

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

ESTUDIO GEOLÓGICO DEL COMPLEJO MÁFICO- ULTRAMÁFICO TAMPANCHI

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIERO EN
GEOLOGÍA**

RICARDO ANDRÉS CARTAGENA CUEVA
rccdres16@hotmail.com

DIRECTOR: FABIÁN MARCELO VILLARES JIBAJA
fabmar18@hotmail.com

Quito, Septiembre 2019

DECLARACIÓN

Yo, Ricardo Andrés Cartagena Cueva, declaro bajo juramento que el trabajo aquí descrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentada para ningún grado o calificación profesional; y, que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

RICARDO ANDRÉS CARTAGENA CUEVA

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Ricardo Cartagena, bajo mi supervisión.

MSc. Fabián Villares
DIRECTOR DE PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

Agradesco principalmente a mis padres por todo el amor, cariño y comprensión que me han brindado durante toda vida y son un pilar fundamental en el cumplimiento de mis metas personales y profesionales. Un ejemplo de lucha y perseverancia es un reflejo por parte de mis padres y mi hermana. Además de mis tíos Liliana, Ernesto y Jorge que siempre mantienen un cariño incomparable y brindarme una mano cuando lo necesito.

A mi hermana, que junto con su familia reflejan mediante mis sobrinos un ejemplo de cariño y perseverancia para alcanzar las metas propuestas.

Al MSc. Fabián Villares por su apoyo y paciencia para la realización de este trabajo y compartir pláticas que ayudaron pulir, las observaciones en campo, además de romper la barrera alumno estudiante y hacerlo como colega.

Al Dr. Pedro Reyes, por esos consejos más que como profesor un amigo en el cual puedes confiar y hablar de geología.

A Ing. Bernardo Beate por impartir sus conocimientos y vivencias que ayudaron a adquirir un cariño incondicional por esta linda carrera y por las montañas.

A Joselyn Rojas, por todo su amor y paciencia, sabes lo importante que eres en mis días y vida.

A la manada conformada por: Asdrúbal A. (Ashdrubal), Daniel S. (Juan Manua), Jean Paul A. (Jean Pa), Paul J. (Panchichis), Paul B. (Chivito), Danny E. (Star), Marcelo C. (Chelo), Luis Miguel N. (Lennon), Andrés Z. (Draga), Elías R. (Mijin), y personas incondicionales a lo largo de carrera Joselyn R. (Monday) y Hugo C. (Bebe).

Diego V. (Sz), Alberto M. (Bruce y/o Calvito) que se convirtieron en grandes amistades con los siempre podré contar y personas fuera de la carrera como Gaby. C, e Isabel C. (hermanas Hugo C) que me ayudaron cuando lo necesite además de mis amigos del colegio.

DEDICATORIA

Este trabajo es dedicado a las personas cuyo esfuerzo, confianza y amor llegaron a motivarme día a día para progresar y mantener una meta en mi vida.

Mis Padres
Julio Cartagena y Sandra Cueva

CONTENIDO

| | |
|---|-------|
| DECLARACIÓN | II |
| ÍNDICE DE FIGURAS | X |
| ÍNDICE DE TABLAS..... | XVII |
| RESUMEN | XVIII |
| ABSTRACT | XIX |
| CAPÍTULO 1 | 1 |
| 1. INTRODUCCIÓN | 1 |
| 1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS..... | 1 |
| 1.2 OBJETIVOS..... | 2 |
| 1.2.1 OBJETIVO GENERAL | 3 |
| 1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS | 3 |
| 1.3 ALCANCE..... | 3 |
| 1.4 METODOLOGÍA | 3 |
| 1.4.1 ETAPA PREPARATORIA O PRE-CAMPO | 4 |
| 1.4.2 ETAPA DE CAMPO | 5 |
| 1.4.2.1 LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO 1: 25 000..... | 5 |
| 1.4.2.2 MUESTREO DE ROCAS..... | 5 |
| 1.4.3 ETAPA DE GABINETE (POST-CAMPO)..... | 5 |
| 1.5 ESTUDIOS PREVIOS..... | 6 |
| 1.6 ÁREA DE ESTUDIO | 6 |
| 1.6.1 UBICACIÓN Y ACCESOS..... | 6 |
| 1.6.2 ASPECTOS FISIOGRÁFICOS..... | 7 |
| 1.6.3. HIDROGRAFÍA | 8 |
| 1.6.4 CLIMA | 9 |
| 1.7 MARCO TEÓRICO | 10 |
| 1.7.1 COMPLEJOS OFIOLÍTICOS..... | 10 |
| 1.7.1.1 CLASIFICACIÓN Y ORÍGEN DE LAS OFIOLITAS | 12 |
| 1.7.1.1.1 OFIOLITAS NO RELACIONADAS A LA SUBDUCCIÓN | 14 |

| | |
|--|----|
| 1.7.1.1.2 OFIOLITAS RELACIONADAS A SUBDUCCIÓN..... | 16 |
| 1.7.1.2 MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO DE OFIOLITAS | 20 |
| 1.7.2 COMPLEJOS TIPO ALASKA | 21 |
| 1.7.3.1 ZONACIÓN DE LOS COMPLEJOS TIPO ALASKA | 23 |
| 1.7.3.2 MECANISMO DE EMPLAZAMIENTO DE LOS COMPLEJOS TIPO ALASKA..... | 24 |
| CAPÍTULO 2 | 30 |
| MARCO GEOLÓGICO | 30 |
| 2.1 AMBIENTE GEODINÁMICO ACTUAL..... | 30 |
| 2.2 GEOLOGÍA REGIONAL | 31 |
| 2.3 GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA REAL | 34 |
| 2.3.1 MORFOLOGÍA..... | 34 |
| 2.3.2 DIVISIONES LITO-TECTÓNICAS..... | 34 |
| 2.3.2.1 TERRENO GUAMOTE | 35 |
| 2.3.2.2 TERRENO ALAO | 35 |
| 2.3.2.3. TERRENO SALADO | 37 |
| 2.3.2.4 DIVISIÓN ZAMORA..... | 38 |
| 2.4.1.5 TERRENO LOJA | 39 |
| 2.4 TECTÓNICA REGIONAL..... | 42 |
| 2.4.1 EVENTOS TECTONO-METAMÓRFICOS | 42 |
| 2.4.2 FALLAS Y ZONAS DE CIZALLA REGIONALES..... | 43 |
| CAPÍTULO 3 | 45 |
| GEOLOGÍA LOCAL..... | 45 |
| 3.1 INTRODUCCIÓN..... | 45 |
| 3.2 LITOESTRATIGRAFÍA | 45 |
| 3.2.1 UNIDAD ALAO-PAUTE | 45 |
| 3.2.1.1 LITOLOGÍA | 46 |
| 3.2.1.1.1 DISTRIBUCIÓN | 46 |
| 3.2.1.1.2 CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO | 47 |
| 3.2.1.1.3 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | 48 |

| | |
|---|----|
| 3.2.1.2 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD..... | 49 |
| 3.2.1.3 INTERPRETACIÓN..... | 50 |
| 3.2.2 UNIDAD EL PAN..... | 50 |
| 3.2.2.1 LITOLOGÍA..... | 51 |
| 3.2.2.1.1 ESQUISTO ACTINOLITA-CLORITA..... | 51 |
| 3.2.2.1.1.1 DISTRIBUCIÓN..... | 51 |
| 3.2.2.1.1.2 DESCRIPCIÓN DEL AFLORAMIENTO..... | 51 |
| 3.2.2.1.1.3 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA..... | 54 |
| 3.2.2.1.2 ESQUISTOS CON EPIDOTA-CLORITA-PLAGIOCLASA..... | 56 |
| 3.2.2.1.2.1 DISTRIBUCIÓN..... | 56 |
| 3.2.2.1.2.2 CARACTERÍSTICAS DE LOS AFLORAMIENTOS..... | 57 |
| 3.2.2.1.2.3 DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA..... | 58 |
| 3.2.2.1.3 ESQUISTO CON MOSCOVITA-ALBITA-CARBONATO..... | 58 |
| 3.2.2.1.3.1 DISTRIBUCIÓN..... | 58 |
| 3.2.2.1.3.2 DESCRIPCIÓN DE AFLORAMIENTO..... | 59 |
| 3.2.2.1.3.3 DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA..... | 60 |
| 3.2.2.1.4 FILITAS Y ESQUISTOS GRAFITOSOS..... | 61 |
| 3.2.2.1.4.1 DISTRIBUCIÓN..... | 61 |
| 3.2.2.1.4.2 DESCRIPCIÓN DEL AFLORAMIENTO..... | 61 |
| 3.2.2.1.4.3 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA..... | 62 |
| 3.2.1.2.5 ESQUISTO PELÍTICO..... | 63 |
| 3.2.2.1.5.1 DISTRIBUCIÓN..... | 63 |
| 3.2.2.1.5.2 DESCRIPCIÓN DEL AFLORAMIENTO..... | 64 |
| 3.2.2.1.5.3 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA..... | 64 |
| 3.2.2.2 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD..... | 65 |
| 3.2.2.3 INTERPRETACIÓN..... | 66 |
| 3.2.3 COMPLEJO MÁFICO-ULTRAMÁFICO TAMPANCHI..... | 66 |
| 3.2.3.1 LITOLOGÍA..... | 67 |
| 3.2.3.1.1 PIROXENITA..... | 67 |
| 3.2.3.1.1.1 DISTRIBUCIÓN..... | 67 |
| 3.2.3.1.1.2 CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO..... | 68 |
| 3.2.3.1.1.3 CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS..... | 68 |
| 3.2.3.1.1.4 RELACIONES DE CORTE ENTRE LAS LITOLOGÍAS..... | 70 |

| | |
|---|----|
| 3.2.3.1.2 HORNBLENDITA..... | 70 |
| 3.2.3.1.2.1 DISTRIBUCIÓN..... | 70 |
| 3.2.3.1.2.2 CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO | 71 |
| 3.2.3.1.2.3 CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS | 71 |
| 3.2.3.1.2.3 RELACIONES DE CORTE ENTRE LAS LITOLOGÍAS..... | 72 |
| 3.2.3.1.3 GABRO..... | 73 |
| 3.2.3.1.3.1 DISTRIBUCIÓN..... | 73 |
| 3.2.3.1.3.2 CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO | 73 |
| 3.2.3.1.3.3 CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS | 75 |
| 3.2.3.1.3.4 RELACIONES DE CORTE ENTRE LAS LITOLOGÍAS..... | 78 |
| 3.2.3.1.4 TONALITA | 78 |
| 3.2.3.1.4.1 DISTRIBUCIÓN..... | 78 |
| 3.2.3.1.4.2 CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO | 78 |
| 3.2.3.1.4.3 CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS | 80 |
| 3.2.3.1.4.4 RELACIONES DE CORTE ENTRE LAS LITOLOGÍAS..... | 80 |
| 3.2.3.1.5 ANORTOSITA | 81 |
| 3.2.3.1.5.1 DISTRIBUCIÓN..... | 81 |
| 3.2.3.1.5.2 CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO | 81 |
| 3.2.3.1.5.3 CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS | 83 |
| 3.2.3.1.5.4 RELACIONES DE CORTE ENTRE LAS LITOLOGÍAS..... | 84 |
| 3.2.3.2 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD..... | 85 |
| 3.2.3.3 INTERPRETACIÓN..... | 86 |
| 3.2.4 FORMACIÓN TARQUI..... | 91 |
| 3.2.5 TERRAZA MORFOLÓGICA GUARAINAG | 91 |
| CAPÍTULO 4 | 92 |
| GEOLOGÍA ESTRUCTURAL | 92 |
| 4.1 INTRODUCCIÓN..... | 92 |
| 4.2 FALLAS Y LINEAMIENTOS PRINCIPALES | 92 |
| 4.2.1 FALLA PAUTE..... | 92 |
| 4.2.2 FALLA RESUL..... | 94 |
| 4.2.3 LINEAMIENTOS EN SENTIDO NE-SW | 94 |

| | |
|---|------|
| 4.2.4 LINEAMIENTOS E-W | 95 |
| 4.2.5 ZONA DE CIZALLA CENTRAL..... | 95 |
| CAPÍTULO 5 | 98 |
| EVOLUCIÓN GEODINÁMICA..... | 98 |
| 5.1 INTRODUCCIÓN..... | 98 |
| 5.2 PERIODO JURÁSICO MEDIO A CRETÁCICO INFERIOR..... | 98 |
| 5.3 PERIODO CRETÁCICO SUPERIOR..... | 100 |
| 5.4 PERIODO PALEOCENO-MIOCENO..... | 101 |
| 5.5 EVOLUCIÓN DEL COMPLEJO MÁFICO-ULTRAMÁFICO TAMPANCHI (CMUT)..... | 102 |
| CAPÍTULO 6 | 105 |
| CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES | 105 |
| 6.1 CONCLUSIONES..... | 105 |
| 6.2 RECOMENDACIONES..... | 106 |
| CAPITULO 7 | 107 |
| REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 107 |
| ANEXOS | 114 |
| ANEXO 1: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICA DE MUESTRAS MACROSCÓPICAS..... | 115 |
| ANEXO 2: FICHAS DE DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICAS | 121 |
| ANEXO 3: MAPA DE UBICACIÓN DE MUESTRAS MACROSCÓPICAS Y MICROSCÓPICAS | 1334 |

ÍNDICE DE FIGURAS

| | |
|--|---|
| Figura 1.1 Mapa de ubicación del área de estudio..... | 7 |
| Figura 1.2 Hidrografía de la Parroquia de Taday..... | 8 |

Figura 1.3 Represa en las cercanías de la zona de Taday..... 9

Figura 1.4 (Izquierda) Sección columnar mostrando el manto superior y los componentes corticales de una ofiolita en zona de suprasubducción. (Derecha) Fotografías de campo; una foto ilustra un componente de una unidad, tiene la misma letra como la unidad en la sección. Fotos A y B hazburguita bandeada y plegada (olivino+ortopiroxeno); C. Cumulatos de dunita estratificados (amarillo) y wehrlita (olivino+clinopiroxeno; parte oscura); D. Gabro plegado y estratificado; E. Gabro con tamaños de grano muy variables; F. Gabro cortado por intrusiones basálticas y félsicas; G. Complejo de diques subparalelos acumulados; H. Brechas volcánicas con una matriz de hialoclastica; I. Lavas tipo almohadilla; J. Flujo de lava masiva andesítica; K. Capas de cherts plegados. Ubicación de fotos: (A-C,I): ofiolita Leka, Noruega; (d): ofiolita Karmoy, Noruega; (e-h): ofiolita Solund-Stavfjord, Noruega; (j, k): ofiolita mirdita, Albania. Chpyr= calcopirita, H/D= harzburguita/dunita, H= harzbuguita, L= lherzolita, Lmst= caliza, Opx veins= venas de ortopiroxeno, Pyr= piritita. Tomado de Dilek and Furnes, 2014. 11

Figura 1.5 (columna izquierda) sección cortada mostrando estructuras y unidades litológicas internas de diferentes tipos de ofiolitas. (columna central y derecha) diagramas Th/Yb-Ta/Yb y multielementos muestran las características de discriminación de los tipos de ofiolitas. Abreviaciones: A1. Tipo CM= margen continental; Lhz= lherzolita; Ol= olivino; P= lava almohadilla. A2. DF= falla de despegue; Gb= gabro; M= Moho; Tipo MOR= tipo dorsal oceánica; TZ= zona de transición. A3. Tipo P= tipo pluma; Picr. Bas= basalto picrítico; Ultr. sill= sill ultramáfico; Undiff. OC= corteza oceánica no diferenciada. C1. Bon= boninita; IAT= arco de isla toleítico; Tipo SSZ= tipo zona de suprasubducción. C2. Di= diorita; DM= manto empobrecido; Gran/ton= granodiorita/trondhjemitita; Rhy= riolita; Tipo VA= tipo arco de isla. D1 y D2. Bas. and= andesita basáltica. Tomado de Dilek and Furnes, 2014. 19

Figura 1.6 Tipos de ofiolitas y su mecanismo de emplazamiento. (Izquierda) Ofiolitas no relacionadas a subducción: **A.** Tipo Margen Continental (CM) ofiolita Ligurian, entre Europa y Adria. **B.** Dorsal-proximal Ofiolita Macquarie, océano del sur, y iniciación de la subducción a lo largo de un transpresional, transformante límite de placa. **C.** Ofiolita Taitao, Sur de Chile, y su emplazamiento mediante la interacción dorsal-fosa. La ofiolita y las rocas del margen continental son intruidas

por plutones graníticos, cuya evolución de fusión empezó como resultado de la subducción de la dorsal. **D.** Partes de ofiolita caribeña tipo pluma (P) en un prisma acrecionado metamórfico en el oeste de Colombia. (Derecha) Ofiolitas relacionadas a subducción: **E.** Zona de suprasubducción (SSZ)-ante-arco Ofiolita Oman y su base metamórfica cabalgando sobre el margen fracturado de la placa Arábica. **F.** Ofiolita del arco volcánico Magnitogorsk apoyado tectónicamente en el prisma acrecionario conteniendo esquistos azules y margen continental del Este Europeo. Tomado de Dilek and Furnes, 2014. 20

Figura 1.7 a) Distribución de complejos Tipo Alaska en el planeta, definidos por estudios previos (primer número en paréntesis); segundo número en paréntesis se refiere a los que encajan en la definición de núcleo o núcleos de dunita rodeado por clinopiroxenita. b) Áreas, donde agrupaciones de complejos Tipo Alaska, han sido descritos. En la parte inferior izquierda de la figura (área de Yubdo y Etiopía), se encuentran masivos individuales separados. Tomado de Guillou-Frottier et al. 2014. 22

Figura 1.8 Xenolitos con diferente tamaño y forma, de clinopiroxenita olivínica dentro de la unidad de wehrlita. Tomado de Thakurta, 2018. 24

Figura 1.9 Ejemplos de 20 complejos tipo Alaska: a) Cuerpos solo circulares o elípticos; b) Cuerpos gemelos con formas circulares o elípticas; c) Cuerpos con geometría elongada; d) Otros ejemplos con casos de múltiples núcleos de dunita. Tomado de Guillou-Frottier et al. 2014. 26

Figura 1.10 Resumen de la geometría individualmente obtenida de conductos corticales: zonas de debilidad, o zonas con altas tasas de tensión. Tomado de Guillou-Frottier et al. 2014. 27

Figura 1.11 Modelo genético de un complejo máfico-ultramáfico, donde se presentan las etapas de intrusión en forma de un cuerpo diapírico, en la que adquiere forma lenticular. Modificado de Helmy and Mahallawi, 2002. 29

Figura 2.1 a) Topografía y batimetría la región Norte de los Andes. Tomado de Michaud et al., 2009. b) Marco geodinámico actual. Tomado de Yepes et al. 2016. 31

Figura 2.2 Zonas geomorfológicas del Ecuador. Tomado de Winkler et al.,2005.33

Figura 2.3 Mapa Geológico de la parte N de la Cordillera Real. Tomado de Spikings et al.,2000. 41

| | |
|--|----|
| Figura 3.1 a) Afloramientos de meta andesita diaclasadas. b) Detalle de meta andesita, de coloración verde con vetillas de cuarzo lechoso y epidota (metamórfica). Al S de San Francisco de Biolán UTM; 760870;9707863..... | 47 |
| Figura 3.2 a) Afloramiento del contacto tectónico entre meta-andesitas (Unidad Alao-Paute) y esquistos pelíticos (Unidad El Pan) en dirección N43°W buzando 53°NE. b) Foto a detalle del contacto donde se aprecia algunas intercalaciones de filitas grafitosas con meta-andesitas ligeramente silicificadas en contacto con esquistos pelíticos. Al E de Aychupata UTM (758239;9710669)..... | 48 |
| Figura 3.3 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de una roca verde con porfidoblastos. Muestra PIJ-AR-18. | 49 |
| Figura 3.5 a) Afloramiento de esquistos deformados, formando pliegues anticlinales, con alto grado de meteorización, con el eje axial dirección NE (en círculo rojo escala de martillo). b) Detalle de la deformación dentro del pliegue. Se encuentra en la margen izquierda de la quebrada Gaeguel UTM: 762208;9704873. | 53 |
| Figura 3.6 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de un esquisto con actinolita-cuarzo. Muestra PIJ-AR-45..... | 54 |
| Figura 3.7 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de anfibolita y esquisto de actinolita-clorita-epidota. Muestra PIJ-AR-80..... | 55 |
| Figura 3.8 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4,5x) de esquisto con actinolita-clorita-zoicita-plagioclasa. Muestra PIJ-AR-37..... | 56 |
| Figura 3.9 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de esquisto actinolita-clorita-clinozoicita. Muestra PIJ-AR-39. | 56 |
| Figura 3.10 a) Característica del afloramiento con foliación subvertical compuesto por esquistos con epidota-clorita-plagioclasa. Se encuentra al NW del poblado de Shall UTM: 762548;9710673. b) Afloramiento de esquisto de anfíbol, plagioclasa y cuarzo, en afloramiento cercano a litologías del complejo Tampanchi. Sector SW del poblado de Shall UTM:763345;9709525 c) Foliación subvertical de esquisto con epidota-clorita-plagioclasa, localizada en límite NE del complejo Tampanchi. Se encuentra en la vía Shall-Hidroeléctrica Mazar UTM: 762548;9710673. En círculo amarillo martillo como escala. | 57 |
| Figura 3.11 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de esquisto con epidota-clorita-plagioclasa Muestra PIJ-AR-60. | 58 |

| | |
|---|--------------------------------------|
| Figura 3.12 a) Esquisto de clinozoisita-tremolita altamente deformado, aflorando b) Detalle de afloramiento donde se aprecian finas laminas desarrolladas en forma heterogénea. c) textura esquistosa, con oxidación debido a que algunas muestras presentan pirita. Quebrada Selel UTM:762333;9704180. | 60 |
| Figura 3.13 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de un esquisto con moscovita-plagioclasa-carbonato. Muestra PIJ-AR-47..... | 60 |
| Figura 3.14 a) Esquistos grafitosos ferruginosos deformados, con bloques de cuarzo. UTM (759233;9705789). b) Filitas grafitosas con alto grado de oxidación. UTM (759208;9706659). | 62 |
| Figura 3.15 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de filita grafitosa. Muestra PIJ-AR-57 | 63 |
| Figura 3.16 Esquisto de moscovita, sericita y cuarzo han desarrollado fabricas subverticales, en la margen derecha de la quebrada Sircay, al W del poblado de Manzanapata UTM (759131;9707732)..... | ¡Error! Marcador no definido. |
| Figura 3.17 Esquisto con moscovita-plagioclasa-grafito, aflora principalmente en la parte W del área de estudio, intercalado con litologías de la Unidad Alao-Paute. Al SW del poblado de Manzanapata. UTM: 759131;9707732. | 64 |
| Figura 3.18 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de un esquisto de moscovita, sericita y cuarzo. Muestra PIJ-AR-54..... | 65 |
| Figura 3.19 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de una piroxenita olivínica. Muestra PIJ-AR-14..... | 69 |
| Figura 3.20 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de una piroxenita olivínica. Muestra PIJ-AR-36..... | 69 |
| Figura 3.21 a) Afloramiento de hornblendita intruyendo a la piroxenita de forma caótica. Quebrada Tampanchi UTM:761412;9707441. b) Contacto sinuoso no tectónico entre hornblendita y piroxenita. Biolán UTM:761616;9707791. | 70 |
| Figura 3.22 Lamina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de hornblendita. Muestra PIJ-AR-10. | 72 |
| Figura 3.23 Diagrama Opx-OI-Cpx y Px-OI-Hbn (Streckeisen et al., 1973), se discriminan dos tipos de roca los círculos de color rojo comprenden a las litologías descritas como piroxenita, mientras que las de color naranja son hornblenditas. Los nombres específicos de piroxenitas son descritas de mejor manera en este diagrama, mientras que para las hornblenditas se ocupó el diagrama Px-OI-Hbl.72 | 72 |

- Figura 3.24** a) Dique de leucogabro de grano grueso en contacto neto con gabro de grano fino ligeramente bandeado y emplazado en afloramiento altamente meteorizado de piroxenita. b) Enclave de gabro de grano medio rodeado por anortosita que engloba xenolitos angulosos de piroxenita con bordes de reacción. La anortosita está en contacto sinuoso con autolitos de piroxenita con coronas de hornblenda. En la vía al tanque de almacenamiento de la hidroeléctrica Dudas, al SW de Tampanchi UTM:761976;9707477. 74
- Figura 3.25** a) Afloramiento de gabros, se encuentra marcado la zona donde hay mayor densidad de fracturas donde se encuentran leucogabros hornblendíticos con líticos angulosos de piroxenita. b) Detalle de zona con leucogabros hornblendíticos rodeando piroxenitas con presencia de coronas de hornblenda. Margen izquierda del río Pindilig noreste del poblado de Sarán UTM; 763540;9708711. En amarillo escala martillo. 75
- Figura 3.26** Lamina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de hornblendita con sericita. Muestra PIJ-AR-16. 76
- Figura 3.27** Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de gabro hornblendítico. Muestra PIJ-AR-13 77
- Figura 3.28** Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de esquisto actinolita. Muestra PIJ-AR-21..... 77
- Figura 3.29** Diagrama Px-Plg-Hbl (Streckeisen, 1976), representando en círculos de color rojo los diferentes tipos de gabros..... 78
- Figura 3.30** Afloramiento de piroxenita y hornblendita, cortada por una veta de anortosita y la tonalita milonitizada en contacto neto. Se aprecia la deformación de las litologías. Cantera Laguanpirca UTM:761616;9707791..... 79
- Figura 3.31** a) Afloramiento de tonalita milonitizada rodeando xenolito de piroxenita. Zona S del poblado de Sarán UTM:762564;9707339. b) Tonalita milonitizada rodeando autolito de piroxenita. En la cantera Laguanpirca, al E del poblado de Biolán. UTM: 761616;9707791..... 79
- Figura 3.32** Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de tonalita. Muestra PIJ-AR-78A..... 80
- Figura 3.33** Diagrama QAPF (Streckeisen, 1976), representando en círculos de color rojo a Tonalitas. 80

- Figura 3.34** a) Gabros melanocráticos de grano medio fracturado. b) Desarrolla texturas coroníticas de hornblenda, en presencia de zonas con concentración de plagioclasa UTM: 763200,9708208. c) Dique de anortosita, en una matriz arcillosa con alto grado de meteorización UTM: 761992,9707481. 82
- Figura 3.35** a) Afloramiento en la margen derecha de la quebrada Timpur de anortosita rodeando líticos de piroxenita, UTM: 762707,9706584. b) Afloramiento en la vía Biolán-Tampanchi de anortosita rodeando líticos mal sorteados de gabro de grano medio a fino UTM: 761422;9707461. 83
- Figura 3.36** Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de anortosita. Muestra PIJ-AR-34. 84
- Figura 3.37** Diagrama Px-Pl-Hbl (Streckeisen, 1976), se representa en círculo de color rojo a una Anortosita, y de color gris a un Leucogabro Hornblendítico..... 84
- Figura 3.38** Rocas básicas del cinturón metamórfico del Ecuador, ploteado en diagrama Ti vs Zr, de Pearce and Cann (1973). Tomado de Litherland et al. (1994). 86
- Figura 3.39** Rocas máficas ploteadas en diagramas “spider” normalizado a MORB. Tomado de Litherland et al. (1994). 87
- Figura 4.1** Esquema estructural del área de estudio. 93
- Figura 4.2** Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de esquistos de la Unidad El Pan. Muestra TP-12, mostrando estructuras C₂, ligeramente perceptibles. SE del poblado de Sarán UTM: 9708367;763767. 95
- Figura 4.3** Cantera con indicios de afectación tectónica en ambiente frágil, mostrando el movimiento aproximado, donde se observan fallas inversas de bajo ángulo. Se localiza al este de San Francisco de Biolán UTM (761616;9707791). 96
- Figura 4.4** Esquistos bandeados de la Unidad El Pan, deformados formando anticlinales. Cantera Guarainag UTM:763153;9706517. En círculo rojo camioneta. 97
- Figura 5.1** Modelos esquemáticos tomados de Spikings et al. (2015), para la evolución tectónica del margen noreste de Sudamérica, que se ajustan a los datos geocronológicos, geoquímicos y sedimentológicos. Estos modelos proponen que el eje del arco jurásico durante 185-145 Ma no se desplazó. El retroceso a partir de 145 Ma provocó que los ejes de arco se desplazarán hacia el océano y adelgazaron la corteza, dando lugar al magmatismo del arco calco-alcalino y toleítico,

ocasionalmente a los basaltos T-MORB y ambientes sedimentarios marinos. La extensión en algunas partes del margen puede haber ocasionado que bloques continentales se separen, formando grandes extensiones de corteza transicional (Unidad Peltetec) en las cuencas intra-arco tal vez explicando la Secuencia Guamote. La compresión comenzó en 120 Ma y arrastró rocas ultramáficas y máficas de la Unidad Peltetec entre estos arcos y bloques continentales re-crecidos..... 99

Figura 5.2 Ilustración resumida en dos pasos del modelo de asimilación-cristalización fraccional para la formación de rocas magmáticas del Mesozoico temprano (237-170Ma), al sur de subterráneo Lhasa. b) Es quema de la sección vertical en dos dimensiones del Arco Gangdese en el Mesozoico temprano (237-170Ma) embase a los datos de presión y geología regional. Tomado de Xu et al. (2019).....104

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1 Series volcánicas y ambientes tectónicos. Tomado de Miyashiro, 1975
13

Tabla 1.2 Tipos de ofiolitas y ejemplos representativos, con sus afinidades geoquímicas y fases de minerales principales. Tomado de Dilek and Furnes, 2014.
14

Tabla 3.1 Comparación Complejos tipo Alaska y Complejo Tampanchi.....102

RESUMEN

El presente trabajo fue realizado en la Escuela Politécnica Nacional en el marco del Proyecto de investigación “Estudio Geológico y de Potencial Minero de las rocas máficas y ultramáficas del margen occidental de la Cordillera Real, Peltetec (Ecuador), PIJ-16-04”. La zona de estudio, se localiza en la región andina del Ecuador, comprende la hoja topográfica Taday Cola de San Pablo entre las longitudes $78^{\circ}40'45''$ y $78^{\circ}35'45''$ O, en los cantones Sevilla de Oro y Azogues.

El análisis petrográfico, estructural y geomorfológico realizado en la Cordillera Real permitió identificar a las unidades litológicas Alao-Paute y El Pan, que han sido correlacionadas previamente al Arco Alao. Consisten de andesitas, cuarcitas y rocas verdes levemente metamorizadas (Unidad Alao-Paute), y rocas volcano-sedimentarias metamorizadas en facies de esquisto verde (Unidad El Pan), afectado por un sistema de fallas en sentido NE-SW denominadas Paute y Resul. En la zona de estudio el contacto entre estas unidades es tectónico.

El complejo Tampanchi es una intrusión máfica-ultramáfica que corta el arco Alao en dirección NE-SW, paralelo a las fallas Paute y Resul. Presenta forma lenticular de 4-5 km de largo y ~2.6 km de ancho. Está constituido por clinopiroxenitas, hornblenditas, gabros, tonalitas (milonitizadas) y anortositas. La edad sugerida para el complejo Tampanchi es de Cretácico Inferior (~140-115 Ma), periodo en el que se mantuvo un régimen extensivo en Sur América (Spikings et al., 2015). Los análisis estructurales y estratigráficos indican que la Unidad El Pan y el complejo Tampanchi se deformaron juntos en eventos regionales.

Palabras clave: Cordillera Real, Complejo Tampanchi, Fallas Paute y Resul, Arco Alao

ABSTRACT

This thesis was developed in Escuela Politécnica Nacional and it is part of the research project about Geological study and mining potential of the mafic and ultramafic rocks in the western edge of Cordillera Real, Pelitetec (Ecuador), PIJ-16-04. The study area is located in the Andean region of Ecuador and comprises the topographic sheet of Taday Cola de San Pablo between longitudes $78^{\circ}40'45''$ - $78^{\circ}35'45''$ W, where Sevilla de Oro and Azogues towns are located. The aim of the present research is the geological study of the Tampanchi mafic-ultramafic complex.

The petrographic, structural and geomorphological analysis carried out in the Cordillera Real has clearly established two lithological units (Alao-Paute Unit and El Pan Unit), which have been correlated previously with Alao Arc. These consist of andesites, quartzite and greenstone slightly metamorphosed (Alao-Paute Unit) and, volcano-sedimentary rocks metamorphosed at greenschist facies (El Pan Unit). These units are affected by system faults of NE-SW trend called Paute and Resul. In the study area, the contact between these Units is tectonic.

The Tampanchi complex is a mafic-ultramafic intrusion that cut Alao Arc with trend NE-SW, parallel to Paute and Resul fault. It has a lenticular shape with 4-5 km length and ~2.6 km width. It consists of clinopyroxenite, hornblendite, gabbro, tonalite (mylonitic structure) and anorthite.

The suggested age to the Tampanchi complex is lower Cretaceous (~140-115 Ma), a period of extensive regimen in South America (Spikings et al., 2015). The structural and stratigraphic analysis indicate that the El Pan and Tampanchi complex was deformed together by regional events.

Key words: Cordillera Real, Tampanchi Complex, Paute and Resul Faults, Alao Arc.

CAPÍTULO 1

1. INTRODUCCIÓN

1.1 ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS

La presencia de rocas máficas y ultramáficas constituye un indicador importante sobre los procesos geodinámicos de una zona en particular, ya que su origen está relacionado a condiciones específicas. En la Cordillera Real (Ecuador) se han reportado varias ocurrencias de cuerpos máficos – ultramáficos asociados a diferentes edades y procesos geológicos (Litherland et al., 1994), siendo los más importantes las Unidades Monte Olivo y Peltetec, sin embargo, existen ocurrencias menos estudiadas. La realización de este proyecto se origina por la carente investigación geológica a detalle de estos cuerpos y de su relación con las rocas circundante

En la zona objeto de estudio, Bristow (1975) describe anfibolitas, mientras que, Litherland et al. (1988) identificó una litología caracterizada por la presencia de rocas ultramáficas que podrían pertenecer a la base del arco de Islas Alao-Paute, a una ofiolita, o a un cuerpo post-tectónico. Estudios posteriores de estas rocas indican que el cuerpo podría ser interpretado como una serie de envolturas con un núcleo ultramáfico y con un margen máfico, teniendo desde el centro hacia el exterior clinopiroxenita, hornblendita y gabro, siendo en algunos lugares pegmatítico y nombrándolo Complejo Máfico – Ultramáfico Tampanchi (CMUT) (Litherland et al., 1989, Pozo, 1990). Esta configuración de envolturas se asemeja a los intrusivos ultramáficos tipo Alaska (Taylor, 1967) tanto en la forma como en la composición. Los intrusivos tipo Alaska ocurren sobre zonas de subducción de larga permanencia en el tiempo (Taylor, 1967).

El emplazamiento de las rocas ultramáficas del Complejo Tampanchi puede ser consecuencia de diferentes eventos que evidencian su actual litología y geometría.

1. Cuerpo ofiolítico que representa fragmentos de litósfera oceánica fósil (antiguos pisos oceánicos), que, en vez de haber desaparecido en las

zonas de subducción, cabalgaron la placa continental (se incorporaron en los márgenes continentales) durante procesos de colisión (obducción de corteza oceánica sobre corteza continental). A este proceso se lo conoce como “emplazamiento” (Rojas, 2012; Wakabayashi & Dilek, 2003).

2. Cuerpo ultramáfico tipo Alaska que son generalmente circulares o elípticos en vista de planta, con contactos de fuerte pendiente. La extensión va de unos metros hasta cerca de 10 km. Se caracteriza por la presencia de un núcleo de dunita, wehrlita, clinopiroxenita olivínica y clinopiroxenita, la cual en algunos casos es rica en magnetita y hornblenda que ocurre progresivamente hacia el exterior (Himmelberg and Loney, 1995).

Por esto, el levantamiento geológico, geomorfológico y estudio petrográfico detallado del área se enfocó en obtener nuevos datos que permitan integrar, mejorar, afirmar o corregir la interpretación realizada en estudios previos y sirva de manera específica para comprender la evolución de la Cordillera Real a mayor escala.

Así, los nuevos datos de campo tanto litológicos como estructurales, sumado con los datos de trabajos anteriores permiten actualizar el mapa geológico del área de estudio presentado por Pozo (1990) y Litherland et al. (1994). De igual manera es conocido en el ambiente mundial la importancia económica de las ofiolitas a la producción de metales como cromo y níquel (laterítico) o también rocas industriales como refractarios, asbesto, talco o sulfuros masivos. Al igual que los depósitos tipo “Alaska” de donde se pueden extraer metales de platino, oro, níquel, cobre, cromita, vanadio, magnetita, magnesita, fluorita, estaño y andalucita (Von Gruenewaldt, 1977).

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 OBJETIVO GENERAL

- Realizar el levantamiento geológico escala 1:25 000 de las unidades litológicas presentes en la zona de Tampanchi, mediante un análisis estratigráfico, litológico y estructural, el cual permitirá entender mejor los procesos geodinámicos involucrados en la evolución local y de la Cordillera Real.

1.2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Determinar rasgos geomorfológicos y tectónicos mediante un estudio foto-interpretativo.
- Realizar el levantamiento geológico a escala 1:25 000
- Caracterizar petrográficamente (láminas delgadas) las litologías presentes en la zona de estudio.
- Reconocer estructuras geológicas y su cinemática.
- Determinar la lito-estratigrafía local.

1.3 ALCANCE

- Fotointerpretación de las imágenes satelitales LANSAT 2015, modelos digitales del terreno con resolución de 30 m. y orto fotografías (2010 – 2014) para el entendimiento a nivel regional y local de las geoformas, unidades geológicas y estructuras.
- Levantamiento geológico a escala 1:25 000 de un área que cubre una extensión de 250 km² de las estribaciones occidentales de la Cordillera Real. Utilizando como base topográfica a la hoja topográfica “Taday Cola de San Pablo” editada por el Instituto Geográfico Militar (IGM) a escala 1: 50 000 para lo cual se utilizará el datum UTM WGS 1984.
- Caracterización petrográfica macroscópica de aproximadamente 60 muestras de mano y microscópica de 43 secciones delgadas.
- Interpretación de resultados, síntesis y la redacción del informe final.

1.4 METODOLOGÍA

Los pasos a seguir se basaron en el trabajo de Egüez y Vásconez, (2012), de donde se partió la idea de determinar qué tipo de complejo es el cuerpo Tampanchi con la

cual se desarrolló objetivos descritos posteriormente y las preguntas de investigación. Se procedió con la revisión bibliográfica y se desarrolló un plan para probarlas; el plan fue fortalecido con la investigación cualitativa, al suministrar profundidad a los datos, dispersión, riqueza, interpretativa, contextualización del ambiente y entorno, a más de aportar con un punto de vista natural y holístico de los fenómenos, al igual como flexibilidad.

El levantamiento geológico se efectuó con la aplicación de distintos métodos de investigación científica (Egüez y Vásconez, 2012); i) se inició con el método histórico-documental, al utilizar como base los estudios previos realizados por varios autores para determinar características, cambios y/o omisiones de caracteres geológicos en el área de estudio; ii) aplicación del método descriptivo, puesto que con este se identificó y se describió los fenómenos geológicos tal cual como aparecen en la actualidad; a partir de ello se utilizó un iii) método analítico-sintético, al analizar cada una de las variables vinculadas con el fenómeno, con el fin de enmarcarlas en un contexto geológico adecuado para su posterior caracterización petrogenética.

Las técnicas aplicadas en el levantamiento geológico comprendiendo de tres etapas:

1.4.1 ETAPA PREPARATORIA O PRE-CAMPO

Comprendió las siguientes actividades:

- Recopilación, análisis y síntesis de información de la zona de estudio.
- Interpretación de las imágenes satelitales LANSAT 2015, modelos digitales del terreno con resolución de 30 m. y orto fotografías (2010 – 2014) para el entendimiento a nivel regional y local de las geoformas, unidades geológicas y estructuras.
- Fotointerpretación y definición de los detalles geomorfológicos, geológicos y estructurales.
- Planificación y organización de las tareas a realizarse en el campo y laboratorio.

1.4.2 ETAPA DE CAMPO

El trabajo de campo se elaboró a través de cuatro salidas de campo de siete días cada una y, una última salida con la cual se corroboró los datos obtenidos e interpretados. Cada salida se realizó de varias travesías que cubrieron la totalidad del área de estudio y en particular donde existió mayor exposición de afloramientos, los cuales fueron determinados en base de los resultados obtenidos por la fotointerpretación y por un reconocimiento previo del área de estudio.

La etapa de campo incluyó todas las actividades inherentes al levantamiento de la información geológica en el terreno, basado en ciertas técnicas como son:

1.4.2.1 LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO 1: 25 000

Esta técnica buscó incorporar la mayor información posible del área de estudio a través de la observación análisis e interpretación de afloramientos y de rasgos morfológicos y estructurales.

El primer paso fue una visita general del área para definir las unidades litológicas mapeables, en base a las características generales de las rocas de la zona. Posteriormente se realizó el levantamiento geológico, para lo cual, en cada afloramiento se describieron macroscópicamente a los diferentes tipos de rocas expuestas, toma de datos estructurales y toma de muestras de control, en lo posible se determinó el ambiente de formación. La cartografía concluyó con el trazado de los contactos litológicos y de las estructuras mapeables.

1.4.2.2 MUESTREO DE ROCAS

Las muestras constituyeron el soporte de la descripción de campo y apoyaron a la caracterización de la litología, ambiente y alteración del sitio de observación. Además, estas constituyeron un archivo físico que permitió volver a estudiarlas o analizarlas.

1.4.3 ETAPA DE GABINETE (POST-CAMPO)

Comprendió las siguientes actividades:

- Estudio petrográfico macroscópico de aproximadamente 60 muestras de mano.

- Estudio petrográfico microscopio de 43 secciones delgadas. Tomando para las abreviaturas el trabajo de Whitney and Evans (2010).
- Consolidación y sistematización de la información.
- Interpretación de resultados.
- Integración de datos en un sistema de información geográfica.
- Elaboración del trabajo escrito.

1.5 ESTUDIOS PREVIOS

La mayor parte de los trabajos realizados en la Cordillera Real han tenido un enfoque regional y han contribuido en la respuesta de muchas incertidumbres generales respecto a la estratigrafía y a la evolución geodinámica de la Cordillera Real.

Bristow et al. (1975) reportó un conjunto de anfibolitas en sentido NE-SW, ubicadas al E del poblado de Taday en la vía a Guarainag, ubicado dentro lo que se denominó como Meta-volcánicos San Francisco en la Serie Paute.

Pozo (1990) lo denomina como Complejo Ultramáfico Tampanchi, de forma cilíndrica, considerando un núcleo conformando por serpentinita, peridotita y clinopiroxenita de olivino. Hacia el exterior, la secuencia continúa con clinopiroxenita, hornblendita y gabros. Finalmente, delimitada por rocas de hornfels, lo que indicaría una disposición en escamas, relacionándolo a los complejos tipo Alaska.

Litherland et al. (1994), se basa en la interpretación de Pozo (1990), describiendo un conjunto de litologías a detalle, pero sin caracterizar el núcleo de serpentinita o dunita esencial para caracterizar a los conjunto tipo Alaska, indicando que se debe hacer un mapeo a detalle del cuerpo para determinar si entra dentro de esta clasificación o de un cuerpo ofiolítico.

1.6 ÁREA DE ESTUDIO

1.6.1 UBICACIÓN Y ACCESOS

El Complejo Máfico - Ultramáfico Tampanchi está localizado al suroriente de la provincia de Cañar y nororiente de la provincia de Azuay a 3 km del pueblo de Taday. Esta área se encuentra localizada entre las longitudes 78°40'45" - 78°35'

45" O y las latitudes 2°41' 10" S - 2° 36'35" S y abarca a los cantones Sevilla de Oro, Paute y Azogues.

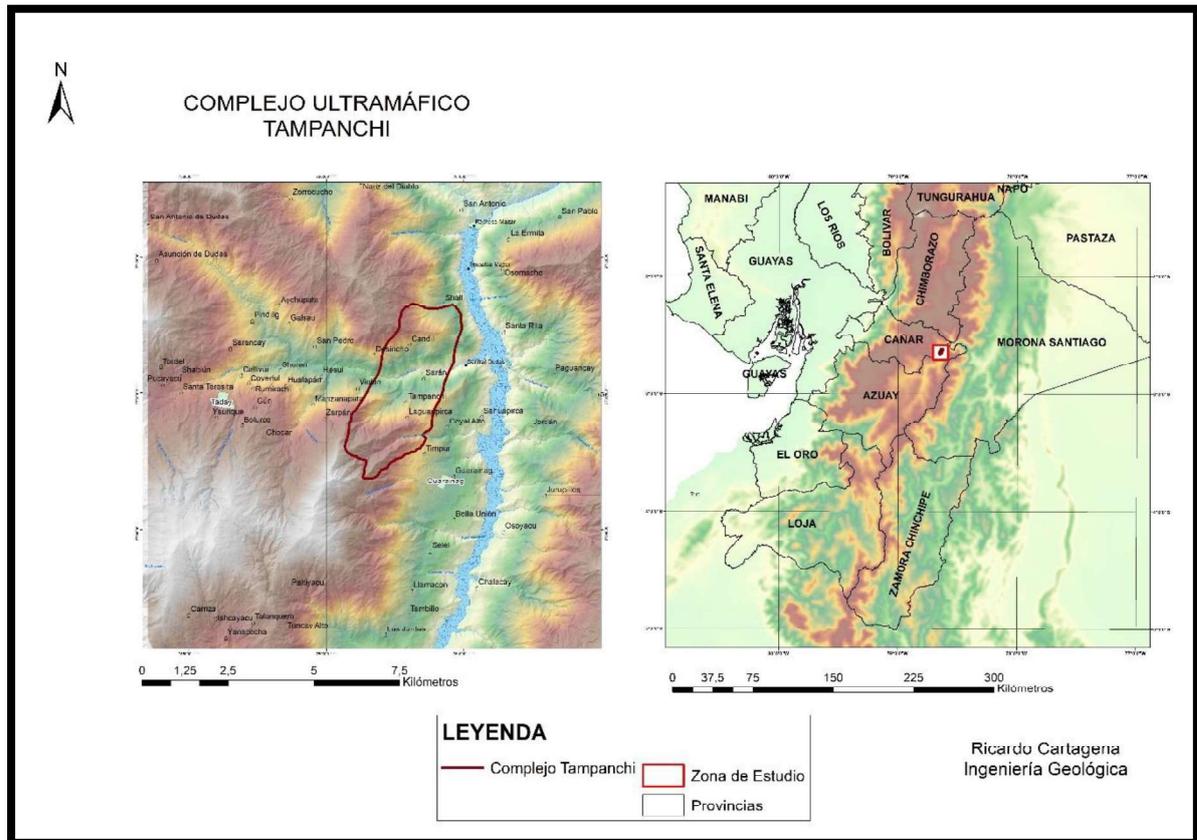


Figura 1.1 Mapa de ubicación del área de estudio.

La red vial que conecta la ciudad de Quito (Provincia de Pichincha) y Azogues (Provincia de Cañar), compuesta por carreteras de primer orden. En Azogues se mantiene este estado, al momento de cruzar la ciudad, y al dirigirse al pueblo de Taday (al noreste). A partir de Taday varios caminos de segundo y tercer orden cruzan el Complejo Máfico – Ultramáfico Tampanchi.

