

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y
PETRÓLEOS**

**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' S, AL ESTE DE CHAMBO,
PROVINCIA DE CHIMBORAZO.**

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE
INGENIERO GEÓLOGO.**

YÁNEZ CEVALLOS MIGUEL ERNESTO
meyace_1985@hotmail.com

DIRECTOR: DR. PEDRO SANTIAGO REYES BENÍTEZ
peter.geologo@gmail.com

Quito, Enero 2016.

DECLARACIÓN

Yo, Miguel Ernesto Yánez Cevallos, declaro bajo juramento que el trabajo aquí escrito es de mi autoría, que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación personal, 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.

Miguel Ernesto Yánez Cevallos

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Miguel Ernesto Yáñez Cevallos, bajo mi supervisión.

Dr. Pedro Santiago Reyes Benítez
DIRECTOR DEL PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

El principal agradecimiento es a mi Dios, quien me brindo su amor, la fuerza, la esperanza y la sabiduría necesaria para llevar a cabo con mucho sacrificio este proyecto de titulación.

Agradezco de igual manera a mi linda y abnegada madre Alba por brindarme todo su cariño, dedicación e infinito amor todos los días de mi vida, acompañándome en los momentos más difíciles, siendo un ejemplo de vida, trabajo, esfuerzo y honestidad, sin perder la esperanza en su hijo que la ama tanto.

A mi hermana Viviana y mi inquieto sobrino Martín por ser un pilar fundamental en mi vida, siempre contando con su apoyo incondicional y llenando mi vida de gratos momentos, transmitiendo su amor y el de Dios a través de sus inmensos corazones al mío.

A mi gran amor Valeria, le doy todas las gracias del mundo por cambiar el rumbo de mi vida, dándole un nuevo sentido, colmado de felicidad y hermosos momentos, siendo parte de este éxito lleno de aventuras, cansancio, optimismo y muchos sacrificios.

A mis grandes amigos y compañeros de lucha en la carrera Fabián O., Beto M., Andrea C., Gabriela G., Pedro E., Luis L., Edgar C., Carlos D., Valeria Q., Marco A. y Vane E., con quienes compartimos gratos momentos inolvidables.

Al Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico-INIGEMM por haber auspiciado el presente proyecto y facilitar con los análisis de laboratorio para el desarrollo del mismo.

Finalmente, doy un agradecimiento especial a todos los profesores, en especial al Dr. Pedro Reyes, Ing. Pablo Duque, Ing. Galo Plaza, Ing. Renán Cornejo y la Ing. Rocío López, quienes durante este largo periodo en el transcurso de la Carrera de Geología, me brindaron sus conocimientos, nuevas oportunidades y sobre todo valores esenciales para ser un buen profesional y llevar a la Geología como un apasionante estilo de vida.

DEDICATORIA

Quiero dedicar este trabajo a Dios, a mi familia y a toda la gente que confió en mí y me brindo todo su apoyo en los momentos más difíciles para alcanzar esta meta.

RESUMEN

La zona de estudio se encuentra localizada en la región andina del Ecuador, dentro de la Cordillera Real, aproximadamente 12,5 km al sureste de la ciudad de Riobamba, de la provincia de Chimborazo. Está constituida por rocas metamórficas que conforman el basamento y una cobertura volcánica plio-cuaternaria que abarca una amplia extensión. El análisis petrográfico, estructural y geomorfológico, permitió identificar secuencias litológicas de edades principalmente jurásicas y cretácicas, las mismas que en el Proyecto Cordillera Real fueron agrupadas y asignadas en los terrenos Guamote y Alao que afloran principalmente a lo largo de las estribaciones occidentales de la cordillera. El levantamiento cartográfico permitió definir nuevas litologías y discriminar las ya existentes, contemplando un conjunto de unidades controladas por estructuras y zonas de cizallamiento con rumbo andino NNE, reflejando la tectónica regional predominante en la zona.

Con el desarrollo y evolución del arco continental Alao, se registran importantes eventos volcánicos y sedimentarios que dieron lugar a la generación de litologías que guardan relación unas con otras por su ambiente común de formación en este arco, constituido por la unidad volcanoclástica San Pablo de Sali y la unidad basáltica Alao-Paute que forman parte del basamento del arco. La unidad Guamote constituye una secuencia pelítica depositada a lo largo del antearco al este del arco continental Alao, acompañada por la unidad sedimentaria Río Daldal, depositada sobre la plataforma o cerca del talud continental.

