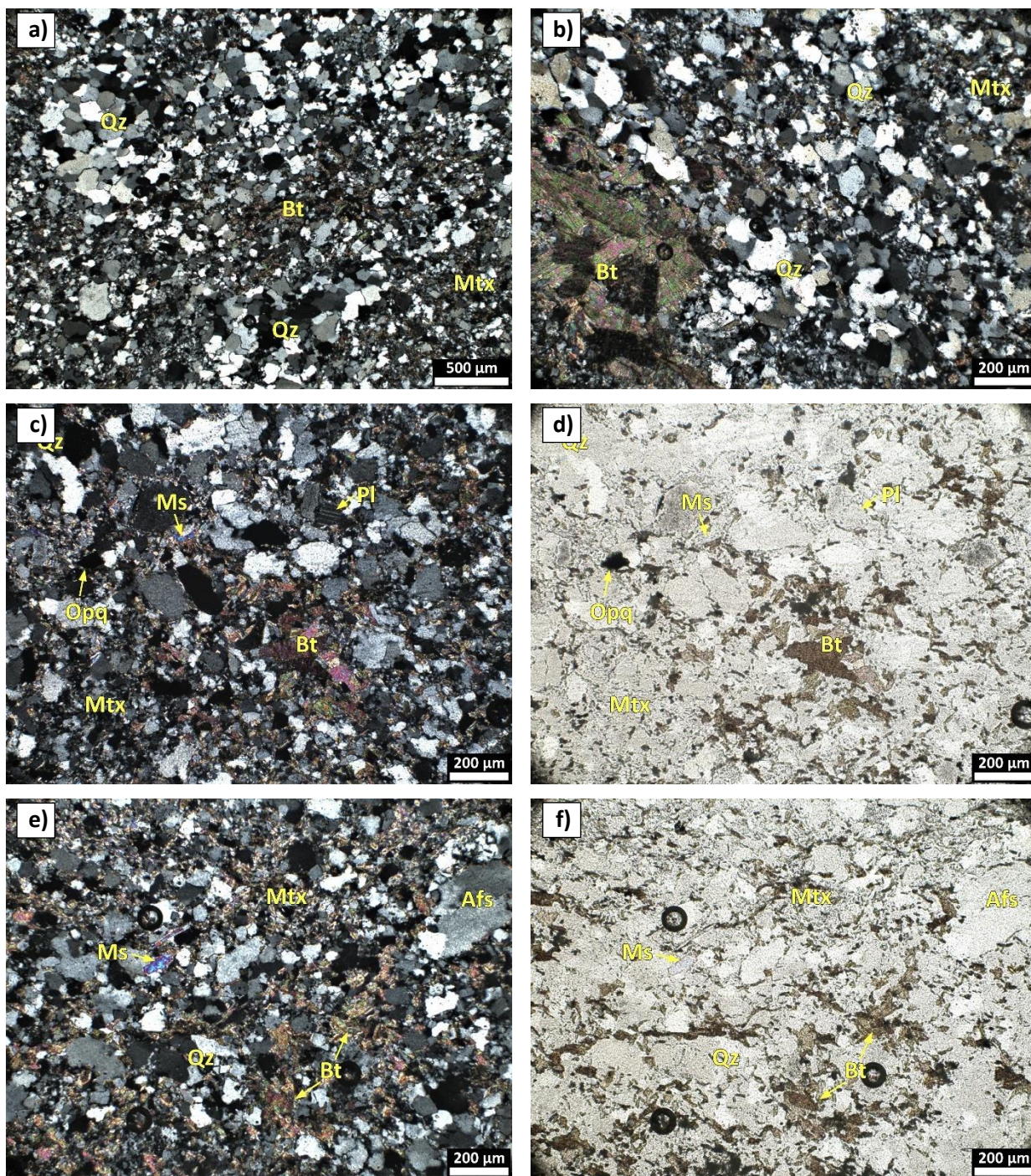


Figura 64: Fotomicrografías de la muestra CJ-19. a) (NX y NII, 5x) Regiones con Qz de diferente tamaño de grano, formando cúmulos o lentes Qz de grueso en una matriz con silíceas con Bt. b) (NX, 10x) Microfenocristales de Bt en el borde de una posible vetilla de Qz. c–d) (NX y NII, 10x) Aglomeración de Bt en matriz de Qz, con microlitos de Pl y Ms. e–f) (NX y NII, 10x) Microlitos de Qz y Afs con microfracturas e intersticios rellenos por Bt y Ms.

Lámina CJ-20

Clasificación: Granodiorita	Fase	Puntos	%
Constitución: Hipocristalina	Pl ^Δ	41	5.2
Textura: Afanítica y glomeroporfídica a porfídica	Afs ^Δ	19	2.4
Fenocristales (^Δ): Pl, Afs	Pl*	154	19.4
Matriz (*): Pl, Afs, Qz, Cb, Bt, Opq	Qz*	52	6.5
Accesorios: Ep, Zrn	Afs*	22	2.8
	Bt*	124	15.6
	Opq*	5	0.6
	Cb*	42	5.3
	Mtx	335	42.2
		794	100.0

Lámina con textura afanítica a glomeroporfídica, conformada por fenocristales y cúmulos de Pl y Afs, embebidos en una matriz criptocristalina y microlítica de Qz, Pl, Afs, Bt y Opq, con presencia de carbonatos indeterminados (Cb) en zonas donde se acumula y llega a formar bandas; la matriz puede presentarse con dos tamaños de granulometría, de afanítica a criptocristalina, formando horizontes no cíclicos; en ambos tipos de matriz se presentan cristales aciculares de feldespatos no determinados, los cuales llegan a presentar una orientación preferencial en la lámina y reorientándose alrededor de feocristales. Los fenocristales de Pl y Afs se presentan con hábito tabular euhedral, presentando combinaciones de maclas polisintética y simple en las Pl y macla simple a cristales sin macla para los Afs; ocasionalmente, presentan inclusiones de Bt. Los cristales de Bt se presentan como masas de hojuelas anhedrales y como microlitos en la matriz, marcando parcialmente el patrón de foliación en la lámina y presentándose con dos variedades de pleocroísmo: de tono verde oscuro a verde claro y de café oscuro a ocre; se presentan Opq fuertemente asociados a la Bt. Los Cb se presentan en las bandas donde la matriz es de grano más grueso, siguiendo los patrones de foliación evidenciados por la Bt.