1.6.2 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

La zona de estudio es caracterizada por exhibir una morfología irregular, generada por elevaciones que van desde 2100 hasta los 3750 m.s.n.m. aproximadamente, correspondiente a las alturas del Río Paute y el cerro Palcoyacu de las Juntas, respectivamente. Este cerro comprende la continuación del cerro Huiñahuarte, en la que su cuchilla llega hasta las inmediaciones de la confluencia del río Pindilig y Paute. La Cordillera Real en el área de estudio morfológicamente posee relieves

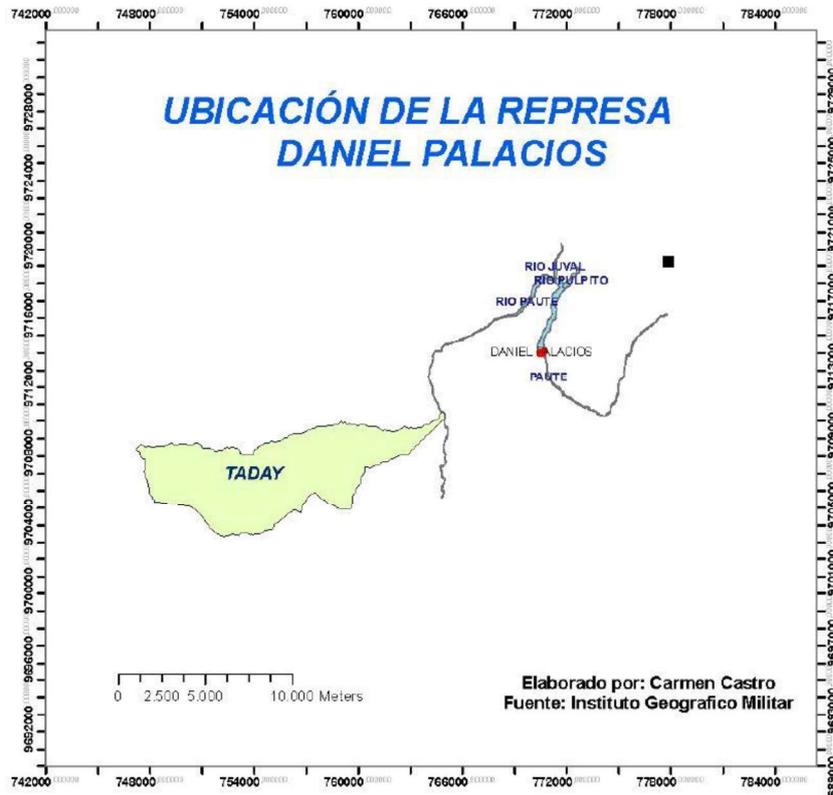


Figura 1.3 Represa en las cercanías de la zona de Taday

1.6.4 CLIMA

Es notorio la influencia del factor altitudinal sobre el comportamiento del clima. Afecta tanto al régimen térmico como el pluviométrico.

La cordillera Real es más alta que la Occidental y contiene grandes trechos de páramo, que permite que los vientos dominantes del Oriente puedan entrar libremente en las zonas interandinas y así modificar su clima. En el Ecuador en general y en la zona del Complejo Tampanchi, el clima y su gran diversidad determinan las prácticas agrícolas, como en las zonas de Llavircay y Sarán con un clima subtropical; se escalonan el clima templado en los valles y entornos; y, el clima frío en los páramos determinando sus respectivas producciones agrícolas (cultivo de maíz, frejol, habas, papas, etc.) y ganaderas (cría de ganado vacuno, caballo, ovino, etc.).

Conforme a la altitud y el régimen pluviométrico podemos distinguir dos clases de zonas: zonas secas (praderas) y zonas totalmente húmedas (páramo). Las

primeras comprenden regiones como Sarán, Loropico, Guinsulcay y Pilcay (2000 - 2900 metros), con índices de precipitación pluviométrica de 500 a 1000 mm anuales y variaciones térmicas que oscilan entre los 12 a 18°C.

La segunda categoría de zonas que tienen un clima propio de pajonales está integrada por todas aquellas regiones que sobrepasan los 3000 msnm; con índices de precipitación pluviométrica entre los 1000 y 2000 mm anuales, persistentes lluvias y la constante presencia de neblina durante casi todo el año. (PAIDA, 1992; Castro, 2012).

1.7 MARCO TEÓRICO

1.7.1 COMPLEJOS OFIOLÍTICOS

Una ofiolita es una sección de la litósfera oceánica (corteza oceánica) emplazada en una corteza continental o dentro de los sedimentos de un prisma de acreción en una zona de subducción, durante procesos de colisión (obducción de corteza oceánica sobre corteza continental) (Wakabashi and Dilek, 2003), continente-continente o arco-continente (Dilek and Flower, 2003), interacción dorsal-fosa (Cloos, 1993; Lagabrielle et al., 2000), y/o eventos de subducción-acreción (Cawood et al., 2009). Se encuentran generalmente a lo largo de zonas de sutura, en cinturones orogénicos que marcan los principales límites entre placas amalgamadas o terrenos acrecionados (Lister and Forster, 2009; Dilek and Furnes, 2011).

Desde el piso hasta el tope, una típica y completa secuencia ofiolítica comprende peridotita del manto empobrecido con una tectonita en la base, cumulos máfico-ultramáficos estratificados, gabro masivo (isotrópico), con o sin “sheeted dikes” (conjunto de diques subparalelos) y rocas volcánicas extrusivas representadas por lavas almohadillas basálticas (Anonymous 1972; Coleman 1977), que pueden estar relacionadas geocronológicamente y petrográficamente. Algunas de estas unidades pueden estar ausentes (Dilek and Furnes, 2011). Es típicamente cubierta por sedimentos pelágicos y chert (Naresh and Chatterjee, 2014).

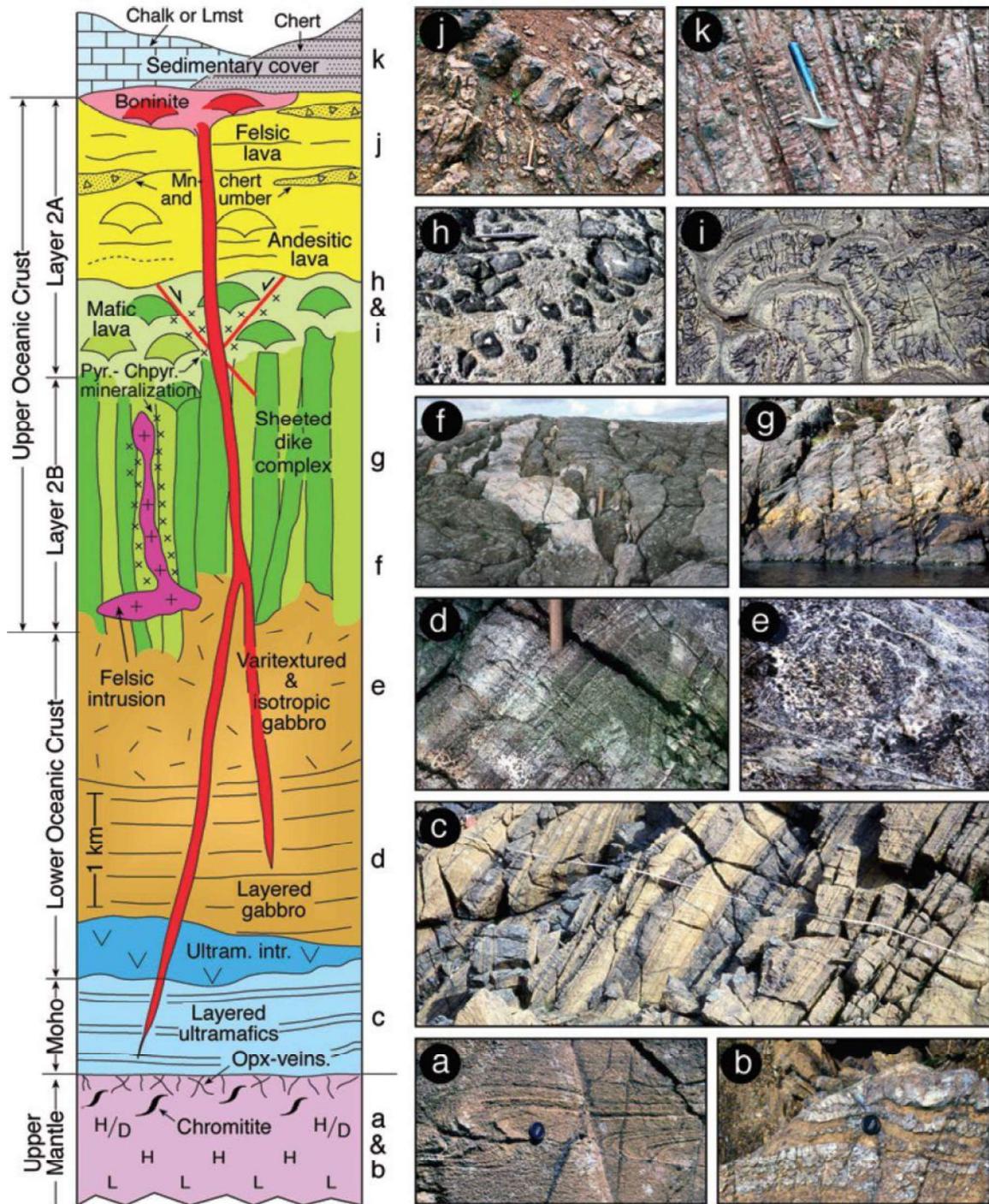


Figura 1.4 (Izquierda) Sección columnar mostrando el manto superior y los componentes corticales de una ofiolita en zona de suprasubducción. (Derecha) Fotografías de campo; una foto ilustra un componente de una unidad, tiene la misma letra como la unidad en la sección. Fotos A y B hazburguita bandeada y plegada (olivino+ortopiroxeno); C. Cumulatos de dunita estratificados (amarillo) y wehrlita (olivino+clinopiroxeno; parte oscura); D. Gabbro plegado y estratificado; E. Gabbro con tamaños de grano muy variables; F. Gabbro cortado por intrusiones basálticas y félsicas; G. Complejo de diques subparalelos acumulados; H. Brechas volcánicas con una matriz de hialoclastica; I. Lavas tipo almohadilla; J. Flujo de lava masiva andesítica; K. Capas de cherts plegados. Ubicación de fotos: (A-C,I): ofiolita Leka, Noruega; (d): ofiolita Karmoy, Noruega; (e-h): ofiolita Solund-Stavfjord, Noruega; (j, k): ofiolita mirdita, Albania. Chpyr= calcopirita, H/D= harzburguita/dunita, H= harzburguita, L= lherzolita, Lmst= caliza, Opx veins= venas de ortopiroxeno, Pyr= pirita. Tomado de Dilek and Furnes, 2014.

Texturas petrográficas y asociaciones minerales de rocas ofiolíticas proveen importantes pistas del ambiente de formación (Naresh and Chatterjee, 2014). Por ejemplo, la dunita en muchas ofiolitas se origina mediante alteración metasomática de la peridotita del manto superior por la infiltración de un fundido basáltico que disuelve el piroxeno y precipita olivino (Dick 1977; Boudier and Nicolas 1977; Kelemen et al., 1992; Edwards and Malpas 1995; Kelemen and Dick 1995). Las ofiolitas comúnmente están emplazadas en márgenes continentales pasivos y en arcos de isla o en un complejo acrecionado (Dilek and Furnes, 2011).

1.7.1.1 CLASIFICACIÓN Y ORIGEN DE LAS OFIOLITAS

La clasificación y origen de las ofiolitas continúa siendo controversial y son esencialmente basados en las características químicas de sus unidades (ej. Miyashiro, 1975; Dilek and Furnes, 2011, 2014) (Ishimaru et al., 2017). Algunas ofiolitas contienen basaltos alcalinos o intra-placa, estas se las clasifica, por ejemplo; ofiolitas Tipo III según Miyashiro (1975) y ofiolitas tipo pluma según Dilek and Furnes (2011, 2014).

Miyashiro, (1975), realiza una clasificación, en base a las características geoquímicas obtenidos a partir de estudios realizados a cuerpos ofiolíticos conocidos hasta este tiempo.

Los complejos ofiolíticos de Clase I están caracterizadas por la presencia de rocas volcánicas de ambas series tanto CA y TH. Un ejemplo típico es el masivo Troodos en Chipre, el cual fue formado probablemente en un arco de isla. Los complejos ofiolíticos de Clase II son caracterizados por la presencia de series volcánicas TH, algunas de las cuales se formaron probablemente en arcos de isla y otros en dorsales oceánicas. Los complejos ofiolíticos de Clase III son caracterizados por la presencia de series volcánicas TH y alcalinas. Algunos ejemplos, son las ofiolitas (glaucofaníticas) de terrenos metamórficos de alta presión. Las ofiolitas muestran una marcada semejanza química con las rocas volcánicas en algunos puntos calientes, así como, en rocas volcánicas de continentes estables por lo que pueden existir más clases. **Tabla 1.1**

| | CA | TH | Alkalic | Possible Corresponding Classes of Ophiolites |
|--|-----|--------|---------|--|
| Orogenic regions: | | | | |
| Active continental margins..... | ++ | (+) | (+) | (I) |
| Mature island arcs..... | ++ | ++ | (+) | I |
| Immature island arcs..... | (+) | ++ | ... | I, II |
| Initial-stage, submarine arcs..... | ... | ++ (?) | ... | II |
| Mid-oceanic ridge system: | | | | |
| Ordinary submarine part..... | | ++ | ... | II |
| Submarine part with seamounts..... | | ++ | + | III |
| Fracture zones..... | | ++ | + | III |
| Marginal sea floor..... | | ++ | + | II, III |
| Seamounts and oceanic islands: | | | | |
| Iceland and Galapagos..... | | ++ | ++ | II, III |
| Hawaii..... | | ++ | + | II, III |
| St. Helena and many other islands..... | | ... | ++ | ? |
| Ordinary seamounts..... | | ... | ++ | ? |
| Stable continents..... | (+) | ++ | + | I, II, III |

NOTE.—++ = abundant, + = scarce, (+) = present in some cases.

Tabla 1.1 Series volcánicas y ambientes tectónicos. Tomado de Miyashiro, 1975

Una clasificación actual lo realiza Dilek and Furnes, (2011, 2014), indican que las ofiolitas muestran una importante variación en su estructura interna, huella geoquímica, y mecanismo de emplazamiento. **Tabla 1.2.**

Estas diferencias son controladas por 1) La proximidad, a la pluma o la fosa cuando este se formó en estado magmático. 2) La tasa, geometría y naturaleza de la separación del fondo oceánico. 3) Composición del manto, temperatura y fertilidad. 4) Disponibilidad de fluidos.

Los mecanismos magmáticos de formación de las ofiolitas dependen del entorno geodinámico de su formación. Los mecanismos de emplazamiento son también diferentes. Por lo tanto, las ocurrencias y tipos de ofiolitas son el resultado de dos factores importantes: 1) Los procesos tectónicos, magmáticos y geoquímicos de la formación de la ofiolita. 2) La conservación de las ofiolitas como resultado de diferentes mecanismos de emplazamiento.

Las ofiolitas pueden clasificarse como relacionado a la subducción y no relacionado a la subducción.

| Ophiolite Types & Their Tectonic Settings | | Ophiolite/Modern Examples | Geochemical Affinities | Crystallization Order of Minerals | |
|---|---|--|---|---|----------------------|
| Subduction-unrelated | Continental margin type | Ligurian and Western Alpine ophiolites; Jormua (Finland) | N-MORB, E-MORB, P-MORB & C-MORB lavas | Olivine + plag + cpx | |
| | Mid-ocean ridge types | Plume-distal MOR | Macquarie Ridge; Masirah (Oman) | Olivine + plag | |
| | | Plume-proximal MOR | Iceland | N-MORB and P-MORB lavas | Olivine + plag ± cpx |
| | | Trench-proximal MOR | Taitao (Chile) | N-MORB, E-MORB ± C-MORB lavas | Olivine + plag + cpx |
| Plume-type | Nicoya (Costa Rica); Bolivar (Colombia) | P-MORB lavas | Olivine + plag + cpx ± opx | | |
| Subduction-related | Suprasubduction zone types | Forearc | Troodos (Cyprus); Kizildag (Turkey); Semail (Oman); Betts Cove (Canada) | Olivine + plag + cpx + opx and Olivine + cpx + plag | |
| | | Backarc (continental & oceanic) | Rocas Verdes (Chile); Solund-Stavfjord (Norway) | Olivine + plag + cpx and Olivine + cpx + plag | |
| | Volcanic arc type | Smartville (California); Itogon (Philippines) | IAT to CA lavas; middle crust with tonalite, diorite | Olivine + plag + cpx and Olivine + cpx + plag | |

BABB = back-arc basin basalt; CA = calc-alkaline; C-MORB = contaminated MORB; DMM = depleted MORB mantle; E-MORB = enriched MORB; FAB = forearc basalt; IAT = island-arc tholeiite; MORB = mid-ocean ridge basalt; N-MORB = normal MORB; P-MORB = plume-influenced MORB

Tabla 1.2 Tipos de ofiolitas y ejemplos representativos, con sus afinidades geoquímicas y fases de minerales principales. Tomado de Dilek and Furnes, 2014.

1.7.1.1.1 OFIOLITAS NO RELACIONADAS A LA SUBDUCCIÓN

La extensión tectónica y el fracturamiento conducen a la ruptura continental y el desarrollo de un océano inicial o incipiente. La actividad magmática asociada con esta ruptura y una inicial formación de corteza oceánica produce una zona de transición continente-océano (OCT), donde la lherzolita mantélica de la litosfera subcontinental es sobreyacida directamente por lavas basálticas e intruida por pequeños plutones gabroicos y diques máficos (**Fig.1.5 a1**; Manatschal and Müntener, 2009). La formación de estas rocas corticales, todas con composición de dorsal oceánica basáltica (MORB), envuelve pequeños grados de fusión parcial de manto litosférico poco empobrecido y astenosfera lentamente ascendente. Esta litósfera OCT puede preservarse en cinturones orogénicos como ofiolitas de margen continental (CM).

Continuando con la extensión litosférica y el magmatismo, como resultado de la ruptura continental, este proceso lleva a la separación del piso oceánico, y la formación de nueva litosfera oceánica debido a la fusión por descompresión de la astenosfera en levantamiento (Dilek and Furnes, 2011.). Variaciones en las tasas de suministro del magma y estructura térmica debajo de los ejes de expansión, el

modo de acreción magmática y la arquitectura de la corteza oceánica producida (Dilek and Furnes, 2014) (**Fig.1.5 a2**).

En dorsales de rápida extensión (ej. Dorsal Este del Océano Pacífico), donde el suministro de magma es abundante, el magmatismo continuo se mantiene a ritmo con la separación de la placa, expansión sincronizada y la formación de diques, produce una corteza oceánica tipo Penrose con un Moho transicional (Dilek and Furnes, 2011, Dilek and Furnes, 2014) (**Fig.1.5 a2**).

En dorsales de expansión intermedia (ej. El rift de Costa Rica), la corteza oceánica tiene una secuencia volcánica más delgada, pero un complejo de diques más gruesos en comparación con la corteza de rápida expansión (Dilek and Furnes, 2014) (**Fig.1.5 a2**). En dorsales de lenta expansión (ej. La dorsal Atlántica o la dorsal al SW de India), un fallamiento extensional y atenuación de la corteza puede superar el magmatismo episódicamente, resultando en la exhumación de peridotitas y gabros serpentinizados del manto superior en el piso oceánico (Dilek and Furnes, 2014). Por lo tanto, una lenta expansión de la corteza oceánica, puede ser delgada y deformada, y el Moho puede ser representado por un frente de alteración o una falla de despegue (Dilek and Furnes, 2011). Así, ofiolitas tipo MOR pueden mostrar importantes variaciones en su forma estructural y espesor cortical, dependiendo de la tasa de expansión de la litosfera (Dilek and Furnes, 2014) (**Fig.1.5 a2**).

Todas las ofiolitas tipo MOR se plotean a lo largo de la zonade composición del manto en un diagrama Ta/Yb vs Th/Yb (mantle array) y pueden mostrar geoquímica de N-MORB (ej. Ofiolita Masirah) o E-MORB (ej. Ofiolita Macquarie) (Dilek and Furnes, 2014) (**Fig.1.5 b2**). La ofiolita Taitao cercana a la fosa en el sur de Chile (Le Moigne et al., 1996) es geoquímicamente transicional entre N-MORB y E-MORB (**Fig.1.5 b2**) y también muestra una leve contaminación cortical, representando una afinidad C-MORB (Pearce et al. 2015).

Ofiolitas derivadas de plumas mantélicas (tipo P) se forman próximas a esta, en dorsales oceánicas o como parte de plateaus oceánicos, que contienen flujos de lava

masivos con menor cantidad de lavas almohadillas, mayormente compuestos de basaltos picríticos (Dilek and Furnes, 2011). Tanto plutones y sills ultramáficos de composición gabroica están instruidas dentro de una secuencia volcánica gruesa (**Fig.1.5 a3**), de la misma forma se encuentra pillow brechas, hialoclastitas, y capas de esquisto-chert son intercaladas con flujos de lava basáltica a altos niveles estratigráficos (Dilek, 2002). Ofiolitas tipo P Muestran variaciones geoquímicas entre N-MORB y basaltos de isla oceánicos (OIB; **Fig.1.5 b3**) (Dilek and Furnes, 2014).

Las ofiolitas no relacionadas a subducción muestran largas variaciones en diagramas de discriminación Th/Yb vs Ta/Yb (**Fig.1.5 b**) (Dilek and Furnes, 2011, Dilek and Furnes, 2014). Su distribución en diagramas multielementos (Cs hasta Lu) varían desde cercanamente plano, (**Fig.1.5 b**), se deduce que estas variaciones en el comportamiento de elementos incompatibles están relacionadas al grado de fusión parcial, temperatura y fertilidad del manto (Dilek and Furnes, 2011).

1.7.1.1.2 OFIOLITAS RELACIONADAS A SUBDUCCIÓN

Las ofiolitas de suprasubducción (SSZ) representan a la litósfera oceánica formada en placas superiores de las zonas de subducción, análogo a los actuales sistemas de rollback arco-fosa de Izu-Bonin-Mariana y Tonga-Kermadec (Stern and Bloomer, 1992; Ishizuka et al., 2014; Pearce, 2014). Una configuración tectónica específica de SSZ de formación de corteza oceánica incluye el ante arco, tras arco, y el arco inicial (Dilek and Furnes, 2011). El ambiente de tras arco puede evolucionar cercano a la fosa o como un centro de expansión distante a la fosa, mostrando una variable influencia de la subducción (Dilek and Furnes, 2011). Diques y rocas extrusivas de ofiolitas de ante arco exhiben variaciones composicionales y geoquímicas progresivas con el tiempo, que van desde las antiguas, como dorsales oceánicas (MORB), arcos de isla toleíticos (IAT), y las más jóvenes con afinidades boniníticas (**Fig.1.5 c1**; Dilek et al., 2008; Dilek and Thy, 2009; Ishizuka et al., 2014).

Los magmas IAT son fuertemente influenciados por el metasomatismo del manto por deshidratación del slab, episodios repetidos de fusión parcial de las peridotitas en la cuña del manto, la fusión de los sedimentos subductados, y la mezcla de

líquidos altamente enriquecidos de una fuente fértil más baja, con fundidos refractarios en la columna de fusión (Furnes et al., 2014).

La fusión parcial somera de harzburgitas ultrarefractarias producen magmas hídricos boniníticos ricos en Si-Mg en las últimas etapas (Furnes et al., 2014). En un diagrama de multielementos (Cs hasta Lu), los primeros basaltos producidos muestran una forma relativamente plana, y las rocas IAT y boniniticas jóvenes muestran un progresivo empobrecimiento (relativo a los primeros basaltos producidos) en Lu-Nd y Ce-Ta, y fuertemente enriquecidos en Pb, Th, y Cs (**Fig.1.5 d1**) (Dilek and Furnes, 2014).

Una ofiolita de arco volcánico (VA) contiene una corteza media con intrusiones dioríticas, tonalíticas y granodioríticas (Nakajima and Arima, 1998) y una corteza más alta con abundantes lavas andesíticas a riolíticas y rocas piroclásticas (Dilek and Furnes, 2014). La corteza media diorítica-tonalítica es producida por fusión parcial de la hidratada corteza máfica anteriormente formada como resultado de la infiltración de magmas de arco (Dilek and Furnes, 2011). En el diagrama Th/Yb – Ta/Yb, estas ofiolitas cruzaron el límite entre los campos IAT y calco-alcinos (CA), y en el diagrama de multielementos, las concentraciones de elementos son más altos que en las ofiolitas SSZ (**Fig.1.5 d2**) (Dilek and Furnes, 2014).

La evolución magmática y geoquímica de las ofiolitas SSZ y VA es controlada, tanto, por el modo y naturaleza de 1) Fusión parcial del manto encima la zona de subducción. 2) La deshidratación y el flujo de elementos del slab subductado dentro del manto suprayacente (Furnes et al., 2014). Repetidos episodios de fusión parcial provocan un progresivo cambio en la composición del manto, desde una lherzolita fértil a una harzburgita ultrarefractoria, y consecuentemente la fuente del manto y los magmas derivados de este se convierte en elementos incompatibles empobrecidos (Furnes et al., 2015). Mientras, la deshidratación del slab subductado y la fusión parcial de sedimentos subductados conducen a la incorporación de elementos de tierras raras ligeros (LREE) y elementos móviles Cs, Pb, Ba, Th, y U dentro de la cuña del manto (Hawkesworth et al., 1997; Pearce, 2014). Los elementos conservadores Nb, Ti, Y y los REE pesados (HREE) no son afectados

en gran medida por este proceso y por lo tanto se vuelven empobrecidos progresivamente en la fuente del manto durante los repetidos episodios de fusión (Dilek and Furnes, 2011).

Sin embargo, el estado *solidus* de las peridotitas de la cuña desciende considerablemente debido a la entrada de fluidos derivados del slab, facilitando la fusión parcial, y el manto empobrecido se enriquece progresivamente de elementos incompatibles móviles (Dilek and Furnes, 2014). El fuerte aumento de la concentración de elementos incompatibles, la marcada anomalía positiva en Pb, y la negativa anomalía de Nb mostrado por ofiolitas VA en comparación con las ofiolitas SSZ (**Fig.1.5 d2**) son fenómenos mayormente dependientes del tiempo debido a la prolongada historia de subducción (~20-30 Ma) de ofiolitas VA opuesto a la relativa corta historia de subducción (<10Ma) de las ofiolitas SSZ (Dilek and Furnes, 2011).

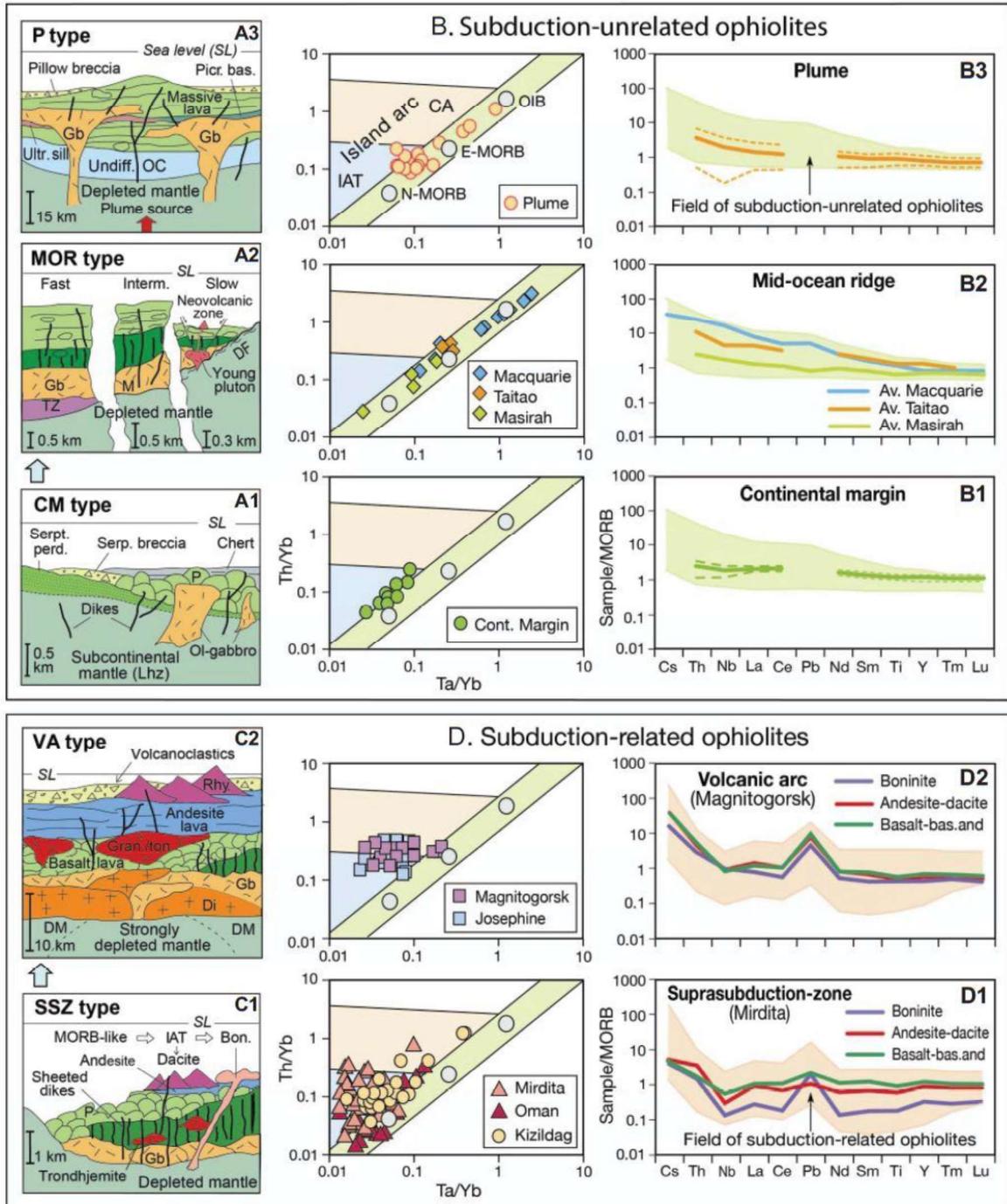


Figura 1.5 (columna izquierda) sección cortada mostrando estructuras y unidades litológicas internas de diferentes tipos de ofiolitas. (columna central y derecha) diagramas Th/Yb-Ta/Yb y multielementos muestran las características de discriminación de los tipos de ofiolitas. Abreviaciones: A1. Tipo CM= margen continental; Lhz= lherzolita; Ol= olivino; P= lava almohadilla. A2. DF= falla de despegue; Gb= gabbro; M= Moho; Tipo MOR= tipo dorsal oceánica; TZ= zona de transición. A3. Tipo P= tipo pluma; Picr. Bas= basalto picrítico; Ultr. sill= sill ultramáfico; Undiff. OC= corteza oceánica no diferenciada. C1. Bon= boninita; IAT= arco de isla toleítico; Tipo SSZ= tipo zona de suprasubducción. C2. Di= diorita; DM= manto empobrecido; Gran./ton= granodiorita/trondhjemita; Rhy= riolita; Tipo VA= tipo arco de isla. D1 y D2. Bas. and= andesita basáltica. Tomado de Dilek and Furnes, 2014.

1.7.1.2 MECANISMOS DE EMPLAZAMIENTO DE OFIOLITAS

Los factores más importantes que controlan los mecanismos de emplazamiento de una ofiolita según Wakabayashi and Dilek, 2003:

1. La edad, espesor y estado térmico de la litosfera oceánica al ser emplazado.
2. La naturaleza y geometría de los límites de placa involucrados y
3. La extensión y el tipo (ej. Corteza oceánica contra continental) de interacción de placas.

La litósfera oceánica en ofiolitas tipo MOR y P es transferida tectónicamente desde una placa subductante a la placa cabalgante mediante procesos de subducción-acreción. La litosfera oceánica en ofiolitas de SSZ y VA, es siempre parte de la placa superior de un sistema de subducción, pero este se emplaza dentro de un margen continental en una placa subductante mediante procesos de colisión. Los mecanismos de emplazamiento de algunas ofiolitas relacionadas y no relacionadas a subducción son mediante procesos de subducción-acreción y de colisión (**Fig.1.6**).

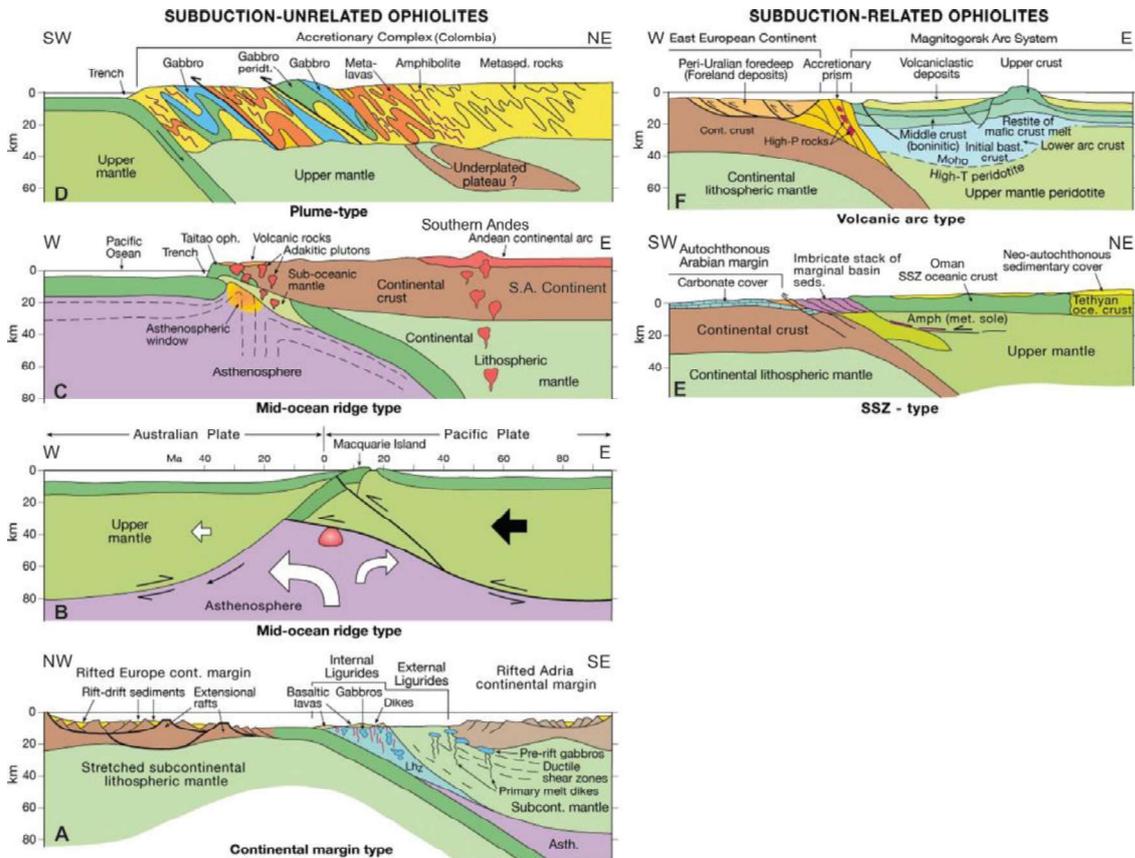


Figura 1.6 Tipos de ofiolitas y su mecanismo de emplazamiento. (Izquierda) Ofiolitas no relacionadas a subducción: **A.** Tipo Margen Continental (CM) ofiolita Ligurian, entre Europa y Adria. **B.** Dorsal-proximal Ofiolita Macquarie, océano del sur, y iniciación de la subducción a lo largo de un transpresional, transformante límite de placa. **C.** Ofiolita Taitao, Sur de Chile, y su emplazamiento mediante la interacción dorsal-fosa. La ofiolita y

las rocas del margen continental son intruidas por plutones graníticos, cuya evolución de fusión empezó como resultado de la subducción de la dorsal. D. Partes de ofiolita caribeña tipo pluma (P) en un prisma acrecionado metamórfico en el oeste de Colombia. (Derecha) Ofiolitas relacionadas a subducción: E. Zona de suprasubducción (SSZ)-ante-arco Ofiolita Oman y su base metamórfica cabalgando sobre el margen fracturado de la placa Arábica. F. Ofiolita del arco volcánico Magnitogorsk apoyado tectónicamente en el prisma acrecionario conteniendo esquistos azules y margen continental del Este Europeo. Tomado de Dilek and Furnes, 2014.

1.7.2 COMPLEJOS TIPO ALASKA

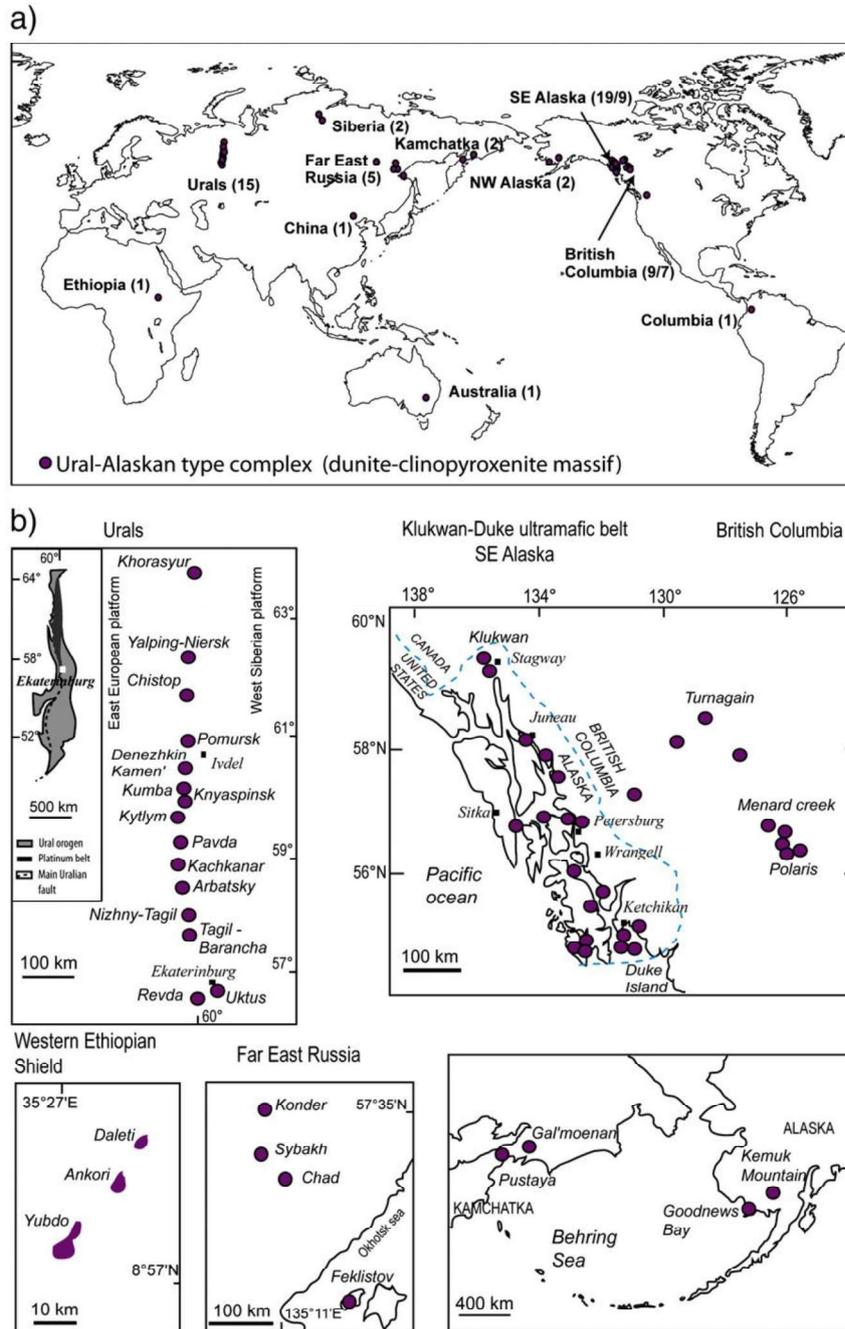
Debido a que el complejo máfico-ultramáfico Tampanchi que forma parte de la zona de investigación fue interpretado inicialmente como tipo Alaska, nos enfocaremos en la descripción completa de estos complejos, resumiendo los trabajos realizados por Guillou-Frottier et al. (2014) y Thakurta, (2018):

Los complejos tipo Alaska representan cuerpos ultramáficos donde el ortopiroxeno generalmente es ausente y se lo puede describir como un cuerpo masivo, de dunita y clinopiroxenita (Taylor, 1967). Se definieron originalmente como intrusiones ricas en olivino con una distribución concéntricamente zonada, donde un núcleo de dunita es rodeado por un anillo de clinopiroxenita, con gabros o dioritas en los bordes (Taylor, 1967). El tamaño de estos complejos va desde unos cientos de km², a excepción de uno, el complejo Guli (Kranosyarsk Krai, Rusia) que alcanza los 2000 km² (Guillou-Frottier et al. 2014).

El complejo ultramáfico tipo Alaska a menudo es asociado con la ubicación de antiguas zonas de subducción (Urales, Alaska, Columbia Británica, Kamchatka, Colombia) y también en ambientes intercontinentales (Siberia, Etiopía, Este de Rusia) (Guillou-Frottier et al. 2014). Guillou-Frottier et al. (2014) discrimina a 46 complejos que encajan en la definición de un núcleo de dunita rodeado por un anillo de clinopiroxenita, mientras que, otros doce cuerpos ultramáficos fueron clasificados en el pasado como Tipo Alaska, pero no incluían el núcleo de dunita, y por lo tanto no se los ha contabilizado como de este tipo (ej. Los cuerpos ultramáficos de Mountain Turn, Salt Chuck, y Sukkwan Island en el sureste de Alaska; Himmelberg and Loney, 1995). Al igual algunos cuerpos ultramáficos de British Columbia como los de Gnat Lake o Menard Creek (Nixon et al., 1997).

La cercana asociación de estos complejos con complejos ofiolíticos a lo largo de límites tectónicos convergentes, zonas de cizalla, orogenias (thrust belts) (Saleeby,

1992; Gehrels et al., 1987) ha hecho más difícil su estudio (Thakurta, 2018). Los complejos tipo Alaska pueden estar agrupados, como en los Urales o al sureste de Alaska (Figura 1.7).



Los cuerpos ultramáficos Tipo Alaska, han sido estudiados por largo tiempo debido a la mineralización de elementos del grupo de platino (PGE) (Johan, 2002). El grupo

del platino se refiere a seis minerales (iridio, rutenio, rodio, platino, paladio y osmio), la industria moderna lo clasifica como metales “estratégicos”. Entre estos elementos, dos de ellos, el iridio y platino, están presentes en los cuerpos tipo Alaska, y el precio de estos dos metales han ido incrementando continuamente en la última década (Guillou-Frottier et al. 2014). Sin embargo, la extracción actual de PGE es dominado por cuerpos máficos estratificados como el complejo Bushveld (Naldrett et al., 1986; Thakurta, 2018) en Sudáfrica y el complejo Stillwater (Czamanske and Zientek, 1985; Thakurta, 2018) en los Estados Unidos, y los cuerpos máficos intrusivos relacionados a basaltos de meseta como los de Noril'sk en Rusia (Naldrett et al., 1992; Thakurta, 2018).

Muchos complejos tipo Alaska han sido descritos como estructuras con forma de embudo (Johan, 2002). Aún se mantiene incierta la relación estructural y petrogenética de unidades litológicas en complejos tipo Alaska y su asociación con rocas volcánicas (Thakurta, 2018). En el complejo Duke Island, las rocas gabroicas han sido datadas y son más antiguas que las unidades ultramáficas, consistente con relaciones intrusivas (Saleeby, 1992; Thakurta, 2018). Basado en la forma de embudo, y la asociación con actividad volcánica, se ha propuesto que los complejos tipo Alaska son reservorios magmáticos dentro de la corteza continental de volcanes formados en zona de subducción (Murray, 1972; Thakurta, 2018).

1.7.3.1 ZONACIÓN DE LOS COMPLEJOS TIPO ALASKA

Aunque la litología zonada es una característica importante de estos complejos, no es una característica definitiva, como el complejo Union Bay (Ruckmick and Noble, 1959) y el complejo Duque Island (Irvine, 1974), donde la zonación esta deformada, por lo que no se distingue las unidades litológicas concéntricas (Thakurta, 2018). Las unidades litológicas zonadas incluyen dunita, wehrlita, y clinopiroxenita olivínica. Muy frecuentemente los xenolitos de las unidades más externas, están bien preservadas en unidades internas, sugiriendo que las unidades litológicas zonadas fueron formadas desde el margen hacia el interior (**Figura 1.8**) (Thakurta, 2018). Aunque los límites no están bien marcados o definidos, en muchos casos el cambio es gradacional. Se manifiesta en forma de cambios graduales en el incremento de los minerales principales como olivino u hornblenda (Thakurta,

2018). Irvine (1974) combina dos modelos para la formación de esta zonación como son: la cristalización fraccional y ascenso diapírico de una masa semi-consolidada. Donde capas de minerales acumulados de la cristalización fraccional, adquieren forma convexa dirigiéndose hacia la superficie, dentro de un régimen tectónico compresivo, tal que la cristalización fraccional más inferior y temprana (ej. dunita), se ubica en el centro del domo, seguido por wehrlita, y así sucesivamente. Aunque para Thakurta (2018), los contactos entre las unidades de clinopiroxenita, wehrlita y dunita pueden representar una infiltración intrusiva de magma que cristaliza la dunita, entonces el mecanismo que está operando es de intrusión múltiple.



Figura 1.8 Xenolitos con diferente tamaño y forma, de clinopiroxenita olivínica dentro de la unidad de wehrlita. Tomado de Thakurta, 2018.

1.7.3.2 MECANISMO DE EMPLAZAMIENTO DE LOS COMPLEJOS TIPO ALASKA

Algunos mecanismos han sido propuestos para explicar el ascenso y emplazamiento de magmas derivados del manto hasta la superficie. Se han propuesto que el fundido proviene de una pluma del manto o proviene de ambiente de subducción, Sutherland (1998) sugiere un modelo de pluma donde un diapiro

magmático derivado de la cabeza de la pluma asciende por zonas con un creciente esfuerzo de tensión, creando una intrusión en forma de “tubo o pipa” (ver también en Burg et al., 1998; Pirajno et al., 2008).

Gerya and Burg (2007) y Burg et al. (2009) encontraron que los procesos geodinámicos a larga escala no son un requerimiento necesario, y que propiedades reológicas locales podrían llevar a un “diapirismo translitosférico”, un mecanismo con el cual el material derivado del manto podría ascender rápidamente a través del manto litosférico y la corteza (Guillou-Frottier et al. 2014). Bodinier et al., (2002) analizaron el complejo Kondyor (Este de Rusia), y concluyeron que el masivo representaba “un apéndice en forma de cilindro de cuerpo ultramáfico denso, enraizado al menos a 10 km de profundidad”. El origen del magma de la dunita de Kondyor se habría acumulado en la base del manto litosférico, desencadenando una fuerza ascendente de un diapiro de dunita en estado sólido.

Guillou-Frottier et al. (2014), estudió 46 complejos tipos Alaska y los clasificó en tres categorías (**Figura 1.9**):

1. Cuerpos circulares o elípticos.
2. Cuerpos gemelos con formas circulares o elípticas.
3. Cuerpos de dunitas desmembrados.

La segunda categoría ha notado un enriquecimiento de PGE y se ha explicado como secciones cortadas horizontales y elípticas de una chimenea o conducto de dunita (dunite pipes) con forma de “Y” en vista tridimensional (**Figura 1.10**).

Basados en modelos termo-numéricos de alta resolución se determinó que las propiedades mecánicas de la litosfera permiten el emplazamiento de los complejos tipos Alaska por un fuerte ascenso diapírico, junto con zonas de debilidad en la corteza superior, y donde la corteza inferior necesita poseer fuertes propiedades reológicas con fallas de tensión en zonas frágiles y dúctiles.