La unidad Peltetec es el resultado de una zona de sutura exhumada del basamento, convirtiéndose en una importante estructura que generó la zona de cizallamiento principal dominada por fallamiento inverso dextral con cabalgamiento al oeste, originando levantamientos y ubicando al esfuerzo principal de tipo regional en dirección E-W. La causa de estos levantamientos y posterior depositación de la unidad Yunguilla, probablemente se relacionan con la llegada y acreción del terreno Pallatanga.

ABSTRACT

The study area is located in the Andean region of Ecuador, in the Cordillera Real, about 12.5 km southeast of the city of Riobamba, in the Chimborazo province.

It comprises basement metamorphic rocks and Pliocene-Quaternary volcanics that cover a wide area. Petrographic, structural and geomorphological analysis allowed to identify Jurassic and Cretaceous lithologic sequences, which in the Cordillera Real Project were grouped and assigned in Guamote and Alao terranes that outcrop along the western foothills of the Cordillera. The geological mapping allowed to define new lithologies and discriminate the existing, contemplating a set of units controlled by structures and shear zones with Andean NNE strike, reflecting the dominant regional tectonic in the area.

With the development and evolution of the Alao continental arc, important volcanic and sedimentary events are recorded and generated several lithologies that keep a relationship with each other for their common formation environment in this arc, which is constituted by the San Pablo de Sali volcanoclastic unit and by the Alao-Paute basaltic unit. These units form part of the arc basement. The Guamote unit is a pelitic sequence deposited along the forearc east of the Alao continental arc, accompanied by the Rio Daldal sedimentary unit deposited on the platform or near the continental slope.

The Peltetec unit is the result of an exhumed basement suture zone, becoming an important structure that originated the main shear zone dominated by a west-thrusting dextral reverse faulting, causing uprisings and placing the regional main stress with an E-W direction. The cause of these uprisings and the subsequent deposition of Yunguilla unit, is probably related to the arrival and accretion of the Pallatanga terrane.

CONTENIDO

TABLA DE CONTENIDOS

DECLARACIÓN.....	i
CERTIFICACIÓN	ii
AGRADECIMIENTOS	iii
DEDICATORIA	iv
RESUMEN	v
ABSTRACT	vi
CONTENIDO	vii
TABLA DE CONTENIDOS	viii
ÍNDICE DE FIGURAS.....	ix
ÍNDICE DE TABLAS.....	xiv
ANEXOS	xiv
CAPÍTULO 1.....	1
INTRODUCCIÓN	2
1.1. ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS	2
1.2. OBJETIVOS	3
1.2.1. OBJETIVO GENERAL	3
1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
1.2.3. ALCANCE	3
1.2.4. METODOLOGÍA.....	4
1.3. ÁREA DE ESTUDIO.....	6
1.3.1. UBICACIÓN.....	6
1.3.2. CLIMA Y VEGETACIÓN.....	8
1.3.3. MORFOLOGÍA E HIDROLOGÍA.....	9
1.4. SÍNTESIS DE TRABAJOS ANTERIORES.....	12
CAPÍTULO 2.....	14
GEOLOGÍA REGIONAL	15
2.1. CONTEXTO GEODINÁMICO.....	15
2.2. GEOLOGÍA REGIONAL	16
2.3. LITOESTRATIGRAFÍA DE LA CORDILLERA REAL	19
2.3.1. TERRENO GUAMOTE.....	21
2.3.2. TERRENO ALAO	22
2.3.3. TERRENO LOJA	24
2.3.4. TERRENO SALADO.....	26
2.3.5. TERRENO ZAMORA	28
2.4. TECTÓNICA REGIONAL.....	29
CAPÍTULO 3.....	32
GEOLOGÍA LOCAL.....	33
3.1. INTRODUCCIÓN	33
3.2. LITOESTRATIGRAFÍA	33
3.2.1. UNIDAD ALAO	33
3.2.1.1. UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN.....	33
3.2.1.2. LITOLOGÍA.....	34
3.2.1.3. RELACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD	38
3.2.2. UNIDAD SAN PABLO DE SALI	39
3.2.2.1. UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN.....	39
3.2.2.2. LITOLOGÍA.....	39
3.2.2.3. RELACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD	43
3.2.3. UNIDAD RÍO DALDAL	44
3.2.3.1. UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN.....	44
3.2.3.2. LITOLOGÍA.....	44
3.2.3.3. RELACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD	48
3.2.4. UNIDAD GUAMOTE.....	48