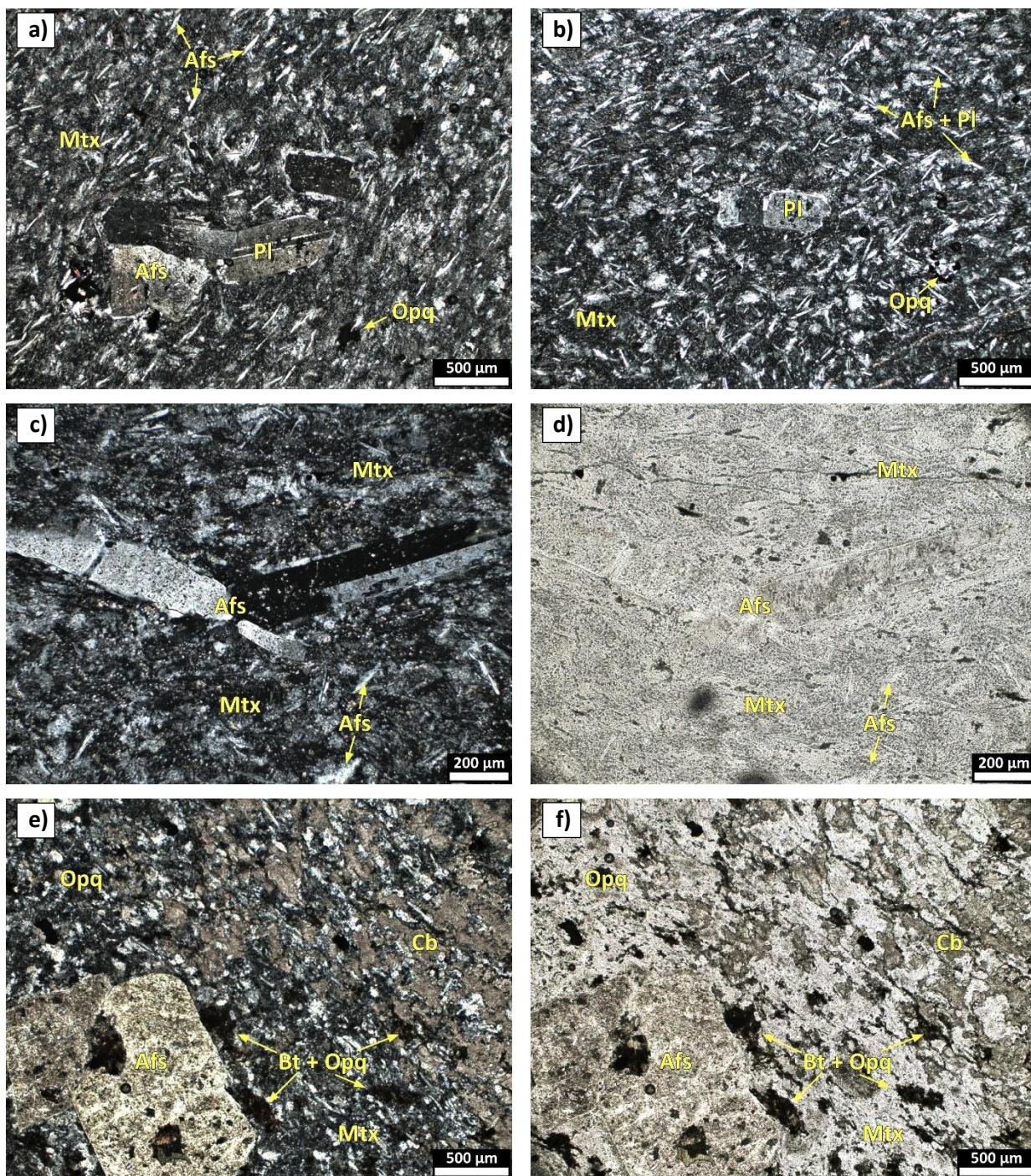


Figura 65: Fotomicrografías de la muestra CJ-20. a–b) (NX, 5x) Microfenocristales de Pl y Afs en una matriz criptocristalina y vítrea, con microlitos aciculares de Afs (?); se aprecia que la matriz vítrea se presenta parcialmente desvitrificada, posiblemente a arcillas; nótese que los cristales aciculares presentan una orientación preferencial en dirección general constante y que cambia para rodear a fenocristales, más notablemente en la imagen a). c–d) (NX y NII, 10x) Microfenocristales de Afs con macla de Carlsbad y hábito lamelar, embebidos en matriz criptocristalina y vítrea; nótese que la imagen de la derecha (NII) se presentan microfracturas rellenas por Opq. e–f) (NX y NII, 5x) Fenocristal de Afs con inclusiones de Bt, y masas de carbonatos indeterminados (Cb) en la matriz criptocristalina, siguiendo aparentemente la dirección de las microfracturas.

Lámina CJ-21

Clasificación: Cuarzomonzodiorita	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	30	4.1
Textura: Fanerítica fina a porfídica	Qz ^Δ	3	0.4
Fenocristales (^Δ): Pl, Afs, Act, Ep, Qz	Afs ^Δ	9	1.2
Matriz (*): Act, Bt, Pl, Opq, Qz, Ep	Bt ^Δ	5	0.7
	Act ^Δ	32	4.4
	Ep ^Δ	5	0.7
	Pl*	210	28.6
	Qz*	50	6.8
	Afs*	49	6.7
	Bt*	108	14.8
	Act *	122	16.7
	Ep*	91	12.4
	Chl*	8	1.1
	Opq*	10	1.4
		732	100.0

Lámina de textura fanerítica media a fina, inequigranular, conformada por Pl, Act, Bt, Ep, Opq, Afs, y Qz, con algunos escasos fenocristales de Act y Pl que dan lugar a texturas porfídica y glomeroporfídica puntualmente. La Act se presenta tanto en fenocristales como parte de la fracción fina, con hábito que va de subhedral a anhedral, y pleocroísmo de verde pálido a amarillo pálido; la mayoría de los cristales de Act presentan cierto grado de biotitización identificable por manchones color ocre en NII. La Bt se presenta como manchones amorfos que pueden presentarse de manera independiente intersticial o como fase de alteración, mostrando siempre de hábito hojoso y pleocroísmo de amarillo claro a ocre. Tanto Pl como Afs se presentan como cristales tabulares a subhedrales, sin presentar maclas desarrolladas en la mayoría de casos a maclas simples en algunos especímenes. El Qz se presenta como cristales remanentes hexagonales incompletos, con 2 a 3 Cbas bien definidas, y como cristales intersticiales subredondeados. La Ep se presenta como masas completamente amorfas con tamaños muy variables, alcanzando a formar fenocristales, como parte de la fracción de menor tamaño y como inclusiones de gran tamaño dentro de los fenocristales de Pl y en menor proporción en Act. Acompañando a las inclusiones de Ep en Pl, se puede observar Chl, al igual que en los bordes de Bt y de Act.