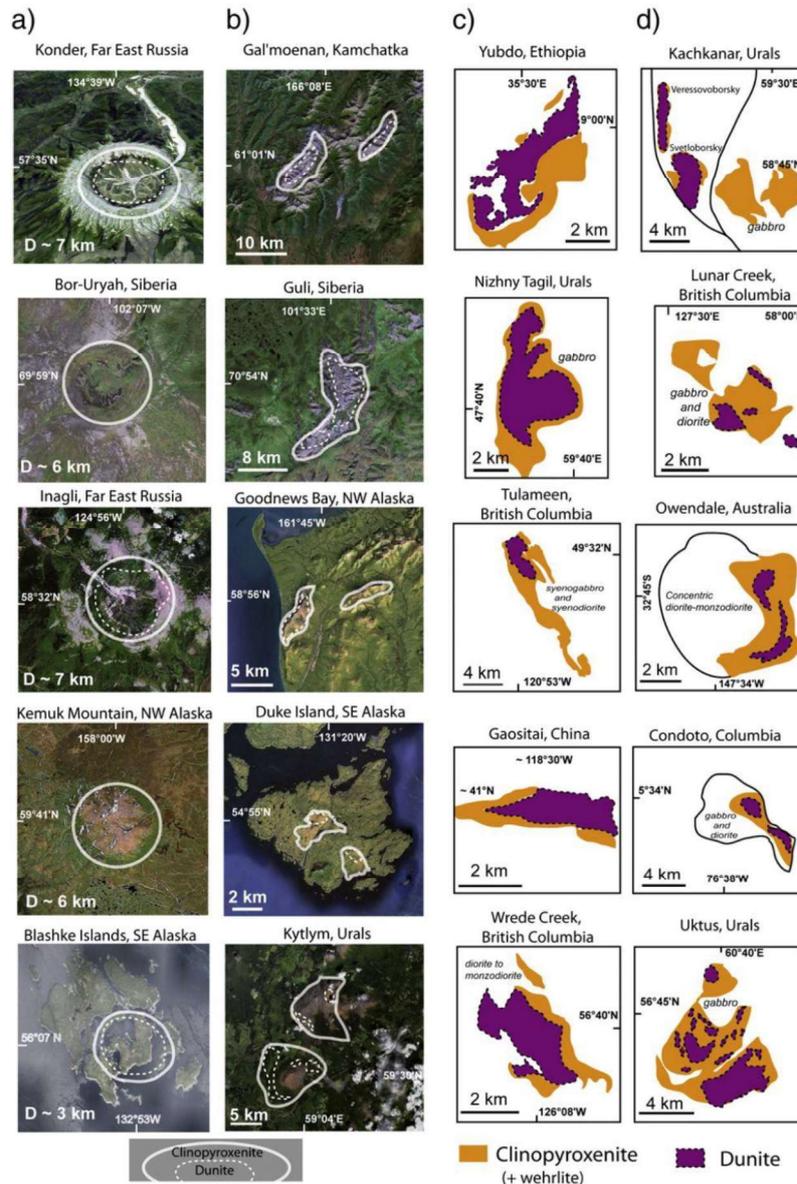


Figura 1.9 Ejemplos de 20 complejos tipo Alaska: a) Cuerpos solo circulares o elípticos; b) Cuerpos gemelos con formas circulares o elípticas; c) Cuerpos con geometría elongada; d) Otros ejemplos con casos de múltiples núcleos de dunita. Tomado de Guillou-Frottier et al. 2014.

Un factor crítico para explicar el ascenso diapírico y el emplazamiento, es la alta densidad de minerales como el olivino y clinopiroxeno en relación con las rocas de la corteza, lo que dificultaría el ascenso. Así, como la fuerza actuante ascendente sobre el fundido y un adelgazamiento de la corteza superior inmediatamente encima de la cuña de manto, son necesarios para el propuesto emplazamiento diapírico de las intrusiones tipo Alaska, lo que concuerda con el régimen de subducción de estos complejos (Thakurta, 2018).

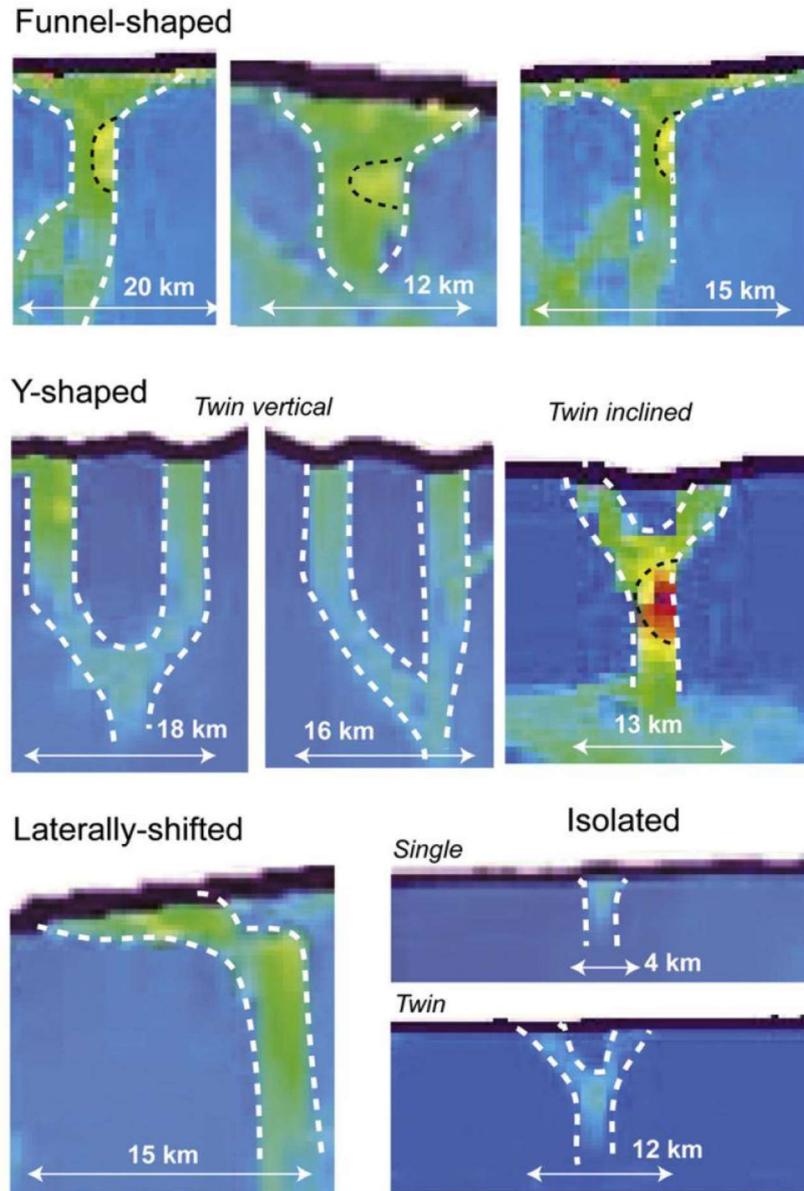


Figura 1.10 Resumen de la geometría individualmente obtenida de conductos corticales: zonas de debilidad, o zonas con altas tasas de tensión. Tomado de Guillou-Frottier et al. 2014.

Thakurta (2018), afirma que un problema de los complejos tipo Alaska es su similitud con una secuencia ofiolítica, la cual se ubica en similar configuración geológica y a menudo en similar tendencia geográfica (ej. Sur-este de Alaska).

Aunque presentan similares características litológicas y tectónicas, se diferencian en que, el primero representa fragmentos de la corteza oceánica y el manto litosférico obductado, como una escama de cabalgamiento, mientras que el segundo representa un cuerpo magmático intrusivo. Una segunda diferencia es la presencia de hazburguita, ortopiroxeno y norita que constituyen comúnmente un

complejo ofiolítico, pero rocas ricas en ortopiroxeno están ausentes en complejos tipos Alaska. La tercera diferencia es, la presencia de minerales hidratados como hornblenda, que es bastante común en complejos tipo Alaska, pero no son usualmente encontrados en ofiolitas. Y finalmente, los complejos tipo Alaska no deformados presentan en vista de planta, forma de embudo o como una pipa si se hace una vista de corte, junto con unidades zonadas. Estas estructuras están ausentes en cuerpos ofiolíticos. Sin embargo, muchas intrusiones máficas-ultramáficas, que tienen aproximadamente forma circular o elíptica, y como una pipa en vista frontal, muestran zonación concéntrica a pesar de que estas no son intrusiones tipo Alaska (Johan, 2002; Thakurta et al., 2008; Ripley, 2009; Su et al., 2013).

Tistl and Salazar (1993) argumentan que la intrusión de complejos concéntricos zonados de la Cordillera Oeste de Colombia en niveles someros de corteza son controlados por movimientos largos transversos a lo largo de lineamientos durante un ambiente extensivo. Tres diferentes modelos se han propuesto para explicar la forma concéntrica, basados en estudios de complejos tipo Alaska: La zonación de dunita en el núcleo, seguido de clinopiroxenita y rocas hornblendíticas al contorno como resultado de fusión fraccional en el manto (Taylor, 1967)

1. Varios grados de mezcla entre magmas máficos derivados del manto y magmas sílicos corticales acompañado por reacciones de minerales máficos hidratados y cristalización fraccional (Sha, 1995).
2. Emplazamiento tectónico de fragmentos alóctonos de un cuerpo pre-existente (Efimov, 1998).

Helmy and Mahallawi, (2003), indican un modelo de emplazamiento para el Gabbro Akarem en Egipto, explicando la zonación como resultado de cristalización fraccional del magma, pero antes del emplazamiento final. Un modelo hipotético (**Figura 1.11**) sugiere la concentración concéntrica de las litologías. Las bases teóricas y experimentales del modelo son:

1. Estructuras dentro y en los alrededores de los plutones proveen información acerca de la cinemática y dinámica de su ascendencia y emplazamiento (Hutton, 1988).
2. La evolución dinámica de las cámaras magmáticas es fundamentalmente controlada por los cambios que ocurren en la densidad del magma como su cristalización (Stephen et al. 1984).
3. Enfriamiento de un cuerpo de magma confinado desde las raíces y las paredes lleva a una estratificación térmica y composicional (Turner and Gustafson, 1981).
4. El esfuerzo dentro del ascenso diapírico es caracterizado por un fuerte aplanamiento de los polos, además de un estiramiento vertical fuerte hasta el centro y una zona intermedia de baja presión (Cruden, 1990).
5. Un gradiente de alta temperatura desde el núcleo al margen del diapírico ascendente conduce a un fuerte incremento en la viscosidad cerca al margen (esto puede llevar una mayor cristalización de la materia marginal), el cual reduce la tasa del flujo de la materia marginal relativo a al material del núcleo (Cruden, 1990).
6. En un rápido ascenso diapírico, tiene lugar una zonación magmática inversa (Cruden, 1990).

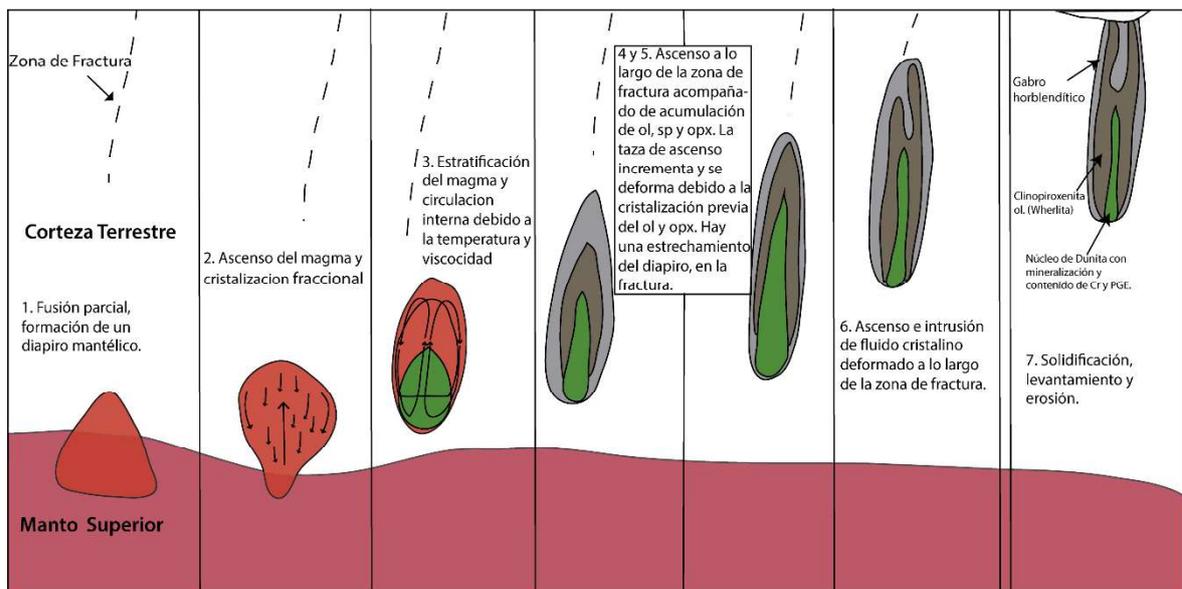


Figura 1.11 Modelo genético de un complejo máfico-ultramáfico, donde se presentan las etapas de intrusión en forma de un cuerpo diapírico, en la que adquiere forma lenticular. Modificado de Helmy and Mahallawi, 2002.

CAPÍTULO 2

MARCO GEOLÓGICO

2.1 AMBIENTE GEODINÁMICO ACTUAL

El Ecuador se encuentra en un ambiente de convergencia activo caracterizado por la interacción de las placas tectónicas Sudamericana y Nazca. La placa Nazca se formó a partir de la separación de la placa Farallón (en los actuales límites de placas Cocos-Nazca) en el Mioceno Temprano (Pennington, 1981). La placa Nazca actualmente está subduciendo hacia el este, bajo la placa Sudamericana a una tasa de 6-7 cm/año en dirección N83°E (Kellogg and Vega, 1995; Trenkamp et al., 2002; Witt and Bourgois, 2010). El ángulo de subducción es entre 25° y 35° (Pennington, 1981) (**Figura 2.1**).

La subducción de la placa Nazca, transfiere esfuerzos cortantes a la corteza continental, lo que genera el movimiento del bloque Nor-Andino en dirección NE-SW (Yepes et al., 2016), a una tasa ~8 a 10 mm/año a lo largo de un sistema de falla dextral denominado Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP), que limita el borde occidental de la placa Sudamericana (Alvarado et al., 2016), y se extiende desde Ecuador a Colombia y probablemente Venezuela (Kellogg and Vega, 1995; Trenkamp et al., 2002; Witt and Bourgois, 2010).

La evolución del margen costero está fuertemente influenciada por la cordillera de Carnegie que es interpretada como la traza de un punto caliente que empezó su formación en el actual punto caliente de Galápagos, hace ~20-22 Ma (Hey, 1977; Lonsdale and Klitgord, 1978).

En el continente la región con alta sismicidad coincide con el borde norte subducido de la cordillera de Carnegie, la región ha producido seis grandes terremotos ($M_w > 7.75$) en el siglo. El mayor en 1906 ($M_w = 8.8$), de donde se estima una zona de ruptura de ca. 500 km de longitud (Gutscher et al., 1999). Las edades propuestas para la llegada de Carnegie van desde 1 a 3 Ma (Lonsdale, 1978), más de 15 Ma (Pilger, 1984; Spikings et al., 2001, 2005), y de 1.4 Ma (Graindorge et al., 2004).

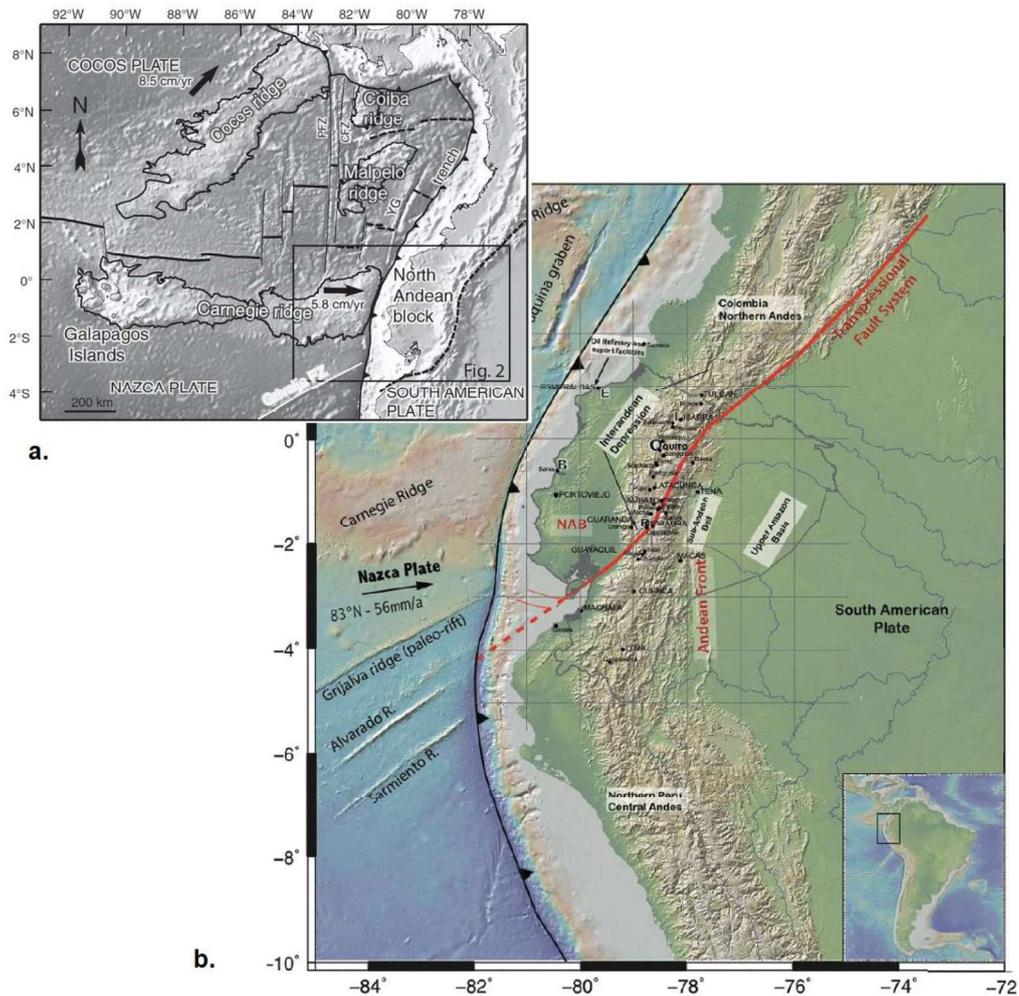


Figura 2.0.1 a) Topografía y batimetría la región Norte de los Andes. Tomado de Michaud et al., 2009. b) Marco geodinámico actual. Tomado de Yepes et al. 2016.

2.2 GEOLOGÍA REGIONAL

La fisiografía ecuatoriana está conformada por dos cordilleras subparalelas con dirección NNE-SSW, separadas por el Valle Interandino (**Figura 2.1**). La Cordillera Occidental limita al oeste con la Planicie Costera, mientras que la Cordillera Oriental o Real, limita al este con la Cuenca Oriente.

La Cuenca Oriente forma parte de largo sistema de ante-país Marañón-Oriente-Putumayo (Dashwood and Abbots, 1990; Barragán et al., 2005), desarrollado entre el basamento Pre-Cámbrico del escudo Brasileño-Guyanés al Este, y la Cordillera Real al Oeste. Preserva el relleno sedimentario desde el Paleozoico hasta el Cuaternario, sobre el basamento cratónico Precámbrico (Tschopp., 1953; White et

al., 1995; Barragán et al., 2005). El sistema sub Andino constituye la parte aflorante de la Cuenca Oriente y permite observar el estilo de las últimas deformaciones, indicativas de tectónica transpresiva con movimientos dextrales. Este dominio tectónico se deformó y levantó en respuesta al crecimiento de la cordillera Real (Martin-Gombojav and Winkler, 2008).

La Cordillera Real, está formada por un cinturón de rocas metamórficas de edades Paleozoicas a Jurásicas, intruidas por granitos tipo I y S. Tienen una orientación NNE-SSW que corresponden a terrenos de naturaleza alóctona y autóctona desarrollados en diferentes ambientes y separados por fallas regionales (Litherland et al., 1994).

El Valle Interandino está orientado aproximadamente NNE-SSW entre $\sim 2^{\circ}30'S$ - $\sim 0^{\circ}45'N$, alberga una serie de cuencas sedimentarias (llamadas subcuencas) que se formaron en respuesta a reajustes tectónicos del tras-arco y arco, desde el Mioceno superior a la actualidad (Winkler et al., 2005). Consisten básicamente de una cobertura volcano-sedimentaria Plio-Cuaternaria, posiblemente sobre rocas del basamento de las cordilleras (unidad Pallatanga y Guamote; Litherland et al., 1994) o sucesiones volcánicas del Oligoceno- Mioceno superior (Winkler et al., 2005).

La Cordillera Occidental está caracterizada por la presencia de terrenos alóctonos, incluyendo fragmentos ofiolíticos y corteza oceánica (Feininger and Bristow, 1980), acrecionados al margen Sur Americano desde el Cretáceo superior a Eoceno (Gossens and Rose, 1973; Hughes and Pilatasig, 2002). Tienen principalmente un basamento máfico-ultramáfico que formaría parte también de la planicie costera (Vallejo et al., 2006; Luzieux et al., 2006), con una cobertura volcano-sedimentaria (Vallejo et al., 2009).

La planicie costera consiste de basaltos cretácicos, y doleritas con afinidad de plateau, sobreyacido por rocas de arco de isla del cretáceo superior, y por el desarrollo de varias cuencas sedimentarias (Lebrat et al., 1987; Jaillard et al., 1995).

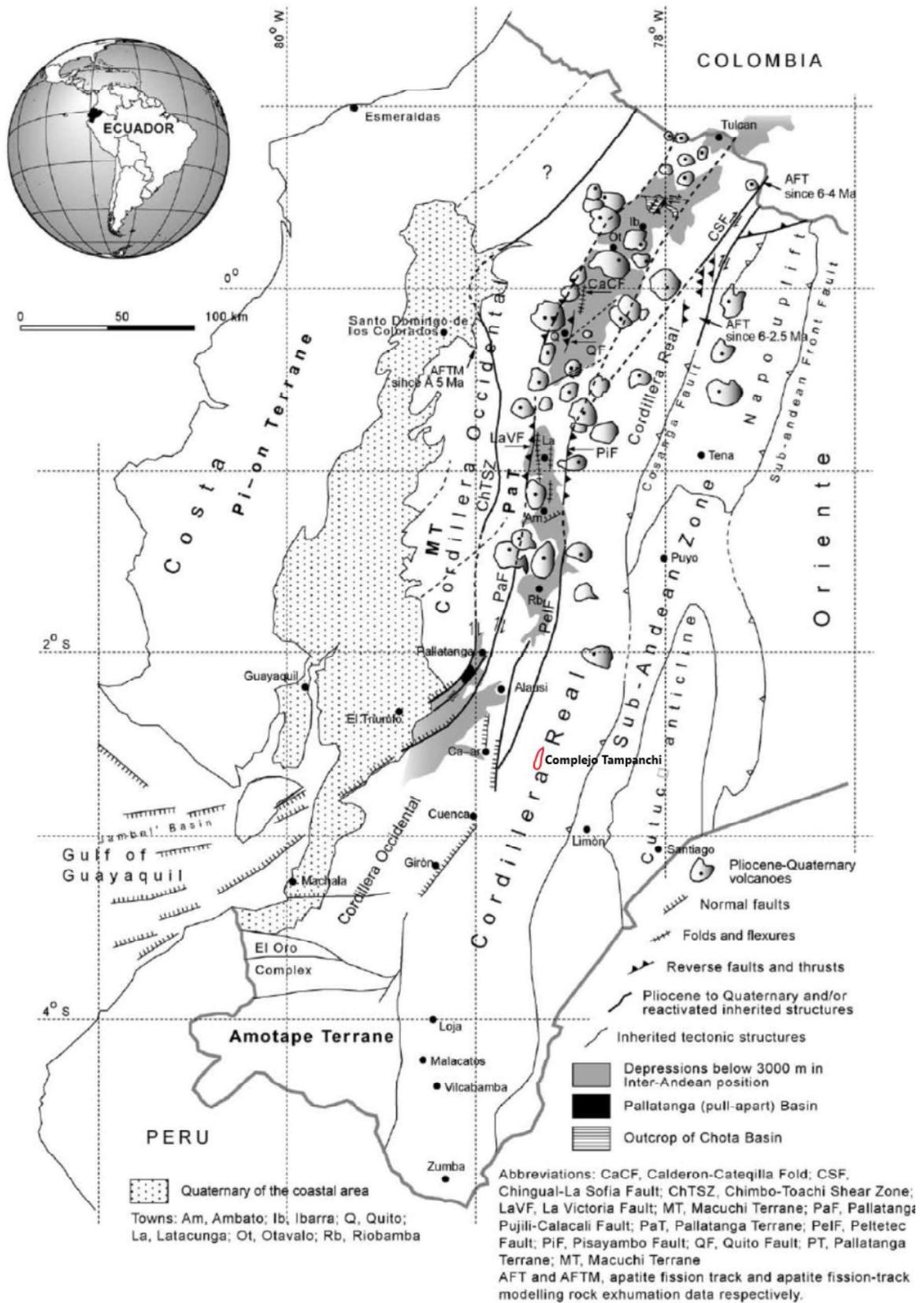


Figura 2.2 Zonas geomorfológicas del Ecuador. Tomado de Winkler et al., 2005.

2.3 GEOLOGÍA DE LA CORDILLERA REAL

2.3.1 MORFOLOGÍA

Uno de los principales aportes al estudio de la Cordillera Real lo realizó la BGS (British Geological Survey) en colaboración con el INEMIN (Instituto Ecuatoriano de Minería) desde 1986-1990. La Cordillera Real tiene 650 km de longitud y 60 km de ancho. Las elevaciones están dominadas al norte por una cadena de volcanes, el más alto es el Cotopaxi (5897 m.s.n.m.). Al Oeste la depresión interandina alcanza una altura de alrededor de 2000 m.s.n.m. Los niveles al sur son de alrededor 3000m. El declive oriental de la Cordillera Real marca una caída hasta cerca de 1000 m en un campo de 30-50 km; las corrientes y los ríos son torrenciales y profundos; ellos se unen a lo largo de las estribaciones subandinas para formar los ríos más grandes del Oriente (Litherland et al., 1994).

2.3.2 DIVISIONES LITO-TECTÓNICAS

La Cordillera Real está compuesta por una secuencia de rocas metamórficas del Paleozoico al Cretácico tardío, que yacen posiblemente sobre el Escudo Precámbrico Guayanés (Litherland et al., 1994). El complejo metamórfico de la Cordillera Real fue dividido informalmente en terrenos litotectónicos, cada uno con un grado de coherencia geológica, como indican las respectivas unidades (Litherland et al., 1990). Los terrenos son Guamote (continental), Alao (arco de isla), Loja (continental), Salado (arco de isla) y Zamora (continental), separados por sistemas de fallas mayores como son la Falla Peltetec, Frente Baños, Llanganates y Cosanga-Méndez (Aspden and Litherland, 1992).. Contrario a esta interpretación Pratt et al, (2005) afirma que los contactos son intrusivos, hay transiciones estratigráficas que cruzan las suturas entre los terrenos y sugiere que la Cordillera Real es un núcleo Paleozoico levantado y erosionado, limitado por secuencias autóctonas Jurásicas-Cretácicas. Cochrane et al. (2014) mediante análisis químicos y dataciones de U-Pb en circones afirma que el margen noroccidental de Sudamérica evolucionó "in-situ" durante 190-105 Ma, sometido a un periodo de extensión y atenuación de la corteza durante 190-115 Ma, seguido de un evento de compresión durante 115-105 Ma, lo que difiere de la interpretación de Litherland et al. (1994).

2.3.2.1 TERRENO GUAMOTE

Las rocas de esta unidad afloran como “ventanas” del basamento en las laderas occidentales de la cordillera entre Riobamba y Cuenca, se lo encuentra en el norte del valle interandino cerca de Ambuqui al NW de Ibarra. (Litherland et al., 1990). Está limitada por la falla Ingapirca al oeste y por la falla Peltetec este.

El terreno Guamote contiene ortocuarcitas intercaladas con filitas o pizarras, de grado bajo. Las rocas de la división Guamote esta divididas en tres unidades: La unidad Punín, que comprende cuarcitas y en menor cantidad filitas y las unidades Cebadas y Guasuntos que incluyen principalmente filitas negras y pizarras con menos porción de cuarcitas (Litherland et al., 1994). Mediante zircones detríticos del terreno Guamote se obtuvo edades que van desde ~155 Ma a ~3 Ga. (Cochrane et al.,2015), lo que indica que obtuvieron aporte del cratón Sudamericano para la edad más antigua, mientras que la menor edad indica la máxima edad de deposición (Spikings et al.,2015).

2.3.2.2 TERRENO ALAO

El terreno Alao comprende un cinturón de hasta 35 km de ancho, aflorante principalmente a lo largo del margen occidental de la Cordillera Real. Los límites estructurales son del este y oeste, el frente Baños y la falla de Peltetec respectivamente (Aspden and Litherland, 1992).

Litológicamente comprende rocas meta-volcánicas y meta-sedimentarias de las unidades Alao-Paute, El Pan, Maguazo y Peltetec, donde se diferencia de terrenos adyacentes. La fase plutónica y subvolcánica no ha sido reportada, (Litherland et al., 1994).

La Unidad Peltetec ocurre a lo largo de una faja angosta de 1-2 km de ancho, al oeste de la cordillera entre Penipe en el norte y Rio Zula al sur, es limitada al oeste por la falla de Peltetec, siendo un contacto tectónico con rocas del Terreno Guamote (Litherland et al., 1994). Es una secuencia ofiolítica conformada por bloques anastomosados de peridotita, cherts y filitas, basaltos espilitizados, doleritas, serpentinitas y gabros con olivino (Aspden and Litherland, 1992). Las edades Ar-Ar

en plagioclasas de un meta basalto son de ~134.3 Ma y en un gabro ~134.7 Ma (Spikings et al., 2015).

La Unidad Alao-Paute es esencialmente una secuencia de roca verde andesítica, masiva a cizallada y esquistosa en el norte donde la sobreimpresión tectono-metamórfica es mayor (Litherland et al., 1990). Ocurren a lo largo de una faja de 10-25 km de ancho desde el Rio Pastaza al norte al Rio Paute-Sigsig. Otros afloramientos pueden estar al norte cerca de Ambuqui y en el sur de Fierro Urco y Quilanga. Está limitada al oeste por la Unidad Maguazo a lo largo de la falla San Antonio, y al este por el Terreno Loja a lo largo del Frente Baños (Aspden and Litherland, 1992). Las litologías menores incluyen esquistos verdes, esquistos pelíticos y grafiticos y mármoles oscuros.

La Unidad Maguazo ocurre a lo largo de una faja de 5-10 km de ancho desde San José de Poaló en el norte hasta el Rio Paute en el sur. Las secciones están expuestas en: San José de Poaló, Rio Atillo, Rio Patate, Rio Blanco (Penipe), Rio Alao, Rio Huarguallá, Rio Atillo, Rio Zula y Rio Paute. Exhibe contactos tectónicos con la Unidad Peltetec en el oeste y con la Unidad Alao-Paute en el este a lo largo de la falla San Antonio. (Litherland et al., 1990). Esencialmente está dominada por grauvacas (turbidítica/andesítica). Las andesitas son típicamente rocas masivas con alguna alteración a rocas verdes y contrastan con las rocas verdes clivadas de la adyacente Alao-Paute. También puede incluir metatobas verdes, pizarras negras, mármoles oscuros, ortocuarzitas rojizas de grano fino y cherts (Litherland et al., 1990).

La Unidad El Pan puede aproximarse a los esquistos de Bristow (1973); está bordeada por la división Alao-Paute. Las meta-andesitas de Alao-Paute están ausentes y la unidad está dominada por esquistos verdes de cuarzo-calcita-clorita, filitas de cuarzo-sericita y esquistos grafiticos, esquistos de actinolita-clorita, mármoles negros, calcosiliticos ricos en epidota y rocas de clinzoicita-tremolita (Litherland et al., 1994).

2.3.2.3. TERRENO SALADO

El terreno Salado está especialmente disperso al norte de 3°S, pero en el sur es borrado tectónicamente y posiblemente estratigráficamente. En el norte, su límite este, parece ser transicional con la amplia y no deformada División Zamora; el límite este coincide regionalmente con la falla Cosanga-Méndez, mientras que al oeste limita con el Terreno Loja a través de la falla Los Llanganates (Aspden and Litherland, 1992). Corresponde a un arco volcánico-plutónico situado junto al margen continental. Los eventos ígneos y sedimentarios, pueden relacionarse al Cretácico Inferior (Cochrane et al., 2014). Es probable que el “arco” Salado fue contemporáneo con el arco continental de Zamora al este (Aspden and Litherland, 1992). Esta división litotectónica consiste de rocas volcánicas máficas metamorfoseadas, rocas verdes y rocas metasedimentarias de las Unidades Upano, Cuyuja y Cerro Hermoso, además el Plutón Azafrán (Litherland et al., 1994)

La Unidad Upano consiste de rocas verdes andesíticas y asociación de rocas metasedimentarias como metagrawacas y esquistos verdes, intercalados con esquistos pelíticos grafitosos con aporte de cuarzo azul, proveniente del granitoide Tres Lagunas de afinidad calo-alcalina (Litherland et al., 1994). Son difíciles de distinguir de la Unidad Alao-Paute. Geográficamente se la relaciona a la cadena plutónica Azafrán y formando sus rocas huésped. Edades isotópicas U-Pb en circones de una cuarcita indican una edad de ~143 Ma (Cochrane et al., 2014).

La Unidad Cuyuja es una Unidad metasedimentaria, la cual aflora al norte de la Cordillera. Forma un cinturón de 10 km de ancho. Se lo encuentra dentro del complejo “nappas” de Cuyuja y además forma la base de la unidad cerro Hermoso. Se conforma de esquistos pelíticos e intercalaciones de esquistos verdes, representando facies distales marino profundas, de facies turbidíticas/volcánicas (Aspden and Litherland, 1992). Edades K-Ar de 82 y 59 Ma, son interpretadas como edades de reseteo (Litherland et al., 1994).

La unidad Cerro Hermoso, está afectada por una fase simple de pliegues verticales y clivaje subvertical y contrasta fuertemente con la faja plana Cuyuja. Esencialmente es una secuencia carbonatada constituida por mármoles, calizas

negras, filitas calcáreas y calco-arenitas (Aspden and Litherland, 1992). La edad interpretada por la intrusión del Plutón Azafrán, es asumida de Jurásico medio-inferior (Litherland et al., 1994).

El Plutón Azafrán representa una pequeña cadena plutónica que se extiende desde la frontera con Colombia en el norte, hasta el Río Upano al sur. Se encuentra junto con los batolitos de Tres Lagunas y Zamora. (Litherland et al., 1990). Consiste de granodioritas y trondhjemitas de grano medio a grueso, las cuales han sido deformados (Aspden and Litherland, 1992). Edades de U-Pb en zircones proyectan una edad de ~143.5 Ma representan la edad de la intrusión (Cochrane et al., 2013).

2.3.2.4 DIVISIÓN ZAMORA

La división Zamora se ubica en el borde este de la Cordillera Real donde se le considera como el límite oeste del cratón Amazónico. Comprende la Unidad Abitagua y la Unidad Misahuallí, que se considera son contemporáneos y equivalentes del Terreno Salado (Aspden and Litherland, 1992), también se incluye a la Unidad Isimanchi. Al norte de la división Zamora, y al este de la falla Cosanga las rocas son esencialmente no deformadas, mientras que las del oeste están afectadas al menos por el evento Cenozoico tardío y probablemente por el evento tectono-metamórfico (Litherland et al., 1990).

La Unidad Abitagua incluyen a los batolitos Rosa Florida, Abitagua y Zamora. Las composiciones varían de cuarzomonzonitas, sienogranitos, monzogranitos y granodioritas (con sus equivalentes subvolcánicos), tiene afinidad calco-alcalina (Litherland et al., 1994; Villares et al., 2014). El Plutón Abitagua es un monzogranito biotítico que aflora como un cinturón elongado de unos 120 km de largo, limitado por contactos fallados, hacia el oeste a lo largo del Río Mulatos intruye parcialmente a los volcánicos Misahuallí, mientras que en el Río Pastaza es inconformemente sobreyacido por la Formación Hollín. Edades de U-Pb asignan 131 Ma y 178 Ma (Cochrane, 2013). La intrusión de mayor volumen del Complejo Batolítico Zamora se da entre los 200-170 Ma, representan un periodo de mayor actividad del arco volcánico Misahuallí (Villares et al., 2014).

La Unidad Misahuallí comprenden andesitas y traquitas no deformadas verdes a grises oscuras o púrpuras, con tobas verdosas y conglomerados; lavas almohadillas basálticas afloran en el Rio Paute al este de Méndez (Litherland et al., 1990).

La Unidad Isimanchi, aflora en el extremo sur de la cordillera Real, limitada hacia el oeste por la Unidad Sabanilla y hacia el este por el batolito de Zamora. Consiste de filitas negras y verdes, metatobas y mármoles con buzamiento fuerte. Los contactos con los gneises de Sabanilla (división Loja), son tectónicos, mientras que al este hacia el batolito Zamora la unidad es hornofélsica y silicificada. (Litherland et al., 1990).

2.4.1.5 TERRENO LOJA

Se lo puede encontrar a lo largo de la Cordillera Real, y alcanza su mayor extensión de 35 km en la ciudad de Loja. Las anfibolitas y migmatitas de la unidad Sabanilla están también incluidas en el terreno (Litherland et al., 1994). Los límites estructurales son a hacia el este la Falla Llanganates que sirven de límite con el terreno Salado al norte, y la falla Palanda que actúa de límite con el terreno Zamora al sur, hacia el oeste limita con el terreno Alao a través de la zona de cizalla Baños (Aspden and Litherland, 1992). Las rocas del terreno Loja comprenden las unidades Chiguinda, Tres Lagunas, Agoyán, Monte Olivo y Sabanilla.

La Unidad Monte Olivo incluye todas las anfibolitas del Terreno Loja, contiene anfibolitas basálticas, actinolíticas y esquistos anfibolíticos (Cochrane, 2013), que representan a una fase de diques máficos los cuales cortan a los metasedimentos Chiguinda-Agoyán (Litherland et al., 1994). Edades de U-Pb en zircones dan edades entre ~239.7 Ma y ~222.7 Ma, concluyendo que fueron emplazados a lo largo del Mesozoico en un ambiente de rift (Cochrane, 2013).

La Unidad Chiguinda comprende una secuencia monótona de grano fino e impuro de cuarcitas grises, metalimolitas, filitas grises a negras, graffíticas en algunos lugares, pizarras y ocasionalmente grauvacas. Los planos de estratificación están preservados, pero no las estructuras sedimentarias. Esta faja es huésped del

Granito Tres Lagunas, y está al norte en el Río Upano y los páramos del Antisana sobre el cinturón horizontal del Cuyuja en forma de “nappas”. Es de edad paleozoica desarrollado en un ambiente de margen pasivo o cuenca intracratónica, con aporte continental (Litherland et al., 1994).

La Unidad Agoyán está compuesto por esquistos y paragneis de moscovita-granate de grano medio a grueso, con cristales de hasta 1 cm de granates en Agoyán y Río Palora. Puede presentar ortocuarzitas de grano fino y secuencias de carácter semipelítico. Cerca de Monte Olivo hay metasamitas de grano medio. Se extiende desde la frontera con Colombia al Río Upano, al sur el mismo es reemplazado como huésped del Granito Tres Lagunas por las semipelitas de la unidad Chiguinda (Litherland et al., 1994). Edades de U-Pb en zircones sugieren edades mínimas de deposición de ~247.2 Ma y ~231Ma (Cochrane, 2013).

La Unidad Tres Lagunas es la principal unidad ígnea del Terreno Loja (Aspden et al., 1992b; Litherland et al., 1994). Ocurren a lo largo de la Cordillera Real a manera de fajas alargadas y lentes de varias dimensiones, alcanzando extensiones batolíticas en la localidad de Tres Lagunas, de donde obtiene su nombre (Aspden et al., 1992). Normalmente son fuertemente foliadas con estructuras S-C en milonitas tipo I, que en algunos lugares son cortadas por vetillas pegmatíticas de cuarzo+turmalina+feldespatos+moscovita (Aspden et al., 1992). Consiste de granitos de grano medio a grueso, con mega cristales de feldespatos alcalinos. Algunas muestras contienen cristales de cuarzo azul (Aspden et al., 1992 a). Los contactos son tectónicos, al norte con las rocas de La Unidad Agoyán, mientras que en el sur con la Unidad Chiguinda (Aspden et al., 1992 a). Las edades Rb-Sr obtenidas son de ~224 Ma, que coinciden con nuevos datos U-Pb en zircones de ~245.7 Ma y ~234.66 Ma (Cochrane, 2013; Spikings et al., 2015). Estudios geoquímicos y petrográficos realizados indican una composición de componentes corticales, clasificándolo como granitoides tipo S (Mejía, 2018).

La Unidad Sabanilla comprende rocas metaplutónicas foliadas de composición granodiorítica a tonalítica y textura ígnea, además gneises con granate, estauroлита, sillimanita y cianita relacionada a un protolito sedimentario. También son comunes

diques de anfibolitas (Litherland et al., 1990). Forman una faja de 10 km de ancho al norte de la frontera con el Perú, es limitada por contactos tectónicos con la Unidad Chiguinda al oeste y la división Zamora al este (Litherland et al., 1994).

La Unidad Sabanilla y la Unidad Tres Lagunas comparten el mismo origen el cual está asociado al Rift Triásico de 245 Ma a 224 Ma. Estudios geoquímicos reflejan un origen a partir de la fusión parcial de rocas corticales (Mejía, 2018).

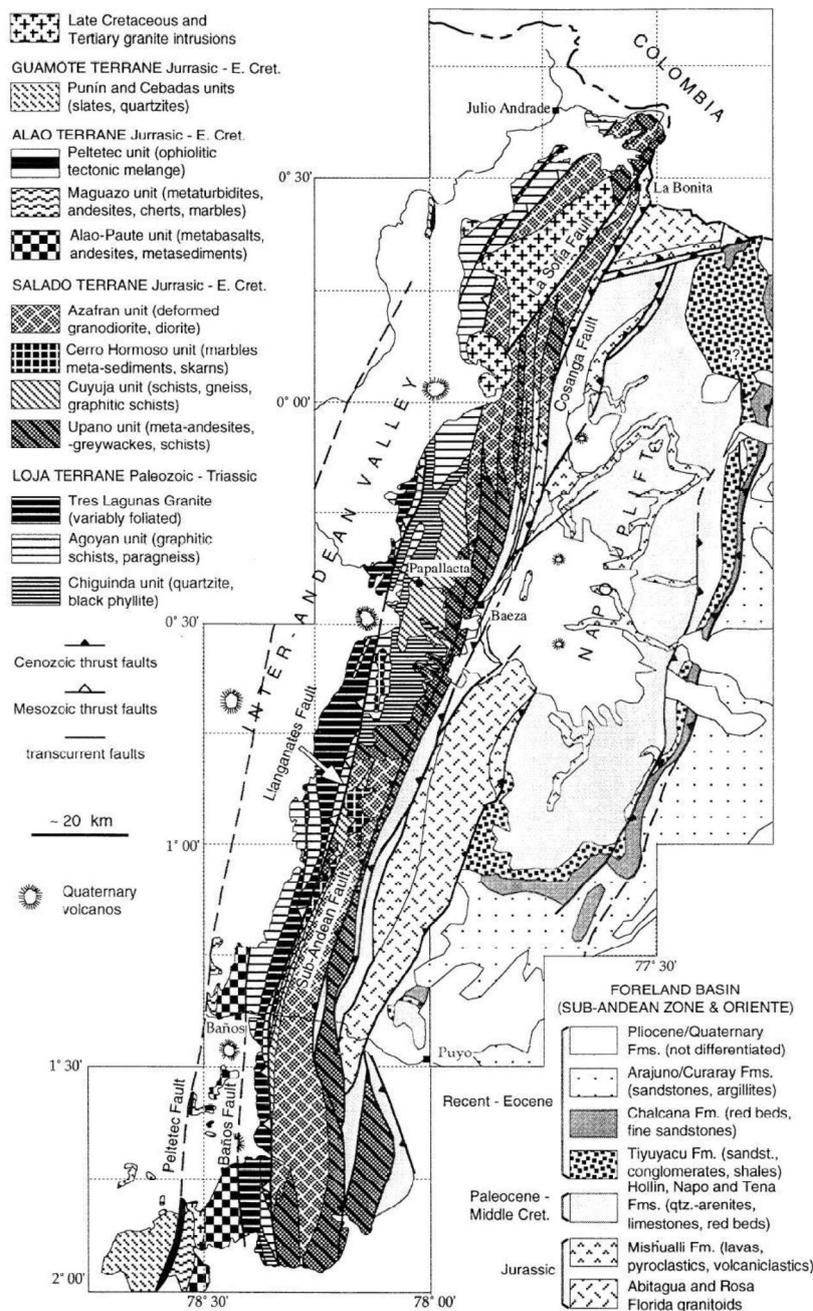


Figura 2.3 Mapa Geológico de la parte N de la Cordillera Real. Tomado de Spikings et al., 2000.

2.4 TECTÓNICA REGIONAL

2.4.1 EVENTOS TECTONO-METAMÓRFICOS

Litherland et al. (1994) identificó dos principales eventos que afectaron a la Cordillera Real y los denominaron Tres Lagunas y Peltetec:

El evento Tres Lagunas se asigna al Triásico y está relacionado directamente con la génesis del granitoide Tres Lagunas. Puede ser registrado en el terreno Loja y en la unidad Isimanchi al sur de la Cordillera Real (Litherland et al., 1994). Se manifiesta en forma de grandes zonas de cizallamiento con una influencia importante de metamorfismo dinámico (Litherland et al., 1994). El Triásico fue un periodo de transtensión continental y rifting entre bloques corticales de Centro América y el noroeste de Sudamérica, el evento tectono-metamórfico se sincroniza con la intrusión del granito Tres Lagunas (~228 Ma) (Litherland et al., 1994). Análisis mediante el método U-Pb reportaron edades de ~231 Ma a ~235 Ma (Cochrane, 2013).

El evento Peltetec según Litherland et al. (1994) se desarrolló de 140-120 Ma (Cretácico temprano), donde colisionó un arco de islas intra-oceánico y una franja de la corteza continental, con el margen continental.

Pratt et al. (2005) concluyó que el desarrollo de los terrenos fue "in-situ" y los contactos entre los terrenos son intrusivos y no tectónicos, al igual que se observaba transiciones estratigráficas que cruzaban las suturas entre los terrenos.

Massonne and Toulkeridis, (2012) presentan evidencia de un metamorfismo de alta presión extendido en el basamento de la Cordillera Real, y se atribuye a la colisión entre Sudamérica (después de la subducción de corteza oceánica) y un fragmento continental (plateau oceánico), las edades de este evento son aproximadas al Jurásico tardío-Cretácico.

Cochrane et al. (2014) discriminó mediante análisis geoquímicos entre un crecimiento cortical autóctono y terrenos alóctonos. Datos isotópicos y geocronológicos muestran que entre 190-115 Ma el margen sufrió una prolongada extensión, ocasionando la migración del eje de arco hacia la fosa. La falla Cosanga Méndez, probablemente representa el límite oriental de la cuenca marginal del Cretácico tardío o Cretácico temprano. En el Cretácico temprano (~115-105 Ma), Sudamérica migró hacia el oeste, produciendo un cierre del canal marino, acrecionando corteza para-autóctona (Terreno Guamote) y obduciendo corteza oceánica, lo que formó el complejo Peltetec y Raspas.

2.4.2 FALLAS Y ZONAS DE CIZALLA REGIONALES

La Cordillera Real se encuentra asociada a un régimen compresivo, que controla un sistema de fallas regionales que limitan terrenos litotectónicos. Estas fallas tienen una dirección NNE-SSW, evidenciando zonas con fuerte cizallamiento y plegamiento. Los principales límites tectónicos coinciden con las fallas descritas de oeste a este como Falla Peltetec, Falla Baños, Falla Los Llanganates y Falla Cosanga-Méndez.

Falla Peltetec es un lineamiento neotectónico, desde Patate hasta Cuenca, orientado a lo largo del Río Chambo. La extensión de la falla de Peltetec en la parte norte de la cordillera es incierta. Hay un débil lineamiento en imágenes cerca de Ambuqui, donde rocas atribuidas a la ofiolita de Peltetec se orienta N-S, mientras que la principal tendencia de la cordillera es NNE-SSW (Litherland et al., 1994). Es una sutura rejuvenecida, puesto que el cambio súbito de estructuras subhorizontales a verticales a través de dicha falla, podría sugerir un modelo imbricado asociado con zonas de colisión continente-continente. Controla además la parte oriental de la depresión interandina (Litherland et al., 1994). Representa el paleomargen Jurásico-Cretácico temprano (Spikings et al., 2015).

Falla Baños considera la mayor zona de cizallamiento con rumbo NNE-SSW, marca un incremento en el metamorfismo hacia el este y afecta tanto al terreno Alao como al terreno Loja (Litherland et al., 1994). En Sigües, se presenta como un cinturón

milonítico de 2 km, donde la lineación mineral indica cabalgamiento al este. Generalmente se presenta como un cambio litológico e incremento del grado metamórfico hacia el este, desde el terreno Alao hacia el terreno Loja (Litherland et al., 1994).