3.2.4.1.	UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN	48
3.2.4.2.	LITOLOGÍA	49
3.2.4.3.	RELACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD	55
3.2.5.	UNIDAD PELTETEC	55
3.2.5.1.	UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN	55
3.2.5.2.	LITOLOGÍA	56
3.2.5.3.	RELACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD	63
3.2.6.	UNIDAD YUNGUILLA	64
3.2.6.1.	UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN	64
3.2.6.2.	LITOLOGÍA	64
3.2.6.3.	RELACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD	66
3.2.7.	UNIDAD VOLCÁNICOS QUISHUAR-LAS MINAS	67
3.2.7.1.	UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN	67
3.2.7.2.	LITOLOGÍA	67
3.2.7.3.	RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS	72
CAPÍTULO 4	74
TECTÓNICA	75
4.1.	<i>MARCO GEOMORFOLÓGICO Y ESTRUCTURAL</i>	75
4.1.1	INTRODUCCIÓN	75
4.1.2	CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO	75
4.1.3	ZONAS DE CIZALLAMIENTO Y FALLAS	80
4.1.3.1	ZONA DE CIZALLAMIENTO PRINCIPAL	81
4.1.3.2	ZONA DE CIZALLAMIENTO CENTRAL.....	84
4.1.3.3	ZONA DE CIZALLAMIENTO ORIENTAL	86
4.1.3.4	ESTRUCTURAS MENORES.....	91
CAPÍTULO 5	93
EVOLUCIÓN	94
GEODINÁMICA	94
5.1.	<i>INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN</i>	94
5.2.	<i>MODELO DE EVOLUCIÓN</i>	101
CAPÍTULO 6	107
CONCLUSIONES	108
CAPÍTULO 7	110
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	111
CAPÍTULO 8	116
ANEXOS	117

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1	Mapa de ubicación del área de estudio	6
Figura 1.2	Mapa de ubicación de las principales poblaciones y vías de acceso al área de estudio.	7
Figura 1.3	Modelo de elevación digital donde se muestra las diferentes alturas y el drenaje que componen la geografía de la zona de estudio.	10
Figura 1.4	Morfología típica con valles en “U” a lo largo de la cordillera, con drenaje meándrico y relieve fuerte hacia el este, en el sector del río Uldán (Tomada UTM: 777626-9806128-3861m)..	11
Figura 2.1	Mapa del marco tectónico regional del Ecuador, tomado de Gutscher et al. (1999).....	15
Figura 2.2	Modelo de elevación digital de las principales regiones geológicas del Ecuador, elaborado en este trabajo con la base digital tomada del Instituto Geográfico Militar (IGM).	18