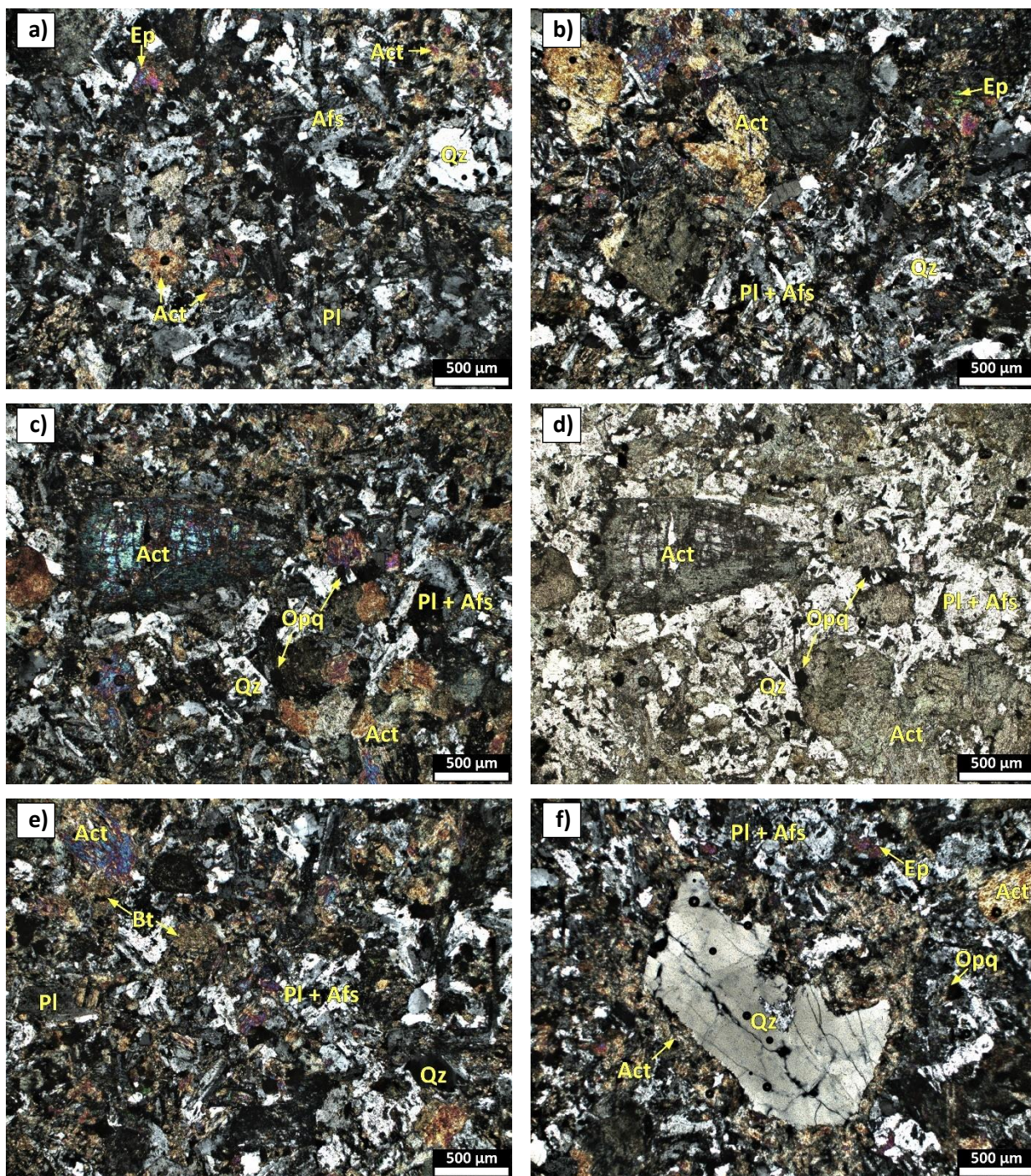


Figura 66: Fotomicrografías de la muestra CJ-21. a) (NX, 5x) Microcristales de Act, Pl, Afs, Qz y Ep, conformando la fracción fina de la lámina. b) (NX, 5x) Fenocristales maclados de Act formando un cúmulo, bordeado por cristales más fino de la misma especie y por Pl, Afs, Qz y Ep; las pequeñas inclusiones dentro de la Act corresponden a Bt. c–d) (NX y NII, 5x) Fenocrystal subhedral de Act a la izquierda de la imagen, con bordes fibrosos y colores de interferencia de 2° orden, así como otro agregado de la misma fase mineral en la esquina inferior derecha. e) (NX, 5x) Masas de Bt en el borde de cristales de Act. f) (NX, 5x) Fenocrystal de Qz con pequeñas bahías (engolfado) y bordes irregulares subangulosos, completamente rodeado por Act.

Lámina CJG-01

Clasificación: Granito	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	196	26.3
Textura: Fanerítica fina	Qz ^Δ	171	23.0
Fenocristales (^Δ): Afs, Pl, Qz	Afs ^Δ	131	17.6
Matriz (*): Bt, Qz, Pl, Afs, Chl, Ep	Bt ^Δ	100	13.4
Accesorios: Zrn, Opq	Ep	11	1.5
	Chl	6	0.8
	Opq	2	0.2
	Mmq	128	17.2
		745	100.0

Lámina fanerítica media a fanerítica fina, conformada por cristales de Qz, Pl y Afs, con intersticios rellenos por la misma mineralogía, pero en menor tamaño más Bt, Ep y zonas con mirmequita (Mmq). La Pl suele presentarse con hábito tabular, con zonación oscilatoria, macla polisintética en 1 y 2 direcciones, y combinaciones entre éstas, con inclusiones de Bt, Opq y Ep, así como etapas iniciales de sericitización en especímenes escasos. El Afs se presenta con hábito euhedral tabular a suhedral con bordes redondeados, sin macla visible, y con inclusiones de Bt y Ep, así como alteración incipiente a caolín. El Qz se presenta como cristales intersticiales y como cristales redondeados de gran tamaño, tanto con patrón monocristalino como policristalino. La Bt se presenta como fases intersticiales y como concentraciones lamelares, mostrando dos patrones de pleocroísmo dependiendo del corte del mineral: pleocroísmo fuerte de amarillo pálido a café oscuro, y pleocroísmo débil en tonos ocre; algunos escasos especímenes muestran cloritización. Asociados a la Bt, es posible observar escasos minerales Opq, con hábito engolfado y subredondeado.