La falla Los Llanganates limita los terrenos Loja y Salado. En el sector del Río Cosanga, más al sur, el terreno Loja cabalga hacia el este buzando al oeste sobre el terreno Salado. Se observa que el granito Tres Lagunas es milonítico cerca de la falla, pero aún no se ha establecido si estas estructuras pertenecen al evento Tres Lagunas, Peltetec o ambos (Litherland et al., 1994).

Falla Cosanga-Méndez separa a los terrenos Salado-Zamora. Se presenta como un contacto tectónico entre rocas metamórficas de la cordillera y rocas sedimentarias metamorfoseadas del Cretácico (Aspden and Litherland, 1992). Probablemente representa el límite este de la cuenca marginal Jurásica tardía-Cretácica temprana (Pratt et al., 2005; Cochrane et al., 2014), la cual se formó durante un prolongado periodo de extensión (Cochrane et al., 2014).

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA LOCAL

3.1 INTRODUCCIÓN

La zona de estudio se ubica en el flanco occidental de la Cordillera Real, regionalmente las unidades descritas en este sector pertenecen al Terreno Alao y dentro de este a las unidades Alao-Paute y El Pan.

Las Unidades están cubiertas por depósitos Cuaternarios locales, de poco espesor, terrazas aluviales antiguas, aluvial reciente, coluviales, escombros de deslizamiento y algunos conos de deyección. A lo largo del río Paute existe material volcánico Mio-Pliocénico pertenecientes a la Formación Tarqui y que afloran en toda la Provincia de Azuay (Bristow y Hoffsteter, 1977).

El estudio lito-estratigráfico de cada unidad rocosa expuesta en la zona de estudio, se realizó mediante una compilación de datos geológicos en campo. Los datos han permitido caracterizar a las unidades aflorantes mediante sus propiedades petrográficas y estructurales, complementando trabajos realizados previamente (Bristow, 1973; Pozo, 1990; Litherland et al., 1994).

Considerando los datos geológicos y características morfológicas, se generó un mapa geológico a escala 1: 25 000 (Anexo 4), utilizando como base topográfica a la hoja topográfica "Taday Cola de San Pablo" editada por el Instituto Geográfico Militar (IGM).

3.2 LITOESTRATIGRAFÍA

3.2.1 UNIDAD ALAO-PAUTE

Son lavas metamórficas aflorando en forma de rocas verdes e intercalaciones de esquistos verdes, esquistos grafitosos, esquistos pelíticos, y cuarcitas. En algunos

sectores, cinturones miloníticos producen una fuerte esquistosidad uniforme, donde rocas verdes masivas ya no son visibles (Litherland et al., 1994).

Está expuesta en el lado occidental de área de estudio. Estas litologías forman un cinturón alargado con dirección NE-SW, alineada con estructuras de rumbo andino. Estas litologías se concentran en mayor medida en las entradas a los poblados de Taday y Pindilig. Rocas metamórficas típicas de esta Unidad están confinadas mayormente a las áreas comprendidas entre los poblados, Gun, Manzanapata, Chocar y Bolurco, que en el presente trabajo se le atribuye a una zona de contacto fallado con la Unidad El Pan.

3.2.1.1 LITOLOGÍA

3.2.1.1.1 DISTRIBUCIÓN

Está conformada por paquetes gruesos de rocas verdes intercaladas con paquetes menores de metasedimentos, meta-volcánicos de color gris y gris verdoso, sin esquistosidad aparente. Están ampliamente distribuidos en la zona W del área de estudio, en donde la zona más occidental presenta paquetes de meta-andesitas de coloración verde intercalados con filitas grafitosas y cuarcitas, con un aumento de la concentración de filitas grafitosas hacia el oriente. Paquetes de rocas y esquistos verdes afloran en las cercanías de los poblados de Taday, Gun y Saranca, mientras que una serie de meta-andesitas se las puede encontrar Santa Teresita, al NW de Pindilig UTM (757250;9710957), además de una serie de paquetes de meta-conglomerados están en la quebrada Colay, hasta la intersección con la margen izquierda del río Pindilig UTM (759369;9709100) donde empieza la Unidad El Pan. Algunas rocas verdes afloran en las cercanías del poblado de Biolán UTM (761014;9707871), próximo a paquetes de filitas grafitosas. La zona entre la quebrada Ingapata UTM (761674;9712821) al N, hasta las inmediaciones del poblado de San Antonio, es considerada como un contacto tectónico con la Unidad El Pan.

Algunas zonas donde se encuentran estos patrones se encuentran al E del poblado de Aychupata UTM (758239;9710669) o más al S cerca del poblado de Llamacón UTM (762384;9702596).

3.2.1.1.2 CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

Los afloramientos de la zona occidental, en la vía Gun-Hualapán, se caracterizan por presentar un alto grado de meteorización, pero se logran distinguir paquetes de rocas verdes formadas por meta conglomerados ligeramente foliados con textura afanítica y menor ocurrencia de filitas silicificadas intercaladas con metasedimentos donde mantienen una dirección N30-40°E buzando 66-80°SE. Están expuestos en la quebrada Chalacay al S del poblado de Gun en dónde afloran rocas verdes diaclasadas con menor cantidad de meta sedimentos. En las cercanías del poblado de Biolán aflora un conjunto de rocas verdes, ligeramente foliadas, próxima a filitas grafitosas de la Unidad El Pan. (**Figura 3.1**)

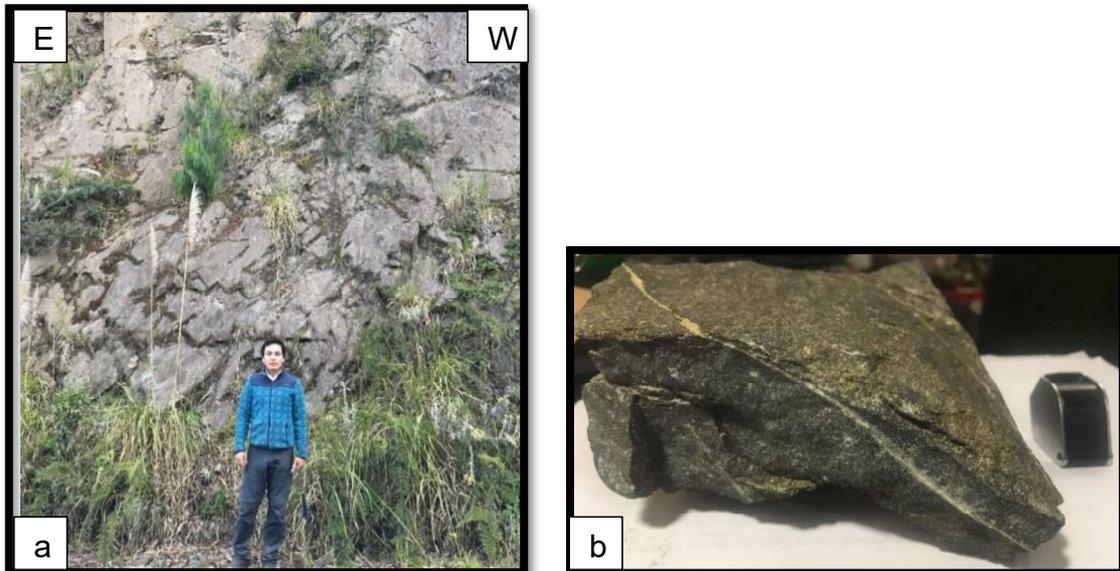


Figura 3.1 a) Afloramientos de meta andesita diaclasadas. b) Detalle de meta andesita, de coloración verde con vetillas de cuarzo lechoso y epidota (metamórfica). Al S de San Francisco de Biolán UTM; 760870;9707863

Hacia el oriente, a lo largo de la vía Hualapán-Manzanapata la cantidad de meta andesitas disminuyen y afloran esquistos pelíticos de color crema, con foliación subvertical de dirección NE buzando SW (Unidad El Pan).

En la zona NW del área de estudio en la vía Saracay-Pindilig, afloran meta lavas masivas de color verde ligeramente foliadas junto con filitas grafitosas y cuarcitas sucias donde aún se distinguen relictos de texturas porfíricas en una matriz de vidrio y plagioclasa atribuidas a una meta andesita. Mantienen el mismo patrón estructural descrito anteriormente, con un cambio en la dirección de foliación de E-

W buzando al N, hasta la confluencia de la vía con el río Dudas, donde cambian de dirección a NE buzando al SE.

Al E del poblado de Aychupata, afloran un conjunto de meta andesitas, intercaladas con filitas grafitosas y cuarcitas sucias, sobreyacidas por un esquisto pelítico de la Unidad El Pan, este contacto mantiene una dirección N43°W buzando 53°NE. La cantidad de meta andesitas disminuye hacia el E, incrementando la potencia de filitas grafitosas. (**Figura 3.2**)

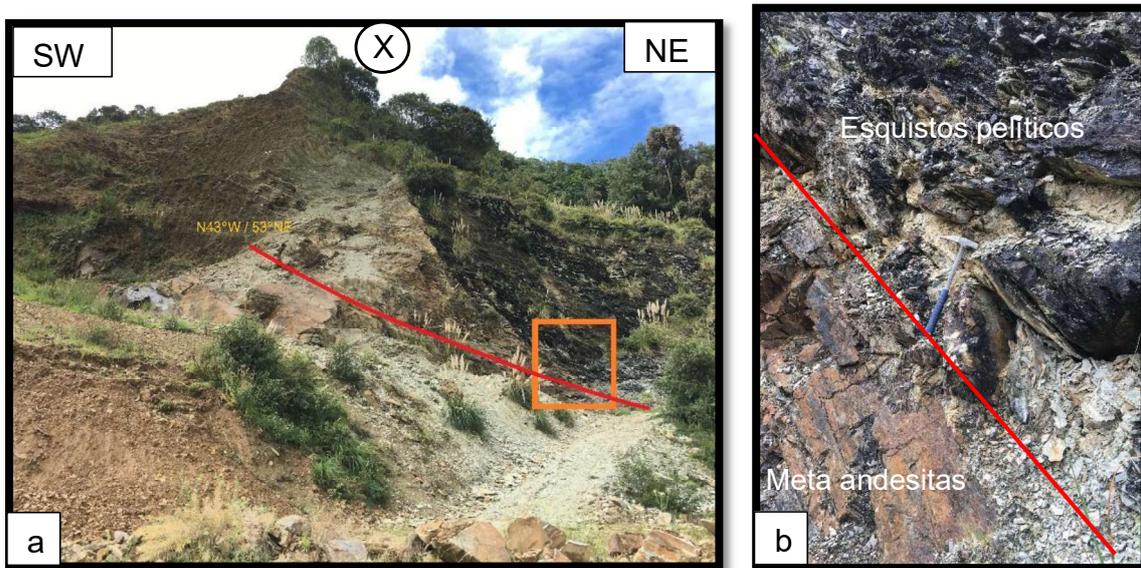


Figura 3.2 a) Afloramiento del contacto tectónico entre meta-andesitas (Unidad Alao-Paute) y esquistos pelíticos (Unidad El Pan) en dirección N43°W buzando 53°NE. b) Foto a detalle del contacto donde se aprecia algunas intercalaciones de filitas grafitosas con meta-andesitas ligeramente silicificadas en contacto con esquistos pelíticos. Al E de Aychupata UTM (758239;9710669).

3.2.1.1.3 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Las rocas verdes, microscópicamente presentan una textura pórfido-nematoblástica inequigranular, compuesta por cristales alotriomorfos de actinolita (45%), epidota (20%) (~10µm), biotita (30%), clorita (5%), con porfiroblastos de textura poiquilítica de plagioclasa (~1mm) con maclas simple y polisintética con inclusiones de actinolita, algunas plagioclasas presentan alteración a epidota. (**Figura 3.3**)

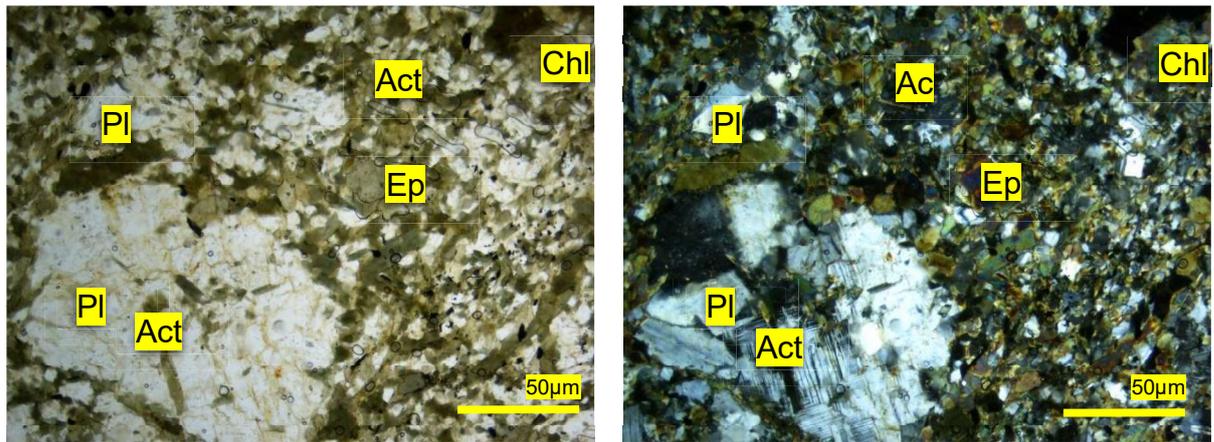


Figura 3.3 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de una roca verde con porfidoblastos. Muestra PIJ-AR-18.

3.2.1.2 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

La Unidad Alao-Paute en el área de estudio se encuentra al W, del cerro Palcoyacu, donde presenta meta-andesitas, meta conglomerados y rocas verdes (Pindilig, Taday y Aychupata). Tanto los esquistos verdes como las meta andesitas afloran esporádicamente hacia el E, y aumentan los afloramientos de esquistos pelíticos, filitas y esquistos grafitosos atribuidos a la Unidad El Pan, por lo que en este trabajo se interpreta como un contacto tectónico como consecuencia de una zona de falla vista entre la Unidad Alao-Paute y El Pan.

Bristow (1973), denomina a estas rocas como volcánicos San Francisco, formado por meta andesitas, meta tobas y filitas, en contacto con los esquistos de la Unidad El Pan, constituidos por esquistos grafitosos junto con esquistos pelíticos. El contacto tectónico mantiene una dirección NE-SW.

La edad propuesta para la unidad es Jurásico Medio-Tardío (Aspen and Litherland, 1992) basada en el contenido de palinoflora en muestras de cantos rodados de la Unidad Maguazo. Riding (1989), en muestras de la Unidad Maguazo indica edades Jurásico Medio (Batoniano Superior) a Cretácico Inferior (Barremiano Tardío). Cochrane R. (2013) presenta edades U/Pb para el comienzo de la depositación de las rocas del Arco Alao (163.7 Ma) y edades heredadas de 2.4 Ga, sugiriendo que el arco se desarrolló en las proximidades a la corteza continental de Sur América.

Edades K/Ar sugeridas por Litherland et al. (1994) de 115 ± 12 Ma y 142 ± 36 Ma son consideradas como edades de reajuste.

3.2.1.3 INTERPRETACIÓN

Bristow (1973), denomina a esta zona como Meta volcánicos San Francisco, intercalada con cuarcitas Ingapirca y esquistos de El Pan. Litherland et al. (1994), diferencia a los esquistos El Pan, por poseer mayor grado metamórfico que la Unidad Alao-Paute, con rocas volcano-sedimentarias con menor cantidad de cuarcitas.

En este trabajo se propone una zona de falla entre rocas pelitas y meta volcanosedimentos (Unidad El Pan) con meta-andesitas y meta-tobas (Unidad Alao-Paute). Las características tomadas para su discriminación se basan tanto en las asociaciones minerales, como en la deformación, que en la Unidad El Pan es mayor a Alao-Paute, donde presentan una esquistosidad desarrollada y sus límites son tectónicos, cortado por el lineamiento Resul en sentido NE-SW.

En general la asociación mineral, de la Unidad Alao-Paute es cuarzo \pm plagioclasa \pm sericita \pm carbonatos, actinolita, epidota, clorita, biotita, y otras zonas con actinolita \pm zoisita + clorita \pm sericita que corresponde a asociaciones de metamorfismo en facies de esquistos verde.

3.2.2 UNIDAD EL PAN

Corresponde a los esquistos El Pan de Bristow (1973). Está compuesta principalmente por rocas metamórficas de protolito volcano-sedimentario, dominada por esquistos verdes de cuarzo-calcita-clorita, filitas de cuarzo-sericita, esquistos grafitosos, esquistos de actinolita-clorita, esquistos de cuarzo-albita-epidota-clorita, esquistos de actinolita-clorita, mármoles negros, rocas calcosilicatadas ricas en epidota, rocas de clinozoisita-tremolita y menor cantidad cuarcitas. Lo que sugiere metamorfismo de tobas, arcillas y calizas; no hay evidencia de lavas fuertemente milonitizadas (Litherland et al., 1994).

Está expuesta en la parte central y oriental del área de estudio, se encuentra aflorando intermitentemente en las cercanías a los poblados de Desincho UTM (761539;9708952), Shall UTM (762664;9710735), en la quebrada Tasqui, Selel, en la cantera denominada Guarainag, y en el flanco occidental del cerro Palcoyacu de la Juntas UTM (759233;9705789). Afloramientos de rocas volcano-sedimentarias deformadas se encuentran desde las cercanías del poblado de Aychupatala UTM (758239;9710669), hasta las proximidades al poblado de Hualapán UTM (759033;9707859). Mientras que en la margen derecha del río Paute, las rocas afloran a lo largo de la vía Las Palmas-La Ermita, donde se observan intercalaciones de meta volcánicos, esquistos pelíticos con menor cantidad de cuarcitas. Esta unidad en la parte central, se extiende de N a S.

Las litologías descritas a continuación tienen una asociación mineral indicativa de facies de esquistos verde. Se encuentra limitada al W por meta-conglomerados y meta andesitas de la Unidad Alao-Paute.

3.2.2.1 LITOLOGÍA

3.2.2.1.1 ESQUISTO ACTINOLITA-CLORITA

3.2.2.1.1.1 DISTRIBUCIÓN

Los principales afloramientos de los esquistos con actinolita-clorita están en la zona central del área de estudio, se extienden desde el SW del poblado de Coyal Alto, en la cantera denominada Guarainag UTM (763133;9706524), la cuchilla Huiñahuarte UTM (763547;9708258), donde llegan a las inmediaciones del río Paute, extendiéndose hacia el sur hasta el poblado Loma Colorada UTM (760037;9698913). Mientras que, hacia el N en dirección al poblado de Shall se los encuentra en el poblado y la entrada SW de Shall UTM (763576;9709747), intercalada con un conjunto de filitas grafitosas que se extienden hasta la quebrada Ingapata UTM (761694;9712752), donde mantienen un contacto transicional con esquistos grafitosos.

3.2.2.1.1.2 DESCRIPCIÓN DEL AFLORAMIENTO

Al SW del poblado Coyal Alto, los afloramientos se encuentran principalmente en la cantera Guarainag, donde afloran esquistos con actinolita-clorita, distinguiéndose proporciones variables de anfíbol, cuarzo, plagioclasa y clorita, formando bandas

de diferentes tonalidades. Las proporciones de anfíbol, cuarzo y plagioclasa varían hacia el N. De acuerdo a la proporción de minerales, estas litologías forman capas de 2-5 cm de diferentes tonalidades. Estas rocas son descritas como cuarcitas Ingapirca por Bristow (1973). Hacia el S la dirección de la esquistosidad presenta rumbos entre N20-30°E/40-60°SE mientras que, al N estas direcciones cambian a N70-80°E/25-45°SW. Estructuralmente estas litologías se encuentran formando pliegues con eje axial con vergencia al NE, cortados por juegos de diaclasas ubicados en los flancos y al interior de las charnelas, posiblemente debido a su origen compresivo. (**Figura 3.4**)

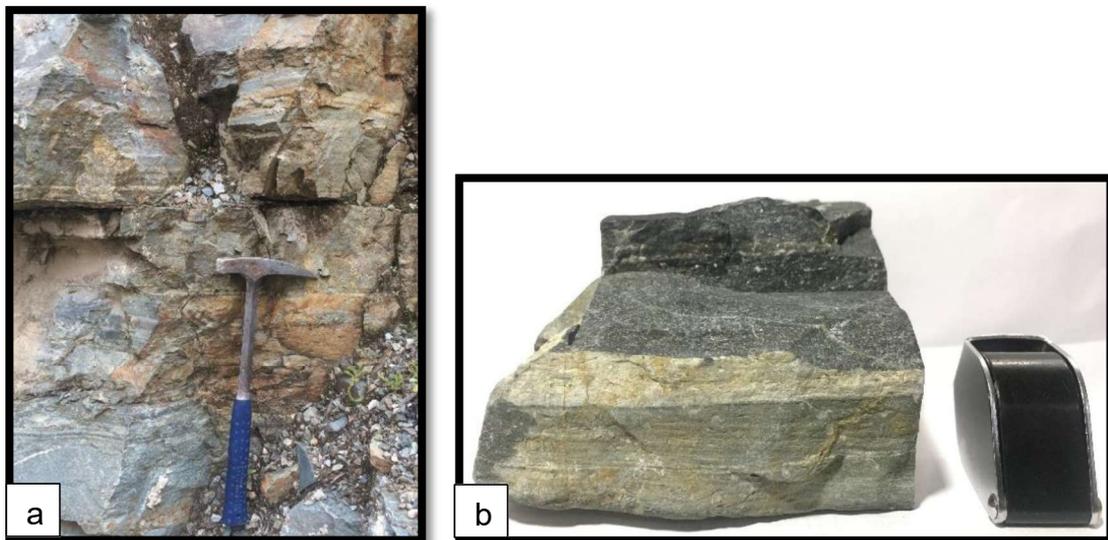


Figura 3.4 a) Esquisto de actinolita-clorita en la zona SW del poblado de Sarán UTM:763767,9708367. b) Muestra de mano donde se observa la anfíbolita (color verde oscuro) y el esquisto de cuarzo, plagioclasa y actinolita (color crema), manteniendo la estructura original de la roca que fue metamorfoseada. Ubicada en la cantera Guarainag UTM: 763133,9706524.

Similares afloramientos se encuentran en la entrada SW de Shall, limitando a través de un contacto tectónico con litologías diaclasadas pertenecientes al complejo Tampanchi. En esta zona los esquistos se diferencian por tener alto contenido de anfíbol, plagioclasa, clorita y poca moscovita. Esta litología está constituyendo plegamientos en dirección aproximada N35-40°E/25-30°SE (**Figura 3.5**). Se aprecia la fase de plegamiento principal que afectó a las litologías de la Unidad El Pan, que se correlaciona con los pliegues de la cantera Guarainag.



Figura 3.5 Esquema de antiformas conformadas por esquistos con actinolita-clorita de la Unidad El Pan en contacto discordante con litologías del complejo Tampanchi que evidencian una dirección de diaclasamiento (60/58), SW del poblado Shall UTM:763572;9709726.

En el flanco oriental, en la quebrada Gaeguel, afloran esquistos de cuarzo, plagioclasa, epidota, tremolita y clorita, con alto grado de meteorización, en una matriz limo arcillosa, formando pliegues, con el eje axial en la misma dirección de los descritos en la cantera Guarainag. Presentan alta deformación. (**Figura 3.5**)

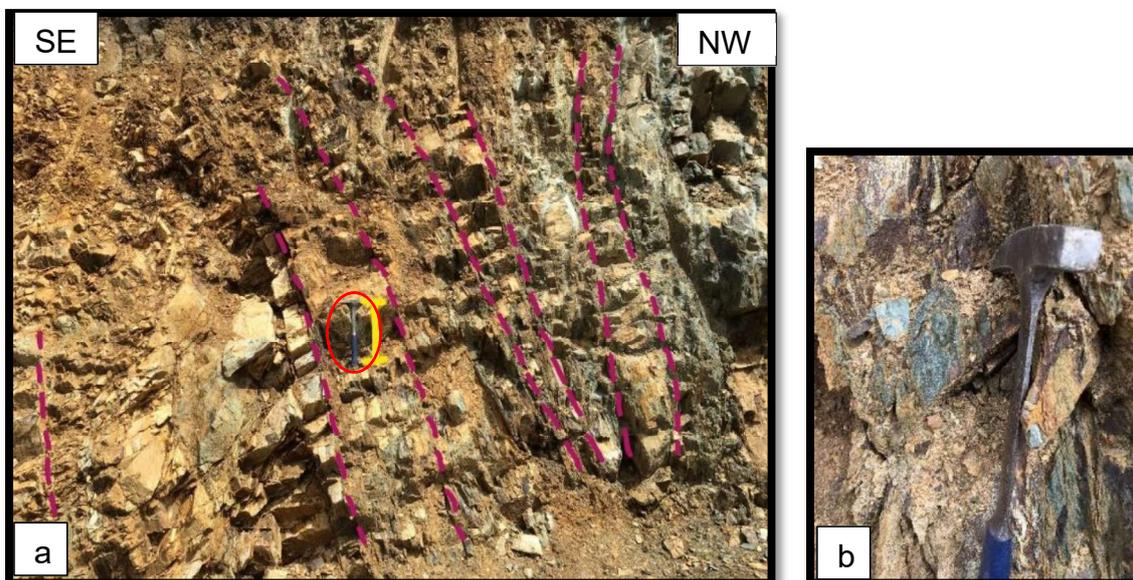


Figura 3.5 a) Afloramiento de esquistos deformados, formando pliegues anticlinales, con alto grado de meteorización, con el eje axial dirección NE (en círculo rojo escala de martillo). **b)** Detalle de la deformación dentro del pliegue. Se encuentra en la margen izquierda de la quebrada Gaeguel UTM: 762208;9704873.

En la zona oriental del área de estudio, a lo largo de la vía Palmas-La Ermita, afloran en conjunto paquetes de meta volcánicos de coloración verde, algunos con

presencia de vetillas rellenas de epidota, encontradas a lo largo de la quebrada Honda, junto con esquistos grafitosos, que se extienden hasta las cercanías de la quebrada Chalacay UTM (764625;9701924). Hacia el N, se intercala con filitas con cuarzo-sericita, filitas verdes al igual que esquistos con cuarzo, plagioclasa, mica blanca y clorita. A lo largo de vía en dirección al poblado de La Ermita (al N), prevalecen las litologías más pelíticas como esquistos grafitosos, filitas verdes, filitas ricas en cuarzo y grafito, en comparación con paquetes meta volcánicos que se ubican hacia el S de la vía. Generalmente los esquistos presentan una ligera foliación en dirección NE buzando 40-60°NW.

3.2.2.1.1.3 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Las rocas ubicadas entre la quebrada Tasqui y la cantera Guarainag, macroscópicamente presentan bandas de tonalidades verdes y cremas con direcciones paralelas al plano axial al eje del pliegue; las bandas verdes oscuras, microscópicamente presentan textura nematoblástica con cristales idiomorfos de actinolita (45%), clorita (23%), epidota (20%) (~10µm), acompañada de plagioclasas con macla polisintética (10%) y en menor cantidad (<2%) cuarzo (~6µm) junto con minerales opacos. La roca es un esquisto con actinolita-clorita (facies de esquisto verde). Presenta una dirección de foliación de los minerales opacos paralelo al límite de las diferentes concentraciones de minerales. (**Figura 3.6**)

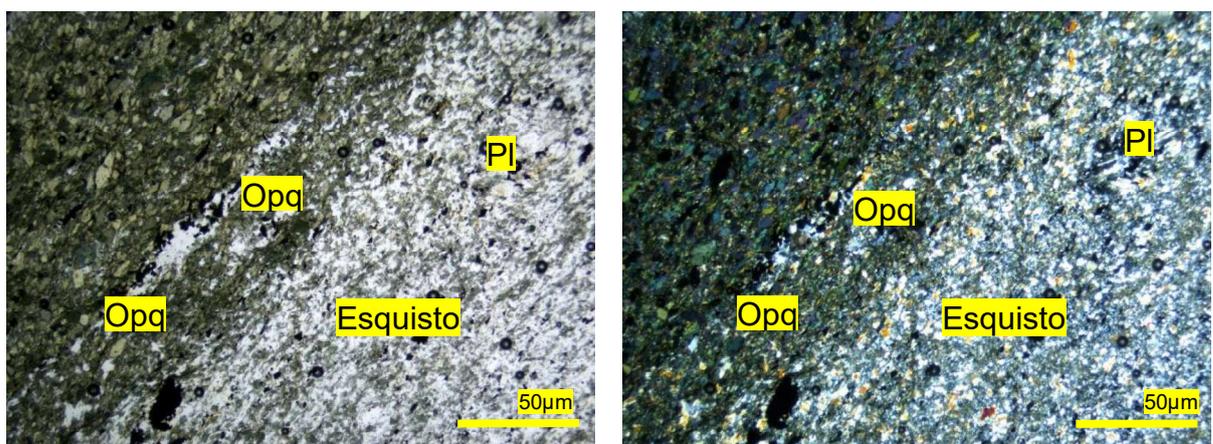


Figura 3.6 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de un esquisto con actinolita-cuarzo. Muestra PIJ-AR-45.

Las bandas de color crema, presenta esquistosidad con texturas porfiro-nematoblástica de cristales subidiomorfos a alotriomorfos de plagioclasa (35%) (~5µm), rodeando porfidoblastos de plagioclasa (17%) (~20µm). En la matriz tiene actinolita-tremolita (30%), clorita (algunas por alteración), epidota (13%) y menor cantidad de zoisita-clinozoisita (4%) y opacos (1%). La roca es un esquisto de cuarzo-plagioclasa-actinolita (facies de esquisto verde).

Las rocas presentes al SE del poblado de Sarán y en la cuchilla Huiñahuarte, evidencian mayor deformación, reflejado por microestructuras de crenulación. Está constituido por minerales subidiomorfos con textura nematoblástica, de tremolita-actinolita (50%), junto con minerales alotriomorfos de plagioclasa (albita) (20%) (25-30µm), epidota (15%), clorita (10%) y menos de (5%) sericita. Presenta algunos porfidoblastos redondeados de plagioclasa y cuarzo recrystalizado. En la margen derecha del río Paute estas litologías se mantienen. (**Figura 3.7**)

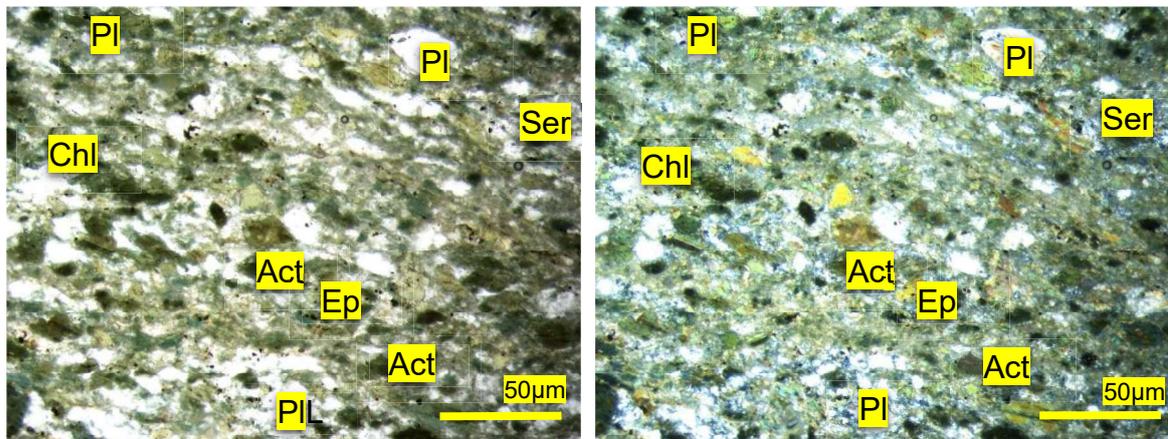


Figura 3.7 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de anfíbolita y esquisto de actinolita-clorita-epidota. Muestra PIJ-AR-80.

En el poblado de Shall, presentan una textura milonítica con porfidoblastos seriados de plagioclasa (albita) con macla simple y zonación (25%), tremolita (15%). La matriz está constituida por cuarzo (35%), epidota (10%), clinozoisita (5%) y clorita (5%). Algunas plagioclasas presentan alteración a sericita. (**Figura 3.8**)

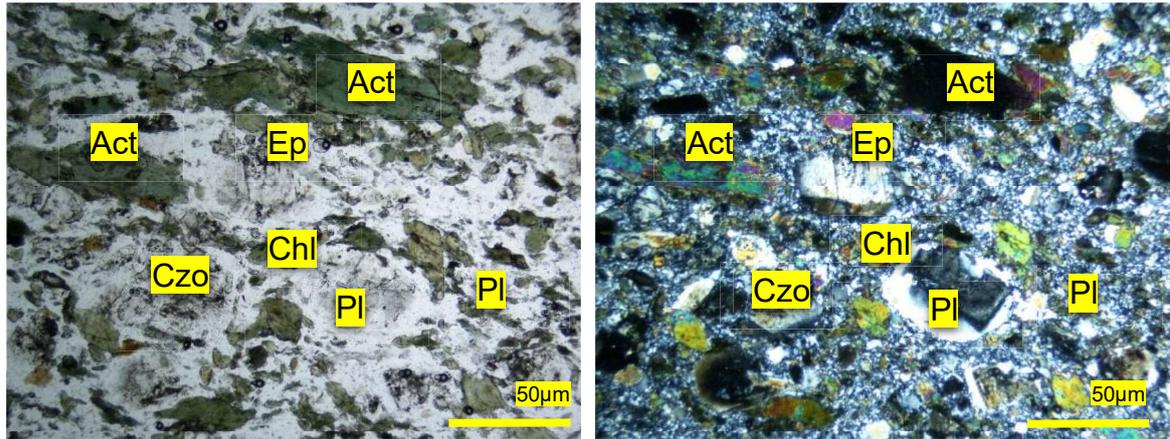


Figura 3.8 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4,5x) de esquistos con actinolita-clorita-zoisita-plagioclasa. Muestra PIJ-AR-37.

Esquistos actinolita-clorita-zoisita-plagioclasa, presentan una textura granonematoblástica, conformada por cristales de actinolita (15%), junto con cristales subidiomorfos de plagioclasa seriada desde un (20%) (~50µm), hasta constituir cristales alotriomorfos de plagioclasa (30%) (~5µm), además de sericita (5%), zoisita (20%), clorita (15%) y óxidos (<1%). (**Figura 3.9**)

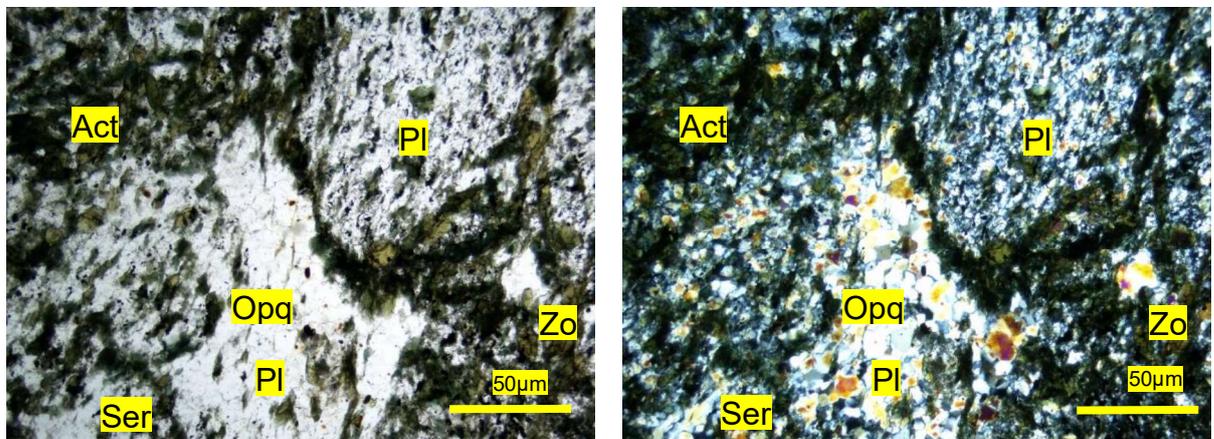


Figura 3.9 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de esquistos actinolita-clorita-clinozoisita. Muestra PIJ-AR-39.

3.2.2.1.2 ESQUISTOS CON EPIDOTA-CLORITA-PLAGIOCLASA

3.2.2.1.2.1 DISTRIBUCIÓN

Esquistos ricos en epidota, afloran en las inmediaciones a del poblado de Shall, en el límite NE del complejo Tampanchi. Similares litologías son apreciadas al S del

poblado de Biolán, cercanas al límite SW del complejo Tampanchi UTM (761050;9707853).

3.2.2.1.2.2 CARACTERÍSTICAS DE LOS AFLORAMIENTOS

En la vía Shall-Hidroeléctrica Mazar, al NE del poblado de Shall, esquistos con epidota-clorita-plagioclasa están deformados generando fábricas con buzamientos subverticales con rumbo andino. (**Figura 3.10**)

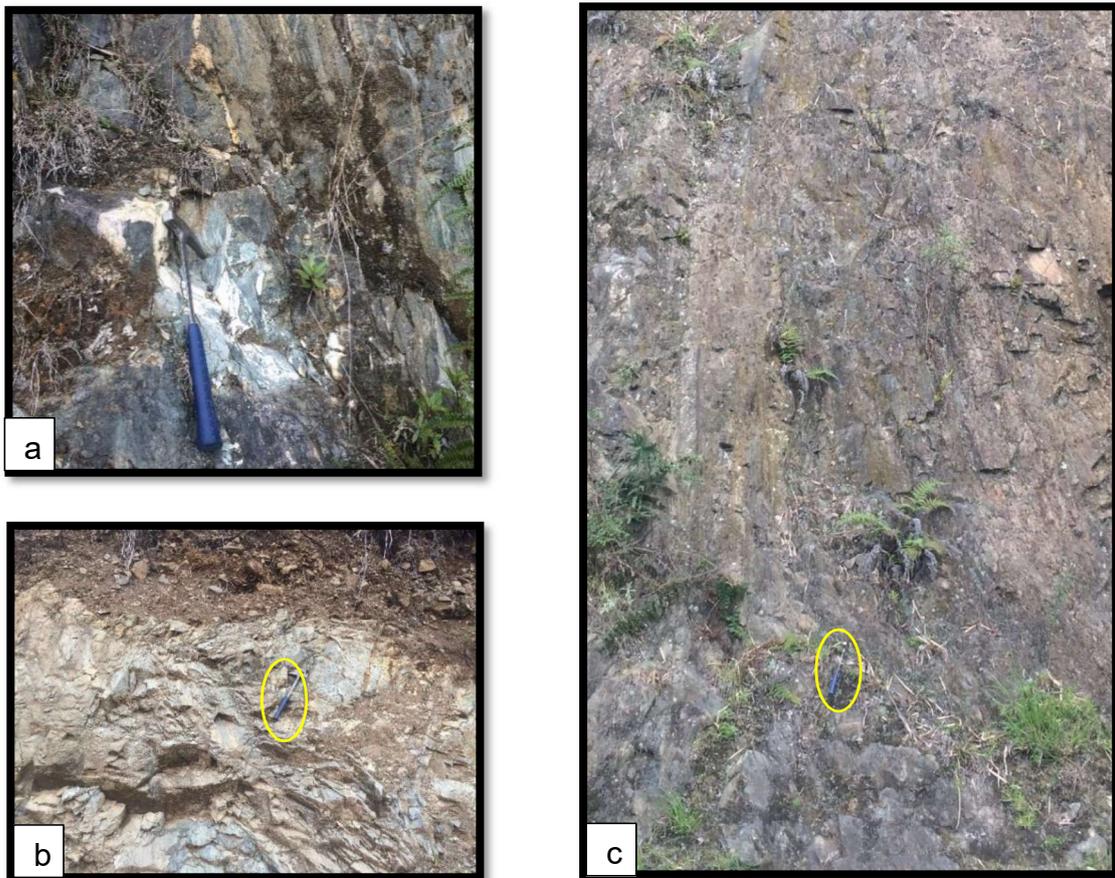


Figura 3.10 a) Característica del afloramiento con foliación subvertical compuesto por esquistos con epidota-clorita-plagioclasa. Se encuentra al NW del poblado de Shall UTM: 762548;9710673. b) Afloramiento de esquistos de anfíbol, plagioclasa y cuarzo, en afloramiento cercano a litologías del complejo Tampanchi. Sector SW del poblado de Shall UTM:763345;9709525 c) Foliación subvertical de esquistos con epidota-clorita-plagioclasa, localizada en límite NE del complejo Tampanchi. Se encuentra en la vía Shall-Hidroeléctrica Mazar UTM: 762548;9710673. En círculo amarillo martillo como escala.

Al S de Desincho en el límite NW y NE del complejo Tampanchi, se aprecian un conjunto de litologías de coloración café oscuro, tienen ligera foliación que no se distingue en lámina delgada, esta litología aflora junto a filitas grafitosas en menor cantidad. Esquistos ricos en epidota tienen foliaciones subverticales.

3.2.2.1.2.3 DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA

Esquistos ricos en epidota están constituidos por cristales idiomorfos a alotriomorfos, de porfiroblastos de plagioclasa (15%) con maclas polisintéticas y macla simple, en una matriz compuesta de epidota (35%), zoisita (26%), cuarzo (10%), moscovita (10%), clorita (12%) y óxidos (2%). Si bien no presenta un bandeamiento bien marcado se puede observar orientación de cristales de cuarzo. (Figura 3.11)

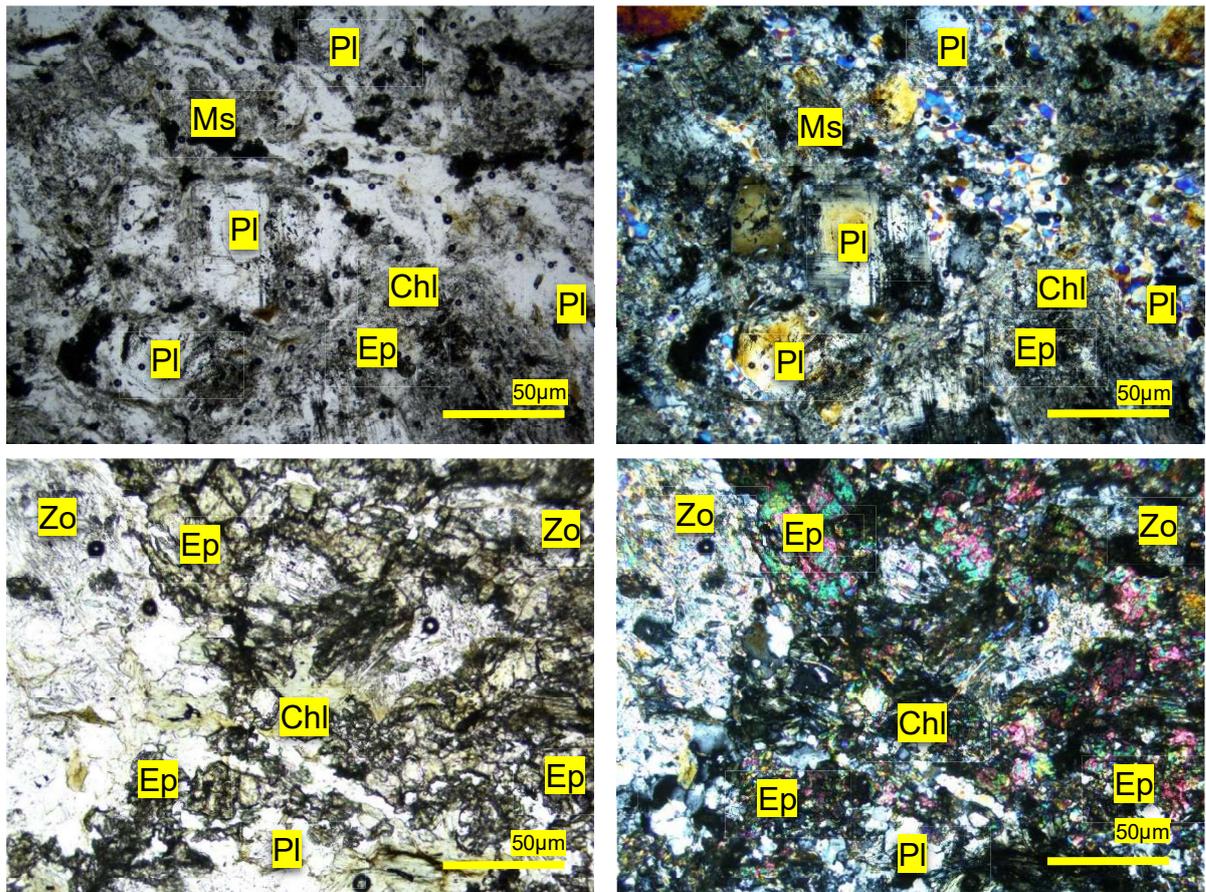


Figura 3.11 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de esquistos con epidota-clorita-plagioclasa Muestra PIJ-AR-60.

La asociación mineralógica generalmente para los esquistos de actinolita-clorita y esquistos con epidota-clorita-plagioclasa, indican que la roca proviene de un protolito máfico y mantienen una facies metamórfica de esquistos verde.

3.2.2.1.3 ESQUISTO CON MOSCOVITA-ALBITA-CARBONATO

3.2.2.1.3.1 DISTRIBUCIÓN

A lo largo de la quebrada Selel UTM (762857;9704077), se los puede ubicar desde la confluencia de la quebrada Selel con el río Paute hasta el cerro Palcoyacu de las Juntas UTM (759907;9705288). En la quebrada Selel a la altura del poblado de Bella Unión, se observa el contacto de esta litología con la terraza morfológica Guarainag UTM (762857;9704077). En la margen derecha del río Paute, se evidencia en las desembocaduras de la quebrada Chalacay UTM (764538;9702976) en el S, hasta la margen izquierda de la quebrada Jordán UTM (765049;9706132) al N.

3.2.2.1.3.2 DESCRIPCIÓN DE AFLORAMIENTO

Los afloramientos de la quebrada Selel, presentan un bajo grado de meteorización. Presentan fracturas en dirección NW buzando SE y se caracterizan tener planos de esquistosidad bien desarrollados. Tiene bandas de diferente coloración en dirección N60E buzando 30SE, con alto grado de meteorización en otros sectores a lo largo de la vía Selel-Guarainag esta característica no se observa. Al SE de Bella Unión, en la quebrada Selel, subyace a la terraza morfológica Guarainag.

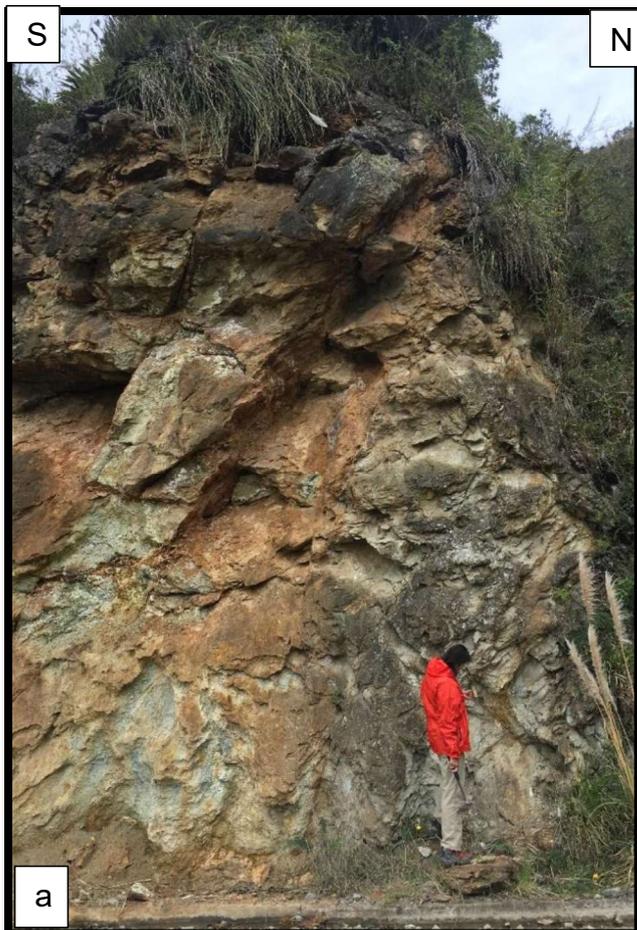


Figura 3.12 a) Esquisto de clinozoisita-tremolita altamente deformado, aflorando b) Detalle de afloramiento donde se aprecian finas laminas desarrolladas en forma heterogénea. c) textura esquistosa, con oxidación debido a que algunas muestras presentan pirita. Quebrada Selel UTM:762333;9704180.