Figura 2.3 Mapa geológico simplificado de las rocas pre-cretácicas de la Cordillera Real y de la zona sub andina al norte de 2°S. Tomado de Aspden & Litherland. (1992).....	20
Figura 3.1 a) Afloramiento de esquistos verdes en el margen norte del río Uldán (UTM: 775564/9805878), b) Bloques de esquistos plegados con segregación de cuarzo lechoso, observados en el lecho del río Uldán durante este trabajo y el Proyecto de Zonificación, INIGEMM (2012).....	35
Figura 3.2 a) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (20x) de esquistos verdes, donde se observa la composición mineralógica y su textura relicta ígnea, b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de esquistos verdes muy deformados con presencia de micropliegues. Muestras EYT-054C.....	36
Figura 3.3 Afloramiento de metabasaltos silicificados y cloritizados en el margen norte del río Uldán (UTM: 775564/ 9805878) afectados por diaclasamiento.....	37
Figura 3.4 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (20x) de metabasaltos cloritizados con reacomodamiento de cristales de plagioclasa. Muestra EYT-055.....	37
Figura 3.5 Afloramiento de metandesitas muy diaclasadas y fracturadas con alto grado de meteorización a lo largo de la vía que conduce al poblado San Pablo de Sali (UTM: 776331/9816277).	40
Figura 3.6 Afloramiento de metandesitas intercaladas con niveles metavolcanosedimentarios con pseudoestratificación que coincide con el clivaje de cizalla, donde la dirección de los planos de foliación buzcan al NO (UTM: 777195/ 9814955).....	40
Figura 3.7 Afloramiento de metandesitas con niveles finos volcanosedimentarios en la vía que conduce al poblado San Pablo de Sali (UTM: 778020/ 9813894).	41
Figura 3.8 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una metandesita propilitizada y claramente cizallada con porfiroblastos de plagioclasa y piroxenos. Muestra EYT-048.....	41
Figura 3.9 Afloramiento de filitas en la vía que conduce al poblado El Toldo (UTM: 774367/ 9817237).	42
Figura 3.10 Afloramiento de filitas plegadas cercana a la zona de contacto con la unidad Guamote, en la vía que conduce al poblado San Pablo de Sali (UTM: 776836/ 9815134).	42
Figura 3.11 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de una filita poco cloritizada con presencia de grafito y cristales orientados por el clivaje de cizallamiento. Muestra EYT-015A.	43
Figura 3.12 Afloramiento de la unidad Río Daldal al borde oriental de la unidad Pelitetec en el margen norte del río Ishpi. a) Afloramiento de filitas deformadas, b) Foliación de las filitas buzando al SE (UTM: 773085/ 9798276).....	45
Figura 3.13 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de una filita con aporte continental, que forma planos de foliación. Muestra EYT-031A.....	46
Figura 3.14 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una metarenisca cizallada con aporte continental, formando sigmoides con sombras de presión. Muestra EYT-031B.	46

Figura 3.15 Afloramiento de filitas gris azuladas en el margen sur del río Daldal donde se observa el clivaje con buzamiento constante al este de estas rocas (UTM: 773357/ 9799824).....	47
Figura 3.16 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de un metasedimento con aporte continental y cristales orientados por el cizallamiento. Muestra EYT-027.....	47
Figura 3.17 Afloramiento de cuarcitas con niveles finos de filitas sobreyaciendo tectónicamente a filitas de la unidad San Pablo de Sali, en una pequeña cantera aledaña a la vía (UTM: 775724/ 9816643).	50
Figura 3.18 Afloramiento de cuarcitas con clastos de filita ubicadas en la vía que conduce al poblado San Pablo de Sali (UTM: 776380/ 9815646).....	50
Figura 3.19 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una cuarcita con empaquetamiento suturado y varios contactos poligonales. Muestra EYT-011A.	51
Figura 3.20 Afloramiento de cuarcitas y filitas intercaladas formando estructuras budinaje a lo largo de un pliegue anticlinal en cuyo núcleo se encuentran margas metamorfizadas, ubicadas en la vía que conduce al poblado San Pablo de Sali (UTM: 776396/ 9815288).	51
Figura 3.21 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (20x) de una metarenisca calcárea, formada en su mayoría por calcita y dolomita en una matriz arenosa. Muestra EYT-010C.	52
Figura 3.22 a) Filita (EYT-035) con porfiroblastos redondeados de cuarcita (UTM: 772961/ 9798160), b) Cuarcita (EYT-034) con fragmentos de filita en su interior (UTM: 772913/ 9798259).....	52
Figura 3.23 a) Afloramiento de filitas, cuarcitas y metaconglomerados intercalados a lo largo del canal de riego en el río Daldal (UTM: 770973/ 9800809), b) Muestra de metaconglomerado (EYT-051B) tomado en el mismo sitio.	53
Figura 3.24 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (20x) de una metarenisca con empaquetamiento completo y tangencial, con tamaño de grano variable. Muestra EYT-051A.	54
Figura 3.25 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (20x) de una filita con líticos de roca sedimentaria y cuarzo recristalizado con clara orientación de la sericita. Muestra EYT-051B.	54
Figura 3.26 Muestras de roca (EYT-030B-C) tomadas al margen izquierdo de la quebrada Moscón (UTM: 773014/ 9804053) donde se observa claramente vetillas con contenido de asbesto en un gabro, al igual que a sus bordes.	57
Figura 3.27 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de un gabro alterado desarrollando un bajo grado metamórfico en toda la roca. Muestra EYT-030A.	58
Figura 3.28 a) Afloramiento de metabasaltos verdes cloritizados y serpentinizados en el lecho del río Timbul (UTM: 773113/ 9801842), b) Muestra de roca (EYT-008C) tomada al margen derecho de la quebrada Quillán (773870/ 9817857) donde se observa vetillas con contenido de asbesto.	59
Figura 3.29 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una metalava basáltica serpentinizada con minerales de bajo metamorfismo especialmente phrenita-pumpellyíta, que se desarrollan en los vacíos. Muestra EYT-060.	60