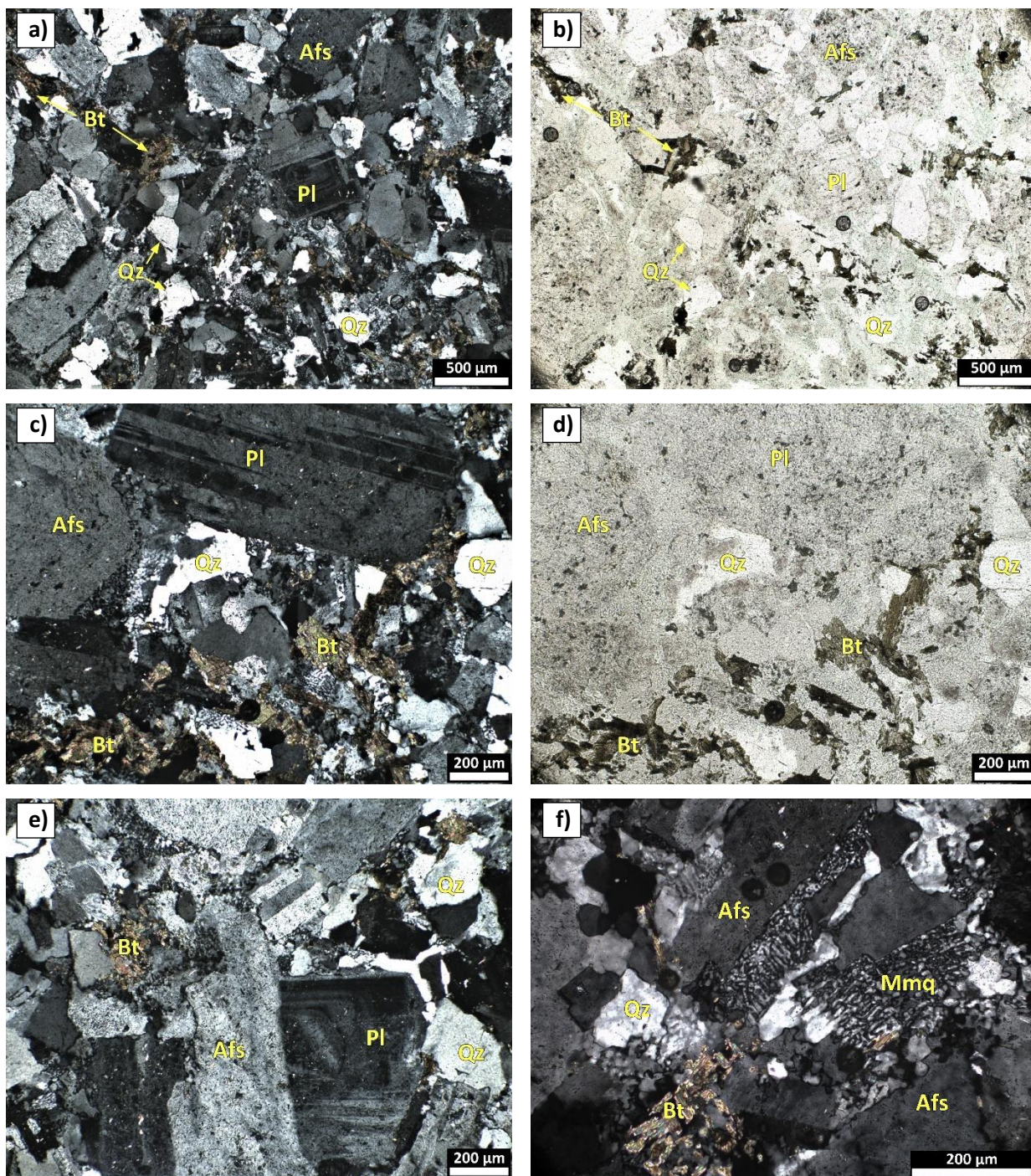


Figura 67: Fotomicrografías de la muestra batolítica CIG-01. a–b) (NX y NII, 5x) Fenocristales de Pl y Afs, con intersticios rellenos por estas mismas fases con Qz y Bt; nótese que el fenocristal de Pl presenta macla polisintética y zonación oscilatoria. c–d) (NX y NII, 10x) Fenocristales Tabulares de Afs y Pl, con intersticios de Qz y Bt; nótese que se aprecian bordes con Mm en el Afs y dentro de las fracciones más finas. e) (NX, 10x) Microfenocristales de Pl y Afs, con matriz de Qz y Bt. f) (NX, 20x) Microlitos de Afs con Qz intersticial, donde se aprecia la Mm claramente.

Lámina CJG-02

Clasificación: Granito	Fase	Puntos	%
Constitución: Holocristalina	Pl ^Δ	185	27.8
Textura: Fanerítica	Qz ^Δ	218	32.7
Fenocristales (^Δ): Afs, Pl, Qz	Afs ^Δ	141	21.1
Matriz (*): Qz, Pl, Afs, Bt	Bt ^Δ	62	9.3
Accesorios: Ep	Chl	8	1.2
	Mtx	52	7.9
		666	100.0

Lámina de textura granuda inequigranular, compuesta por grandes cristales de Qz, Pl, Bt y Afs, así como pequeñas zonas con matriz cuarzo-feldespática más Bt, Ep y Chl. La Pl se presenta como cristales subhedrales a anhedrales, mostrando macla que varía entre simple y polisintética, o mostrando ambos tipos en un mismo cristal; suele presentar etapas de sericitización que varían entre incipiente e intermedia. Los cristales de Afs suelen presentar hábito subhedral, mostrando colores de interferencia uniformes presentan en general etapas iniciales de caolinización; ocasionalmente se pueden encontrar cristales con macla de Tartán. La Bt se presenta como cúmulos de hojuelas subhedrales a euhedrales de gran tamaño y como pequeños intersticios rellenos de Qz; presenta pleocroísmo fuerte de amarillo pálido a ocre y ocasionalmente se pueden observar especímenes cloritizados. Escasos minerales Opq son observados y estrechamente ligados a la Bt. Escasamente, se puede observar Ep como inclusión en Afs y Pl, así como en las zonas con matriz fina.

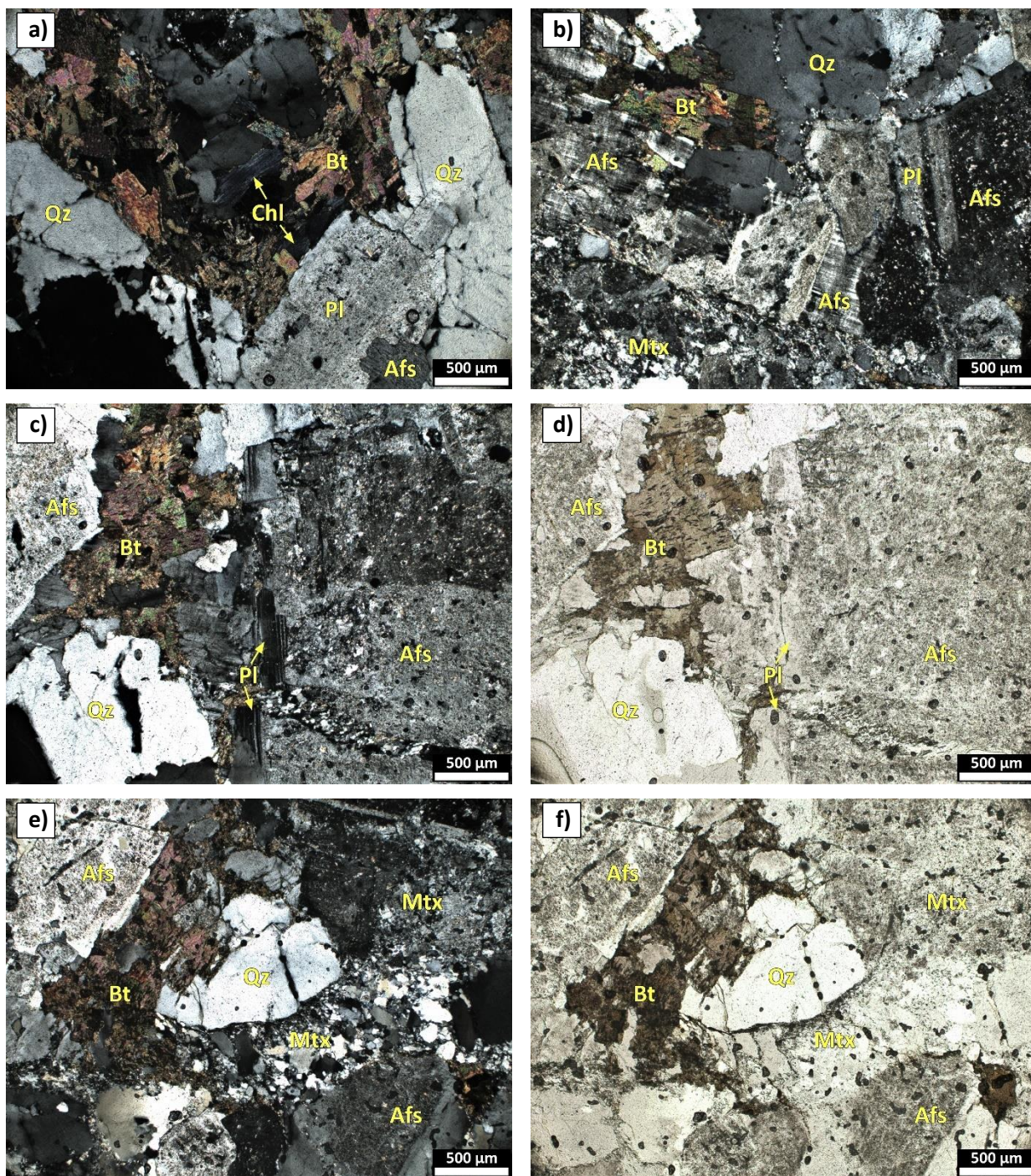


Figura 68: Fotomicrografías de la muestra batolítica CIG-02. a) (NX, 5x) Fenocristales de Pl y Qz tabulares, con agregados de Bt de gran tamaño y con regiones cloritizadas. b) (NX, 5x) Fenocristales de Pl, Afs, Qz y Bt, en contacto con matriz cuarzo-feldespática; nótese la macla de malla en el Afs del centro. c–d) (NX y NII, 5x) Fenocristales anhedrales de Afs, Qz y Bt, con micrifenocristales de Pl con macla polisintética al centro de la imagen. e–f) (NX y NII, 5x) Matriz cuarzo-feldespática en intersticios entre fenocristales de Afs y Qz, con masas de Bt con intersticios rellenos de Qz.