Los afloramientos al SE de Bella Unión, están cubiertos por potentes coluviales de 10-15 metros, los mismo que conforman una terraza aluvial conocida como Terraza Guarainag. (**Figura 3.12**)

La continuación hacia el N, llega hasta la quebrada Tasqui, donde se encuentra sobreyacida por esquistos y filitas grafitosas, su contacto se lo puede observar, en la margen derecha del río Paute, dentro de la quebrada Jordán.

3.2.2.1.3.3 DESCRIPCIÓN MINERALÓGICA

La roca presente a lo largo de la margen derecha de la quebrada Selel, no evidencia algún tipo de alteración, algunas muestras presentan cantidades inferiores de pirita rellenando vetas. Microscópicamente posee textura milonítica y porfidoblástica. Es apreciable su esquistosidad en muestra de mano. Mineralógicamente está constituido por porfidoblastos de plagioclasa (20%). La matriz está constituida por carbonatos (15%), moscovita (45%), clinozoisita (10%), tremolita con bajo porcentaje de cuarzo y plagioclasa (5%). (**Figura 3.13**)

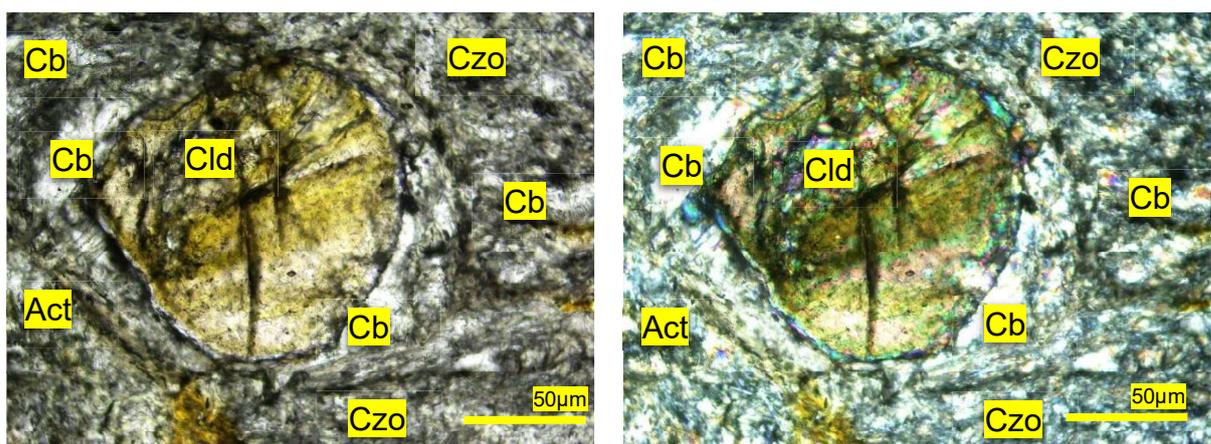


Figura 3.13 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de un esquisto con moscovita-plagioclasa-carbonato. Muestra PIJ-AR-47.

3.2.2.1.4 FILITAS Y ESQUISTOS GRAFITOSOS

3.2.2.1.4.1 DISTRIBUCIÓN

Se aprecia en las inmediaciones del poblado de San Pedro en la quebrada Colay UTM (760210;9709440) donde afloran en la margen izquierda intercaladas con el esquito con moscovita-albita-carbonato, está llegando aflorar solo esta litología ya en las cercanías del río Paute al SE de la desembocadura del río Pindilig como bloques caídos. Mientras que cerca de la confluencia de la quebrada Tasqui UTM (763732;9706672), con el río Paute esquistos grafitosos se encuentran subyaciendo a los esquistos con actinolita-clorita. Se los puede encontrar de igual manera al W del cerro Palcoyacu de las Juntas UTM (759233;9705789), al norte en la quebrada Ingapata UTM (761694;9712752).

Los esquistos grafitosos que afloran en la margen derecha del río Paute (zona oriental del área de estudio), se encuentran en quebrada Palcoyacu UTM (767065;9707986), donde afloran esporádicamente hacia el S, a lo largo de la vía entre los poblados Chalacay-Cruz Pamba, mientras que al N a la altura del poblado Cola de San Pablo UTM (770314;9715416), esta litología vuelve aflorar.

3.2.2.1.4.2 DESCRIPCIÓN DEL AFLORAMIENTO

Los esquistos grafitosos en las inmediaciones del río Paute al SE de la desembocadura del río Pindilig, se encuentran de forma de bloques caídos altamente meteorizados donde se aprecian estructuras tipo chevron, mientras que en la quebrada Tasqui, a la altura del poblado de Coyal Alto, afloran junto con cuarcitas y filitas grafitosas con lentes de cuarzo. En el camino Coyal Alto-Sahuarpirca, en dirección al N, hacia la cuchilla Huiñahuarte se presentan pequeños afloramientos de esquistos grafitosos, con alto grado de meteorización, presentando una coloración ocre que reflejaría la alteración de óxidos de hierro. **(Figura 3.14)**

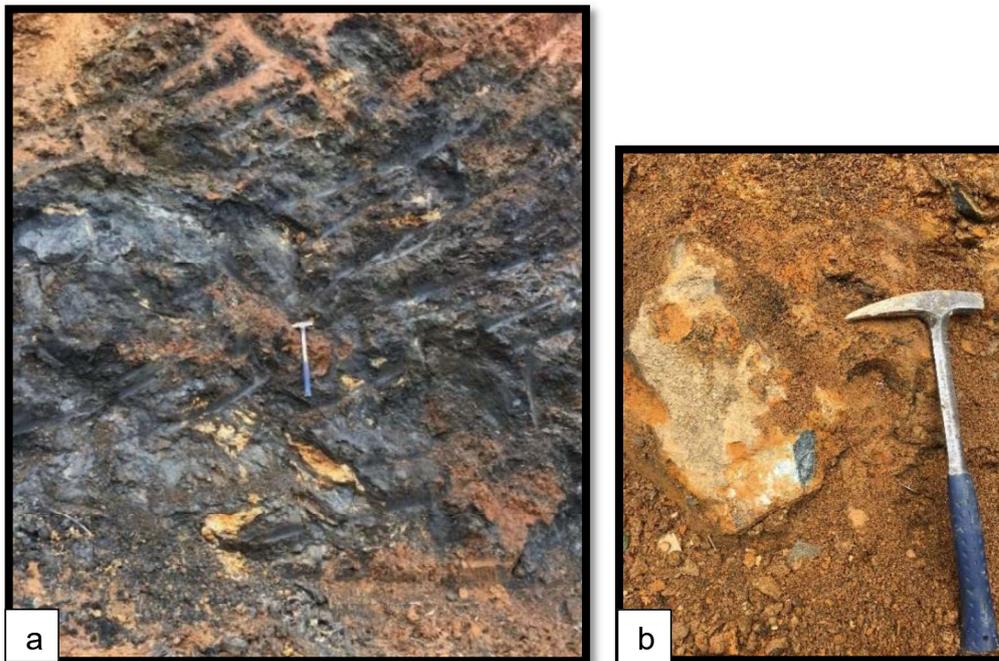


Figura 3.14 a) Esquistos grafitosos ferruginosos deformados, con bloques de cuarzo. UTM (759233;9705789). b) Filitas grafitosas con alto grado de oxidación. UTM (759208;9706659).

En el flanco occidental del cerro Palcoyacu de las Juntas, se encuentran esquistos y filitas grafitosas con lentes de cuarzo, que englobando líticos de ~40 cm de diámetro, de rocas verdes. Los afloramientos presentan alto grado de meteorización, rodeados por un suelo limoso. Los lentes de cuarzo, permiten relacionarlo con los esquistos grafitosos frescos encontrados en la quebrada Tasqui.

En la quebrada Chalacay afloran de forma intermitente, intercalado con esquistos de moscovita-albita-carbonato aumentando su potencia hacia el N, hasta la quebrada Palcoyacu, generalmente las zonas próximas a los esquistos presentan alto contenido de cuarzo-sericita. En hacia el N, la litología es dominada por esquistos hasta la altura del poblado Cola de San Pablo afloran cerca de un conjunto de esquistos actinolita-clorita, donde no se conoce bien su relación.

3.2.2.1.4.3 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Las filitas grafitosas microscópicamente presentan minerales alotriomorfos de grafito (45%), sericita (30%), plagioclasa (10%) y a su vez mantienen una coloración

verdosa relacionada a un contenido de clorita (15%), algunos rastros de minerales de cuarzo son casi imperceptibles. (**Figura 3.15**)

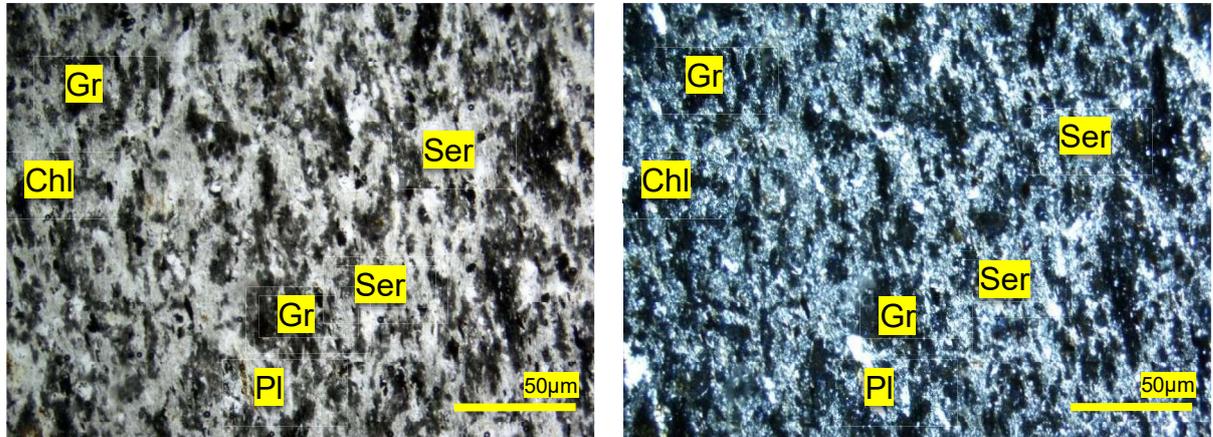


Figura 3.15 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de filita grafitosa. Muestra PIJ-AR-57

3.2.1.2.5 ESQUISTO PELÍTICO

3.2.2.1.5.1 DISTRIBUCIÓN

Afloran al W de la zona de estudio, en la vía Gun-Manzanapata, y en las quebradas ubicadas al NE del poblado de Gun UTM (757953;9707784) o al SE del poblado Manzanapata UTM (762333;9704180), en los poblados de Chocar y Bolurco. En la parte occidental, tiene intercalados paquetes de meta tobas o meta-andesitas, aumentando a cuarcitas y filitas grafitosas hacia la parte oriental. Esta periodicidad se extiende hasta la quebrada Sircay UTM (759378;9707302), donde existe un cambio morfológico con aumento de pendiente. Esta zona representa un cambio paulatino de rocas de la Unidad Alao-Paute, a zonas más pelíticas de la Unidad El Pan.

En muestra de mano los esquistos tienen estructura inicial (S_0), y posterior metamorfismo formando una foliación esquistosa (S_1) acompañada por un evento de deformación posterior o sincrónico, generando microplegues de crenulación (C_1) como se indica en la (**Figura 3.17b**). Debido a metamorfismo regional de la cordillera Real, tiene una dirección $N15^\circ E$ buzando $75^\circ SE$, similar al rumbo que adquiere la falla en el área de estudio.

3.2.2.1.5.2 DESCRIPCIÓN DEL AFLORAMIENTO

En la vía Gun-Manzanapata, los afloramientos presentan coloraciones cremas, con meteorización medio-alto principalmente en las quebradas. Tiene esquistosidades con rumbo NE-SW buzando 40° SE. La periodicidad de este tipo de litología es aproximadamente cada 70 metros limitada por afloramientos de meta tobas-meta andesitas, rocas verdes (Unidad Alao-Paute), hasta la quebrada Sircay donde las foliaciones, presentan rumbos NE-SW con buzamientos subverticales, generando un cambio topográfico (**Figura 3.17a**).

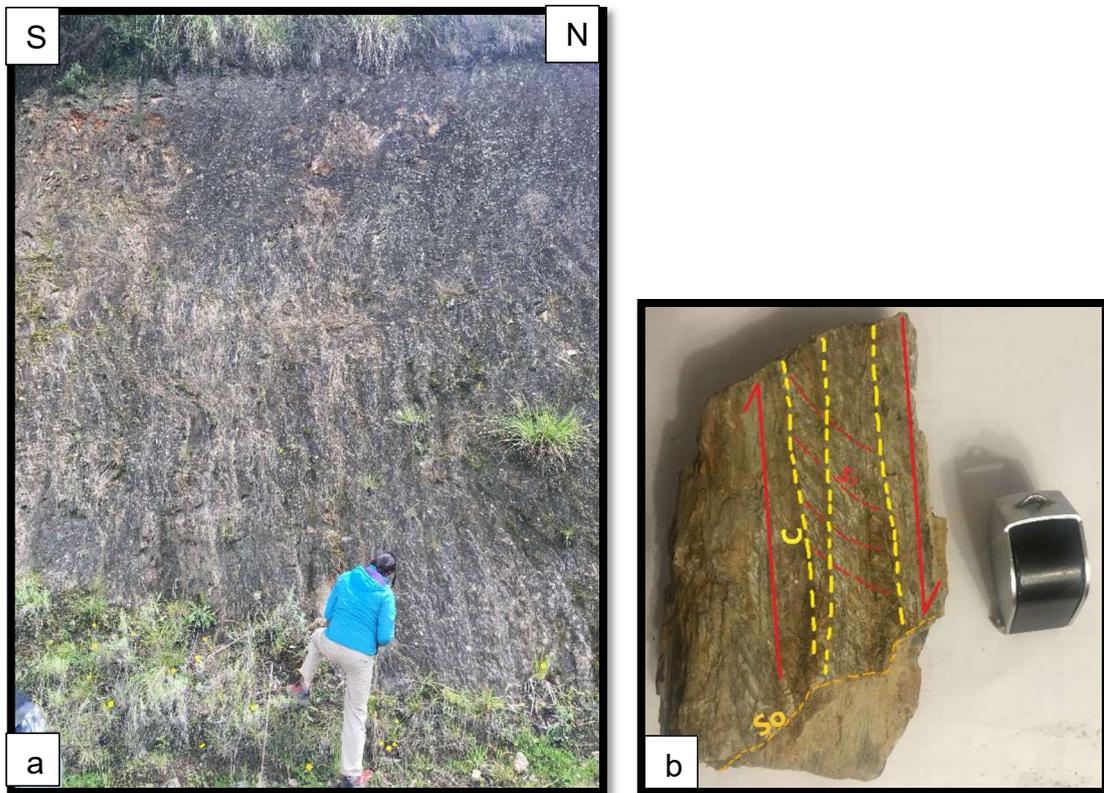


Figura 3.16 a) Esquisto pelítico, aflora principalmente en la parte W del área de estudio, intercalado con litologías de la Unidad Alao-Paute. Al SW del poblado de Manzanapata. UTM: (759131;9707732). b) Esquisto pelítico que ha desarrollado fabricas subverticales, en la margen derecha de la quebrada Sircay, al W del poblado de Manzanapata UTM (759131;9707732).

3.2.2.1.5.3 DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA

Las rocas poseen una esquistosidad bien desarrollada y crenulación, manteniendo la estructura del protolito sedimentario, con desarrollo de enclaves de cuarzo alargados en dirección de la esquistosidad, que es paralela a la estratificación

original y otros en dirección de la crenulación. Mineralógicamente presenta una textura lepidoblástica de cristales de paragonita o mica blanca fibrosa (variedad de moscovita) (45%), cuarzo con extinción ondulante (10%), plagioclasa (recristalizado a sericita) (15%), con menor cantidad de biotita (5%), clorita (5%), grafito (15%). Estructuras encontradas indican la estructura original paralela a la esquistosidad (S_1) en dirección N36°W buzando 25°SW, la cual está caracterizada por la alineación mineral de moscovita, misma que indica que posteriormente paso por otro evento de deformación que permitió el desarrollo de clivajes de crenulación (S_2) en dirección NE-SW buzando 80° SE. (**Figura 3.18**)

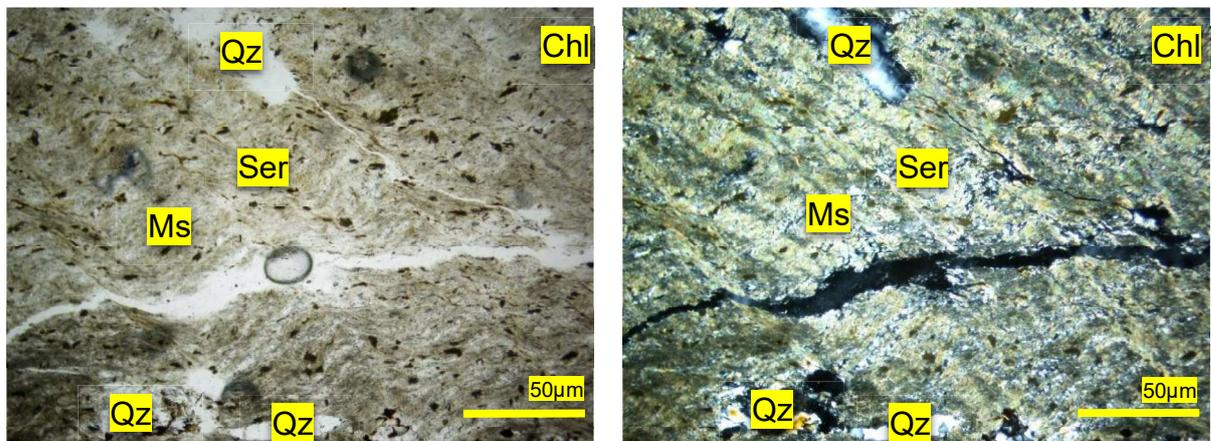


Figura 3.17 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de un esquistos de moscovita, sericita y cuarzo. Muestra PIJ-AR-54.

La asociación mineralógica generalmente para los esquistos con moscovita-albita-carbonato (protolito rocas carbonáticas), filitas y esquistos grafitosos y esquistos pelíticos, indican que la roca proviene de un protolito pelítico y mantienen una facies metamórfica de esquistos verde.

3.2.2.2 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

La Unidad El Pan está limitada al E por la Unidad Alao-Paute. Según Litherland et al, (1994) su contacto se encuentra al E del Plutón Amaluza, que se encuentra fuera del área de estudio. Mientras que al W existe un contacto tectónico donde la Unidad Alao-Paute mantiene litologías de origen volcánico, próximas con litologías pelíticas hacia el oriente (Unidad El Pan), llegando hasta litologías conformadas por

esquistos con epidota-clorita-plagioclasa junto con filitas grafitosas que limitan el complejo Tampanchi. El contacto tectónico entre la Unidad Alao- Paute y El Pan, se puede apreciar desde el poblado Aychupata hasta San Pedro. Concordando con la interpretación de Litherland et al., (1994), el contacto entre estas dos unidades es tectónico. Hacia el S, fuera del área de estudio se puede apreciar un conjunto de rocas verdes próximas a esquistos pelíticos que rodean mármoles oscuros de la Unidad El Pan, en la vía Huaquichaca-Zapallohuayco. La edad está definida tentativamente mediante la identificación de *Uvaesporites* sp. (Riding, 1989b) pertenecientes al Jurásico Medio-Cretácico Temprano.

3.2.2.3 INTERPRETACIÓN

Las asociaciones de esquistos con moscovita-albita-carbonato y esquistos y filitas grafitosas, junto con la ausencia de rocas verdes masivas, lo distinguen de la Unidad Alao-Paute, ausente principalmente a partir del poblado de Gun hacia el E a largo de la vía Gun-Manzanapata, representan los productos distales del Arco Alao. La Unidad El Pan según Litherland et al. (1994), representa una secuencia marina de tras-arco del terreno Alao.

El evento provocado por una re-acreción (Terreno Guamote) de 115-100 Ma (Spikings et al., 2015), provocó la deformación de El Pan junto con la Unidad Alao-Paute, permitiendo el desarrollo de esquistos. Litologías de la Unidad El Pan, parecen estar en forma de escamas con respecto a la Unidad Alao-Paute exhibiendo esta zona de contacto entre estas unidades destacando que la falla en el área limita a estas litologías.

3.2.3 COMPLEJO MÁFICO-ULTRAMÁFICO TAMPANCHI

El Complejo Máfico - Ultramáfico Tampanchi (CMUT) consiste esencialmente de una secuencia de rocas máficas-ultramáficas de piroxenita, hornblendita, gabro, tonalita y anortositas que se encuentran cortando rocas metamórficas de la Unidad Alao-Paute (Litherland et al.,1994). La interpretación para este complejo fue la asociación con un intrusivo tipo Alaska debido a su distribución en forma de escamas concéntricas descrito por Pozo (1990). En general los afloramientos en el

CMUT, mantienen litologías bien marcadas y de fácil reconocimiento, de donde es evidente las relaciones de corte entre ellas.

Se encuentra en la parte central del área de estudio, en dirección NE-SW (rumbo andino) con dimensiones de 4-5 km de largo y un ancho ~2.6 km (Anexo 4). De W-E se extiende desde el poblado San Francisco de Biolán, hasta las cercanías del poblado de Tampanchi, donde la carretera corta a la Cuchilla Huiñahuarte (límite de las provincias Cañar y Azuay). Mientras que de N-S va desde el poblado de Shall, hasta el cerro Palcoyacu de las Juntas respectivamente (en la zona más elevada de la quebrada Tasqui).

En adelante cuando se mencione la zona N del complejo y la zona S, se tomará como referencia al río Pindilig debido a que corta el complejo de W-E en su parte central.

En este estudio, en el CMUT se identificó las siguientes litologías: piroxenita, hornblendita, gabro, tonalita (milonitizada) y anortosita.

3.2.3.1 LITOLOGÍA

3.2.3.1.1 PIROXENITA

3.2.3.1.1.1 DISTRIBUCIÓN

Esta roca se encuentra presente tanto en afloramientos, como xenolitos de las demás litologías. Los afloramientos se encuentran distribuidos en lugares puntuales del área de estudio: siendo más recurrente en la zona S del complejo, los principales afloramientos se encuentran a lo largo de vía Biolán-Guarainag, desde la cantera denominada Laguanpirca UTM (761616;9707791) en el W, desde este punto hasta el extremo E, la piroxenita se encuentra altamente diaclasada y meteorizada. En el extremo E del complejo al E del poblado de Tampanchi UTM (762596;9707311) y en la cantera Huiñahuarte UTM (763293;9707852) se presentan de forma discontinua. En la zona N del complejo aflora en la cantera denominada Desincho UTM (762249;9709330).

Los xenolitos se aprecian claramente a lo largo del complejo, formando parte de las litologías presentes en los afloramientos de la cantera de Laguanpirca, al E del poblado de Tampanchi y en la quebrada Tasqui UTM (762690;9706571), en el extremo SW del complejo. Es frecuente encontrar a los xenolitos en forma de líticos angulosos formando parte de coluviales, en los caminos que conducen al río Pindilig y en los alrededores de los poblados de Sarán, Tampanchi y en la zona E del poblado de Resul.

3.2.3.1.1.2 CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

Estas rocas se distinguen por su coloración verde pálido en comparación con el resto de litologías. En el sector N tienen una estructura en bloques diaclasados con bajo grado de meteorización, a diferencia al S. Al W del poblado de Shall UTM (762696;970952) esta litología presenta un conjunto diaclasas 65/56,118/80,265/53, donde se determina un esfuerzo principal generado desde el W. En los extremos W y E en la parte S del complejo, las rocas presentan zonas de cizalla, que afectan a las piroxenitas específicamente en las que se ubican al E del poblado de Tampanchi.

3.2.3.1.1.3 CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Las rocas dominantes presentan una textura fanerítica de grano medio, en forma inequigranular, los cristales son de tamaño mayor a 1 mm y presenta baja concentración de minerales opacos. Mineralógicamente está constituido por: clinopiroxeno (64%), ortopiroxeno (10%), olivino (15%), anfíbol (5%) y opacos (1%). Los minerales de alteración son clorita, serpentinita, esmectita-iddingsita. Los minerales presentan forma alotriomorfa con clorita alojada entre sus bordes. Los ortopiroxenos, clinopiroxenos y hornblendas presentan clivajes perfectos. Algunos clinopiroxenos presentan una textura poiquilítica con minerales incluidos de olivino (rodeados por serpentinita) y por ortopiroxenos. Los olivinos poseen fracturas rellenas con óxidos de hierro, que algunas veces se desarrollan en forma de corona rodeando al mineral. Según los diagramas de clasificación de Streckeisen (1973) (**Figura 3.19**) estas rocas son Piroxenitas Olivínicas.

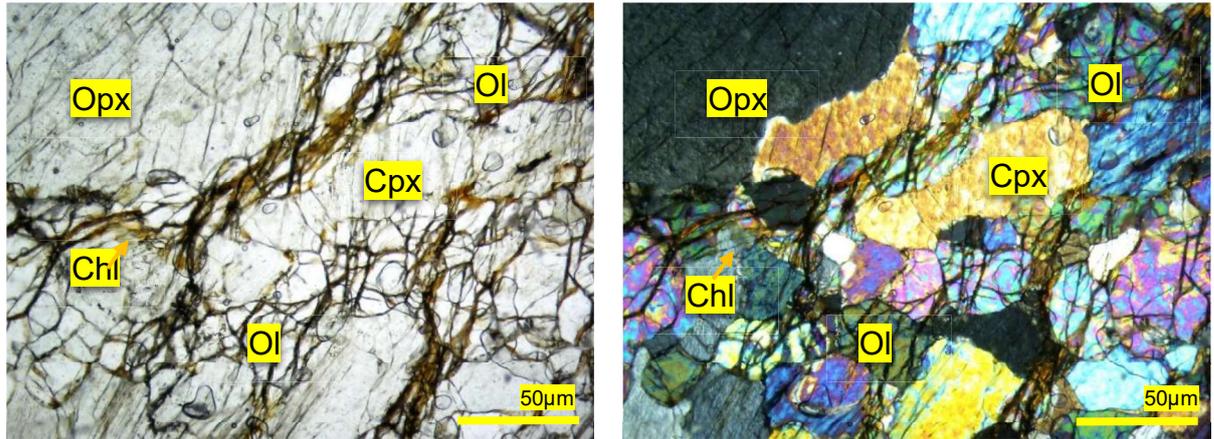


Figura 3.18 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de una piroxenita olivínica. Muestra PIJ-AR-14

En la zona N del complejo disminuye la cantidad de olivino (< 2%). Generalmente esta roca contiene clinopiroxeno (60%), ortopiroxeno (22%), anfíbol (16%) y opacos (2%). El mineral de alteración es clorita (**Figura 3.20**). Los minerales tienen un tamaño de 0.7-0.5 mm, y presentan una forma equigranular idiomorfa (textura granuda automorfa), cumulática. Los minerales de clorita raramente reemplazan a las hornblendas. Se identifican la presencia de clorita en intersticios. Según los diagramas de clasificación de Streckeisen (1973) (**Figura 3.20**) estas rocas son piroxenitas hornbléndicas.

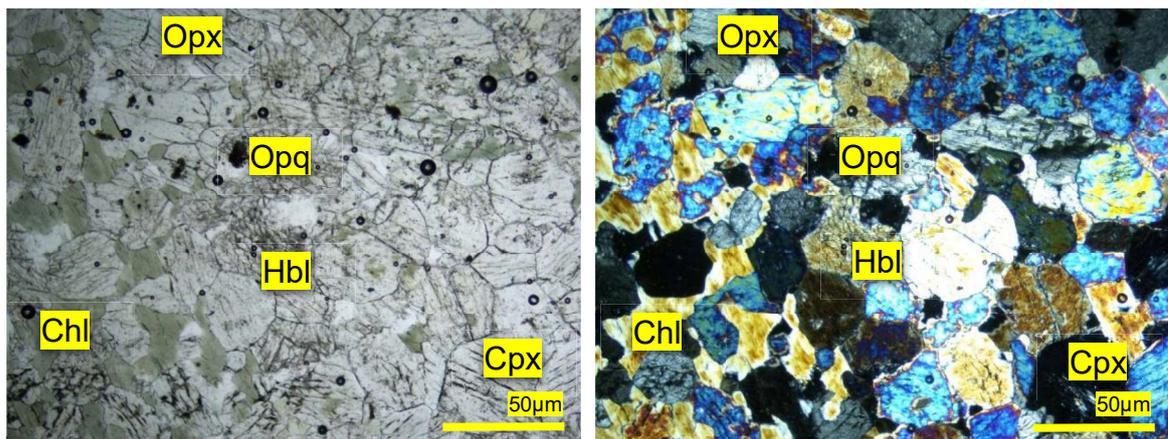


Figura 3.19 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de una piroxenita olivínica. Muestra PIJ-AR-36.

En la cantera Laguanpirca y en la quebrada Tampanchi, las rocas tienen una alteración clorítica que se encuentra de forma pervasiva. Este tipo de alteración se la puede distinguir en todas las muestras del complejo.

3.2.3.1.1.4 RELACIONES DE CORTE ENTRE LAS LITOLOGÍAS

La piroxenita es cortada por varias litologías (gabros, tonalitas, anortitas) que presentan un contacto neto debido a una línea concreta sin transición, lo que indica que la roca estaba relativamente fría y rígida. Pero hay un tipo de roca que atraviesa caóticamente (Hornblendita), formando un contacto sinuoso (**Figura 3.21**), lo que indicaría que la piroxenita tenía la capacidad de deformarse, presentando un cierto grado de plasticidad, puntualmente esto está presente en la margen izquierda de la quebrada Tampanchi y en la cantera de Desincho.

3.2.3.1.2 HORNBLENDITA

3.2.3.1.2.1 DISTRIBUCIÓN

Se encuentra ampliamente distribuida en el complejo acompañando en su mayoría a la piroxenita. Se presenta de forma inalterada en las canteras Laguanpirca, Huiñahuarte, Desincho, en cotas elevadas de la quebrada Tasqui, en el sector cercano al cerro Huiñahuarte UTM (760965;9706079) y la quebrada Tampanchi UTM (761412;9707441), donde hay diques de diferentes litologías que lo cortan.

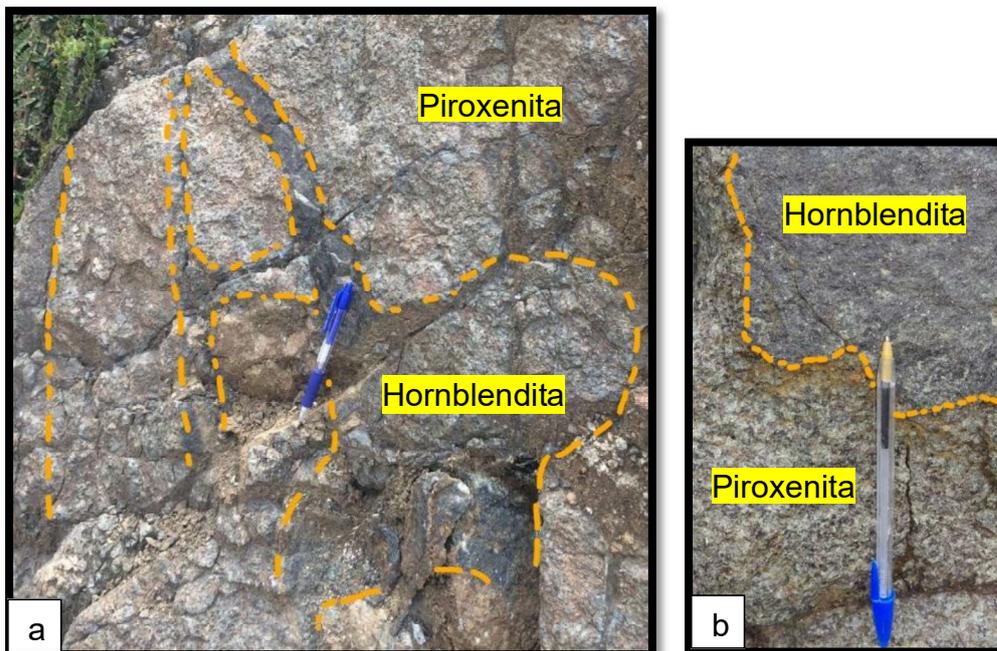


Figura 3.20 a) Afloramiento de hornblendita intruyendo a la piroxenita de forma caótica. Quebrada Tampanchi UTM:761412;9707441. b) Contacto sinuoso no tectónico entre hornblendita y piroxenita. Biolán UTM:761616;9707791.

3.2.3.1.2.2 CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

Las hornblenditas forman diques discordantes de color negro, que cortan piroxenitas, a lo largo de complejo. Generalmente mantienen las características de las piroxenitas, con un mayor grado de resistencia a la meteorización. En la quebrada Tampanchi se aprecia un dique de hornblendita pegmatítico, próximo a este dique se encuentra un conjunto de hornblenditas piroxénicas, mismas que se puede apreciar tanto en las canteras Languapirca como Huiñahuarte, donde se observa cercano a los bordes de las piroxenitas.

Los afloramientos pertenecientes a la cantera de Desincho presentan patinas de óxido que cubren tanto a las hornblenditas como a las piroxenitas. Es importante recalcar que concentraciones de minerales de hornblenda se encuentran formando coronas que rodean líticos de piroxenita cuando esta forma parte de xenolitos en otras litologías. Esto se encuentra principalmente en la parte central del complejo.

3.2.3.1.2.3 CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Las rocas tienen una textura fanerítica con cristales de tamaño muy grueso y medio. Los minerales presentan forma equigranular (textura granuda automorfa), acompañada con cristales idiomorfos a subidiomorfos. Mineralógicamente están constituidos por anfíbol (70%), piroxeno (20%), olivino (5%) y opacos (5%). El principal mineral accesorio es la magnetita, que incrementa su contenido en la cantera de Desincho, aumentando su porcentaje de hasta ~10%. Los minerales de alteración son clorita, carbonatos, pirita y pirrotina (identificable en muestra de mano). Los porcentajes de anfíbol y piroxeno cambian dentro del mismo afloramiento, esto es debido a que existen lugares en donde las litologías son transicionales entre piroxenita y hornblendita. Algunos anfíboles tipo hornblenda presentan fuerte pleocroísmo, se nota un reemplazo por clorita. Los olivinos presentan alteración a iddingsita (Idd) rodeados por una corona de serpentinita (Srp). Algunos sulfuros identificados como pirita y pirrotina se alojan entre el contacto de cristales de anfíbol. Según los diagramas de clasificación de Streckeisen (1973) (**Figura 3.22**) es una roca transicional entre una Piroxenita Hornbléndica y una Hornblendita.

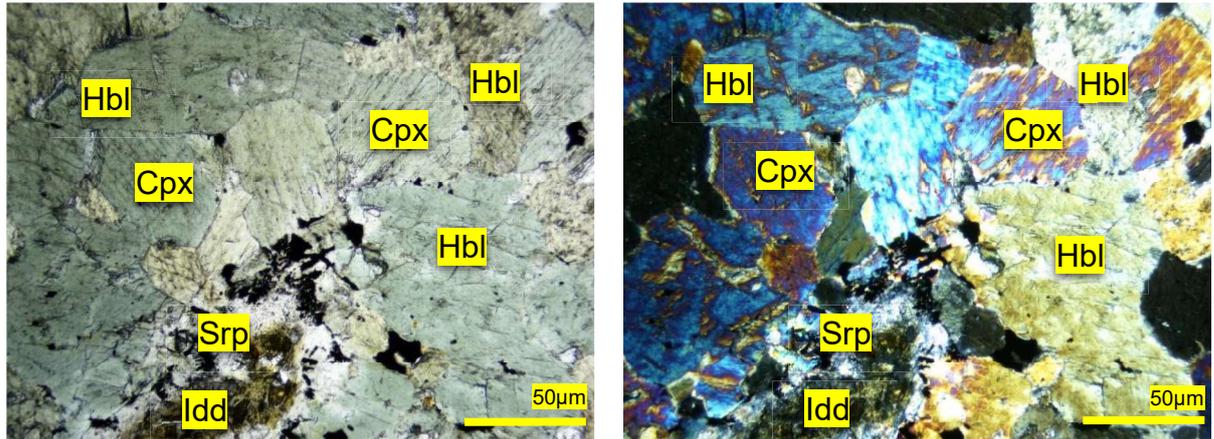


Figura 3.21 Lamina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de hornblendita. Muestra PIJ-AR-10.

A lo largo de la margen derecha de la quebrada Tampanchi y en la Quebrada Tasqui las hornblenditas tienen una ligera alteración clorítica. Esta alteración aumenta a medida que se dirige hacia la zona S del complejo donde aumenta en relación a que se acerca a la cantera Laguanpirca, al poblado de Tampanchi, y a la cantera Huiñahuarte.

3.2.3.1.2.3 RELACIONES DE CORTE ENTRE LAS LITOLOGÍAS

Las hornblenditas se encuentran distribuidas como diques que cortan piroxenitas. El contacto con los gabros también posee este carácter de contacto sinuoso.

Esta roca en todo el complejo se encuentra aflorando acompañada de la piroxenita, pero en la quebrada Tampanchi, la hornblendita está en contacto neto, con tonalitas milonitizadas. Esta característica no se la encuentra en el resto del complejo.

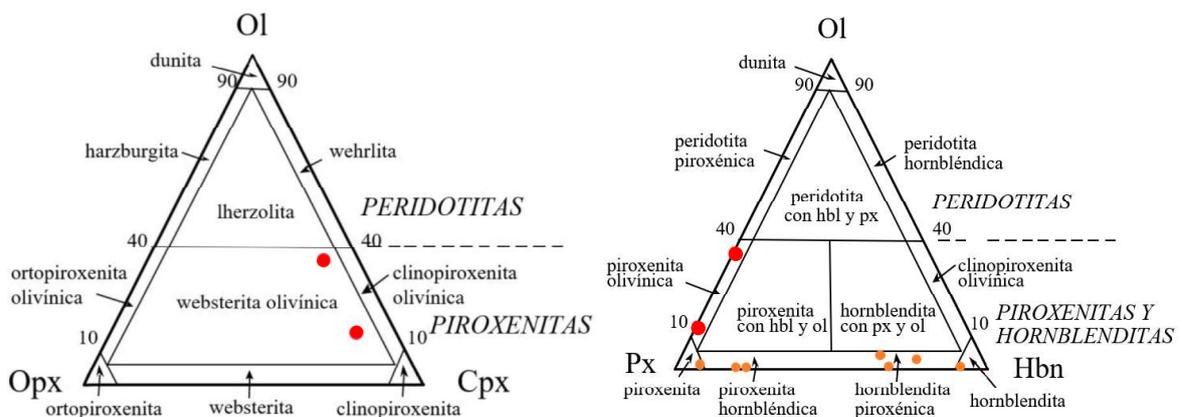


Figura 3.22 Diagrama Opx-Ol-Cpx y Px-Ol-Hbn (Streckeisen et al., 1973), se discriminan dos tipos de roca los círculos de color rojo comprenden a las litologías descritas como piroxenita, mientras que las de color naranja

son hornblenditas. Los nombres específicos de piroxenitas son descritas de mejor manera en este diagrama, mientras que para las hornblenditas se ocupó el diagrama Px-Ol-Hbl.

3.2.3.1.3 GABRO

3.2.3.1.3.1 DISTRIBUCIÓN

Se identificaron gabros al E de la quebrada Tampanchi UTM (761565;9707404), en afloramientos dispersos a lo largo de la vía Laguanpirca-Tampanchi. Al SW del poblado de Tampanchi UTM (762030;9707352) el gabro es de color verde oscuro, mismo que se encuentra cortado por vetillas (~2-3 cm) de rocas ácidas. En la zona central del complejo las rocas están fracturadas.

En los caminos que se dirigen hacia el río Pindilig, las rocas presentan alto grado de meteorización. En el camino a los tubos que conducen al tanque de almacenamiento de la hidroeléctrica Dudas, los gabros son de coloración clara, en comparación a los encontrados en la vía Languapirca-Tampanchi donde mantienen una coloración verde oscuro. Estos se limitan hacia el sur y este del complejo por esquistos de actinolita-clorita de la Unidad El Pan, mientras que al norte y oeste se encuentran en contacto transicional con esquistos con epidota-clorita-plagioclasa.

Afloramientos masivos de gabros se encuentran a lo largo del río Pindilig hasta al NW del poblado de Sarán UTM (762697;9708530), y al NE del poblado de Sarán, en la margen izquierda del río, UTM (763540;9708711), donde presentan alta densidad de fracturas. Los gabros de la zona N, afloran de forma esporádica sin la presencia de fracturas.

3.2.3.1.3.2 CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

Afloramientos ubicados a lo largo de la vía Laguanpirca-Tampanchi, presentan alto grado de fracturas y meteorización. Esta característica se extiende por la quebrada Tampanchi y los caminos que conducen a el río Pindilig, como al SE del poblado de Sarán UTM (763200;9708208). A lo largo de la tubería de conducción al tanque de almacenamiento en el proyecto hidroeléctrico Dudas se aprecia una mayor concentración de gabros leucocráticos de grano medio, con alta densidad de diaclasas. En la zona central del complejo, al S del poblado de Tampanchi, las rocas

son frescas, con bajo grado de meteorización. Algunos gabros melanocráticos en esta zona presentan foliación.

Al SW del poblado de Tampanchi UTM (761976;9707477), se presenta alta densidad de venas de (5-10 cm) de gabros de grano medio, cortan una a matriz de piroxenita altamente meteorizada. Gabros de grano fino son cortados por rocas ácidas, el contacto entre estas litologías es transicional, y se observa una concentración decreciente de minerales máficos hacia las rocas ácidas. Dique de leucogabros de grano grueso que cortan a gabros de grano fino (**Figura 3.24a**) presentes en el camino a los tubos que conducen al tanque de almacenamiento de la hidroeléctrica Dudas, cortan a los diques de gabros de grano medio de coloración gris (**Figura 3.24b**).

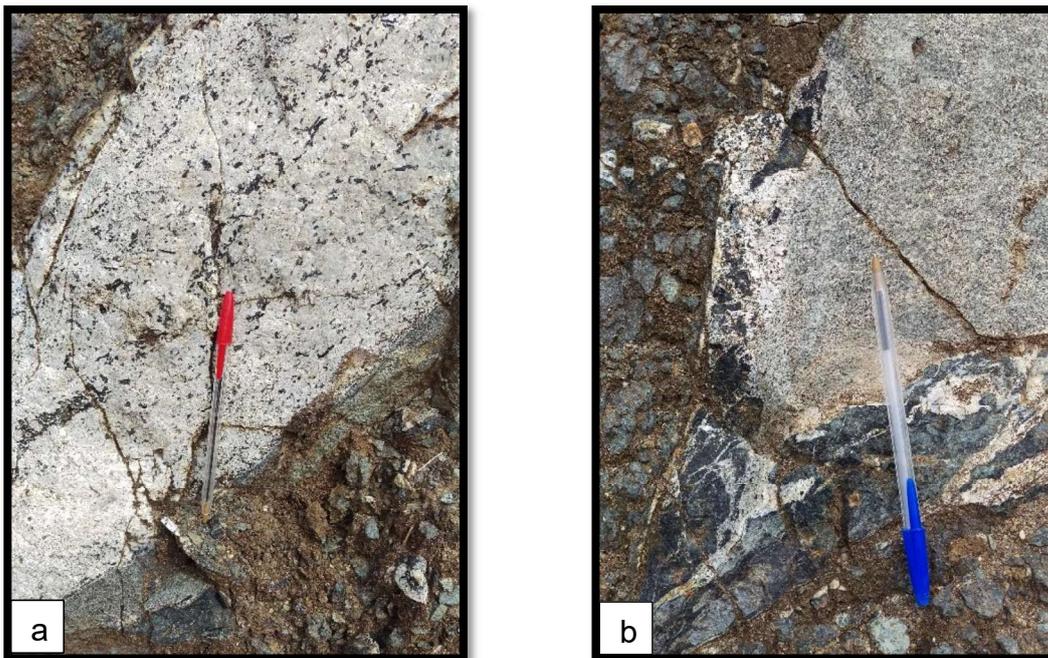


Figura 3.23 a) Dique de leucogabro de grano grueso en contacto neto con gabro de grano fino ligeramente bandeado y emplazado en afloramiento altamente meteorizado de piroxenita. b) Enclave de gabro de grano medio rodeado por anortosita que engloba xenolitos angulosos de piroxenita con bordes de reacción. La anortosita está en contacto sinuoso con autolitos de piroxenita con coronas de hornblenda. En la vía al tanque de almacenamiento de la hidroeléctrica Dudas, al SW de Tampanchi UTM:761976;9707477.

Al E de la quebrada Tampanchi UTM (761565;9707404), se observa un dominio de gabros de grano medio y gabros de grano fino, altamente meteorizados. Se encuentran aflorando en una matriz fina limo-arcillosa. Se alterna con coluviales con líticos de gabros, piroxenitas y rocas ácidas. La concentración de gabros de

grano fino y de grano medio, da un aspecto bandeado en esta zona, esta característica se lo puede evidenciar en diques de la quebrada Tampanchi UTM (761542;9706913), o en zonas cercanas a los límites del complejo como al NE del poblado de Zarpán UTM (760868;9707633) o SW del poblado de Timpur UTM (762331;9705661). Cabe recalcar que los gabros de grano fino, se lo aprecia en afloramientos en forma de diques discordantes y se presentan principalmente en la zona central del complejo.

Gabros con textura porfirítica de color verde oscuro están presentes principalmente en los bordes del complejo, en la zona central y en el límite oriental. Esta litología se encuentra al W del poblado de Tampanchi en donde está intruido por vetillas (~2-3 cm) de un gabro más fino. Presenta un bajo grado de meteorización. En zonas es pegmatítico con un tamaño de grano grueso a muy grueso (<50mm) en una matriz oxidada. Intruyen de forma ascendente a la piroxenita y hornblendita.

Gabros de grano grueso y medio tienen alta densidad de fracturas, son cortados por gabros de grano más fino. Una menor concentración minerales máficos en algunos afloramientos a lo largo del río Pindilig da el carácter leucocránico a gabros que se encuentran rodeando a piroxenitas. (**Figura 3.25**)



Figura 3.24 a) Afloramiento de gabros, se encuentra marcado la zona donde hay mayor densidad de fracturas donde se encuentran leucogabbros hornblendíticos con líticos angulosos de piroxenita. b) Detalle de zona con leucogabbros hornblendíticos rodeando piroxenitas con presencia de coronas de hornblenda. Margen izquierda del río Pindilig noreste del poblado de Sarán UTM; 763540;9708711. En amarillo escala martillo.

3.2.3.1.3.3 CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Las principales diferencias encontradas a lo largo del complejo, se enfocan en el tamaño de grano que varía desde grano grueso (>5 mm), grano medio (1-5 mm) y grano fino (<1 mm).

Las texturas encontradas son faneríticas y porfiríticas. Afloramientos en la zona E del poblado de Tampanchi, son dominados por gabros de grano medio y grano fino, mayormente equigranular con cristales subidiomorfos a alotriomorfos. No se evidencia algún tipo de alteración en muestra de mano. Mineralógicamente están constituidos por plagioclasa (38%), anfíbol (54%), clinopiroxeno (10%), biotita (<5%) y opacos (<2%) (**Figura 3.26**). Algunas plagioclasas presentan zonación y maclas polisintéticas, el tipo de plagioclasa determinada está en el rango de An₈₅₋₉₀. Los porcentajes de anfíbol y piroxeno varían de forma aleatoria a lo largo del complejo. Los minerales de alteración son clorita, epidota, sericita (puntualmente reemplaza en su totalidad a las plagioclasas) (**Figura 3.29**).