Figura 3.30 Afloramiento de metabasaltos cloritizados afectados por cizallamiento local con zonas de brecha, al margen norte del río Uldán (UTM: 773361/ 9805723).	60
Figura 3.31 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de un metabasalto con clara orientación de minerales a lo largo del clivaje de cizallamiento. Muestra EYT-062.	61
Figura 3.32 a) Afloramiento de rocas verdes cloritizadas junto con metasedimentos muy deformados, tectónicamente acuñados al margen izquierdo del río Daldal (UTM: 773011/ 9799806) b) Muestra de metasedimento deformado (EYT-040A) tomada en el mismo sitio.	62
Figura 3.33 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de un metasedimento deformado, desarrollando plegamiento en toda la roca. Muestra EYT-037.	62
Figura 3.34 a) Afloramiento de metasedimentos deformados, formando pliegues cilíndricos al margen izquierdo del río Ishpi (UTM: 772284/ 9798424), b) Muestra de metasedimento deformado (EYT-037) tomada en el mismo sitio.	63
Figura 3.35 Afloramiento de cuarcitas de la unidad Guamote y metaturbiditas de la unidad Yunguilla en contacto tectónico dentro de la quebrada La Tranca (UTM: 776526/ 9815110), junto con las estratificación de los sedimentos turbidíticos de la unidad Yunguilla.....	65
Figura 3.36 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (40x) de una metaturbidita con presencia de microfósiles dentro de una matriz arcillosa. Muestra EYT-011B.....	65
Figura 3.37 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de una filita con líticos de roca sedimentaria y cuarzo recristalizado con clara orientación de la sericita. Muestra EYT-003.	66
Figura 3.38 a) Afloramiento al margen izquierdo del río Uldán (UTM: 773527/ 9805228) de tobas pseudoestratificadas y litificadas, b) Roca formada por bandas con posible pseudoestratificación. Muestra EYT-022A.	68
Figura 3.39 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una toba estratificada con material vítreo formado por ceniza y vidrio volcánico. Muestra EYT-022A.	68
Figura 3.40 Afloramiento al margen sur del río Daldal (UTM: 774891/ 9799788) a) Tobas volcanosedimentarias ligeramente bandeadas b) Vista más cercana de toba compactada con minerales de plagioclasa y gran cantidad de clastos volcánicos.	69
Figura 3.41 Afloramiento al margen izquierdo de la quebrada Titaycun (UTM: 772742/ 9806989) a) Se observan líticos andesíticos con tamaños decimétricos, b) Se observa textura fluidal con bandas oscuras en ignimbritas.....	69
Figura 3.42 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una ignimbrita con material vítreo formado por ceniza y vidrio volcánico, además de plagioclasas orientadas con dirección de flujo. Muestra EYT-018A.....	70
Figura 3.43 Afloramientos de lavas andesíticas-basálticas con estructura columnar, a lo largo de aproximadamente 2 kilómetros sobre el margen norte del río Daldal.	71
Figura 3.44 Afloramientos de lavas andesito-basálticas muy diaclasadas en el sector de Chaparrumi (UTM: 773769/ 9806638).	71