Anexo III. Catodoluminiscencia y LA-ICP-MS a zircones

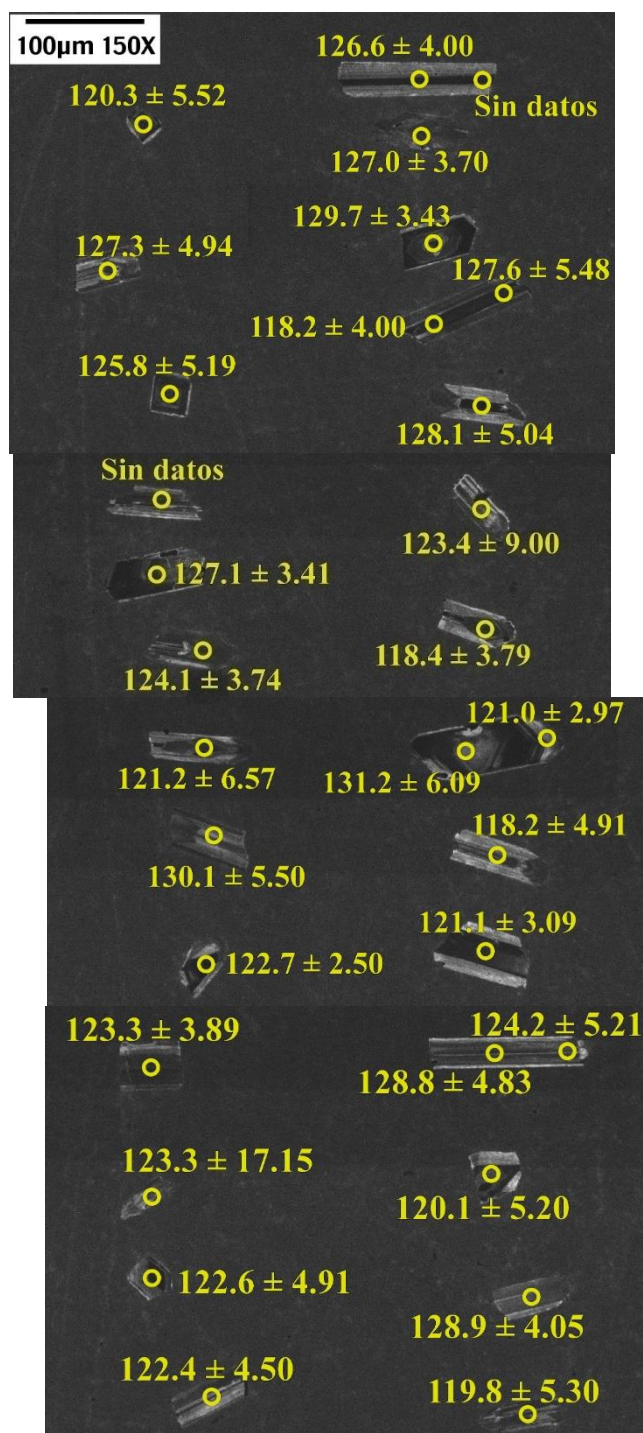


Figura 69: Imágenes de catodoluminiscencia de los zircones de la muestra CJ-04 (dique granítico).

Tabla 11: Concentraciones en ppm de elementos traza en zircones extraídos de muestra de dique CJ-04.

	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Pt. 1	1163.9	294.6	1.1	2183.3	1.8	-	3	0.1	2.1	5.5	0.7	36.6
Pt. 2	772.8	314.3	2.5	2301.8	2.7	-	3.4	0.1	1.8	5.3	0.7	39.3
Pt. 3	1949.8	309.4	2.6	2944.6	4.6	-	3.3	0.1	1.1	4.8	0.4	39.9
Pt. 4	695.4	259.5	4.5	2478.4	1.6	0.1	2.8	0.3	4.8	9.6	1.5	52.7
Pt. 5	593.7	249.3	5	2465.3	1.5	-	2.5	0.2	5.7	9	2	56.9
Pt. 6	1120.7	272.2	1.9	1292	1.5	-	1.7	-	0.8	2.6	0.3	18.5
Pt. 7	357.3	485	-	2876.1	4.1	-	5.5	0.1	1.8	3.9	0.5	39.9
Pt. 8	1056.8	349.1	10.8	2132	3.3	-	3.5	-	1.2	3.7	0.6	29.5
Pt. 9	1191	229.8	2.5	2199.3	4.1	-	6.5	0.1	1.8	6	0.5	41.3
Pt. 10	1014.2	191	0.9	1267.1	2.1	-	2	-	0.7	1.8	0.2	18.9
Pt. 11	697	297.3	6.9	2078.3	1.5	-	2.3	0.2	2.5	6.1	0.9	37.7
Pt. 12	1418.7	263.7	5.7	3739.2	3.2	-	5.1	0.1	2.5	6.3	0.8	59.8
Pt. 13	5324.4	281.6	46.8	1787.1	2.1	8.4	25.6	3.7	20.9	8.5	0.7	34.8
Pt. 14	916.5	262.1	3.3	1660.2	1.5	-	2.1	0.1	2	4.8	0.6	28.6
Pt. 15	1686.1	279.6	4.6	2698.7	2.3	-	2.7	-	2.8	5.3	0.3	45.8
Pt. 17	1957.1	326.8	27.1	2449.3	1.2	0.1	2	0.3	6.3	12.2	0.7	66.1
Pt. 18	1007.7	333.8	13.5	2997.9	2.5	0.2	4	0.2	4.1	8.7	1.2	56.8
Pt. 19	870	293	3.5	2024.7	1.4	-	2.2	0.2	2.7	5.9	0.9	38.3
Pt. 20	2028.7	312.7	6.5	6511.8	6.1	0.7	12.8	0.5	6.4	15.2	2.3	93
Pt. 21	1186.7	288.4	8.7	2940.7	2.2	-	4.5	0.3	7.4	13.1	1.9	62.7
Pt. 22	593.2	412.5	5	2792.2	2.1	-	4.4	0.2	4.2	9.6	1.4	54.7
Pt. 23	2401.7	354.7	3.6	5617.5	12.6	-	8	0.1	2.1	10.3	0.6	92.7
Pt. 24	722.9	307.5	5.7	1907.7	1.7	-	2.9	0.1	1.7	4.1	0.6	30
Pt. 25	552	346.6	7.4	2455.4	3.4	0.1	4.7	0.1	1.8	5.8	0.7	39.5
Pt. 26	856.7	358.4	5.6	2345.5	3.7	-	4	0.1	1.1	4.2	0.6	30.7
Pt. 27	1498.6	262.5	2.9	3079.7	5.8	-	4.7	0.1	1.3	5.6	0.4	45.3
Pt. 28	1631.2	274.5	1.9	3074.7	2.4	-	2.2	-	1.3	4.5	0.3	43.4
Pt. 29	526.3	314.7	9.9	1919.7	2.2	1	5.1	0.4	3.2	4	0.6	28
Pt. 31	1327.8	316	1.8	4375.6	3.4	-	5.8	0.1	2.4	7.7	1.2	63.7

Tabla 11 (continuación): Concentraciones en ppm de elementos traza en zircones extraídos de muestra de granito CJG-01.