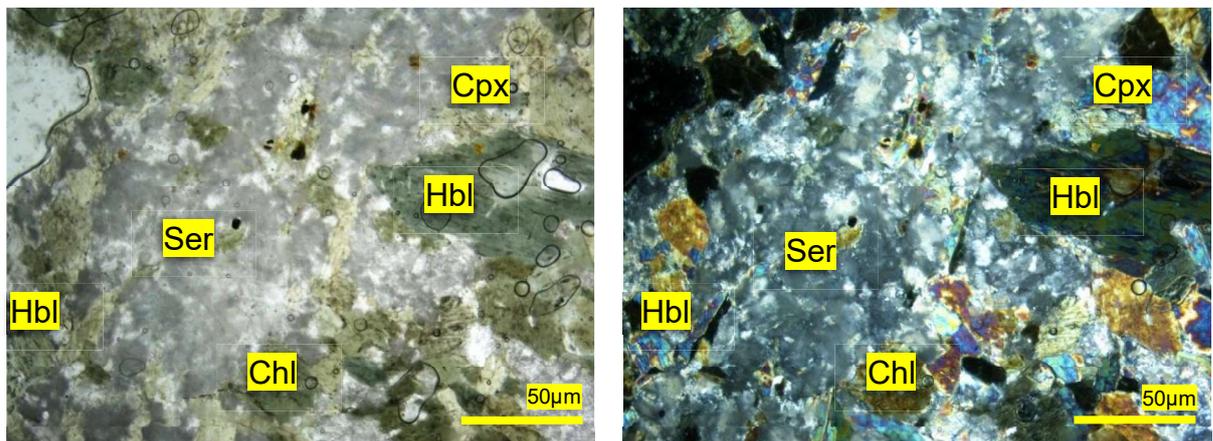


Figura 3.25 Lamina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de hornblendita con sericita. Muestra PIJ-AR-16.

Los gabros con textura porfirítica poseen fenocristales (45%) de tamaños entre 60 mm a 5 mm de clinopiroxeno alterado de textura poiquilítica, con cristales incluidos de plagioclasa. Mineralógicamente la matriz (50%) está compuesta por clinopiroxeno subidiomorfo, plagioclasa (alterada a sericita), anfíbol. Opacos (<5%). Los minerales de alteración son clorita, sericita. Según los diagramas de clasificación de Streckeisen (1976) (**Figura 3.27**) estas rocas son gabro hornbléndico y un gabro piroxénico-hornbléndico.

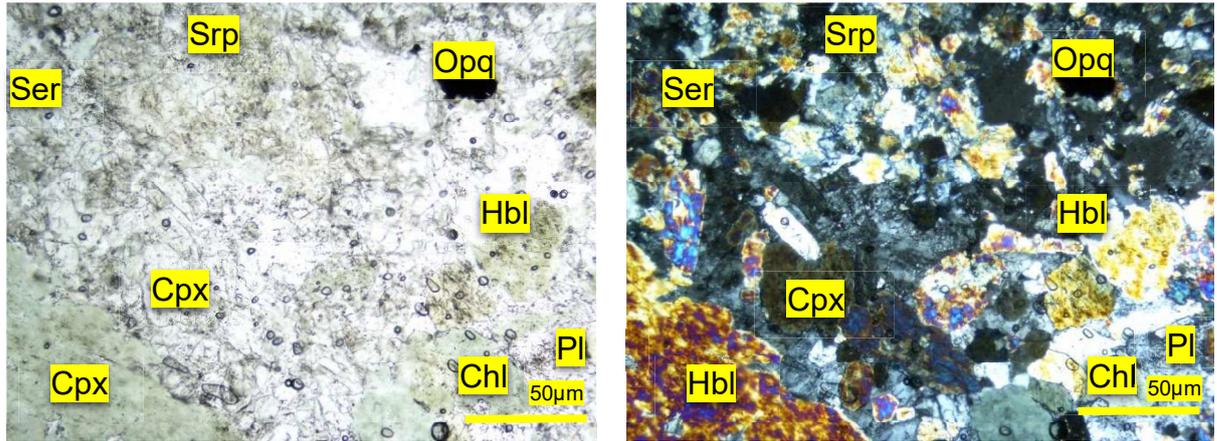


Figura 3.26 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de gabro hornbléndico. Muestra PIJ-AR-13

Rocas ubicadas en la zona central del complejo al S del poblado de Tampanchi, presentan cierta foliación, que dan la apariencia de esquistos. Mineralógicamente están compuestos por piroxeno (15%), hornblenda (10%) y actinolita (35%) subidiomorfa a alotriomorfa. La matriz está conformada por plagioclasa (20%) alotriomorfa y biotita (5%). El clinopiroxeno está cloritizado con pleocroísmo fuerte y textura poiquiloclástica. En menor medida hay cristales de epidota (5%), sericita resultado de recristalización de plagioclasa (5%) y óxidos (<5%). Esta litología se encuentra en la zona de gabros de grano medio melanocráticos. (**Figura 3.28**). En muestra de mano se observa la foliación.

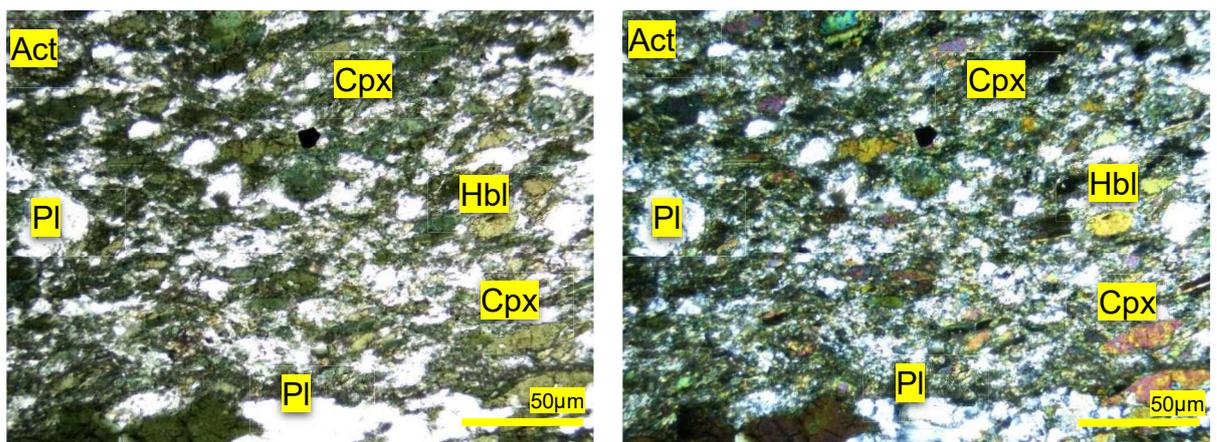


Figura 3.27 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de esquistos actinolita. Muestra PIJ-AR-21.

3.2.3.1.3.4 RELACIONES DE CORTE ENTRE LAS LITOLOGÍAS

Los gabros cortan a las litologías antes descritas (piroxenitas, hornblenditas), en toda la extensión del complejo, pero estos mismo son cortados por litología félsica que se describirá más adelante (tonalita). El borde de contacto generalmente es neto.

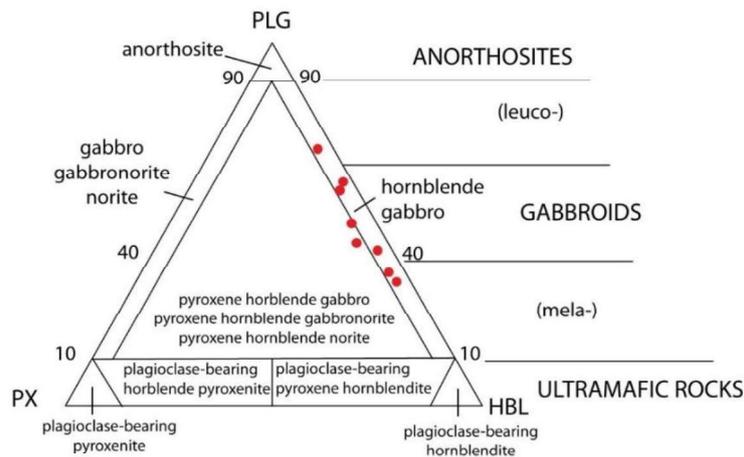


Figura 3.28 Diagrama Px-Plg-Hbl (Streckeisen, 1976), representando en círculos de color rojo los diferentes tipos de gabros.

3.2.3.1.4 TONALITA

3.2.3.1.4.1 DISTRIBUCIÓN

Las rocas félsicas afloran en forma de diques discordantes y diques métricos en la cantera Laguanpirca UTM (761615,9707846). Presentan un espesor menor a 3 m. Diques con similares dimensiones se ubican entre la cantera Laguanpirca y la quebrada Tampanchi. En los caminos que llevan al río Pindilig se aprecian afloramientos dispersos.

En dirección hacia la cuchilla Huiñahuarte al E del poblado de Tampanchi UTM (762564,9707339) varios diques intruyen a rocas de composición máfica-ultramáfica. El volumen de esta litología es constante a lo largo del cuerpo.

3.2.3.1.4.2 CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

Los diques presentes en la cantera Laguanpirca tienen textura milonítica en dirección NE-SW buzando 35°SE. Esta característica se encuentra presente en la quebrada Tampanchi y al E del poblado de Tampanchi. (**Figura 3.30**)



Figura 3.29 Afloramiento de piroxenita y hornblendita, cortada por una veta de anortosita y la tonalita milonitizada en contacto neto. Se aprecia la deformación de las litologías. Cantera Laguanpirca UTM:761616;9707791.

Se caracteriza por llevar xenolitos redondeados <20 cm de piroxenita, donde no se desarrollaron bordes de reacción, ni coronas. La presencia de los xenolitos es la característica que permite identificar esta litología. (**Figura 3.31**)

En particular los afloramientos no presentan meteorización, pero si fracturas o diaclasas, en la cantera Huiñahuarte, se encuentra un espejo de falla con placas de calcita. Algunos xenolitos presentan patinas de óxido en sus bordes.

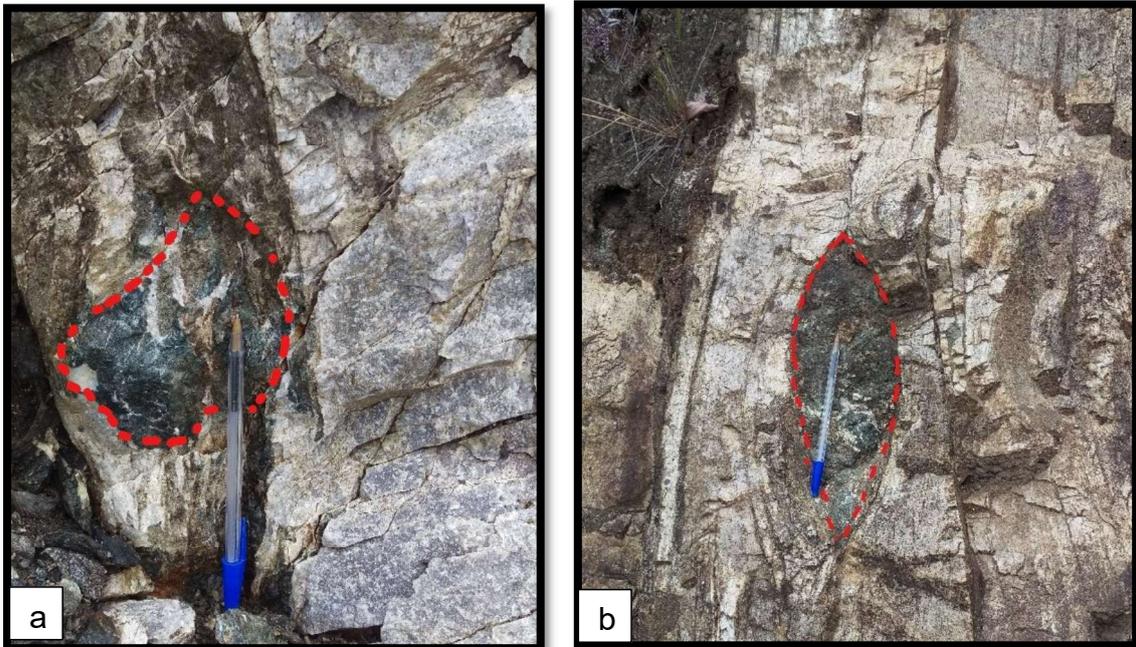


Figura 3.30 a) Afloramiento de tonalita milonitizada rodeando xenolito de piroxenita. Zona S del poblado de Sarán UTM:762564;9707339. b) Tonalita milonitizada rodeando autolito de piroxenita. En la cantera Laguanpirca, al E del poblado de Biolán. UTM: 761616;9707791.

3.2.3.1.4.3 CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

La característica principal es su coloración blanca con patinas de color café. Las rocas dominantes poseen foliación milonítica. Son rocas faneríticas, inequigranulares, subidiomorfos a alotriomorfos. Microscópicamente están constituidos por plagioclasa tipo oligoclasa (44%), cuarzo (52%), biotita (<2%). Presenta bordes irregulares. Según los diagramas de clasificación de Streckeisen (1976) (**Figura 3.32**) estas rocas son Tonalitas.

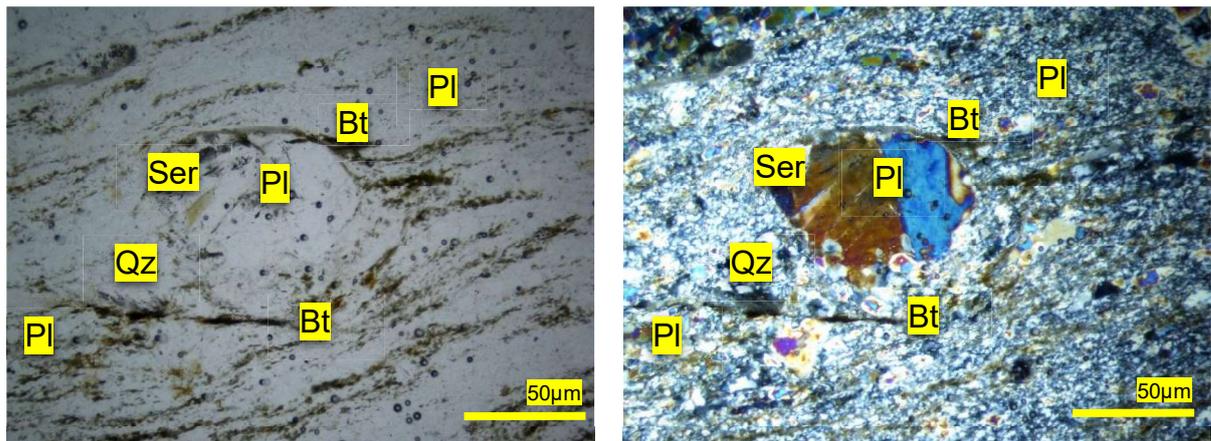


Figura 3.31 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de tonalita. Muestra PIJ-AR-78A.

3.2.3.1.4.4 RELACIONES DE CORTE ENTRE LAS LITOLOGÍAS

Se encuentra en contacto neto con piroxenitas, hornblenditas y gabros, donde se ausenta los bordes de reacción con estas litologías, manteniendo un contacto neto.

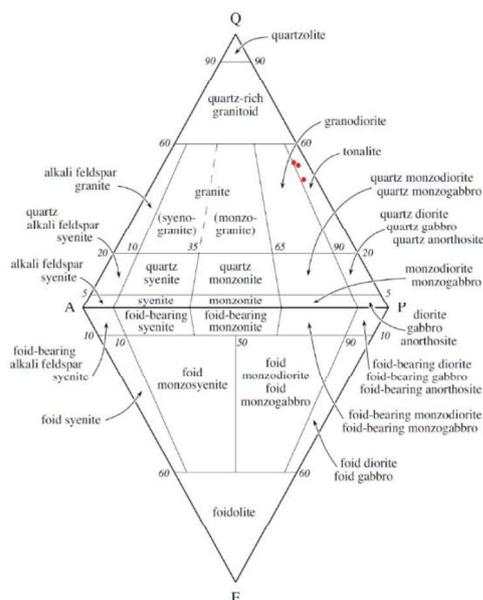


Figura 3.32 Diagrama QAPF (Streckeisen, 1976), representando en círculos de color rojo a Tonalitas.

3.2.3.1.5 ANORTOSITA

3.2.3.1.5.1 DISTRIBUCIÓN

Se identificaron anortositas en forma de vetillas que cortan a gabros, cercanos al río Pindilig. Un afloramiento en forma de dique métrico se identificó en sector SW de Tampanchi UTM (761976;9707477). Presenta xenolitos de piroxenitas en la margen derecha de la quebrada Tasqui UTM (762707,9706584), al NW de Timpur y en la vía Biolán-Tampanchi UTM (761422;9707461). De igual manera se la encuentra en el camino a los tubos de conducción al tanque de almacenamiento de la hidroeléctrica Dudas UTM (761992;9707481).

3.2.3.1.5.2 CARACTERÍSTICAS DEL AFLORAMIENTO

Este tipo de rocas se caracterizan principalmente por formar afloramientos masivos. En las cercanías al río Pindilig las vetillas rodean líticos angulosos de piroxenitas con textura coronítica, y cortan a gabros de grano medio. Los afloramientos presentan grado de meteorización alto a medio, y fracturas que cruzan todas las litologías. En el SW del poblado de Tampanchi, rodean a gabros melanocráticos de grano medio con textura coronítica, los afloramientos mayormente se encuentran diaclasados.

A lo largo del camino a los tubos de conducción al tanque de almacenamiento se observan diques métricos de la roca félsica incluida en una piroxenita y hornblendita meteorizadas, (**Figura 3.34**). Hacia el E se aprecia una zona con alto diaclasamiento limitada por un coluvial.

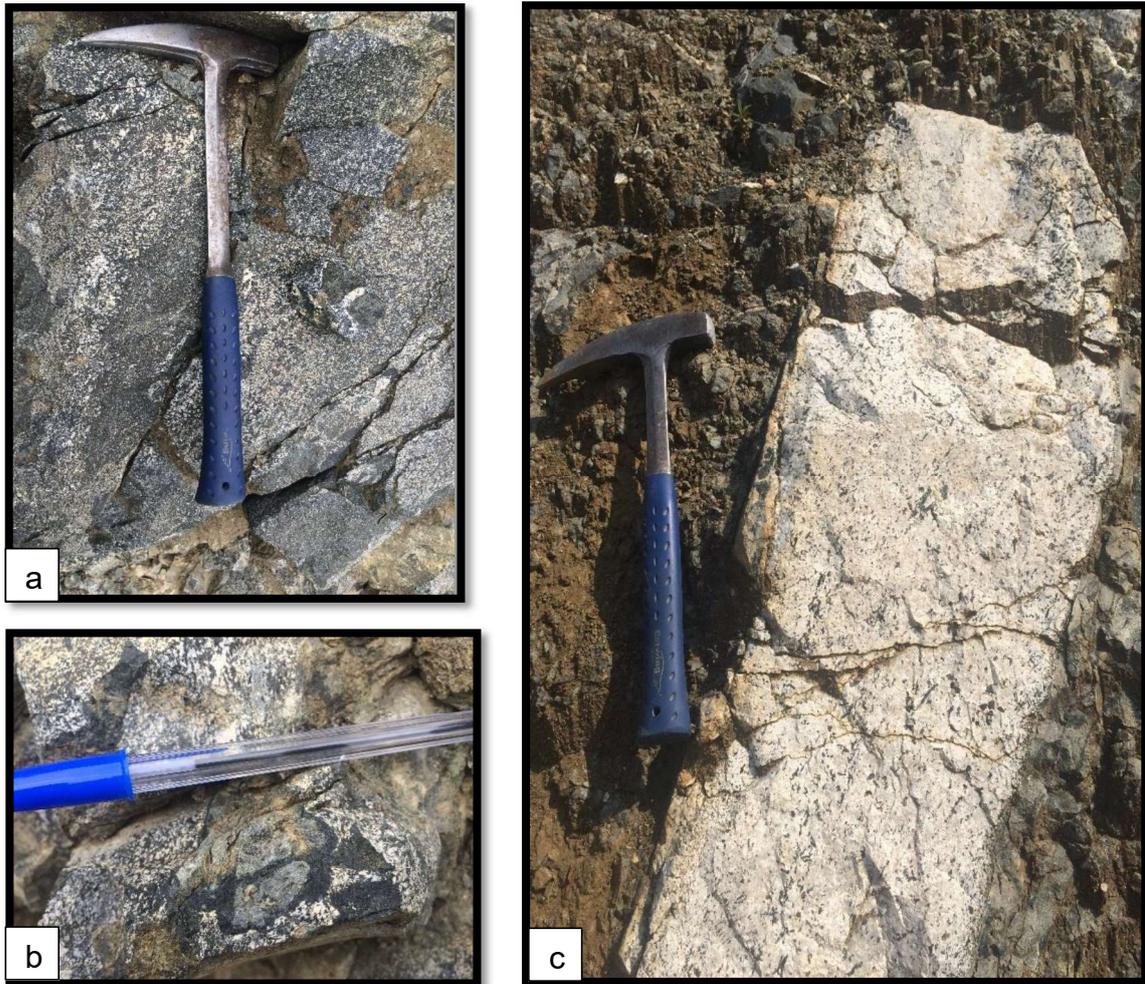


Figura 3.33 a) Gabros melanocráticos de grano medio fracturado. b) Desarrolla texturas coroníticas de hornblenda, en presencia de zonas con concentración de plagioclasa UTM: 763200,9708208. c) Dique de anortosita, en una matriz arcillosa con alto grado de meteorización UTM: 761992,9707481.

La principal diferencia que se encuentra a lo largo del cuerpo máfico-ultramáfico, es el alto contenido de plagioclasa y la manera que reacciona con los xenolitos que rodea, ya que a lo largo de la quebrada Tasqui, al NW del poblado Timpur y en la vía Biolán-Tampanchi, no se presenta la textura coronítica antes mencionada.

En la quebrada Tasqui y al NW del poblado de Timpur, los xenolitos ultramáficos tienen dimensiones <2 metros, con alto grado de meteorización (**Figura 3.35a**). En la vía Biolán-Tampanchi, tiene xenolitos de gabro de grano medio a fino melanocráticos. (**Figura 3.35b**).



Figura 3.34 a) Afloramiento en la margen derecha de la quebrada Timpur de anortosita rodeando líticos de piroxenita, UTM: 762707,9706584. b) Afloramiento en la vía Biolán-Tampanchi de anortosita rodeando líticos mal sorteados de gabro de grano medio a fino UTM: 761422;9707461.

3.2.3.1.5.3 CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Presenta una textura fanerítica, los cristales presentes en contacto con piroxenos presenta formas inequigranulares, idiomorfas a subidiomorfas y el rango de tamaño de cristal varía entre 0.1-2 mm. Están constituidos por plagioclasa (90%), anfíbol (<10%) y piroxeno (<2%) (**Figura 3.36**). Los minerales de alteración son sericita, clorita. Las plagioclasas de las rocas que se encuentran en los alrededores del río Pindilig, presentan zonación y cristales idiomorfos, a diferencia que las que se encuentran en el camino hacia los tubos de conducción al tanque de almacenamiento de la hidroeléctrica Dudas, que carecen de esta característica, y son alotriomorfos. Presentan maclas polisintéticas. Los piroxenos son intercumuláticos. Según los diagramas de clasificación de Streckeisen (1976) (**Figura 3.37**) esta roca es una Anortosita.

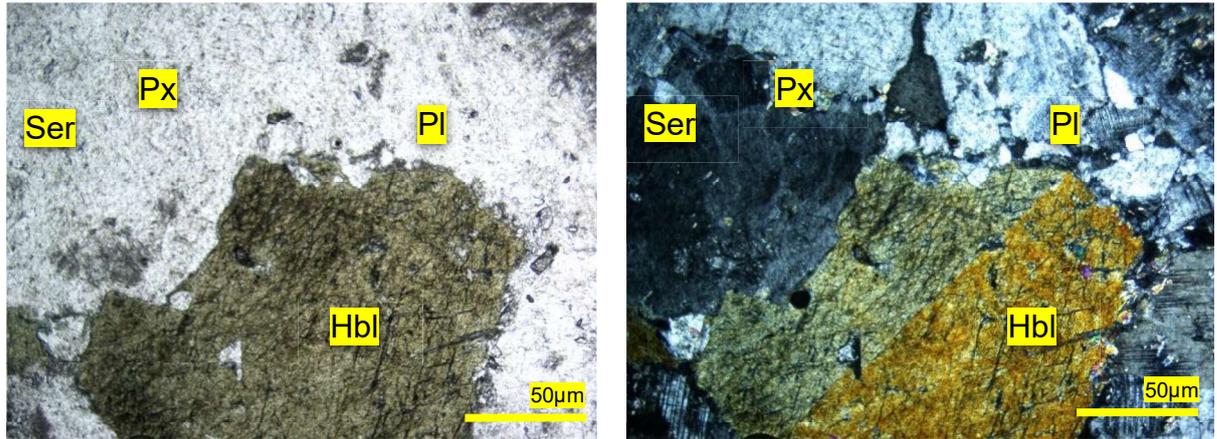


Figura 3.35 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de anortosita. Muestra PIJ-AR-34.

La concentración de hornblendas varía, lo que daría un nombre diferente a la roca, entrando en el rango de leucogabros hornbléndicos.

3.2.3.1.5.4 RELACIONES DE CORTE ENTRE LAS LITOLOGÍAS

Las anortositas varían gradualmente su concentración de minerales máficos a lo largo del contacto con gabros lo que indicaría un contacto transicional entre estas dos litologías. Los contactos observados con las demás litologías como hornblenditas y piroxenitas tienen un carácter neto, especialmente donde se identificaron diques métricos de anortosita.

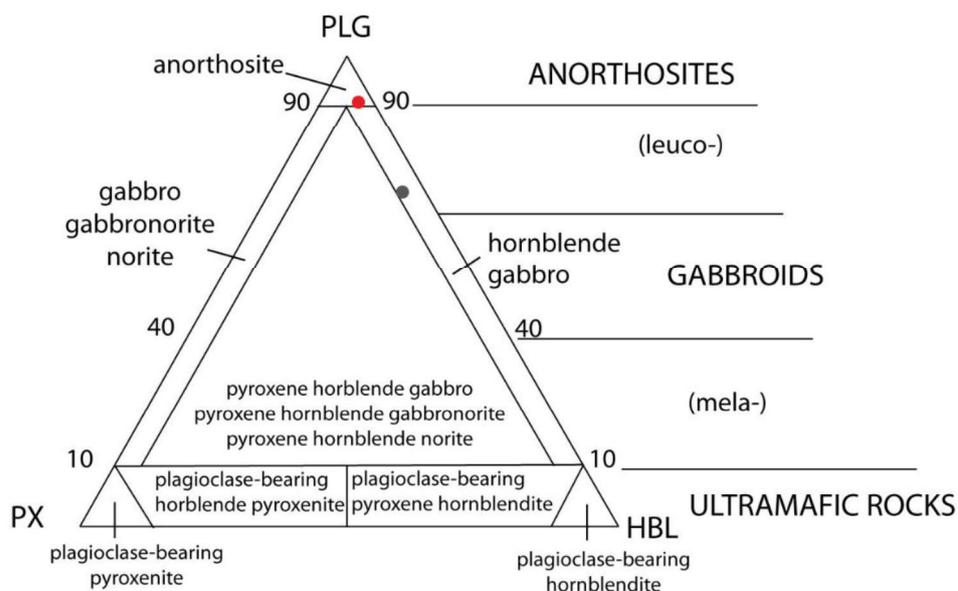


Figura 3.36 Diagrama Px-Pl-Hbl (Streckeisen, 1976), se representa en círculo de color rojo a una Anortosita, y de color gris a un Leucogabro Hornbléndico.

3.2.3.2 RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

El CMUT intruye a la Unidad El Pan, limitado tanto al SW como el NW por esquistos con epidota-clorita. El SE, se encuentra limitado por esquistos con actinolita-clorita, misma que en las inmediaciones del poblado Sarán se encuentra cubierto por un coluvial de aproximadamente 20 metros de largo, donde en fotografías aéreas se ubicó una zona de falla, que no influye en su contacto. Este contacto se extiende hasta la margen izquierda del río Pindilig, al NE del poblado de Sarán. Mientras que el límite NE, cerca al poblado de Shall y Desincho, están litologías descritas como esquistos con epidota-clorita-plagioclasa. En la entrada SW del poblado de Shall, se puede apreciar el contacto fallado con esquistos con actinolita. En la margen izquierda de la quebrada Shall, la zona cercana al río Paute, afloran litologías pertenecientes a la Unidad El Pan, donde se trazó el límite N del complejo.

Al S el contacto no es evidente, existe un importante cambio litológico en la quebrada Tasqui, donde la zona más elevada aún se encuentran litologías pertenecientes al CMUT, mientras que, en la misma quebrada a la altura del poblado Coyal Alto, las litologías evidencia mayor deformación provocando pliegues volcados formado por esquistos con actinolita-clorita.

Una edad Paleoceno temprano (60-65 Ma), basada en edades K-Ar fue dada por Litherland et al. (1994). Tanto, rocas máficas y ultramáficas presentan contenidos bajos de ^{87}Rb y ^{40}K , lo que dificulta datar con confiabilidad estas rocas por estos métodos (Sato, 2005). Los minerales como hornblenda, presentes a lo largo del complejo se encuentran cloritizados y la plagioclasa presentan recristalización a sericita. Son evidencias que el complejo fue sometido a un metamorfismo de grado bajo o medio, lo que podría haber alterado la edad radiogénica, con lo que se puede descartar la edad propuesta.

Se concluye que el CMUT se intruyó en las etapas que antecedieron a la re-acreción del terreno Guamote, ya que estas intrusiones generalmente alineadas en sentido de fallas regionales (Falla Paute), se intruyen en regímenes extensivos

(Tistl et al., 1994; Helmy et al., 2015) que según Spikings et al. (2015) duró de 145-120 Ma.

3.2.3.3 INTERPRETACIÓN

El complejo Tampanchi es una intrusión máfica-ultramáfica de forma lenticular, en sentido NE-SW, emplazado entre fallas con rumbo andino, que no limitan a la Unidad donde se encuentra intruido. Es afectado por zonas de cizalla asociadas a los eventos que afectaron a la Unidad El Pan y Alao-Paute.

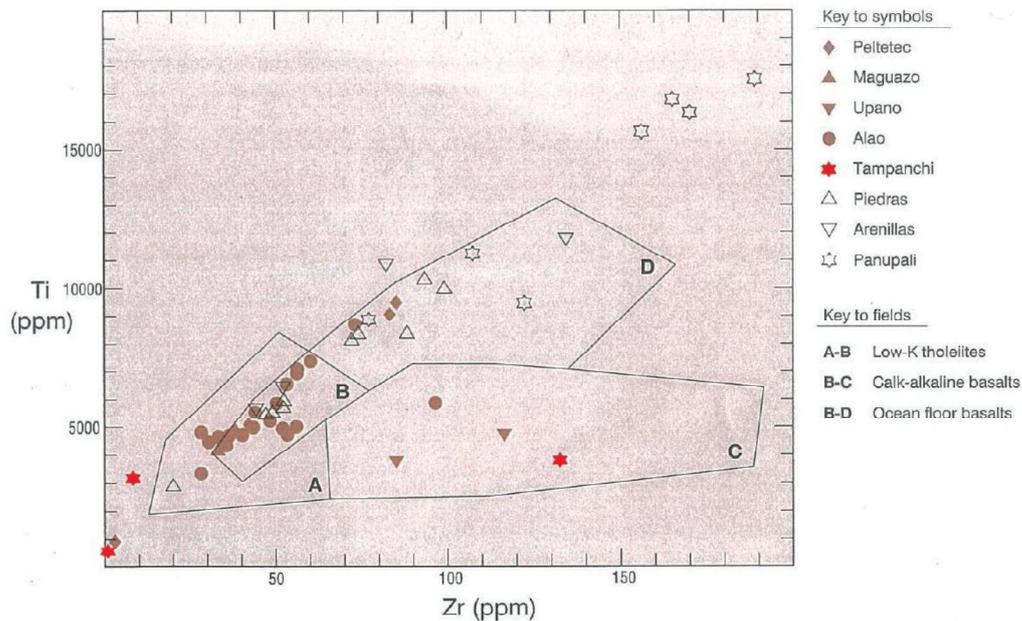


Figura 3.37 Rocas básicas del cinturón metamórfico del Ecuador, ploteado en diagrama Ti vs Zr, de Pearce and Cann (1973). Tomado de Litherland et al. (1994).

Litherland et al. (1994), indica una firma calco-alcalina, relacionada a la subducción del Slab (**Figura 3.38**). El alto contenido de hornblenda en gabros y la hornblendita, indican una formación derivada de magmas resultantes de la interacción de la cuña mantélica con la desvolatilización del slab en subducción (Fanka et al., 2016), lo que produciría la hidratación de la peridotita del manto y la generación de magmas hidratados.

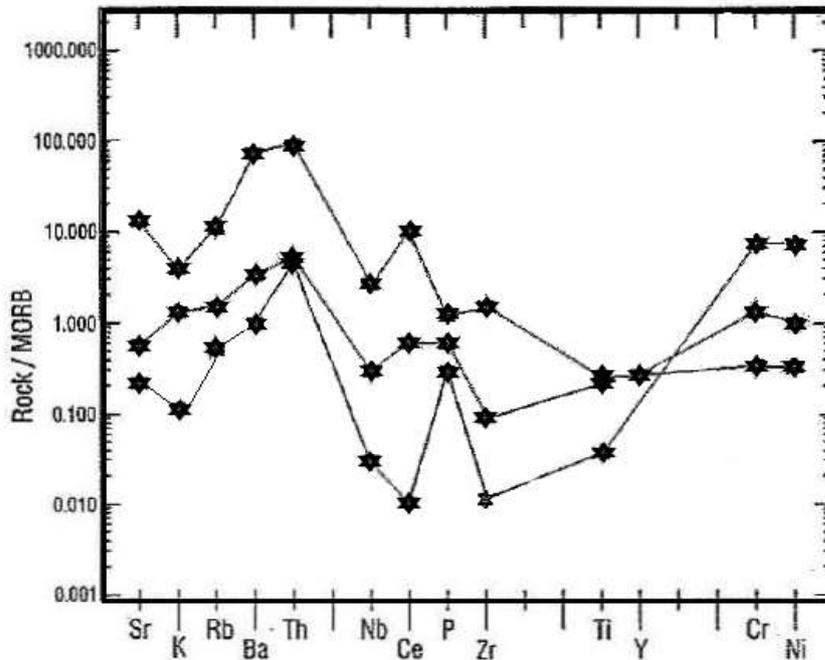


Figura 3.38 Rocas máficas ploteadas en diagramas "spider" normalizado a MORB. Tomado de Litherland et al. (1994).

En el diagrama multielementos normalizado a MORB se aprecia una anomalía negativa de Nb, un enriquecimiento en LILE (Rb, Th, y Sr), y un empobrecimiento de HFSE (Nb, Zr, Ti y Y), se puede deducir, que corresponden a rocas generadas en una zona de subducción (Arco) (**Figura 3.39**).

Esta interpretación se da debido a que se considera que en los LILE (Rb, Sr) jugaron un papel dominante a lo largo del metasomatismo del manto con ayuda de sedimentos y/o fluidos del slab ricos en Th y LREE (tierras raras livianas). Similares características son observadas en rocas máficas de los Andes de Chile (Coasta et al., 2002); Duke Island, SE de Alaska (Himmelberg and Loney, 1994).

Se ha mencionado ya algunas características fundamentales relacionadas al complejo Tampanchi, a continuación, se presenta una tabla de comparación de las características principales de intrusiones tipo Alaska (Himmelberg and Loney, 1994) y de Tampanchi (**Tabla 3.1**).

| CARACTERÍSTICAS DE COMPLEJOS TIPO ALASKA | | CARACTERÍSTICAS DEL COMPLEJO MÁFICO-ULTRAMÁFICO TAMPANCHI |
|---|---|--|
| Entorno Regional | Se emplazan a lo largo y en dirección, de márgenes tectónicos convergentes | Se intruyó en el Arco Alao. |
| Relaciones de campo | La mayoría son aproximadamente circulares-elípticos en vista de planta con contactos netos o transicionales con la roca encajante. | Presenta forma elíptica. |
| Dimensiones | 0,1-40 km y 70-80 km | 6 km |
| Zonación | La mayoría presenta zonaciones y formas concéntricas, pero algunos ejemplos como Union Bay y Duke Island Complex, no presentan esta morfología. | No presenta zonación. |
| Composición petrográfica | Parte de un núcleo de dunita seguido por werlita, clinopiroxenita olivínica, clinopiroxenita rica en magnetita y hornblenda, hornblendita y gabro en su parte más externa (no se cumplen todas las litologías). El gabro es registrado en Union Bay. Mineral accesorio en dunita y werlita es espinela crómica y <10% biotita en el resto de litologías. < 5% ortopiroxeno. | Se presenta siendo el componente principal que se extiende a lo largo del complejo piroxenitas hornblendíticas y en menor cantidad websterita olivínica, cortada por hornblenditas, hornblenditas piroxénicas, gabros, anortositas y finalmente por tonalitas. |
| Características minerales | Texturas cumúláticas, grano medio-grueso con crecimiento intersticial de minerales con de la misma composición del cumulo y del líquido intercumulático (<i>adcumulate</i>), textura granular subidiomorfo-alotriomorfo. | Texturas de litologías máficas-ultramáficas son de grano fino, medio, grueso y muy grueso, textura inequidimensional seriada, textura granular principalmente subidiomorfas-alotriomorfas y texturas cumúláticas. Cristales con textura poiquilítica es inferior al 30%. |

| | | |
|---------------------------------|--|--|
| Estructuras internas | En la mayoría de los cuerpos se observa la disposición en capas de algunas litologías (bandeamiento). Se da en rangos de centímetros-metros en espesor, que se extienden lateralmente algunos metros-cientos de metros. Común en werlita, clinopiroxena olivínica. Pero se lo puede apreciar igualmente en gabros, que cortan discordantemente a las litologías ultramáficas presentes en Union Bay. | Se presentan zonas con afloramientos masivos de litologías ultramáficas distribuidos a lo largo del complejo, acompañados por piroxenitas hornblendíticas y en menor cantidad websterita olivínica, sin ningún bandeamiento, presentándose en el resto del complejo cortada por gabros de diferentes texturas, donde en un porcentaje inferior al 10% presentan bandeamientos, y se extienden máximo 1 metro de largo. |
| Metamorfismo de contacto | Desarrollo de aureolas de contacto en rangos menores a 100 metros hasta cerca de 300 metros. Con un grado máximo metamórfico de facie de hornblenda. | No es evidente, pero mantiene litologías relacionadas a esquistos con epidota-clorita-plagioclasa, falladas limitando al complejo. |
| Geoquímica de rocas | Concentraciones de elementos incompatibles como Zr, Y, y REE, son extremadamente bajas respecto a los MORB. | En el diagrama spider realizado por Litherland et al. (1994), se aprecia una concentración decreciente de elementos incompatibles de HFSE (Nb, Zr, Hf, Sm, Tb, Ti y Y). |
| Importancia económica | Depósitos de PGE (Platinum Group Element) como Ru, Rh, Pd, Os, Ir y Pt. | Probablemente no posea alguna concentración de minerales de PGE, debido a que no se identificó peridotita y dunita, litologías comúnmente portadoras del enriquecimiento en estos elementos |

Del cuadro anterior se puede deducir que, en resumen, son tres las diferencias destacables; 1. la ausencia de zonación, que no es un factor determinante para identificar un complejo tipo Alaska, como lo que ocurre en complejos como Union Bay, Kane Peak, y Blashke Islands, 2. la ausencia de la asociación litológica de los cuerpos tipo Alaska, que poseen dunitas junto con wehrlitas olivínicas, mismas que se encuentran bandeadas con cromitas en forma intercumulática lo que representa el interés económico de los complejos tipo Alaska, 3. No se evidencia aureola de contacto, aunque existen litologías como esquistos con epidota-clorita-plagioclasa, asociadas al límite NW, mientras que en el resto del complejo estas litologías están falladas lo que hace difícil su distinción. Algunas similitudes como: 1. texturas cumuláticas encontradas en las litologías ultramáficas, que dan evidencia de un desarrollo por cristalización fraccional, lo que da un origen similar a las litologías de los complejo tipos Alaska con las litologías encontradas en el CMUT (con excepción del centro de dunita o serpentinita). 2. Similar dimensión 3. Disposición paralela a fallas regionales 4. Similar ambiente geodinámico.

Thakurta (2018), indica que cuando no se observa la zonación, una evidencia de su probable existencia, es la presencia de xenolitos (o autolitos) alargados discordantes de una litología máfica dentro de la ultramáfica, debido a que indicaría su formación desde los bordes hacia el interior, aunque afirma que siempre los contactos no son netos, sino son sinuosos o transicionales. Lo que en el complejo se evidencia, es que todas las hornblenditas se encuentran intruyendo a las piroxenitas, aunque no menciona la presencia de diques discordantes de gabro y las litologías más silíceas. Pero estudios petrogenéticos de Fanka et al. (2016), indicaría que estas litologías podrían haberse formado en las últimas etapas de cristalización de una cámara magmática.

Tanto el desarrollo de minerales de hornblenda en los gabros y las piroxenitas, como las firmas geoquímicas relacionadas a procesos de subducción se podrían interpretar que los magmas del complejo máfico-ultramáfico Tampanchi derivaron primeramente de una fuente magmática común.

El complejo Tampanchi es un cuerpo máfico-ultramáfico intrusivo alineado en el mismo sentido de fallas regionales, formando a partir de magmas hidratados que intruyeron en el tras arco del Arco Alao. Posteriormente se vio afectado por un evento compresivo reflejado en el desarrollo de clivajes en el complejo, en la misma dirección de los ejes axiales de las antiformas detectadas en el área de estudio. Si bien las litologías encontradas, al igual que la forma elíptica, podrían influenciar para la clasificación de cuerpo tipo Alaska, actualmente, autores como Guillou-Frottier et al. (2014), enfatizan una zonación compuesta por un núcleo de Dunita, con cambio gradacional a clinopiroxenitas donde se concentraría minerales del grupo del platino (PGE), es lo que determina para asignar la clasificación de cuerpo máfico-ultramáfico tipo Alaska. En el presente trabajo no se reportó esta zonación. Por lo que con los datos disponibles no se puede determinar si el complejo Tampanchi corresponde a un cuerpo máfico-ultramáfico tipo Alaska, pero mantiene una similar historia de emplazamiento.

En este trabajo se ha determinado que el complejo se encuentra próximo a una zona de contacto entre la Unidad Alao-Paute y El Pan, instruyéndose en la última unidad.

3.2.4 FORMACIÓN TARQUI

Se encuentran en la parte NW del mapa en el sector San Antonio Dudas UTM (757765; 9711712), compuesto principalmente por material piroclástico formado por ignimbritas y tobas de coloración blanco y rojo que en el área de estudio se encuentra cubriendo a la Unidad Alao-Paute. Corresponden a depósitos de edad post-plegamiento de la secuencia terciaria de la cuenca de Cuenca, entre 6 y 3 Ma Mio-Plioceno (Hall y Beate, 1991).

3.2.5 TERRAZA MORFOLÓGICA GUARAINAG

Ubicada en la margen izquierda del río Paute, entre el río Pindilig y el poblado de Tambillo UTM (762384;9701477), son depósitos no consolidados formados por alternancias de niveles limo arcillosos de color rojo junto con detritos mal sorteados de la Unidad Alao-Paute, el complejo Tampanchi y El Pan, cuya granulometría varía desde gravas a arenas de grano grueso, formando una capa de 20 metros aproximadamente, que cubren a la Unidad El Pan.

CAPÍTULO 4

GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

4.1 INTRODUCCIÓN

El área de estudio se caracteriza por presentar estructuras locales y regionales con variada cinemática y con historia de deformación bien marcada, que se desarrolla desde épocas jurásicas hasta la actualidad. Las estructuras poseen dirección NE-SW (rumbo andino). La deformación desarrolla estructuras, tanto de comportamiento frágil como dúctil que se encuentran presentes principalmente en la zona occidental del área de estudio.

La zona presenta un fallamiento regional activo, con la denominada Falla Paute (Egüez et al., 2003). Esta falla pertenece a un sistema de fallas registradas por Litherland et al. (1994), donde se incluye, además un lineamiento denominado para el presente trabajo como lineamiento Resul a nivel local que se encuentra al E del contacto tectónico entre la Unidad Alao-Paute y El Pan.

La Falla Resul se muestra en la zona de estudio como un lineamiento morfológico sin pruebas de alguna actividad.

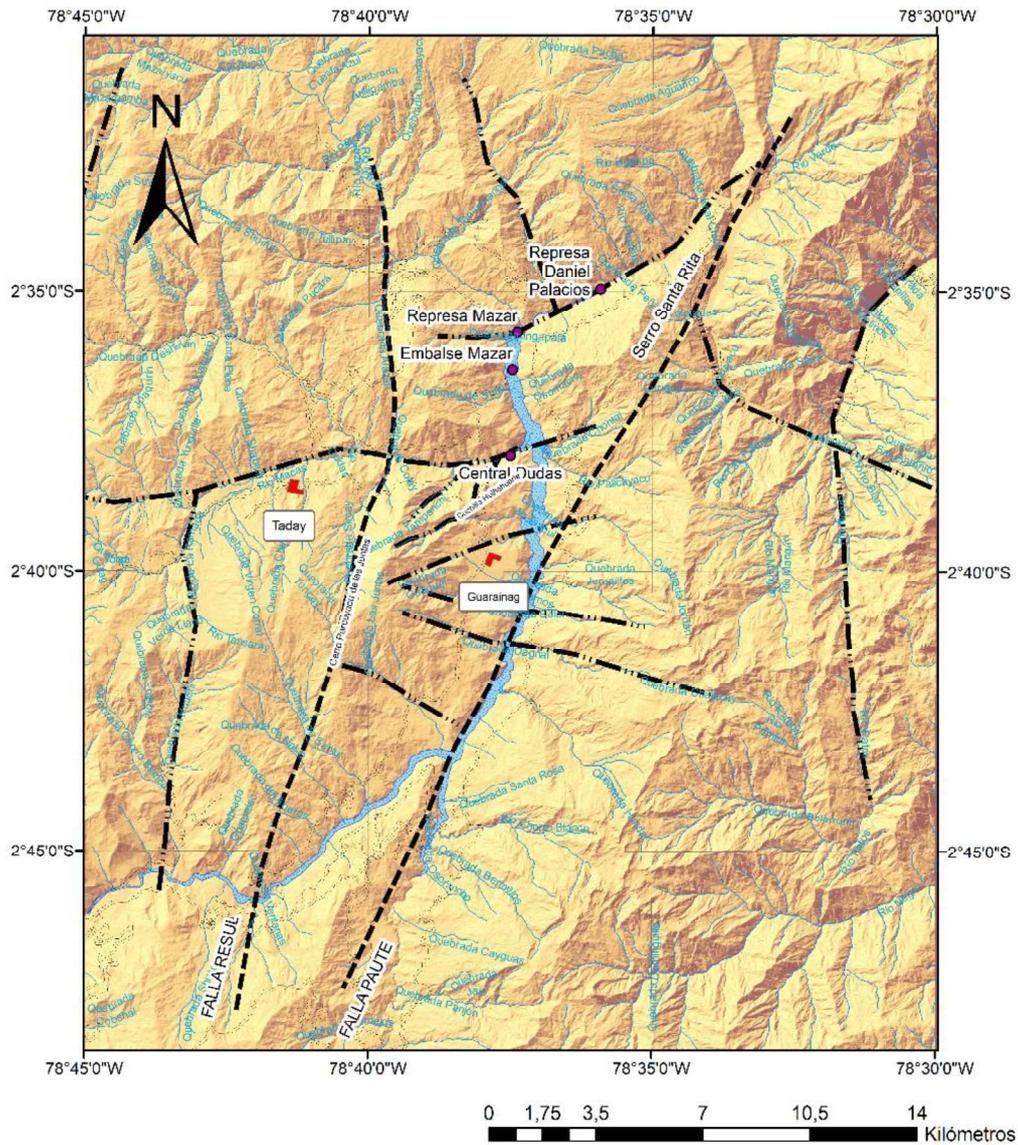
4.2 FALLAS Y LINEAMIENTOS PRINCIPALES

4.2.1 FALLA PAUTE

Regionalmente se extiende ~50 km hasta la laguna Acuacocha al N (Litherland et al., 1994), mientras que al S (fuera del área de estudio), se encuentra a 1 km al NE de la quebrada Palmas, donde afloran los primeros esquistos verdes de la Unidad El Pan UTM (754120;9675649) (Navarrete, 2018), interpretada como un límite tectónico con la Unidad Alao-Paute.

Es un lineamiento regional, que corta a la Unidad El Pan en sentido N25°E, desde la cima del Cerro Santa Rita al N, pasando luego por el curso del río Paute, extendiéndose hasta el S a la loma Las Juntas (fuera del área de estudio).

Yepes (1998), indica que no existe evidencias claras de fallamiento activo cercano al embalse de la hidroeléctrica Mazar, a más de la micro sismicidad de baja magnitud asociada a la Falla Peñas Coloradas (falla Paute), ubicada a 3.5 km del sitio de emplazamiento de las obras (**Figura 4.1**).



Legenda

- Zona Urbana
- Río Principal
- Vía Principal
- Lineamiento Fotogeológico
- Falla Inferida Fotogeológica
- Río Secundario

Figura 4.1 Esquema estructural del área de estudio.

4.2.2 FALLA RESUL

Esta falla corta transversalmente al contacto tectónico de la Unidad Alao-Paute y El Pan. En el área de estudio presenta una extensión de 22 km, y se ubica en el flanco occidental del cerro Palcoyacu de las Juntas y del cerro Yanguan, mismo que forman el lineamiento principal en sentido N-S (**Figura 4.1**). El principal trazo se basa en el análisis de imágenes satelitales y en las manifestaciones geomorfológicas presentes en la red de drenajes, donde forman lineaciones en las márgenes de la quebrada que se encuentra al E del poblado de Resul y continúan cruzando perpendicularmente al río Pindilig, hasta la quebrada Colay, además de un cambio brusco de pendiente, en la margen derecha de la quebrada Sircay, donde la topografía cambia bruscamente a pendientes $\sim 25^\circ$, al W del poblado de Manzanapata UTM (759131; 9707732).

4.2.3 LINEAMIENTOS EN SENTIDO NE-SW

El análisis foto geológico en el área de estudio ha permitido identificar un conjunto de lineamientos topográficos respecto a la red de drenaje, en sentido NE-SW. Un primer lineamiento sigue las quebradas Tampanchi y Tasqui, que se unen al río Pindilig a la altura del poblado de Sarán por donde posteriormente sigue el lineamiento que proviene de la quebrada Tampanchi, terminando en la Central Dudas (**Figura 4.1**). En estas zonas se encuentran espejos de falla orientados en el mismo sentido que la falla Paute con un rumbo en un rango de $N60-75^\circ E$ buzando $35^\circ SE$.

Evidencias en campo no muestran un rasgo claro que permita definir la dinámica para esta falla.

Otro lineamiento se puede apreciar cruzando la represa Daniel Palacios y la central Mazar, hasta las inmediaciones de la quebrada Ingapata, donde sigue el drenaje de esta quebrada, cortando un conjunto de esquistos grafitosos de unidad El Pan.

Estos lineamientos afectan a litologías del complejo Tampanchi y el Pan, al SE del poblado de Sarán, en la cuchilla Huiñahuarte UTM (763452;9707846), se exhibe la

formación de un escarpe conformado por zonas dispersas deformadas y diaclasadas del complejo Tampanchi y la Unidad El Pan.

4.2.4 LINEAMIENTOS E-W

Este lineamiento coincide con una evidente alineación de la red de drenaje que sigue el río Pindilig y atraviesa casi perpendicularmente a la Unidad El Pan y el complejo Tampanchi, esto refleja la actividad tectónica actual generado por el levantamiento orogénico que ha dado lugar a que los ríos corten, erosionen y generen valles incisivos en forma de “V”, en la zona de estudio.

4.2.5 ZONA DE CIZALLA CENTRAL

Constituye una zona que abarca el ancho del complejo Tampanchi y parte de la Unidad El Pan que se encuentra a la altura de la cuchilla Huiñahuarte en el camino que conduce a los tubos de la hidroeléctrica Dudas, al SE del poblado de Sarán, hasta limitándose hasta las cercanías de la quebrada Tasqui.

En el análisis microtectónico de los esquistos con actinolita-clorita plegados, se aprecia el desarrollo de estructuras S-C, de bandas de cizalla tipo C, sobre planos de clivaje penetrativo S_1 . (**Figura 4.2**).

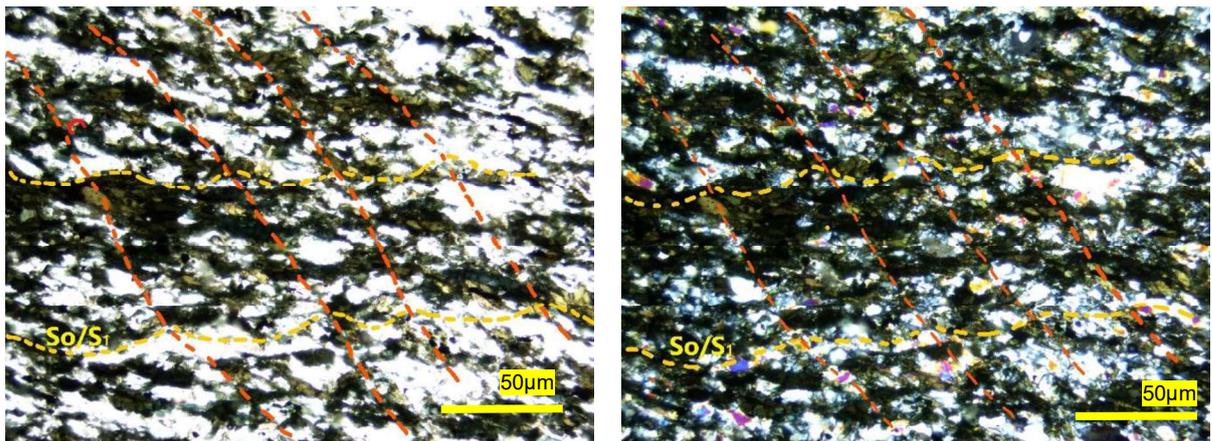


Figura 4.1 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (5x) de esquisto de la Unidad El Pan. Muestra TP-12, mostrando estructuras C_2 , ligeramente perceptibles. SE del poblado de Sarán UTM: 9708367;763767.

La fase de deformación, en el complejo Tampanchi, se ve reflejado en algunas tonalitas que adquieren una textura milonítica, en dirección $N35^\circ E$ con variaciones

en su buzamiento de 80-60°SE. Se ubican en la zona S del complejo a lo largo de la vía Biolán-Cantera Huiñahuarte.

En la cantera Languapirca ubicada al SE del poblado de Biolán, se evidencia un conjunto de fracturas que mantienen una dirección paralela al rumbo andino y buzán al SE, se puede apreciar un movimiento inverso dextral de bajo ángulo, corroborando así un régimen transpresivo generado por un esfuerzo principal (σ_1), aproximadamente en dirección W-E (**Figura 4.3**). En el afloramiento se aprecia las superficies que posiblemente representa juntas de cizallamiento dextral. La deformación de carácter dúctil en la tonalita da indicios del ambiente en que se desarrolló.

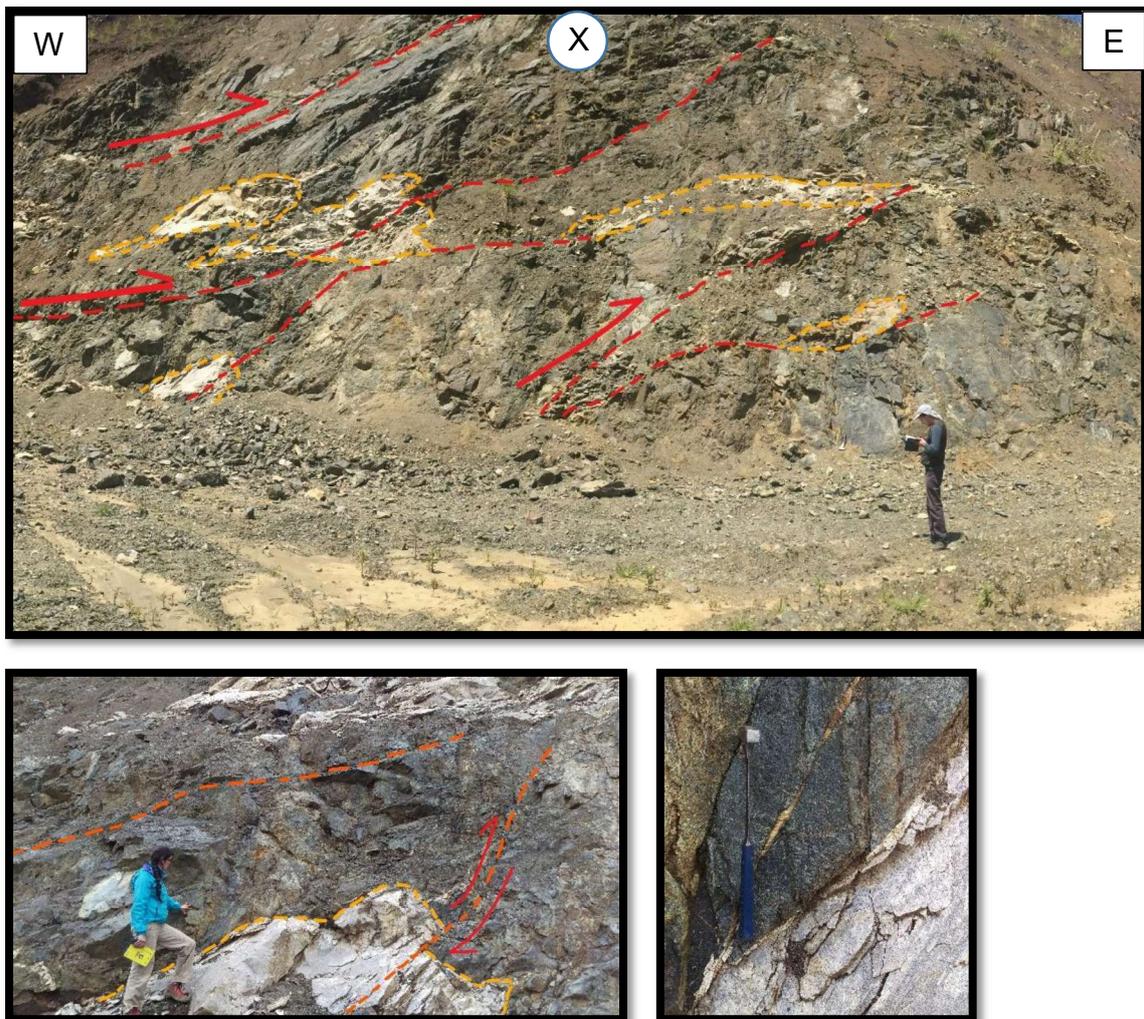


Figura 4.2 Cantera con indicios de afectación tectónica en ambiente frágil, mostrando el movimiento aproximado, donde se observan fallas inversas de bajo ángulo. Se localiza al este de San Francisco de Biolán UTM (761616;9707791).

Litologías asociadas a una fase compresiva, se encuentran formando pliegues comprimidos acompañados por una foliación bien desarrollada constituidos por esquistos atribuidos a la Unidad El Pan. Afloran principalmente al SE del poblado de Sarán, en la cuchilla Huiñahuarte y al SW del poblado de Timpur en la cantera Guarainag, presentando altos niveles de deformación, con ejes axiales inclinados al NE buzando al NW (**Figura 4.4**), posiblemente los pliegues mayores fueron sustituidos por fallas de empuje.



Figura 4.3 Esquistos bandeados de la Unidad El Pan, deformados formando anticlinales. Cantera Guarainag UTM:763153;9706517. En círculo rojo camioneta.

CAPÍTULO 5

EVOLUCIÓN GEODINÁMICA

5.1 INTRODUCCIÓN

La información petrográfica y estructural colectada en campo ha sido interpretada y correlacionada con diversos estudios geológicos, con la finalidad de elaborar la historia geológica del área de estudio y relacionarla con la geodinámica regional de la Cordillera Real.

Los eventos geológicos considerados en este modelo, inician en el Jurásico, con las unidades localizadas en la Cordillera Real y continúan hasta el Paleógeno.

El basamento de la Cordillera Real consiste de rocas paleozoicas formada por la Unidad Chiguinda (Terreno Loja), depositada probablemente en un ambiente de margen pasivo (Barragán and Baby, 2017).

5.2 PERIODO JURÁSICO MEDIO A CRETÁCICO INFERIOR

Durante gran parte del Jurásico Medio-Tardío, la actividad volcánica del arco Alao generó material volcánico y volcano-sedimentario que fue depositado dentro y fuera del arco tanto en una cuenca de ante-arco como una de tras-arco, generándose principalmente las Unidades Maguazo y El Pan, respectivamente. La edad del inicio de la depositación del Arco Alao es 163.7Ma (Cochrane, 2013), estimada en la Unidad Maguazo, mientras que en la Unidad El Pan, se identificó la presencia de *Uvaesporites* sp. (Riding, 1989b), un género bien representado que indica un rango de edad del Jurásico Medio a Cretácico Temprano (~170 - ~100.5 Ma).

Esta secuencia volcánica marina fue interpretada por Litherland et al. (1994), como un arco de isla del Jurásico Medio acrecionado al continente. Spikings et al. (2015), indican que es un arco in situ que hizo erupción a través de una corteza delgada durante el Cretácico Temprano dentro de un ambiente marino, generado por un evento extensional causado por Slab Roll-back, debido a que el ángulo inicial de subducción aumenta, lo que provoca que el slab rote hacia la vertical, provocando

que la fosa migre hacia el océano con el tiempo (Niu, 2014). Spikings et al. (2015) correlaciona al arco Alao con el complejo Quebradagrande en Colombia, indicando que se generó en un periodo de ~145-115 Ma, cuando actuó el régimen extensivo. Las fallas de rumbo andino que atraviesan este arco pueden ser asociadas al evento extensional ocasionado por rollback que comenzó en el Jurásico Medio y terminó en el Cretácico Inferior, este régimen prevaleció en la corteza continental de Sudamérica (Cochrane, 2013).

La extensión generó un rifting en el noroccidente de Sudamérica, dividiendo la corteza en fragmentos continentales (Terreno Guamote) (Spikings et al., 2015).

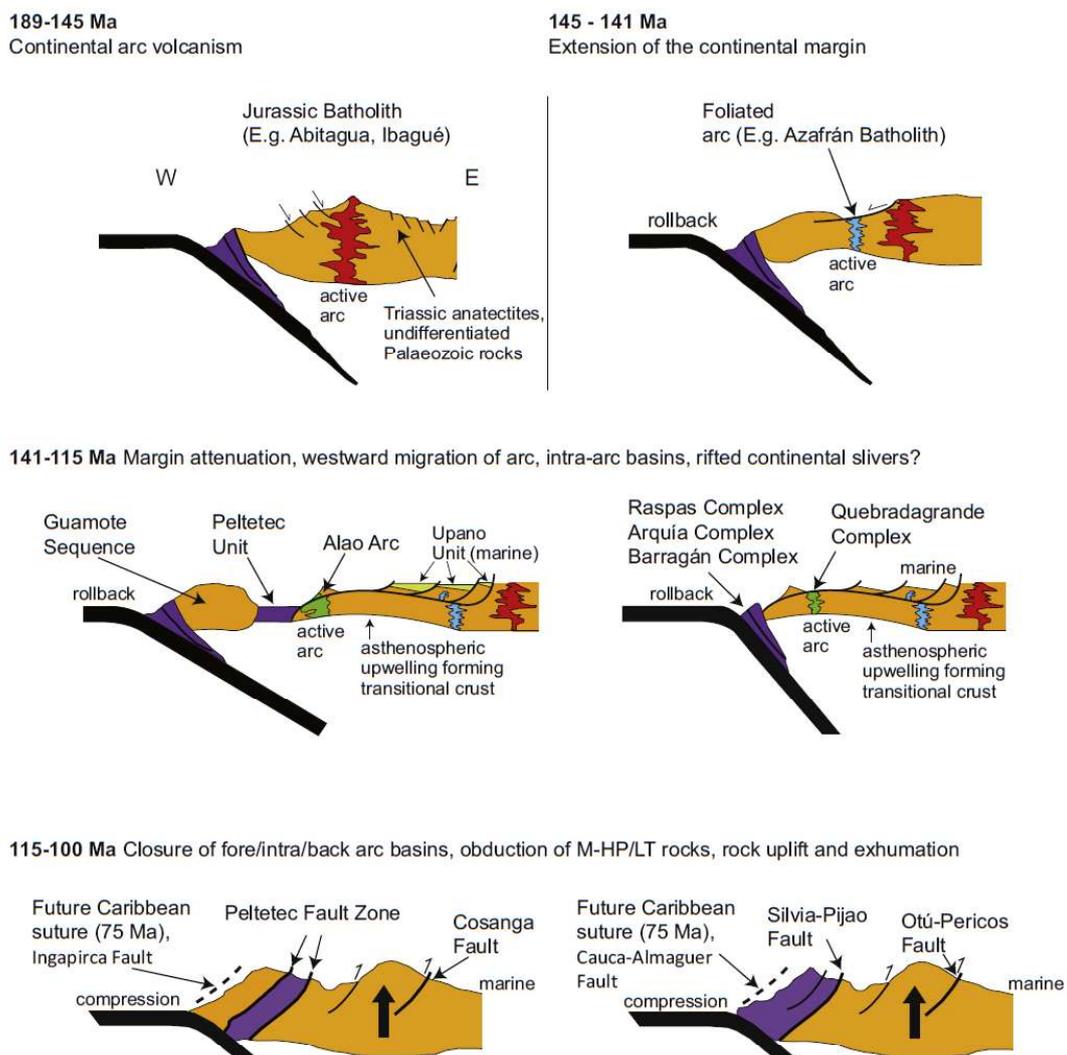


Figura 5.1 Modelos esquemáticos tomados de Spikings et al. (2015), para la evolución tectónica del margen noreste de Sudamérica, que se ajustan a los datos geocronológicos, geoquímicos y sedimentológicos. Estos modelos proponen que el eje del arco jurásico durante 185-145 Ma no se desplazó. El retroceso a partir de 145 Ma provocó que los ejes de arco se desplazarán hacia el océano y adelgazaron la corteza, dando lugar al magmatismo del arco calco-alcalino y toleítico, ocasionalmente a los basaltos T-MORB y ambientes

sedimentarios marinos. La extensión en algunas partes del margen puede haber ocasionado que bloques continentales se separen, formando grandes extensiones de corteza transicional (Unidad Peltetec) en las cuencas intra-arco tal vez explicando la Secuencia Guamote. La compresión comenzó en 120 Ma y arrastró rocas ultramáficas y máficas de la Unidad Peltetec entre estos arcos y bloques continentales re-acrecionados

Nivia et al. (2006), indica que este adelgazamiento progresivo genera ambientes sedimentarios más profundos, lo que explicaría la Unidad Maguazo, pero podría reflejarse en un tras-arco pseudo desarrollado con menor aporte volcano-sedimentario en comparación al ante-arco, donde se desarrolló la Unidad El Pan. Spikings et al. (2015) indica que este adelgazamiento progresivo genera un avanzado estadio de rifting continental, lo que formó corteza tipo E-MORB, correspondiente a la Unidad Peltetec.

A finales del Cretácico Inferior se produce un periodo de compresión, ocasionado por el incremento de las tasas de convergencias de la Placa Farallón y Sudamérica, como consecuencia de la apertura del Sur Atlántico (~120 Ma). La compresión ocasiona la acreción del Terreno Guamote y la exhumación y emplazamiento estructural de la Unidad Peltetec, para posteriormente formar una protocordillera (Cochrane, 2013). Este evento en la Unidad Alao-Paute y en la Unidad El Pan en el área de estudio, se ve reflejado en una esquistosidad inicial (S_1), posteriormente un segundo evento de deformación (S_2), relacionada con pliegues cerrados. Además, en el complejo Tampanchi a parte de mantener una dirección aproximada NE-SW, este evento produce la formación de textura milonítica en las tonalitas, Estas litologías mantienen una dirección de rumbo andino.

Este régimen es seguido por un periodo de tranquilidad, acompañado por un engrosamiento de la corteza, sin mucha deformación y magmatismo incipiente, común en periodos posteriores a una subducción tipo roll-back en los Andes (Ramos, 2009).

5.3 PERIODO CRETÁCICO SUPERIOR

En el Turoniano-Conaciano (~90 y 87 Ma) se produce la extrusión del Plateu Caribe a través de una pluma mantélica, en latitudes ecuatorianas (0 y 5°S), se compone de rocas máficas ultramáficas, representadas en Ecuador por la Formación

Pallatanga y Unidad Saloya en la Cordillera Occidental, correlacionadas con las rocas oceánicas del basamento de la Formación Piñón en la Costa del Ecuador. El plateau avanzó en dirección E-NE, hasta colisionar con la margen continental de Sudamérica en el Maastrichtiano (73-70 Ma) (Luzieux et al., 2006), a lo largo de la Falla Pujilí (Hughes y Pilatagsi, 1999).

La acreción del terreno Pallatanga se evidenció por un enfriamiento en la historia termal de la Cordillera Real, ocasionada por un levantamiento y rápida exhumación desde los ~ 85 Ma hasta ~60 Ma (Ruiz et al., 2004). Las secuencias de arco de isla intraoceánico (Grupo Río Cala) que sobreyacen e intruyen (Granito de Pujilí) a rocas del plateau, tienen edades de cristalización que se extienden entre ~85-72 Ma. La geoquímica y las edades radiométricas de las lavas asociadas al arco de Río Cala, indican que el arco se inició por subducción hacia el oeste, debajo del CLIP (Caribbean Large Igneous Province) y son contemporáneas con las rocas de arco de isla de la Costa del Ecuador (Vallejo et al., 2009).

Las subsecuentes evidencias de erosión-exhumación de la Cordillera Real, constituyen la depositación de "red beds" de origen continental de la Formación Tena, en la Cuenca Oriente durante el Maastrichtiano-Paleoceno (Spikings et al., 2001) y la depositación de series turbidíficas de grano fino a grano medio, de material volcánico derivado de una fuente rica en granitoides y rocas metamórficas (Cordillera Real) en el oeste (Formación Yunguilla), durante el Campaneano inferior-Maastrichtiano (Vallejo, 2007).

5.4 PERIODO PALEOCENO-MIOCENO

Los datos obtenidos de trazas de fisión en circones y apatitos, revelan que durante el Cenozoico (43-30 Ma) se suscitaron periodos acelerados de enfriamiento cortical, ocasionando por tasas importantes de exhumación-erosión de la Cordillera Real (Spikings et al., 2000;2001). Este evento de exhumación podría relacionarse con el evento de acreción del Terreno Macuchi con el Terreno Pallatanga, a lo largo de la zona de cizalla Chimbo-Toachi (Hughes y Pilatagsi, 2002), o al incremento de las tasas de subducción y compresión.

Lonsdale, (2005), indica que las tasas de subducción aumentan ocasionando la fragmentación de la Placa Farallón en las Placas Cocos y Nazca en el Oligoceno (~25 Ma), se produce la configuración del régimen actual de subducción.

Los efectos del incremento de las tasas de compresión y subducción en el Oligoceno y Mioceno, se evidenciaron nuevamente con un incremento en las tasas de enfriamiento (23-15 Ma; 10-0 Ma) a causa de la exhumación-erosión de la Cordillera Real (Spikings et al., 2001).

5.5 EVOLUCIÓN DEL COMPLEJO MÁFICO-ULTRAMÁFICO TAMPANCHI (CMUT)

El CMUT, es un cuerpo que debió generar magmas ricos en Mg donde su intrusión en altos niveles requiere una intensa fusión parcial, un sobrecalentamiento y condiciones favorables de ascenso (Tistl et al. 1994). Esto puede haberse generado en una zona de extensión provocada por el retroceso del Slab, por donde se desarrolló el Arco Alao (Spikings et al., 2015). Las disposiciones litológicas en campo indican que se intruyó en la Unidad El Pan, misma que representa un trasarco desde los 145-120 Ma, periodo que duró el evento extensivo (Spikings et al., 2015).

Respecto al complejo Tampanchi, según las relaciones de corte entre las litologías presentes, se interpreta que la piroxenita mantenía una plasticidad al momento que se genera hornblendita, derivando así en contactos mayormente sinuosos entre estas litologías, otras hornblenditas afloraron de forma masiva como en la quebrada Tampanchi. Posteriormente, estas litologías se vieron cortadas por diferentes tipos de gabros, en pulsos que pudieron aprovechar fracturas para intruirse formando un contacto neto entre estas litologías. A partir de esto, se produjo el desarrollo de coronas de reacción compuesta por hornblenda en xenolitos de piroxenitas, como consecuencia de un cambio en las condiciones de estabilidad. Después existe una litología que se denominó anortosita que corta a los gabros, siendo a continuación cortadas por tonalitas que intruye al resto de litologías, estando presente

especialmente en la zona S del complejo, donde se aprecia una intrusión de esta litología llevando xenolitos de piroxenita. La tonalita en la mayor parte del complejo se encuentra milonitizada relacionado posiblemente a un evento compresivo tomando una dirección NE-SW.

Posterior a la intrusión se produjo una fase de deformación que en general afectaron a las litologías tanto de la Unidad El Pan como del complejo Tampanchi. En el complejo se desarrollaron esquistos con actinolita, clorita y plagioclasa, están en relación con gabros hornbléndicos, localizados al S del poblado que lleva el mismo nombre que el complejo, y el desarrollo de textura milonítica en tonalitas con una dirección similar a las litologías encontradas en el resto de Unidades manteniendo un rumbo andino (D_2). Las rocas ultramáficas desarrollaron un clivaje (60/58) evidenciado principalmente en la cantera Desincho, o en el poblado de Shall, producto de un esfuerzo transpresivo (Litherland et al. 1994), relacionado a la fase de mayor deformación. Bajo un creciente o constante esfuerzo en la zona se desarrollaron fallas de rumbo en sentido NE-SW, generando un sistema de fallas transpresivas con rumbo andino.

En general las litologías presentan minerales como clorita y plagioclasas con recristalización a sericita, que junto con los minerales descritos anteriormente como consecuencia del metamorfismo de facies de esquistos verdes presente en el Arco Alao (Trouw, 1974).

Los datos geoquímicos presentados previamente indican que el complejo Tampanchi, se originó en un ambiente de subducción, lo que provocó una serie de intrusiones relacionadas con el complejo Tampanchi, como lo propuesto por Litherland et al. (1994), en el Plutón de Magtayan, al N del área de estudio, o al NW de ciudad Paute, en las cercanías del poblado El Azul. Estos lugares parecen continuar en la zona de contacto entre la Unidad Alao-Paute y El Pan.

Tistl et al., (1994) indica que estos cuerpos representan las raíces del arco que ascendieron en forma de complejo tipo Alaska, debido a movimientos transversales, a lo largo de lineamientos principales durante ambientes extensivos.

El CMUT puede considerarse como raíz de un arco similar al complejo ígneo Cuijiu ubicado en el arco oriental denominado Gangdense al S del Tibet (Xu et al. 2019), donde está constituido por una amplia variedad de rocas desde cumulatos máficos-ultramáficos y félsicos (tonalitas, dioritas), similares a las encontradas en el complejo Tampanchi. (Figura 5.2)

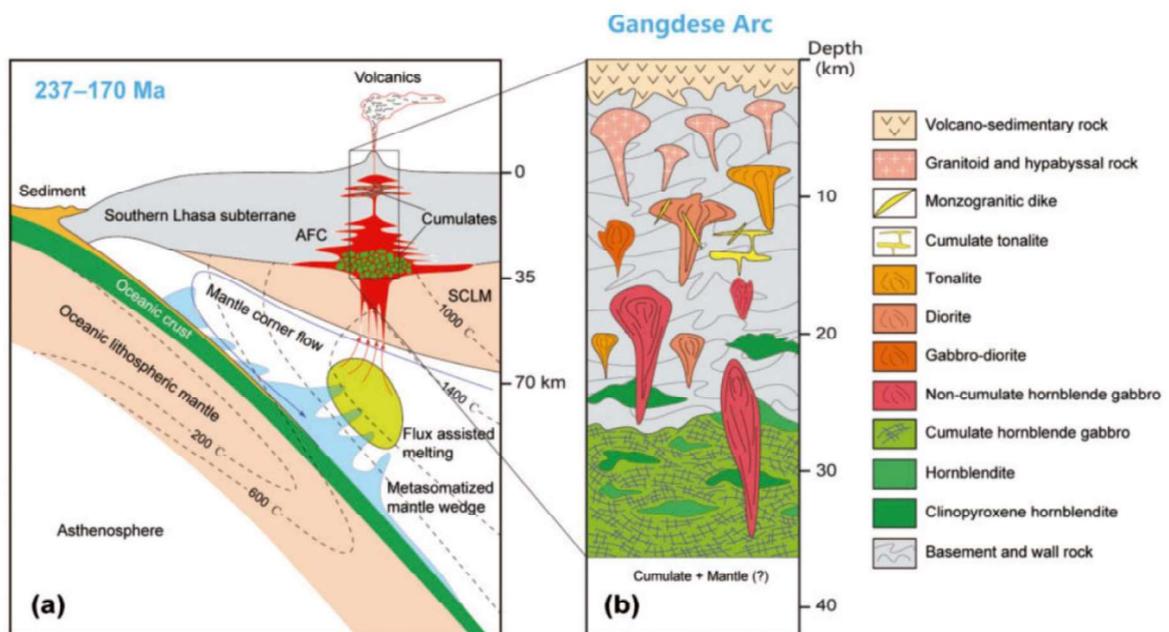


Figura 5.2 Ilustración resumida en dos pasos del modelo de asimilación-cristalización fraccional para la formación de rocas magmáticas del Mesozoico temprano (237-170Ma), al sur de subterráneo Lhasa. b) Es quema de la sección vertical en dos dimensiones del Arco Gangdense en el Mesozoico temprano (237-170Ma) embace a los datos de presión y geología regional. Tomado de Xu et al. (2019)

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

- El análisis estratigráfico, litológico y estructural, desarrollado en la Cordillera Real, permitió definir y caracterizar petrográficamente la unidad volcano-sedimentarias (El Pan), y a la Unidad Alao-Paute, como una secuencia metavolcánica.
- El contacto entre las Unidades Alao-Paute y El Pan, en la zona de estudio es tectónico manteniendo un rumbo andino, concordante a lo propuesto por Litherland et al. (1994), para el área de estudio.
- Los datos geoquímicos presentados previamente indican que el complejo Tampanchi, se originó en un ambiente de subducción, lo que provocó una serie de intrusiones relacionadas con el complejo Tampanchi, como lo propuesto por Litherland et al. (1994), en el Plutón de Magtayan, al N del área de estudio, o al NW de ciudad Paute, en las cercanías del poblado El Azul. Estos lugares parecen continuar en la zona de contacto entre la Unidad Alao-Paute y El Pan.
- Según las descripciones petrográficas el Complejo Máfico-Ultramáfico Tampanchi puede correlacionarse con la composición de la raíz de un arco similar al complejo ígneo Cuijiu ubicado en el arco oriental denominado Gangdense al S del Tibet (Xu et al. 2019), donde esta constituido por una amplia variedad de rocas desde cumulatos máficos-ultramáficos y félsicos (tonalitas, dioritas), similares a las encontradas en el complejo Tampanchi.
- El análisis petrográfico del Complejo Máfico-Ultramáfico Tampanchi, está constituido principalmente por piroxenitas, hornblenditas, gabros, tonalitas (milonitizadas) y anortositas, así mismo las texturas cumuláticas, poiquilíticas e intercumuláticas, además de, las firmas geoquímicas relacionadas a procesos de subducción se podrían interpretar que los

magmas del complejo derivaron primeramente de una fuente magmática común.

- El complejo Máfico-Ultramáfico Tampanchi, pudo haberse formado en las etapas que antecedieron a la re-acreción del terreno Guamote (Spikings et al., 2015), en un ambiente extensivo de 140-~120 generado por roll-back del slab, para luego pasar por un evento de transpresión, que generó facies félsicas post magmáticas (tonalitas milonitizadas), dio inicio la fase de deformación principal de las Unidades El Pan y Alao-Paute.
- Las edades (K-Ar) de 60-65 Ma (Litherland et al., 1994) son interpretadas como reseteo. Con la información disponible se propone rangos de edades que podrían variar, desde las propuestas por Spikings et al. (2015) a un metabasalto y gabro del complejo ofiolítico Peltetec (134.3 Ma) hasta las etapas que antecedieron a la acreción del Terreno Guamote como consecuencia de la apertura del Sur Atlántico (~120 Ma) (Cochrane, 2013).
- El Complejo Máfico-Ultramáfico Tampanchi se encuentra afectado por zonas de cizallamiento, en sentido NE-SW, correlacionado con la falla Paute descrita por Egüez et al. (2003), que indica la presencia de microsismicidad activa al sureste de la Hidroeléctrica Mazar. No se conoce el movimiento de esta falla.

6.2 RECOMENDACIONES

- Realizar un estudio petrológico para en elementos mayores y menores para conocer las características del magma original, ya que algunos complejos indican un diferente origen del magma para cada litología. Lo que indicaría pulsos magmáticos en diferentes estadios del desarrollo del arco Alao.
- Realizar análisis isotópicos, con las técnicas actuales, para obtener una edad confiable del cuerpo.
- Realizar estudios de geotermobarometría para confirmar si la intrusión se emplazó en una cuenca de tras-arco, para conocer la profundidad a la que se desarrollaron las diferentes litologías, esto ayudaría a entender de mejor manera la evolución del arco.

CAPITULO 7

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrin, P., Segovia, M., Rolandone, F y Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, (35)5,1048-1065.

Aspden, J.A., y Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205 (1992), 187-204.

Barragán R., y Baby, P. (2017). Evolución tectónica de la sección Pre-cretácica, Cuenca Oriente-Marañón. Memorias de las 8vas Jornadas en Ciencias de la Tierra. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

Barragán, R., Baby, P. y Duncan, R. (2005). Cretaceous alkaline intra-plate magmatism in the Ecuadorian Oriente Basin: Geochemical, geochronological and tectonic evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 236, 670-690.

Bristow, C. R., y Guevara, S. (1980). Mapa geológico de Azogues escala 1:100,000. DGGM (Dirección General de Geología y Minas).

Bristow, C. R. (1973). Guide to Geology of the Cuenca Basin, Southern Ecuador, Quito: Ecuadorian Geological and Geophysical Society.

Calahorrano, A. (2005). *Structure de la Marge du Golfe De Guayaquil (Equateur) et propriétés physiques du chenal de subduction, a partir de donnees de sismique marine reflexion et refraction* (These de doctorat). Universite Pierre et Marie Curie, Paris, Francia.

Cochrane, R.S. (2013). *U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: Rift to drift transition, active margin dynamics and*

implications for the volume balance of continents (Tesis doctoral). Université de Geneve, Suiza. doi: 10.13097/archive-ouverte/unige:30029.

Dilek, Y., and Furnes, H. (2011). Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123, 987-411.

Dilek, Y. and Furnes, H. (2014). Ophiolites and their origins. *Elements*, 10, 93-100.

Dilek, Y., Furnes, H., and Skjerlie, K.P. (1997). Propagating rift tectonics of a Caledonian marginal basin: Multi-stage seafloor spreading history of the Solund-Stavfjord ophiolite in western Norway. *Tectonophysics* 280, 213-238.

Egüez, A., Alvarado, A., Yepes, H., Machette, M., Costa, C., and Dart, R. (2003). Database and Map of Quaternary Faults and Folds of Ecuador and its offshore regions. USGS (Open-File Report 03-289).

Fanka, A., Tsunogae, T., Daorerk, V., Tsutsumi, Y., Takamura, Y., Endo, T., and Sutthirat, C. (2016). Petrochemistry and mineral chemistry of Late Permian hornblendite and hornblende gabbro from the Wang Nam Khia area, Nakhon Ratchasima, Thailand: Indication of Paleo-Tethyan subduction. *Journal of Asian Earth Science*, 130, 239-255.

Egüez, A., y Vásconez, R. (2012). Metodología de trabajo para elaborar Mapas Geológicos. Quito-Ecuador: INIGEMM.

Ghose., N.C., Chatterjee, N., and Fareeduddin. (2014). A petrographic Atlas of Ophiolite: An Example from the Eastern India-Asian Collision Zone. doi: 10.1007/978-81-322-1569-1.

Guillou-Frottier, L., Burov, E., Augé, T., y Gloaguen, E. (2014). Rheological conditions for emplacement of Ural-Alaskan-type ultramafic complexes. *Tectonophysics* 631, 130-145.

Gutcher, M. Malavielle, J., Lallemand, S., and Collot, J.-Y. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision *Earth and Planetary Science Letters*, 168, 255-270.

Helmy, H.M., Yoshikawa, M., Shibata, T., Arai, S. and Kagami, H. (2015). Sm-Nd and Rb-Sr isotope geochemistry and petrology of Abu Hamamid intrusion, Eastern Desert, Egypt: An Alaskan-type complex in a backarc setting. *Precambrian Research*, 258, 234-246.

Himmelberg, G.R., and Loney, R.A. (1995). Characteristic and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, southeastern Alaska. *Precambrian Research*, 258, 234-246.

Irvine, T.N. (1963). Origin of the ultramafic complex at Duke Island Southeastern Alaska. Mineralogical Society of America, Special paper 1.

Ishimaru, S., Arai, S., and Tamura, A. (2017). Clinopyroxenite dykes within a banded unit in the basal mantle section of the northern part of the Oman ophiolite: A record of the last deep-seated magmatism. doi:10.1016/j.lithos.2017.09.022.

Litherland, M., Aspden, J., and Jemielita, R. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. Overseas Memoir of the British Geological Survey 11,147.

Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404 (3-4), pp. 237-264.

Lonsdale, P., y Klitgord, K. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. Geological Society of America, pp.981-999.

Luzieux, L. (2007). Origin and Late Cretaceous-Tertiary Evolution of Ecuadorian Forearc. PhD thesis, ETH Zurich.

Martin-Gombojav, N. and Winkler, W. (2008). Recycling of Proterozoic crust in the Andean Amazon foreland of Ecuador: implications for orogenic development of Northern Andes. *Terra Nova*, 20, pp. 22-31.

Massonne, H-J. & Toulkeridis, T. (2010). Widespread relics of high-pressure metamorphism confirm major terrane accretion in Ecuador: a new example from the Northern Andes. *International Geology Review*. Vol. 54, N°1, pp. 67-80.

Michaud, F., Witt, C. and Royer, J. Y. (2009). Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. *The Geological Society of America Memoir*, pp 204.

Miyashiro, A. (1975). Petrology and Plate Tectonics. *Reviews of Geophysics and Physics*, Vol. 13, N° 3.

Mondal, K.S. and Griffin, W.L. (2017). Processes and Ore Deposits of Ultramafic-Mafic Magmas through Space and Time. Chapter 9, Thakurta, J. *Alaskan-Type Complexes and Their Associations with Economic Mineral Deposits*.

Pearce, J.A., Lippard, S.J., Roberts, S. (2015). Characteristic and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geological Society of London*.

Pennington, W. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, pp.10753-10770.

Pennington, W.D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal Geophysical Research* (N°. B11), pp. 10753-10770.

Pozo, M. (1990). Complejo Ultramáfico Tampanchi. *Minería Ecuatoriana*, No, 2, 35-37.

Pratt, W., Duque, P. & Ponce, M. (2005). An autochthonous geological model for the Eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, V. 399, pp. 251-278.

Reyes, P. (2006). El complejo ofiolítico Peltetec y su relación con las Unidades metamórficas jurásicas de la Cordillera Real. Tesis de Grado. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

Reynaud, C., Jaillard, É., Lapierre, H., Mamberti, M., & Mascle, G.H. (1999). Oceanic plateau and Island Arcs of Southwestern Ecuador: their place in the geodynamic evolution of northwestern South America. *International Journal of Geoectonics and the Geology and Physics of the Interior of the Earth*, V. 307, pp. 235-254.

Riding, J.B. (1989). A palynological investigation of nine rock samples from Ecuador. Report WH/89/361 R. In: Fourth Annual Report of the Cordillera Real Geological Project (April 1989-March 1990). INEMIN, Quito (unpublished).

Rodríguez, G.G., Arango, M.I., Bermúdez, J.G. (2012). Batolito de Sabanalarga, Plutonismo de arco en la zona de sutura entre las cortezas oceánica y continental de los Andes del Norte. *Boletín Ciencias de la Tierra*, Nro. 32, pp. 81-98.

Sheppard, G., Bushell, G.H.S. (1933). Metamorphic rocks of the eastern Andes near Cuenca, Ecuador. *Geological Magazine* 70, pp. 321-330.

Somosa, R. y Ghidella, M.E. (2005). Convergencia en el margen occidental de America del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (4):797-809.

Spikings, R., Cochrane, R., Villagómez, D., Van Der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W. and Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). *Gondwana Research*, pp. 45.

Taylor, H.P. (1967). The zoned ultramafic complex of southern Alaska. Pp. 97-121.

Tistl, M., Burgath, K.P., Hohndorf, A., Kreuzer, H., Muñoz, R., Salinas, R. (1994). Origin and emplacement of Tertiary ultramafic complexes in northwest Colombia: Evidence from geochemistry and K-Ar, Sm-Nd and Rb-Sr isotopes. *Earth and Planetary Science Letters* 126 pp. 41-59.

Trouw, R. (1976). Cuatro cortes por la franja metamórfica de la Cordillera Real, Ecuador. Escuela Politécnica del Litoral, Guayaquil.

Tshopp, H. (1953). Oil explorations in the Oriente of Ecuador. Quito: AAPG Bulletin.

Vallejo, C. (2007). Evolution of the Western Cordillera in the Andes of Ecuador (Late-Cretaceous-Paleogene), PhD Thesis, ETH, pp. 208.

Villares, F., Egüez, A., Yáñez, E. (2014). Petrographic and geochemical characterization of the Triassic and Jurassic magmatic and volcanic rocks of southeastern Ecuador. *Geophysical Research Abstracts*. Vol. 16, EGU2014-13614. EGU General Assembly.

Von Gruenewaldt, G. (1977). The mineral resources of the Bushveld Complex: *Minerals Sci. Eng.*, v. 9, pp. 83-95.

Whitney, D.L., Evans, B.W. (2010). Abbreviations for names of rocks-forming minerals. *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185-187.

Winkler, W., Villagomez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, St. and Egüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences* 19, pp. 5-19.

Witt, C. and Bourgois, J. (2010). Fore basin formation in the tectonic wake of a collision-driven, coastwise migrating crustal block: The example of the North

Andean block and the extensional Gulf of Guayaquil-Tumbes Basin (Ecuador-Peru border area). *Geological Society of America Bulletin*, pp. 89-108.

Witt, C., Bourgois, J., Francois, M., Ordoñez, M., Jiménez, N., and Sosson, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *American Geophysical Union*, pp. 278-7407.

Xu, W., Zhu, D., Wang, Q., Weinberg, R., Wang, R., Li, S., Zhang, L., and Zhao Z. (2019). Constructing the Early Mesozoic Gangdese Crust in Southern Tibet by Hornblende-dominated Magmatic Differentiation. *Journal Petrology*, Vol. 60, No. 3, 515–552

Yáñez, M. (2016). Caracterización e interpretación geológico estructural de las secuencias litotectónicas de la Cordillera Real entre las longitudes 78°34' y 78°30' O y las latitudes 1°40' y 1°50', al este de Chambo, provincia de Chimborazo. Tesis de Grado, Escuela Politécnica Nacional. pp.179.

Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y. and Cotton, F. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment. *Tectonics*, 35(5), pp. 1249-1279.

Yepes, H. 1998. Estudio de Peligro Sísmico para la Región del Proyecto Mazar. INECEL.