	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	T (°C)
Pt. 1	13.2	178.3	74.1	381.7	763.3	162.7	7869.4	6.8	194.2	411.7	789.71
Pt. 2	14.2	193	78.2	400.6	767.2	160.7	8319	6.5	167.4	340.8	708.02
Pt. 3	16.8	226.8	91.5	443.6	768.8	149.1	11301.9	12.4	173.5	710.5	662.36
Pt. 4	17.8	219.7	84.2	406.1	761.2	158.8	7271.8	5.3	131.8	235.5	681.77
Pt. 5	18.2	221.2	85.7	413.1	759	158.5	6791.1	4.7	185	314.8	712.75
Pt. 6	7.2	100	43.2	229	489.7	110	8205.1	4.1	96.8	248.4	669.9
Pt. 7	15.5	220.3	95.8	502.6	1008	216.4	10834.1	9.6	132.4	263.4	664.3
Pt. 8	11.1	165.9	71.1	378	747.2	161.9	8330.7	5.9	223.4	451	
Pt. 9	14.3	188.2	73.9	384.2	766.3	162	8758.6	15.3	1079	1217.3	662.36
Pt. 10	7.2	103.1	40.4	192.9	330.4	64.4	11384.1	5.5	98.6	355.3	664.3
Pt. 11	13.6	180.2	71	364.5	700.9	151.8	8385.8	5.1	232.9	403.9	671.7
Pt. 12	23.8	312.5	120.1	575.8	972.6	187.9	10795.3	13.5	498.4	1005.6	
Pt. 13	10.9	148.1	60.8	310.6	619	133.9	8329	5.5	192	383.9	647.37
Pt. 14	10.4	136.9	55.3	283.8	564.2	122.8	8043.5	4.7	152.7	309.9	701.77
Pt. 15	17.8	231.2	84.8	393.9	651.1	123.2	11870.5	9.3	255.1	812.8	680.17
Pt. 17	21	242.5	82.5	371.5	642.8	127.8	9540.4	6.4	136.3	319.9	700.48
Pt. 18	19.4	260.5	102.5	510.7	971.1	203.6	8942.3	7.9	208.5	427.3	664.3
Pt. 19	13.5	177.2	69	346.3	657.3	140	7800.9	4.8	89	203.9	675.18
Pt. 20	38.1	509.1	208.7	1062.9	2025.5	400.3	11740.1	22.7	385.6	803.7	658.33
Pt. 21	21.3	278.9	100.5	472.1	913.6	175.4	6539.7	5.4	67.6	125.4	704.32
Pt. 22	18.4	241.1	95.3	474.3	915.9	194.1	6933.6	7.8	118.2	302.3	647.37
Pt. 23	37.1	493	180.9	805.4	1257.7	224.3	12565.5	43.8	403.1	1764.5	675.18
Pt. 24	11.4	155.1	63.5	335.9	671.1	144.7	8199.1	5.7	83.2	236.8	775.86
Pt. 25	14.9	204.2	81.1	423.9	785.8	164.9	8867	6.5	124.3	285.7	686.43
Pt. 26	12.7	184.9	79.2	418.6	827.8	176.3	8390.2	7.2	95.8	268.9	687.93
Pt. 27	18.6	256.4	101.2	506.1	942.7	188	11959.7	17.9	552.1	1309.5	693.71
Pt. 28	18.9	253.1	98.2	462	779.7	150.9	11157.4	13.1	538	1023.1	684.9
Pt. 29	10.4	151.8	63.5	332.5	662.9	143.3	7448.5	5.6	769.1	555.2	741.7
Pt. 31	24.4	351.1	138	703.2	1304.1	271.3	12770	15.4	2723	2212.2	1189

T (°C) calculada mediante la ecuación propuesta por Watson y Harrison (2005) a partir de la concentración de Ti.

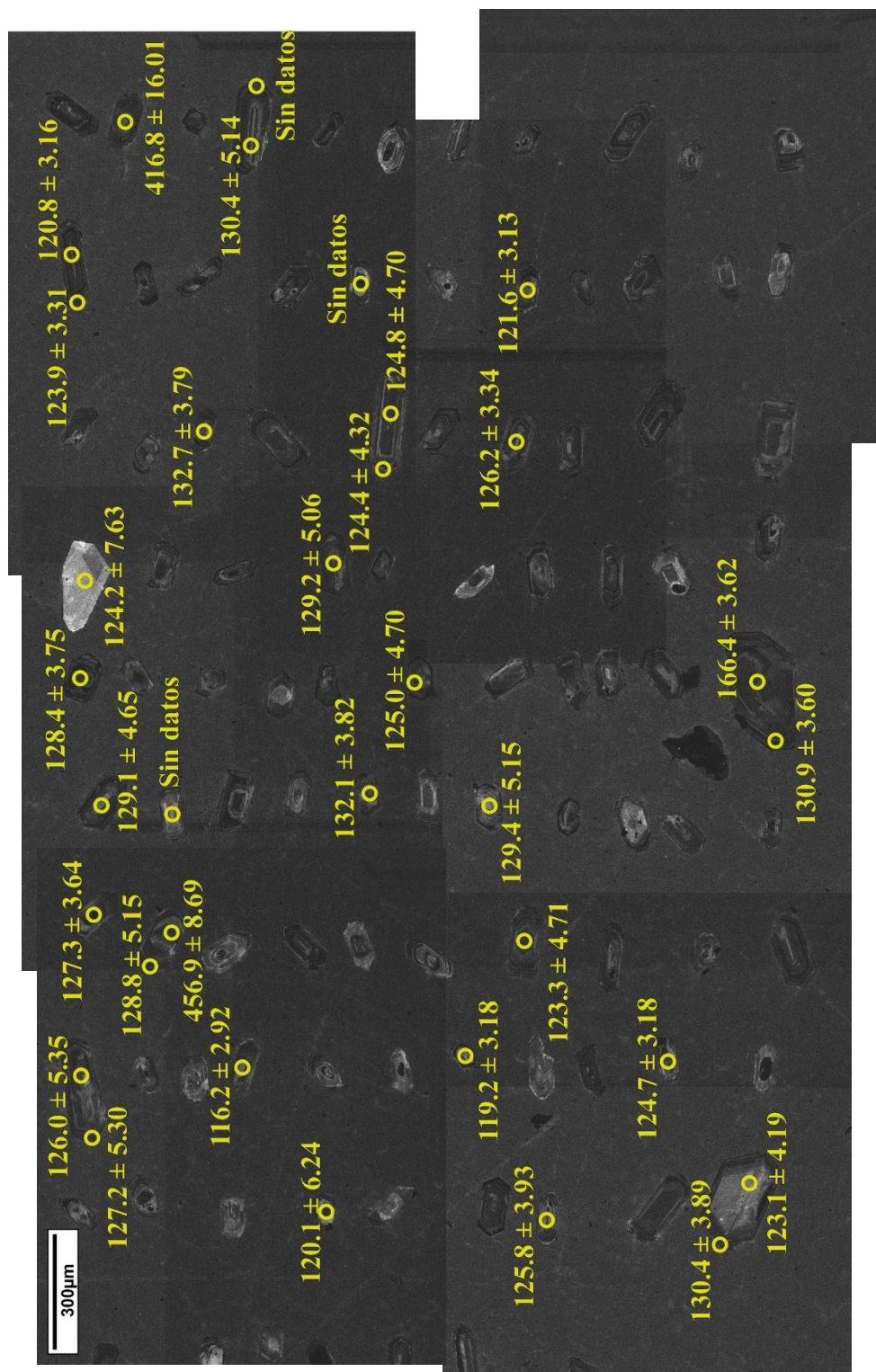


Figura 70: Imágenes de catodoluminiscencia de los zirrones de la muestra CJG-01 (encajonante granítico).