ANEXOS

**ANEXO 1: DESCRIPCIONES PETROGRÁFICA DE MUESTRAS
MACROSCÓPICAS**

| Muestra de Mano | Coordenadas UTM WGS84 | | Z msnm | Zona Sector | Descripción Petrográfica | Nombre de la Roca | Unidad Asignada |
|-----------------|-----------------------|---------|--------|-------------|---|-------------------|-----------------|
| | X | Y | | | | | |
| PIJ-AR-04 | 763133 | 9706524 | 2656 | Guarainag | Roca de color verde y crema, con textura fanerítica, estructura masiva y con grado de meteorización bajo a nulo. Compuesta principalmente de cristales de grano fino de plagioclasa (25%), anfíbol (40%) y cuarzo (20%) ligeramente oxidada, el porcentaje de anfíbol aumenta en las zonas más oscuras de la roca conforme disminuye la cantidad de plagioclasa y cuarzo. En lámina delgada se pudo constatar la estructura esquistosa. | Esquisto | El Pan |
| PIJ-AR-05 | 762428 | 9707434 | 2774 | Tampanchi | Roca de color negro, con textura fanerítica con alto grado de meteorización, deleznable en muestra de mano. Compuesta principalmente por anfíbol, parece monomineralica. La roca fue tomada en una beta rodeada por limo y arcilla. | Hornblendita | C. Tampanchi |
| PIJ-AR-06 | 762672 | 9707248 | 2811 | Laguanpirca | Roca de color verde y gris, con textura fanerítica, estructura masiva y con bajo grado de meteorización. Compuesto principalmente por cristales de grano fino de hornblenda (40%), plagioclasa (30%), piroxeno (10%) epidota (10%) y biotita (10%). La roca presenta esquistocidad junto con algo de oxidación. | Esquisto Gabroico | C. Tampanchi |
| PIJ-AR-11 | 762202 | 9707432 | 2755 | Tampanchi | Roca ignea de color gris verdosa, con textura porfirítica, estructura masiva y bajo grado de meteorización. Compuesta por fenocristales de grano fino de piroxeno (15%) y anfíbol (30%), acompañado por una matriz compuesta por principalmente plagioclasa (55%) con alteración a clorita. El tamaño de grano varía micro gabro o gabro de grano medio. | Gabro | C. Tampanchi |

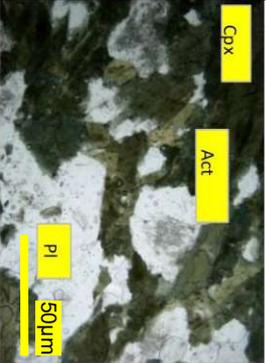
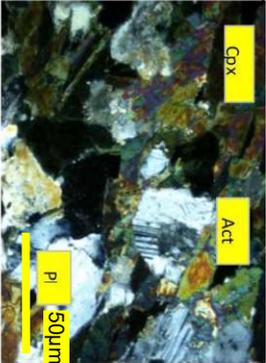
| | | | | | | | |
|-----------|--------|---------|------|-----------|--|------------|-----------------|
| PIJ-AR-13 | 762030 | 9707352 | 2741 | Tampanchi | Roca porfirítica de color verde, con textura porfirítica, estructura masiva y bajo grado de meteorización. Compuesta por fenocristales de grano muy grueso de anfíbol (35%) con textura poiquilitica, algunos cristales son idiomorfos representando una cara basan hexagonal, la matriz está compuesta por plagioclasa (28%), con algunos cristales de epidota, la matriz mantiene una coloración verde posiblemente por alteración a clorita. Algunas muestras cercanas del afloramiento presentan cierta esquistosidad, estas zonas tienen cerca de 1 cm, y cortan al afloramiento de forma vertical. | Gabro | C. Tampanchi |
| PIJ-AR-14 | 761414 | 9707367 | 2715 | Biolán | Roca de color verde, con textura fanerítica, estructura masiva y grado medio de meteorización. Compuesta por cristales de piroxeno (35%), olivino (20%), iddingsita (15%), serpentina (10%) y clorita (20%). Se observa que mantiene un contacto sinuoso con una roca descrita antes como Hornblendita, no se observa un cambio mineralógico en su contacto. | Piroxenita | C. Tampanchi |
| PIJ-AR-16 | 761463 | 9707895 | 2735 | Biolán | Roca ígnea de color gris y gris claro, textura fanerítica, estructura masiva y con bajo grado de meteorización. Compuesta principalmente por cristales de anfíbol (20%), plagioclasa (45%), cuarzo (4%), sericita (15%). La roca presenta enclaves donde se concentra mayor cantidad de anfíbol, al igual que plagioclasa rodeando a un xenolito de piroxenita. | Gabro | C. Tampanchi |
| PIJ-AR-19 | 762249 | 9709330 | 2645 | Desincho | Roca oscura, de textura fanerítica y estructura masiva. Compuesta principalmente por cristales de anfíbol (30%), piroxeno (20%), olivino (10%), iddingsita (5%), con patinas de óxido y como minerales accesorios se aprecia magnetita, pirrotina. El afloramiento es el más grande del complejo de composición Máfica-Ultramáfica. En el extremo E del afloramiento se aprecian metagabros y hornblenditas. | Piroxenita | C. Tampanchi |
| PIJ-AR-21 | 762407 | 9707449 | 2756 | Tampanchi | Roca metamórfica, de color gris oscuro con textura granoblastica, deformado, con bajo grado de meteorización. Compuesta principalmente por anfíbol, plagioclasa, biotita y al parecer moscovita. | Esquistos | C. Tampanchi |

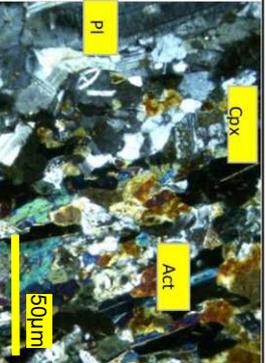
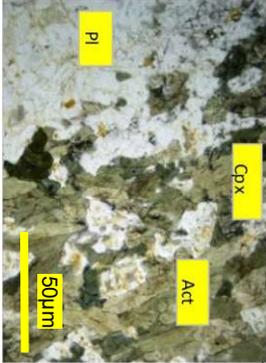
| | | | | | | | |
|-----------|--------|---------|------|-------------|--|-------------|-----------------|
| PLJ-AR-28 | 731327 | 9707316 | 2716 | Laguanpirca | Roca ígnea, de color negro con textura fanerítica y estructura masiva. Compuesta por cristales de grano muy grueso, es una roca monomineralica compuesta por anfíbol. Se encuentra en contacto con una roca descrita como Tonalita milionizada. | Homblendita | C. Tampanchi |
| PLJ-AR-34 | 761992 | 9707481 | 2679 | Tampanchi | Roca de color blanco, textura fanerítica y estructura masiva, ligeramente meteorizada. Compuesta principalmente por plagioclasas (60%), acompañado por anfíbol (10%), además de sericita (15%) y moscovita (15%). El afloramiento se encuentra cortando un conjunto de microgabros. | Anortosita | C. Tampanchi |
| PLJ-AR-35 | 762697 | 9708530 | 2404 | Saràn | Roca de color gris claro y oscuro, textura porfírica y estructura masiva, no presenta meteorización. Compuesta por porfiroblastos anfíboles en una matriz de plagioclasa y cuarzo, aunque este último no representa más de un 5%. Algunas concentraciones de minerales máficos se los describe como gabros melanocráticos generalmente relacionados a algunos esquistos. | Gabro | C. Tampanchi |
| PLJ-AR-37 | 762915 | 9710302 | 2710 | Shall | Roca de color gris claro, textura porfírica y estructura masiva, ligeramente plegado en afloramiento, no presenta meteorización. Compuesto por porfiroblastos de plagioclasa (35%) de 0,5 mm y anfíbol (10%) 0,2 mm, con una matriz de cuarzo (50%) de grano fino esta adquiere una coloración gris, es acompañado por biotitas (5%). | Esquisto | El Pan |
| PLJ-AR-38 | 763572 | 9709723 | 2626 | Shall | Roca de color verde oscura y gris claro, presenta bandas de aproximadamente 2 cm de grosor. Las bandas presentan antifórmulas en afloramiento. Presenta un bajo grado de deformación. Es reconocible en las bandas más claras texturas porfiroblástica compuestas por plagioclasa en una matriz cloritizada, además de anfíboles acompañado por biotitas. Las bandas más oscuras están compuestas por una matriz cloritizada junto con plagioclasas en menor cantidad. | Esquisto | El Pan |

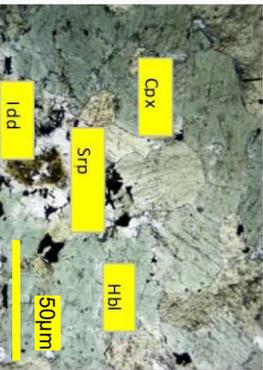
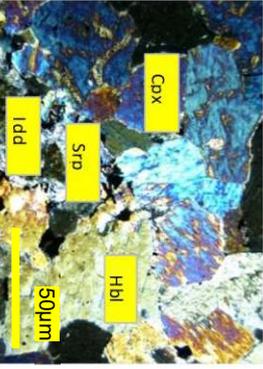
| | | | | | | | |
|-----------|--------|---------|------|-------------|--|---------------------|--------------|
| PIJ-AR-39 | 762659 | 9710758 | 2720 | Shall | Roca de color verde claro, textura fanerítica y estructura masiva. Ligeramente foliada en afloramiento con grado medio de meteorización. Compuesto principalmente por epidota (25%), anfíbol (30%), plagioclasa (10%) y cuarzo (25%) presenta alto grado de cloritización y epidotización. La roca presenta alto grado de oxidación. | Esquistos | El Pan |
| PIJ-AR-44 | 761539 | 9708952 | 2793 | Desincho | Roca de color negro, textura porfiroblástica y estructura masiva, presenta bajo grado de meteorización con una pátina de óxido que cubre toda la roca. Se observa una ligera foliación. Compuesta principalmente por porfiroblastos de plagioclasa, en cristales finos de anfíbol y biotita. | Anfibolita | El Pan |
| PIJ-AR-46 | 762382 | 9704303 | 2580 | Bella Unión | Roca de color verde, de textura afanítica de grano fino, con alto grado de meteorización. Compuesta principalmente por anfíbol ligeramente foliado, presenta alteración epidota y clorita, se distinguen algunas plagioclasas. | Esquistos | El Pan |
| PIJ-AR-47 | 762333 | 9704180 | 2580 | Bella Unión | Roca de color verde con brillo graso, suave al tacto, textura fanerítica y estructura masiva de grano medio. Compuesto por carbonatos, anfíbol, moscovita, sericita, acompañada por pirrotina. Tiene bajo grado de meteorización y está altamente deformada. | Esquistos | El Pan |
| PIJ-AR-49 | 762191 | 9706589 | 2940 | Timpur | Roca de color crema, textura fanerítica y estructura masiva. Compuesta principalmente por cuarzo (50%), plagioclasa (40%) y anfíbol (10%). Se encuentra en una quebrada cortando litologías máficas. Presenta algunas zonas cremas con oxidación representando una meteorización de grado medio | Tonalita | C. Tampanchi |
| PIJ-AR-53 | 757124 | 9707731 | 2935 | Taday | Roca de color verde con textura fanerítica, con estructura masiva, ligeramente meteorizada. Compuesta por porfiroblastos de plagioclasa y piroxeno en una matriz alterada a clorita. La roca se encuentra diaclasada y ligeramente deformada | Andesita | Alao-Paute |
| PIJ-AR-54 | 759131 | 9707732 | 2806 | Hualapán | Roca de color crema, textura fanerítica y estructura masiva. Compuesta principalmente por moscovita, cuarzo, plagioclasa, sericita y grafito. Presenta fábricas subverticales con evidencias de al menos dos eventos de deformación. Presenta algunas zonas con oxidación. | Esquistos pelíticos | El Pan |

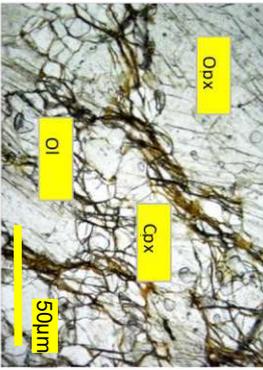
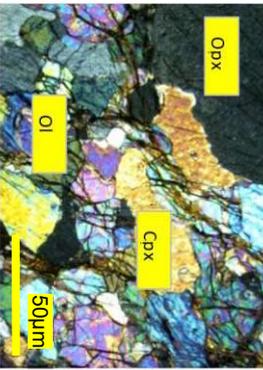
| | | | | | | | |
|-----------|--------|---------|------|-----------|---|----------------------------|------------|
| PIJ-AR-55 | 759170 | 9706724 | 2973 | Chocar | Roca de color negro con textura fanerítica altamente meteorizada. Compuesta por grafito, alterada a arcilla y/o limo se encuentra rodeando una roca verde de composición andesítica altamente clorizada. | Esquistos grafitosos | El Pan |
| PIJ-AR-56 | 759233 | 9705789 | 3192 | Chocar | Roca de color verde con textura afanítica altamente meteorizada. Compuesto por liticos angulosos de hornblenda, piroxeno y plagioclasa. En esta zona se aprecia al esquistos de grafito que lo rodea | Meta-wake | Alao-Paute |
| PIJ-AR-57 | 759378 | 9707302 | 2779 | Zarpán | Roca de color negro con textura fanerítica, con estructura masiva, ligeramente meteorizada con una capa de óxido que lo rodea, es evidente la fisibilidad. Compuesta por grafito principalmente se aprecia algo de sericita. | Filita grafitosa | Alao-Paute |
| PIJ-AR-60 | 761050 | 9707853 | 2765 | Biolán | Roca de color verde y crema, con textura fanerítica, con estructura masiva, sin meteorización. Compuesta las por bandas de epidotas con biotitas, moscovitas y plagioclasas acompañadas de cuarzo. Están relacionados a zona aledañas al complejo Tampanchi. | Esquistos ricos en epidota | El Pan |
| PIJ-AR-76 | 762650 | 9710451 | 2799 | Shall | Roca de color negro, con textura fanerítica con bajo grado de meteorización y cubierta por una pátina de óxido. Compuesta por epidota, sericita, anfíbol, plagioclasa y cuarzo. El afloramiento presenta una ligera foliación ligeramente perceptible en la roca. | Esquistos | El Pan |
| PIJ-AR-81 | 756133 | 9708395 | 2880 | Shablún | Roca de color verde con textura granoblástica, con grado de meteorización medio. Compuesta principalmente por cristales de anfíbol, plagioclasa y piroxeno. La matriz se encuentra ligeramente alterada a clorita, presenta betas de cuarzo. | meta-andesita | Alao-Paute |
| PIJ-AR-87 | 760658 | 9709073 | 2540 | San Pedro | Roca de color verde con textura fanerítica en afloramiento conformado por clastos métricos, altamente diclasados con meteorización de grado medio. Conformado por clastos angulosos de piroxenos y plagioclasas en una matriz clorizada. | meta-wake | Alao-Paute |
| PIJ-AR-88 | 761864 | 9712295 | 2882 | Shall | Roca de color negro intercalado con betas de cuarzo, de textura fanerítica, de grano fino. Compuesto por grafito, cuarzo, y sericita. En un afloramiento altamente meteorizado. | Filita grafitosa | Alao-Paute |

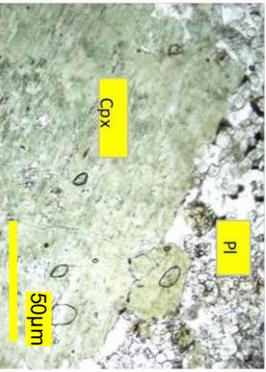
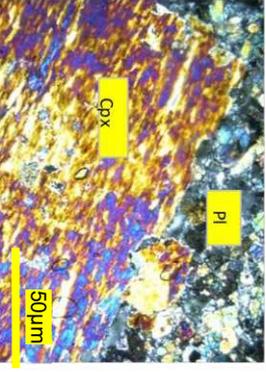
ANEXO 2: FICHAS DE DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICAS

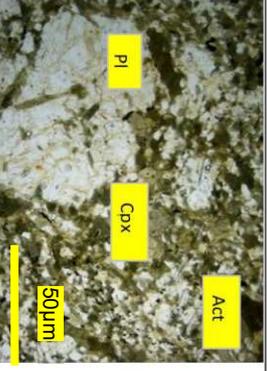
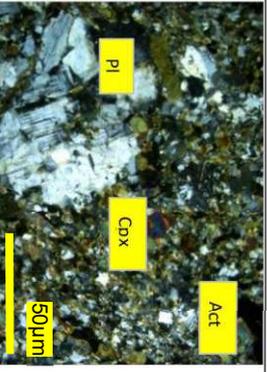
| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|--|-------------------|---|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 1 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-06 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | UTM (WGS 84) | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | X | 762672 |
| Cañar/Azogues/Lagunapirca | | Y | 9707248 |
| | | Z | 2811 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % | MINERAL | OBSERVACIONES | |
| 58.5 | Plagioclasa | Cristales subidiomorfos-alotriomorfos con textura equigranular (~25µm). Plagioclasa cálcica tipo Labradorita con alteración sericitica (An=45%), madas polisintéticas y tipo Carlsbad | |
| 2.3 | Piroxeno | Cristales alotriomorfos presentan una textura equigranular (~30µm). Aegirina-Augita con pleocroismo verde fuerte-débil, se distingue de la hornblenda por su exfoliación ~85° en caras basales y el ángulo de extinción de 2-10°. | |
| 39 | Anfibol | Cristales alotriomorfos con textura equigranular (~35µm). Actinolita y tremolita con fuerte pleocroismo, se distinguen por exfoliación de ~120°. | |
| 0.2 | Óxidos | | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| La textura general en la roca equigranular | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Gabro Hornblendítico | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
| Observaciones: Algunas plagioclasas presentan alteración a sericitá y algunas piroxenos presentan cloritización. | | | |
|  | |  | |

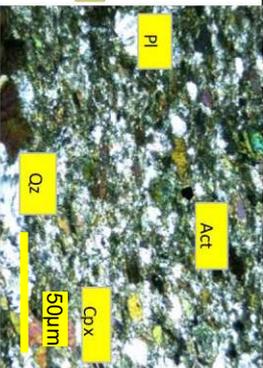
| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|--|-------------------|--|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 2 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-07 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | UTM (WGS 84) | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | X | 762682 |
| Cañar/Azogues/Tampanchi | | Y | 9707227 |
| | | Z | 2784 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % | MINERAL | OBSERVACIONES | |
| 53.7 | Plagioclasa | Cristales subidiomorfos con textura inequigranular (~50µm). Plagioclasa tipo Bitownita, ligeramente alterada a sericitá, madas polisintéticas, algunas con zonación. | |
| 4.6 | Piroxeno | Cristales subidiomorfos de textura equigranular (~25µm). Piroxeno tipo augita rica en Fe debido a que sus colores de interferencia y pleocroismo (verde oscuro). | |
| 41.7 | Anfibol | Cristales subidiomorfos-alotriomorfos con textura granular (~15µm). Actinolita-tremolita | |
| 0.4 | Óxidos | | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| La textura general de la roca es inequigranular seriada | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Gabro Hornblendítico | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
| Observaciones: Algunas plagioclasas presentan alteración a sericitá y algunas piroxenos presentan cloritización. | | | |
|  | |  | |

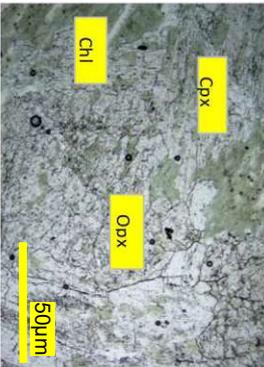
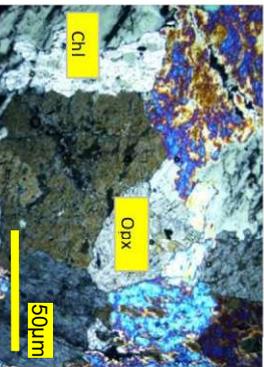
| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|---|-------------------|---|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 3 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-10 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | UTM (WGS 84) | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | X | 762428 |
| Cañar/Azogues/Tampandhi | | Y | 9707434 |
| | | Z | 2774 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % | MINERAL | OBSERVACIONES | |
| 71.4 | Anfibol | Cristales subidiomorfos-alotriomorfos con textura equigranular (~20µm). Hornblenda, con exfoliación perfecta (~120°), con colores de interferencia de primer orden. | |
| 23.5 | Piroxeno | Cristales alotriomorfos presentan una textura equigranular (~40µm). Egirina con pleocroismo verde fuerte por el alto contenido de Fe. | |
| 5.1 | Serpentina | Cristales alotriomorfos en forma de agregados de grano fino (~2µm). Antigorita o crisotilo, pleocroismo amarillos pálidos, relieve bajo. | |
| 0.5 | Iddingsita | serpetina. Color café oscuro. | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| La textura general de la roca es cumulática | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Hornblendita piroxénica | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
| Observaciones: Algunos olivinos se han alterado a iddingsita como algunos clinopiroxenos se cloritizaron. | | | |
|  | |  | |
| Micrografías con luz transmitida y nicoles cruzados (5X) | | | |

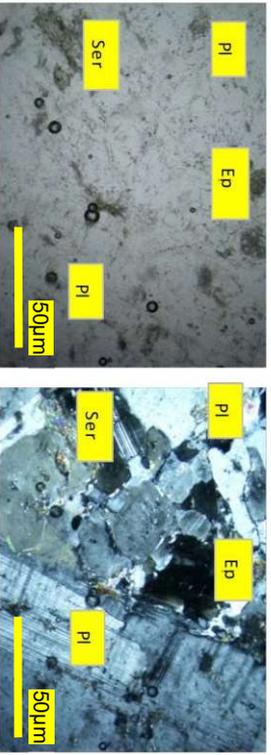
| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|---|-------------------|---|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 4 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-14 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | UTM (WGS 84) | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | X | 761414 |
| Cañar/Azogues/Tampandhi | | Y | 9707367 |
| | | Z | 2715 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % | MINERAL | OBSERVACIONES | |
| 36.08 | Olivino | Cristales alotriomorfos con textura inequigranular (~10µm). Olivino con fracturas irregulares colores de Interferencia de 2do orden. | |
| 63.92 | Clinopiroxeno | Cristales alotriomorfa de textura equigranular (~15µm). Piroxeno tipo augita, con colores de interferencia de 2do orden y exfoliación ~85°. | |
| | Ortopiroxeno | Cristales subidiomorfos con textura granular (~35µm). Piroxeno distinguible por su extinción recta y colores de interferencia de 1er orden. | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| La textura general de la roca cumulática | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Websterita Olivínica | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
| Micrografías con luz transmitida y nicoles cruzados (5X) | | | |
|  | |  | |
| Micrografías con luz transmitida y nicoles cruzados (5X) | | | |

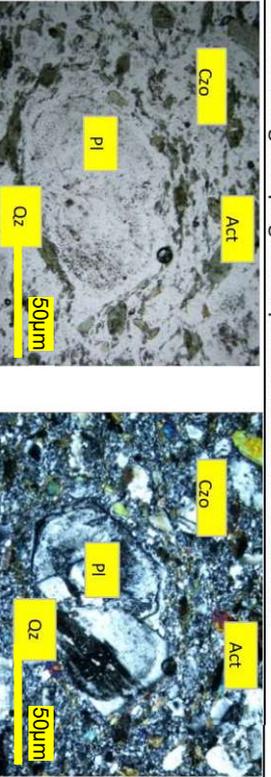
| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|--|-------------------|---|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 5 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-13 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | X | 762030 | |
| | Y | 9707352 | |
| | Z | 2741 | |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % | MINERAL | OBSERVACIONES | |
| 40.5 | Plagioclasa | Cristales alotriomorfos que componen la matriz de la roca. Principalmente esta alterada a sericita y coloritizada. | |
| 55.08 | Piroxeno | Cristales idiomorfos que componen los fenocristales de la roca (~60mm). Augitas poquiloclasticas con inclusiones de plagioclasa y clinopiroxenos. | |
| 5 | Epidota | Cristales alotriomorfos con textura equigranular (~5µm). Epidota distinguible por fuerte pleocroismo y alto relieve | |
| 0.2 | Óxidos | | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| La textura general de la roca es porfírica con cristales clinopiroxeno en una matriz compuesta por sericita, olivinos, ortopiroxenos y principalmente plagioclasa. | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Gabro Piroxénico-Hornblendítico | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
|  | |  | |
| Micrografías con luz transmitida y nicoles cruzados (5X) | | | |

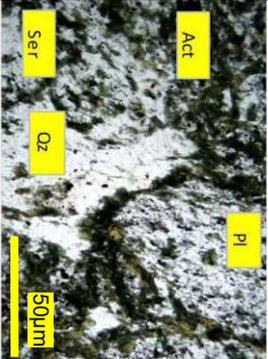
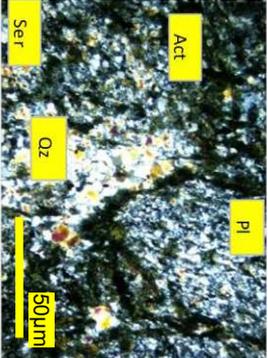
| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|--|-------------------|--|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 6 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-18 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | X | 760824 | |
| | Y | 9707921 | |
| | Z | 2770 | |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % | MINERAL | OBSERVACIONES | |
| 26.67 | Plagioclasa | Cristales subidiomorfos con textura inequigranular seriada (~30-10µm). Plagioclasa cálcica con macdas polisintéticas multidireccionadas y tipo Carlsbad. | |
| 6.67 | Piroxeno | Cristales alotriomorfos presentan una textura equigranular (~5µm). Augita con pleocroismo verde debido al contenido de Fe. | |
| 66.67 | Antifol | Cristales alotriomorfos con textura inequigranular (~10µm). Actinolita y tremolita con fuerte pleocroismo, se distinguen por exfoliación de ~120°. | |
| 0.2 | Óxidos | | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| Textura general de la roca es inequigranular seriada, en afloramiento se observa una ligera deformación. | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Gabro Hornblendítico | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
|  | |  | |
| Micrografías con luz transmitida y nicoles cruzados (5X) | | | |

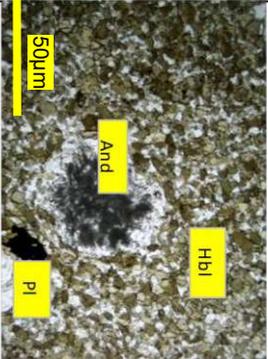
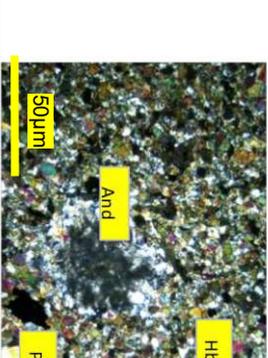
| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|--|-------------------|--|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 7 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-21 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | UTM (WGS 84) | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | X | 762407 |
| Cañar/Azogues/Tampanchi | | Y | 9707449 |
| | | Z | 2756 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % | MINERAL | OBSERVACIONES | |
| 30 | Plagioclasa | Cristales subidiomorfos-alotriomorfos con textura equigranular (~25µm). | |
| 25 | Piroxeno | Cristales adulares alargados presentan una textura inequigranular (~15µm). Aegirina-augita con fuerte pleocroísmo. | |
| 39 | Antifol | Cristales alotriomorfos con textura equigranular (~35µm). Actinolita y tremolita con fuerte pleocroísmo, se distinguen por exfoliación de ~120°. | |
| 6 | Cuarzo | Cristales alotriomorfos, con deformación intracristalina. | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| Textura esquistosa con estructuras S1 y S2 que genera zonas de cizalla C2 | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Esquisto actinolita | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
| Observaciones: Algunas plagioclasa presentan alteración a serrita y algunas piroxenos presentan cloritización. | | | |
|  | |  | |
| Micrografías con luz transmitida y nícoles cruzados (5X) | | | |

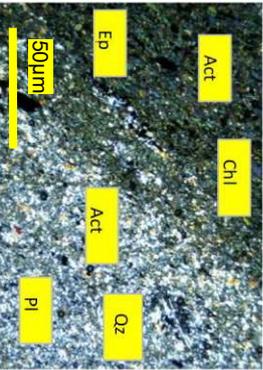
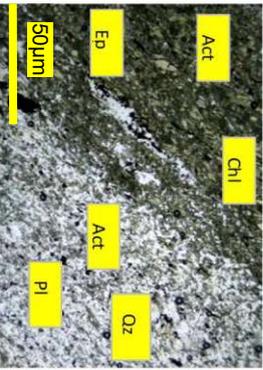
| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|---|-------------------|---|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 8 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-23 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | UTM (WGS 84) | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | X | 762571 |
| Cañar/Azogues/Tampanchi | | Y | 9707318 |
| | | Z | 2775 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % | MINERAL | OBSERVACIONES | |
| 58.82 | Clinopiroxeno | Cristales alotriomorfa de textura equigranular (~15µm). Piroxeno tipo augita, con colores de interferencia de 2do orden y exfoliación | |
| 36.76 | Ortopiroxeno | Cristales subidiomorfos con textura granular (~35µm). Piroxeno distinguible por su extinción recta y colores de interferencia de 1er orden. | |
| 4.41 | Clorita | Cristales alotriomorfos con textura inequigranular (~5µm). | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| La textura general de la roca es cumulática. | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Webserita | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
| Micrografías con luz transmitida y nícoles cruzados (5X) | | | |
|  | |  | |
| Micrografías con luz transmitida y nícoles cruzados (5X) | | | |

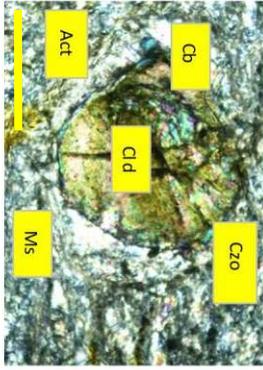
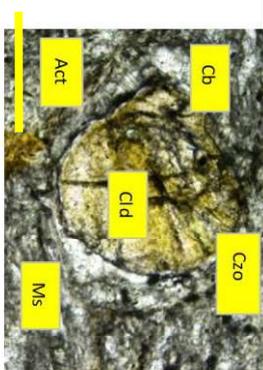
| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|--|-------------------|---|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 9 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-34 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | UTM (WGS 84) | |
| Cañar/Azogues/Laguanpirca | | X | 761992 |
| | | Y | 9707481 |
| | | Z | 2679 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % | | OBSERVACIONES | |
| 88.62 | Plagioclasa | Cristales subidiomorfos-alotriomorfos con textura equigranular (~50µm). Plagioclasa cálcica con alteración a sericitica. Presenta macas polisintéticas y tipo Carlsbad. | |
| 11.3 | Antfíbol | Cristales idiomorfos con textura equigranular (~35µm). Hornblenda con fuerte pleocroismo, se distinguen por Cristales alotriomorfos con textura equigranular (~5µm). | |
| 0.8 | Epidota | Epidota distinguible por fuerte pleocroismo y alto relieve | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| La textura general en la roca equigranular | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Anortita | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
|  | | | |
| Micrografías con luz transmitida y nícoles cruzados (5X) | | | |

| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|---|-------------------|--|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 10 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-37 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | UTM (WGS 84) | |
| Cañar/Azogues/Shall | | X | 762915 |
| | | Y | 9710302 |
| | | Z | 2710 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % | | OBSERVACIONES | |
| 25 | Plagioclasa | Cristales redondeados con textura inequigranular (~35µm). Plagioclasa con macas polisintéticas, algunas con zonación normal. | |
| 36 | Antfíbol | Cristales subidiomorfos-alotriomorfos con textura granular (~15-30µm). Actinolita-tremolita. | |
| 10 | Epidota | Cristales alotriomorfos con textura equigranular (~10µm). Epidota distinguible por fuerte pleocroismo y alto relieve. | |
| 29 | Cuarzo | Cristales alotriomorfos de grano muy fino (~3-5µm), recristalizado perteneciente a la matriz de la roca. | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| Textura esquistosa con porfiroclastos de plagioclasa y anfíbol en una matriz de cuarzo. | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Esquistito con actinolita y plagioclasa | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
| Observaciones: Algunas plagioclasa presentan alteración a sericita. | | | |
|  | | | |
| Micrografías con luz transmitida y nícoles cruzados (5X) | | | |

| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|---|-------------------|--|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 11 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-39 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | X | UTM (WGS 84) | |
| | Y | 762659 | |
| Cañar/Azogues/Shall | Z | 9710758 | |
| | | 2720 | |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % | MINERAL | OBSERVACIONES | |
| 17 | Plagioclasa | Cristales alotriomorfos con textura inequigranular (~15µm). Presentan alteraciones a sericita | |
| 37 | Cuarzo | Cristales alotriomorfos presentan una textura equigranular (~10µm), recristalizado con bordes de intercrecidos y subgranos recristalizados | |
| 44 | Anfibol | Cristales alotriomorfos con textura equigranular (~25µm). Actinolita y tremolita. | |
| 2 | Opacos | Presentes a lo largo de los anfíboles. | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| Textura esquistosa, donde se evidencia la deformación que tuvo lugar posterior al primer metamorfismo de la roca S1-2 generando D2 | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | ESQUEMAS EXPLICATIVOS | |
| | | Esquistos con actinolita y cuarzo | |
|   | | | |
| Micrografías con luz transmitida y nicóles cruzados (5X) | | | |

| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|---|-------------------|--|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 12 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-44 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | X | UTM (WGS 84) | |
| | Y | 761539 | |
| Cañar/Azogues/Desincho | Z | 9708952 | |
| | | 2793 | |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % | MINERAL | OBSERVACIONES | |
| 43.7 | Plagioclasa | Cristales alotriomorfos con textura inequigranular (~5µm), formando parte de una matriz. Plagioclasa tipo Bitownita, ligeramente alterada a sericita. maclas polisintéticas. algunas con zonación. | |
| 35.4 | Anfibol | Cristales alotriomorfos con textura inequigranular (~10µm). Presentan un alto relieve. | |
| 12 | Andalucita | Cristales alotriomorfos con textura granular (~15µm), en forma de porfiroblastos. Presenta un centro de grafito. | |
| 8.9 | Biotita | Cristales lepidoblasticos, localizados entre los anfíboles | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| La textura general de la roca es porfiroblastica de parte de la andalucita en una matriz de plagioclasa con anfibol. | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | ESQUEMAS EXPLICATIVOS | |
| | | Hornblendita con andalucita | |
|   | | | |
| Micrografías con luz transmitida y nicóles cruzados (5X) | | | |

| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|---|-------------------|---|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 13 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-45 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | X | 763153 |
| | | Y | 9706517 |
| | | Z | 2661 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| OBSERVACIONES | | | |
| % | MINERAL | | |
| 13-30 | Plagioclasa | Cristales subidiomorfos -alotriomorfos con textura inequigranular seriada (~25µm). Estas se concentran en la zona mas clara de la roca | |
| 25 | Cuarzo | Cristales alotriomorfos presentan una textura inequigranular (~5µm). Presentan puntos triples en las uniones. | |
| 80-39 | Anfibol | Actinolita y tremolita con fuerte pleocroismo, se concentran en mayor medida en la zonas oscuras de la roca. Tiene textura idiomorfa y alotriomorfa | |
| 3 | Opacos | Cristales alotriomorfos, alineados en el borde de anfíbol y plagioclasa. | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| Textura esquistosa con estructuras S1 y S2. | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Esquisto actinolita y plagioclasa | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
|  | |  | |
| Micrografías con luz transmitida y nícoles cruzados (5X) | | | |

| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|--|-------------------|---|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 14 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-47 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | X | 762333 |
| | | Y | 9704180 |
| | | Z | 2580 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| OBSERVACIONES | | | |
| % | MINERAL | | |
| 45 | Moscovita | Cristales lepidoblasticos de paragonita (~5µm), una variedad de moscovita suave al tacto. | |
| 10 | Anfibol | Cristales aciculares alargados presentan una textura inequigranular (~5µm). Aegirina-augita con fuerte pleocroismo. | |
| 20 | Cloritoide | Cristales en forma de porfiroblastos (~50µm), con fuerte relieve debido al grosor de la lámina. | |
| 10 | Epidota | Epidota tipo clinozoidita con fuerte relieve y altos colores de interferencia (~10µm). | |
| 15 | Carbonatos | Cristales alotriomorfos (~15µm). | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| Textura esquistosa con porfiroblastos además de estructuras S1 y S2 que genera zonas de cizalla C2 | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Esquisto Metapelítico | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
|  | |  | |
| Micrografías con luz transmitida y nícoles cruzados (5X) | | | |

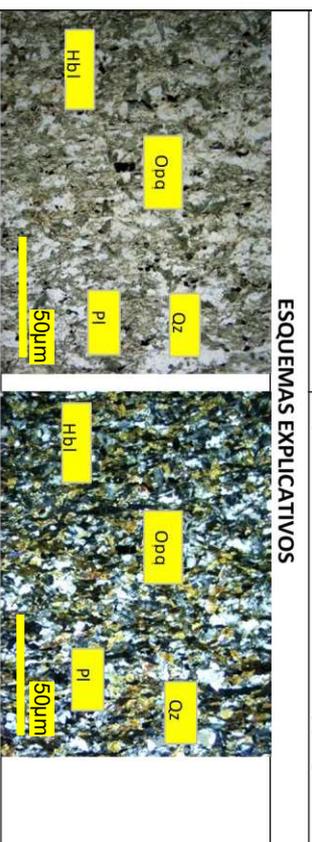
| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|---------------------------------------|-------------------|-------------------|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 15 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-50 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | UTM (WGS 84) | |
| | | X | 762546 |
| | | Y | 9705440 |
| | | Z | 2732 |
| Azuay/Sevilla de Oro/Guarainag | | | |

| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | OBSERVACIONES | |
|--------------------------|-------------|--|--|
| % | MINERAL | | |
| 45 | Plagioclasa | equigranular (~25µm). Plagioclasa cálcica tipo Labradorita con alteración sericitica (An=45%), maclas polisintéticas y tipo | |
| 15.8 | Cuarzo | Cristales alotriomorfos presentan una textura equigranular (~30µm). | |
| 39 | Antifol | Cristales alotriomorfos con textura equigranular (~35µm). Actinolita y tremolita con fuerte pleocroismo, se distinguen por exfoliación de ~120°. | |
| 0.2 | Óxidos | Cristales alotriomorfos (~10µm). | |

TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS

La textura general es nematoblastica, con evidencias de metamorfismo de S0-S1.

NOMBRE DE LA ROCA Esquistos de hornblenda cuarzo y plagioclasa



Micrografías con luz transmitida y nícoles cruzados (5X)

| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|---------------------------------------|-------------------|-------------------|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 16 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-51 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | UTM (WGS 84) | |
| | | X | 762208 |
| | | Y | 9704873 |
| | | Z | 2764 |
| Azuay/Sevilla de Oro/Guarainag | | | |

| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | OBSERVACIONES | |
|--------------------------|-------------|--|--|
| % | MINERAL | | |
| 25 | Plagioclasa | (~25µm). Plagioclasa cálcica tipo Labradorita con alteración sericitica (An=45%), maclas polisintéticas y tipo Carlsbad | |
| 30 | Moscovita | Cristales alotriomorfos presentan una textura equigranular (~30µm). Aegirina-Augita con pleocroismo verde fuerte-débil, se | |
| 40 | Antifol | Cristales alotriomorfos con textura equigranular (~35µm). Actinolita y tremolita con fuerte pleocroismo, se distinguen por exfoliación de ~120°. | |
| 4.8 | Epidota | Cristales alotriomorfos de clinzoicitica (~10µm) | |
| 0.2 | Óxidos | Cristales alotriomorfos continuos a lo largo de moscovitas | |

TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS

La textura nematoblastica con evidencia de metamorfismo S0-S1 a demas de un evento de deformación D2 que desarrollo estructuras S2

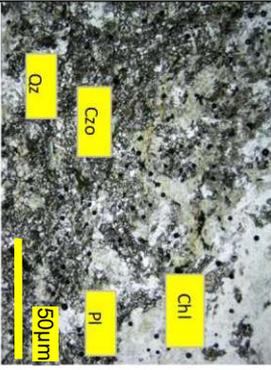
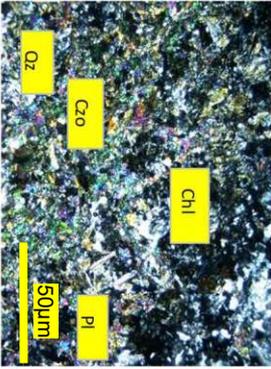
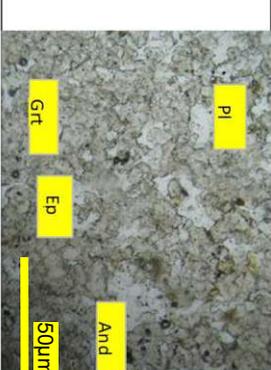
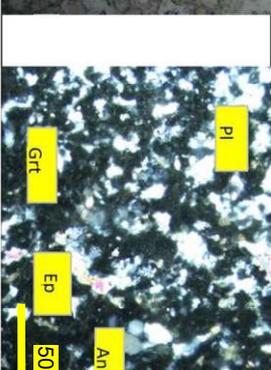
NOMBRE DE LA ROCA Esquisto actinolita y moscovita

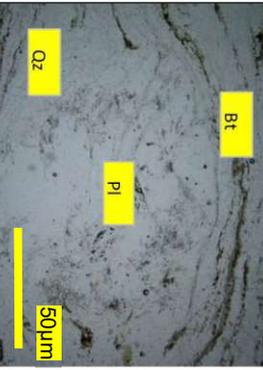
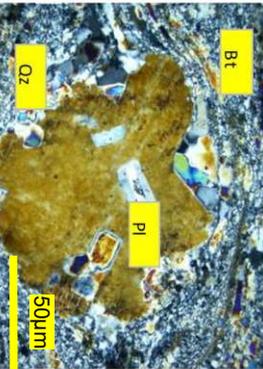


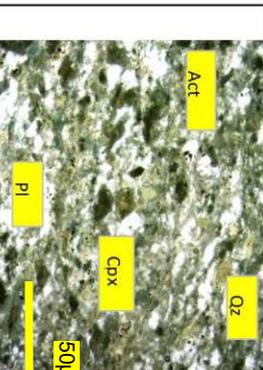
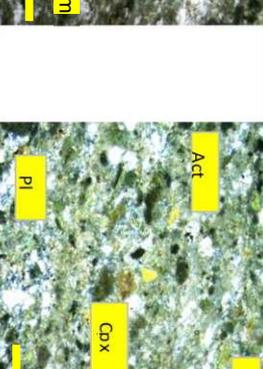
Micrografías con luz transmitida y nícoles cruzados (5X)

| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | |
|---|----------------------|---|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° 17 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra PIJ-AR-54 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | UTM (WGS 84) |
| | X | 759131 |
| | Y | 9707732 |
| | Z | 2806 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | |
| % MINERAL | OBSERVACIONES | |
| 45 | Moscovita | Cristales lepidoblasticos de paragonita (~5µm), una variedad de moscovita suave al tacto. |
| 15.8 | Cuarzo | Cristales alotriomorfos con textura inequigranular (~5µm). Presentan puntos triples, con deformación intracristalina. |
| 0.2 | Plagioclasa | Cristales alotriomorfos con textura inequigranular (~5µm). Plagioclasa con alteración sericitica. |
| 20 | Grafito | Agregados alotriomorfos |
| 19 | Epidota | Epidota tipo clinzoicita con fuerte relieve (~5µm). |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | |
| La textura general es lepidoblastica, con evidencias de metamorfismo de S0-S1, ademas de una deformación que generó estructuras de deformación D2, evidentes en la deformación de cuarzoes en esta dirección. | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Esquistos Metapelítico |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | |
| | | |

| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | |
|------------------------------------|----------------------|---|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° 18 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra PIJ-AR-57 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | UTM (WGS 84) |
| | X | 759378 |
| | Y | 9707302 |
| | Z | 2779 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | |
| % MINERAL | OBSERVACIONES | |
| 20 | Clorita | Cristales alotriomorfos con textura equigranular (~15µm). |
| 35 | Sericita | Cristales alotriomorfos producto de alteración de la plagioclasa. |
| 45 | Grafito | Cristales alotriomorfos (~10µm). |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | |
| Con alto grado de fisibilidad. | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Filita grafitosa |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | |
| | | |

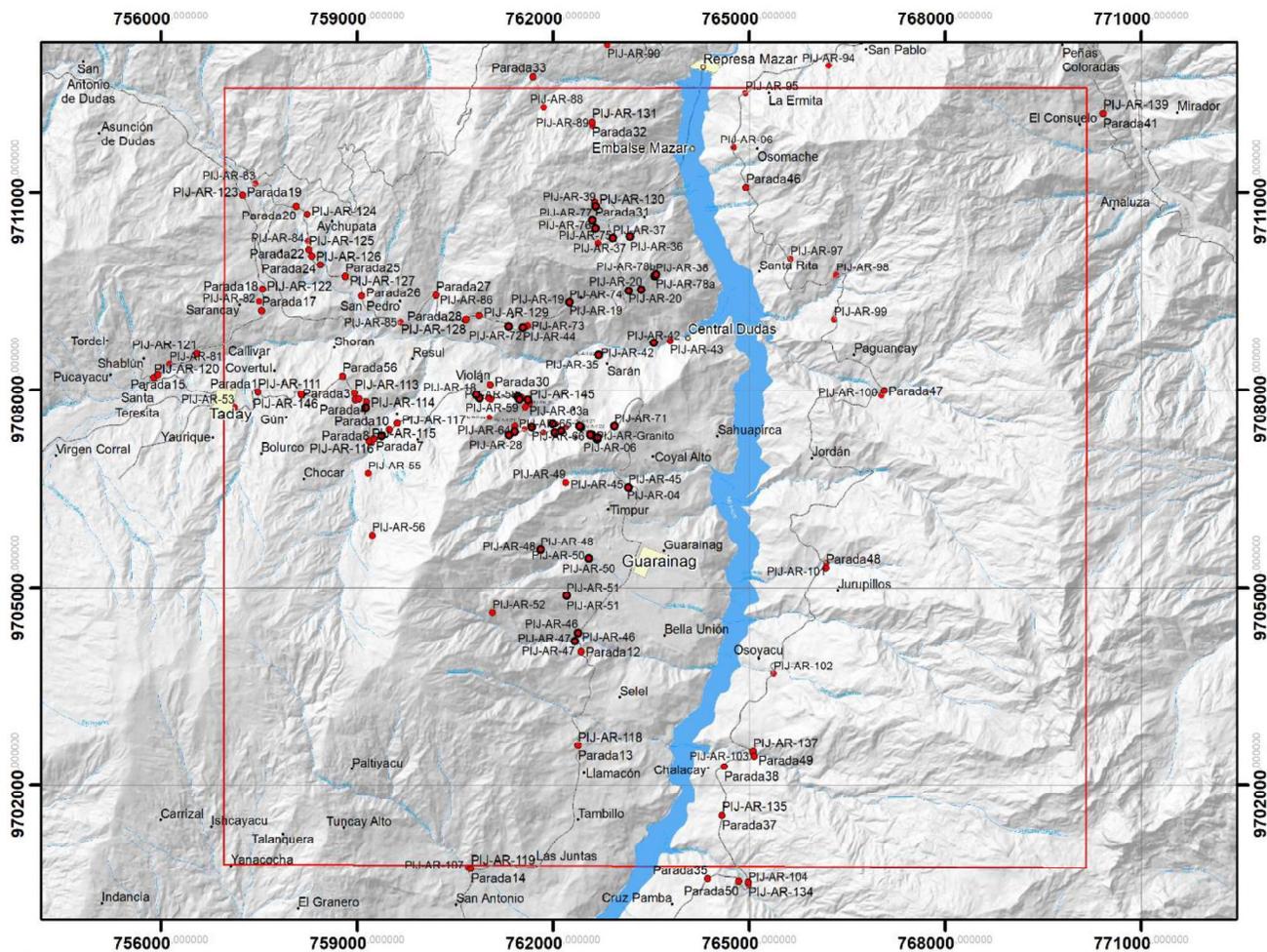
| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | | DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|--|-------------------|--|-----------|---|-------------------|---|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 19 | Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 20 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-60 | Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-76 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | | | DATOS DE UBICACIÓN | | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | UTM (WGS 84) | | Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | UTM (WGS 84) | |
| Cañar/Azogues/Biolán | | X | 761050 | Cañar/Azogues/Shail | | X | 762650 |
| | | Y | 9707853 | | | Y | 9710451 |
| | | Z | 2765 | | | Z | 2799 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | | COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % MINERAL | | OBSERVACIONES | | % MINERAL | | OBSERVACIONES | |
| 35 | Plagioclasa | Cristales alotriomorfos con textura inequigranular (~5µm). Plagioclasa con macclas polisintéticas y tipo Carlshad. Algunos cristales están alterados a sericita. | | 40 | Plagioclasa | Cristales alotriomorfos con textura equigranular (~10µm). | |
| 20 | Cuarzo | Cristales alotriomorfos presentan una textura equigranular (~15µm). Algunos cristales presentan deformación intracrystalina. | | 20 | Andalucita | Cristales subidiomorfo con textura equigranular (~25µm). Distingible por la alteración que sufre el centro a grafito en forma de flor de malta. | |
| 45 | Epidota | Cristales alotriomorfos (~10µm), de clinozoicita, en agregados finos. | | 30 | Granate | Cristales alotriomorfos de grano fino (~15µm). Distingible por isotropismo. | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | | TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| La textura general es inequigranular, distinguible en muestra de mano una esquistocidad. | | | | La textura general es inequigranular. | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Esquistito rico en epidota, cuarzo y plagioclasa. | | NOMBRE DE LA ROCA | | Esquistito de hornblenda cuarzo y plagioclasa | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | | ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
|  | |  | |  | |  | |
| Micrografías con luz transmitida y nicoles cruzados (5X) | | | | Micrografías con luz transmitida y nicoles cruzados (5X) | | | |

| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|---|-------------------|--|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 21 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-78 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | UTM (WGS 84) | |
| | X | | 763576 |
| | Y | | 9709747 |
| | Z | | 2623 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % | MINERAL | OBSERVACIONES | |
| 40 | Plagioclasa | Cristales alotriomorfos con textura equigranular (~50µm). Plagioclasa con macdas tipo Carlsbad. | |
| 50 | Cuarzo | Cristales alotriomorfos con textura inequigranular (~5µm), componen la mayor parte de la matriz de la roca , desarrollan subgranos con puntos triples. | |
| 8 | Biotita | Cristales lepidoblasticos (~5µm). Que mantienen una dirección. | |
| 3 | Oxidos | Cristales alotriomorfos (~10µm). | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| La textura general es porfiroblástica milonítica. | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Esquistos de hornblenda cuarzo y plagioclasa | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
|  | |  | |
| Micrografías con luz transmitida y nícoles cruzados (5X) | | | |

| DESCRIPCIÓN MICROSCÓPICA | | | |
|---|-------------------|---|-----------|
| Análisis realizado por: | Ricardo Cartagena | Ficha N° | 22 |
| Tipo de muestra: | Lámina delgada | Código de muestra | PIJ-AR-80 |
| DATOS DE UBICACIÓN | | | |
| Ubicación (Pro./Cantón/Parroquia) | | UTM (WGS 84) | |
| | X | | 763576 |
| | Y | | 9709747 |
| | Z | | 2623 |
| COMPOSICIÓN MINERALÓGICA | | | |
| % | MINERAL | OBSERVACIONES | |
| 25 | Plagioclasa | Cristales alotriomorfos con textura inequigranular seriada (~5-15µm). Algunos porfiroblastos mantienen una forma redondeada. | |
| 15 | Cuarzo | Cristales alotriomorfos con textura inequigranular (~10µm), componen la mayor parte de la matriz de la roca , desarrollan subgranos con puntos triples. | |
| 50 | Antifibol | Cristales alotriomorfos con textura inequigranular (~3µm). Actinolita y tremolita con fuerte pleocroismo, se distinguen por exfoliación de ~120°. | |
| 10 | Piroxeno | Cristales alotriomorfos deformados (~5mm). Aegirina-augitas. | |
| TEXTURAS Y MICROESTRUCTURAS | | | |
| La textura general es nematoblastica, con evidencias de metamorfismo de S0-S1. | | | |
| NOMBRE DE LA ROCA | | Esquistos con actinolita y plagioclasa | |
| ESQUEMAS EXPLICATIVOS | | | |
|  | |  | |
| Micrografías con luz transmitida y nícoles cruzados (5X) | | | |

**ANEXO 3: MAPA DE UBICACIÓN DE MUESTRAS MACROSCÓPICAS Y
MICROSCÓPICAS**

MAPA DE UBICACIÓN DE MUESTRAS MACROSCÓPICAS Y MICROSCÓPICAS



Leyenda

- Embalses
- Zona Urbana
- Poblado
- Muestras Microscópicas
- Muestras Macroscópicas
- Área de Estudio