Tabla 12: Concentraciones en ppm de elementos traza en zircones extraídos de muestra de granito CJG-01.

	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd
Pt. 1	2623.4	305.5	17	2858.6	2	1.4	9.4	0.7	4.3	6.8	1.7	53.6
Pt. 2	1345.8	311.1	6.8	2297.3	2.7	0.2	3.1	0.1	1.5	4.5	0.4	37
Pt. 3	6627.8	188.7	3.8	1582.4	3.5	13.1	57.9	7.6	39.7	11.9	0.6	33.9
Pt. 4	1329.9	204.5	4.9	2612.9	2.7	0.3	14.3	0.4	6.4	11.3	0.7	66
Pt. 5	28969.5	199.8	7.2	3185.3	3	30.2	116.8	21.8	136.7	55.8	3.1	124.9
Pt. 6	1411.2	247.8	4.2	3121.1	5.7	0.9	24.1	0.6	5	8.5	0.9	56.4
Pt. 7	7572.1	262.1	3.9	4058.5	6.9	26.5	94.2	10.3	53.5	23.2	1.6	90.4
Pt. 8	2094.1	151.6	-	980.8	2.1	0.4	8.5	0.1	1.4	1.7	0.2	12.4
Pt. 9	1121.3	177.1	3.8	1501.7	1.4	0.2	4.5	0.1	1.4	3.9	0.5	26.5
Pt. 10	3252.9	219.8	3.9	2631.3	6.8	16.8	66.6	7.4	35.7	14.1	0.8	52.5
Pt. 11	3746.9	173.5	4.3	1027.4	2.3	1.5	11.4	0.9	4	3.4	0.2	14.7
Pt. 12	854	155.9	-	1595.7	3.8	0.4	13.7	0.4	5.6	8	0.7	33.2
Pt. 13	827.6	190.5	3.1	1776.4	1.9	-	5.8	0.1	1.8	4.8	0.7	32.9
Pt. 14	583.7	205.7	6.3	1309.8	1.8	0.1	4.9	0.1	1.4	3.3	0.3	23.4
Pt. 15	2956.8	221.2	4.8	1643.7	3.1	2.8	20.4	2.3	11.2	6.3	0.6	31.8
Pt. 17	767	205.4	6.2	1525	1.7	-	4.9	0.1	1.6	3.7	0.5	26.9
Pt. 18	6147.2	232	3.9	3272.1	3.4	42.8	115	13.5	62.8	20	0.8	70.2
Pt. 19	2029	231	4.5	1741.1	2.6	6.3	25	2.7	13.7	7.8	0.7	30.5
Pt. 20	2079.8	194.6	3.6	1698.9	3.6	5.1	28.5	2	11.6	4.7	0.5	27
Pt. 21	838.9	115.6	6.5	1607	2.9	0.1	9.1	0.3	3.9	5.9	0.2	30.2
Pt. 22	1849.4	193.1	3.1	1782	2.7	1.1	13.3	0.5	3.5	4.5	0.5	30.6
Pt. 23	742.4	194.8	4.5	1593.8	1.6	-	4.8	0.1	1.4	3.6	0.5	28
Pt. 24	511.3	167.9	14.7	511.6	0.8	-	0.8	-	0.5	0.8	0.3	6.5
Pt. 25	1475.4	195.5	5.2	1915.8	3.3	2.6	17.5	1.1	6.2	5.4	0.5	32.4
Pt. 26	10483.3	158.2	5.3	1379.4	2.8	40.5	124.2	17.1	85.2	21.8	0.9	37.8
Pt. 27	3997.3	273.8	5.7	3441.2	1.9	13.8	44.1	6.3	33.8	22.5	2.5	92.4
Pt. 28	363.8	231.6	5.1	1888.1	3.1	1	10	0.5	4.6	6	0.6	39.4
Pt. 29	9248.7	212.2	10.1	2912	3	25.6	77.9	9.7	51.3	18.8	1.5	64.9
Pt. 31	2488.8	163.1	343.3	2051.9	5.4	4.6	29.3	1.8	11.5	5.3	0.3	29.8
Pt. 32	1503.6	219.9	10.3	5130.8	4.9	0.2	31.1	0.4	7.4	17	1.5	107.3
Pt. 33	1890.8	177.7	31.3	1023.9	4.9	6.4	35.6	2.9	16.9	7.5	1.3	25.7
Pt. 35	1705	160	3.9	1370.8	1.1	4.1	20.7	2.8	13.8	6.6	0.5	26.7

Tabla 12 (continuación): Concentraciones en ppm de elementos traza en zircones extraídos de muestra de granito CJG-01.

	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	T (°C)
Pt. 1	19.5	249.2	96.4	454.2	769.5	155.9	6304.5	7.4	233.7	284	789.71
Pt. 2	14.3	192.9	76.3	382.4	708.3	146.1	8192.1	10.6	244.8	684.3	708.02
Pt. 3	10.4	132	51.7	265.1	502.9	105.8	10360.9	15.3	489.9	1009	662.36
Pt. 4	21.5	264.4	95.9	440.6	692.4	132.1	8227.9	10.3	501.3	603.3	681.77
Pt. 5	31	331.1	110.4	489.2	784.3	152.5	9803.4	10	452.6	598.5	712.75
Pt. 6	20.1	274	105.3	514.8	924.1	184.6	8256	17.6	884.6	1275.3	669.9
Pt. 7	30.2	376.6	139.7	664.5	1098.2	215.2	8097.7	17.6	803.8	1007.3	664.3
Pt. 8	5.4	72.9	31.4	163.9	340	73.5	9489.1	8.9	148.1	425.8	-
Pt. 9	10.3	126.3	51.2	247.1	449.7	93.7	8072.8	4	99.6	208.4	662.36
Pt. 10	18	232	90	435.7	763.3	151.7	8860.7	14.1	480	839.2	664.3
Pt. 11	5.6	81.8	34.2	175.1	357.3	75.6	10060.5	10.6	186.8	493.7	671.7
Pt. 12	11.8	154.7	49.7	257.3	420.1	90.3	7716.2	29.1	174.2	323.1	-
Pt. 13	11.9	154.7	60	290.9	509	103.6	7791	4.5	130	255.1	647.37
Pt. 14	8.1	109	43.9	213.2	397.5	82.2	7139.7	4	114.1	195.5	701.77
Pt. 15	10.3	141.6	56	273.1	493.8	103	7968.4	7.1	213.8	339.9	680.17
Pt. 17	9.7	133.7	51.2	254.2	451.3	92	8105.7	4	90.3	191.6	700.48
Pt. 18	22.7	288.8	112.8	543.5	962.9	195	10233.6	20.2	391.9	721	664.3
Pt. 19	11.1	145.7	57.8	292.8	546.4	112.2	8213.8	5.8	199.8	340.9	675.18
Pt. 20	10.1	133.5	54.9	285	557.5	117.4	9388.6	17.8	447.4	874.5	658.33
Pt. 21	10.2	128.2	50.5	261.8	517.7	105.2	6808.4	28.2	714.5	1124.8	704.32
Pt. 22	11.2	147.5	59.1	295.1	531	109.3	9241.9	6.9	207.1	403.9	647.37
Pt. 23	9.9	135.1	54.3	265.8	481.6	99.8	7732.6	3.9	112.9	254.5	675.18
Pt. 24	2.3	33.8	15.3	88.2	199.8	47.2	5828.7	1.3	21.1	87.4	775.86
Pt. 25	11.7	161.3	63.5	320.7	586.4	120.6	8625.6	8.8	298.1	577.5	686.43
Pt. 26	10.1	119.1	45.4	230	439.6	92.2	9896.5	10.5	238.6	601.9	687.93
Pt. 27	28.5	332.4	118.4	545.1	872.5	171.1	6614.5	6.8	271.9	408.6	693.71
Pt. 28	13.3	171.6	66.8	314.3	516.7	102	6630.8	8.3	460.8	570.2	684.9
Pt. 29	19.9	248.5	95.5	473.6	848.3	173	8806.3	16	735.7	1289.4	741.7
Pt. 31	11.9	164.6	67.1	336.4	658.1	134.9	9327.4	20.2	807.9	1227.7	1189
Pt. 32	35.8	475.6	178	839.5	1381.5	263.4	9169.2	18.8	832.3	870.9	743.43
Pt. 33	7.4	91	32.7	161.9	319.4	66.5	8450.5	56.5	982.1	563	852.12

T (°C) calculada mediante la ecuación propuesta por Watson y Harrison (2005) a partir de la concentración de Ti.

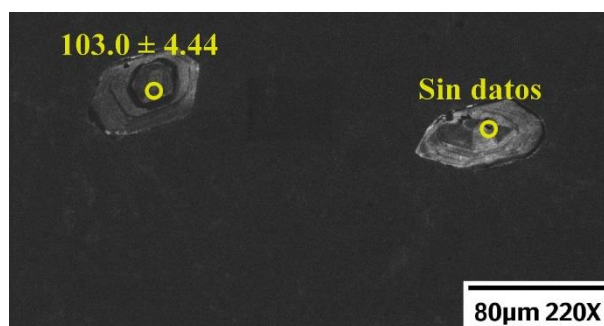


Figura 71: Imágenes de catodoluminiscencia de los zircons de la muestra CJ-16 (dique de diorita gabrónica).

Tabla 13: Concentraciones en ppm de elementos traza en zircons extraídos de muestra de dique CJ-16.

	P	Sc	Ti	Y	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
Pt. 1	2368.4	193.4	5.5	729.3	1.1	8.3	30.3	2.8	12.7	3.4	0.7

	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Hf	Pb	Th	U	T (°C)
Pt. 1	14.4	4.4	56.2	21.9	113.4	246.8	55.6	10865	6.8	676.6	669.6	

Anexo IV. Análisis isotópico Sr–Sm–Nd

Tabla 14: Datos de análisis isotópicos de Sr en roca total mediante ID-TIMS.

	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	S.E.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_t$	ϵSr	ϵSr_t
CJ-03	236.6	38	0.46461	0.704488	0.000008	0.703685	-0.17	-9.55
CJ-04	172.4	45	0.75492	0.705283	0.000008	0.703978	11.12	-5.38
CJ-05	226.2	19	0.24300	0.704684	0.000009	0.704263	2.60	-1.33
CJ-07	86.3	144	4.84606	0.742056	0.000008	0.733678	533.09	416.29
CJ-09	252.1	83	0.95292	0.709953	0.000009	0.708305	77.40	56.06
CJ-11B	206.9	81	1.13270	0.706319	0.000009	0.704361	25.82	0.06
CJ-15	338.0	58	0.49627	0.704070	0.000009	0.703212	-6.10	-16.25
CJ-16	328.1	36	0.31736	0.704388	0.000007	0.703839	-1.59	-7.35
CJ-17	211.3	29	0.39684	0.703768	0.000007	0.703082	-10.39	-18.10
CJ-18	224.4	48	0.61882	0.704637	0.000007	0.703567	1.95	-11.21
CJ-19	44.3	88	5.74557	0.714314	0.000009	0.704381	139.30	0.34
CJ-20	16.0	78	14.13896	0.710728	0.000008	0.686285	88.41	-256.58
CJG-01	15.1	97	18.54373	0.711658	0.000010	0.679600	101.61	-351.49

Concentración de Sr (ppm) determinada mediante ID-TIMS; concentración de Rb (ppm) determinada mediante ICP-MS; ϵSr_t calculado a la edad de cristalización obtenida a partir del método U–Pb en zircón (124 Ma), con valores de un “Reservorio Uniforme” (UR) según los reportados por DePaolo y Farmer (1984): $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.082$ y $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7045$; constante de decaimiento de ^{87}Rb tomada de Nebel et al. (2011): $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.393 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$.

Tabla 15: Datos de análisis isotópicos de Sm y Nd en roca total mediante ID-TIMS

	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	S.E.	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_t$	ϵNd	ϵNd_t	$\text{TDM}_{[\text{Nd}]}$ (Ga)
CJ-03	16.05	13.7	0.161136	0.512822	0.000004	0.512692	3.75	4.31	0.87
CJ-04	20.84	24.1	0.118431	0.512714	0.000003	0.512618	1.63	2.86	0.66
CJ-05	25.87	23.7	0.149740	0.512645	0.000003	0.512524	0.29	1.03	1.11
CJ-07	47.57	58.7	0.111052	0.511673	0.000004	0.511583	-18.66	-17.32	2.08
CJ-09	35.93	34.6	0.142545	0.512758	0.000004	0.512642	2.49	3.34	0.79
CJ-11B	38.76	35.8	0.148502	0.512712	0.000004	0.512592	1.61	2.36	0.95
CJ-15	32.19	29.2	0.151318	0.512883	0.000004	0.512760	4.94	5.64	0.60
CJ-16	42.26	39.5	0.146652	0.512842	0.000004	0.512723	4.13	4.91	0.65
CJ-17	16.30	13.6	0.163861	0.512955	0.000004	0.512822	6.33	6.85	0.54
CJ-18	23.38	21.2	0.151494	0.512742	0.000004	0.512619	2.19	2.89	0.92
CJ-19	15.94	17.6	0.124184	0.512412	0.000003	0.512311	-4.25	-3.12	1.19
CJ-20	30.28	30.8	0.134678	0.512821	0.000004	0.512712	3.72	4.70	0.56
CJG-01	17.29	18.5	0.128058	0.512712	0.000003	0.512608	1.60	2.67	0.77

Concentración de Sm (ppm) y Nd (ppm) determinadas mediante ID-TIMS; ϵNd_t calculado a la edad de cristalización obtenida a partir del método U–Pb en zircón (124 Ma). Edades modelo $\text{TDM}_{[\text{Nd}]}$ calculadas con valores $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.219$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, tomados de Liew y Hoffman (1988); las relaciones $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.196$ y $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51263$ propuestas por Bouvier et al. (2008) del CHUR fueron empleadas para el cálculo de las relaciones iniciales; constante de decaimiento de ^{147}Sm reportada por Lugmair y Marti (1978): $\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$.