Figura 3.45 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una andesita basáltica con matriz formada por vidrio volcánico, además de plagioclasas orientadas con dirección de flujo. Muestra EYT-019.	72
Figura 3.46 Afloramientos de diques andesíticos escoriaáceos con vesículas orientadas en dirección del flujo volcánico. Margen norte de la quebrada Moscón (UTM: 771028/ 9804428).	72
Figura 4.1 Esquema geomorfológico de la zona central del área de estudio, representando los principales rasgos encontrados a lo largo de la cordillera.	76
Figura 4.2 Lacustre formado en el circo glaciar del cerro Rincasa (UTM: 777025/ 9803259), por sobre los 4.150 metros de altura.	77
Figura 4.3 Valle glaciar en forma de U del río Daldal, b) Valle glaciar en forma de U del río Uldán, c) Fotografía panorámica E-O del valle glaciar del río Uldán atravesado por drenaje meándrico que desemboca al oeste, formando valles incisivos en forma de V hacia las estribaciones.	78
Figura 4.4 Mapa estructural donde se observa el sistema de fallas a lo largo del área de estudio.	80
Figura 4.5 Afloramiento de la unidad Peltetec en una cantera cerca al margen sur de la quebrada Camellón donde se puede observar varias fallas de orientación variable que afectan a esta unidad litológica (UTM: 772818/ 9810608).	82
Figura 4.6 Afloramiento del contacto fallado entre las filitas de la unidad Guamote y rocas verdes de la unidad Peltetec, donde se observa estructuras sigmoidales como resultado de la cizalla de sentido inverso dextral (UTM: 773209/ 9805850).	83
Figura 4.7 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una filita deformada con claro movimiento dextral evidenciados por las sombras de presión de los porfiroblastos. Muestra EYT-038.	83
Figura 4.8 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de un esquisto verde donde se observa los clivajes que afectan a la roca. Muestra EYT-054A.	85
Figura 4.9 Afloramiento de la unidad Guamote donde presenta estructuras SC a lo largo de la falla con movimiento dextral (UTM: 772961/ 9798160).	86
Figura 4.10 Esquema de las principales estructuras N-S y zonas de cizallamiento que atraviesan a la cordillera a lo largo de un corte E-O.	87
Figura 4.11 a) Afloramiento de la unidad Guamote afectada por fallamiento normal, b) Planos de falla con presencia de estrías por efectos de la cizalla (UTM: 775724/ 9816643).	88
Figura 4.12 Zona de contacto entre las unidades Guamote y San Pablo de Sali, dejando ver en esta última unidad tres clivajes y lineaciones que han afectado a las filitas (UTM: 775724/ 9816643).	88
Figura 4.13 Afloramiento de filitas de la unidad Guamote donde se observa boudines dentro de las mismas por efecto de la cizalla (UTM: UTM: 776396/ 9815288).	89
Figura 4.14 Afloramiento de la unidad San Pablo de Sali donde se observa los pliegues anticlinales y deformación menor a los bordes de uno de los flancos (UTM: 776614/ 9815863). ..	90
Figura 4.15 Afloramiento de la unidad Volcánicos Quishuar- Las Minas claramente afectadas por fallamiento dextral, generando un clivaje de cizalla (UTM: 776344/ 9804106).	92

Figura 5.1 Modelo evolutivo para el norte de la de la Cordillera Real, tomado de Litherland et al. (1994).	95
Figura 5.2 Paleo-reconstrucción para el noroeste de Gondwana desde el Pérmico superior al Cretácico temprano, tomado de Cochrane (2013).....	96
Figura 5.3 Modelos esquemáticos para la evolución del noroeste del margen Sudamericano, tomado de Spikings et al. (2015).....	97
Figura 5.4 Generación del arco Alao.....	102
Figura 5.5 Generación de rocas volcano-sedimentarias del arco Alao.....	103
Figura 5.6 Inicio de la fractura de la corteza oceánica.....	104
Figura 5.7 Etapa final de acreción y formación de la zona de sutura	105

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1.1 Tipos de clima en el área de estudio. FUENTE: Atlas cartográfico elaborado por el Gobierno Autónomo Descentralizado de la Provincia de Chimborazo como parte del Plan de Desarrollo y Ordenamiento Territorial de Chimborazo (2011).	8
Tabla 2.1 Resumen de la geología pre-Cretácica de la Cordillera Real y la Zona Subandina. FUENTE: Tomado de Aspden et al. (1992) y Litherland et al. (1994) modificado.....	23

ANEXOS

Anexo 1: TABLA DE LAS DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS Y DE AFLORAMIENTOS.....	117
Anexo 2: FICHAS PETROGRÁFICAS DE LAMINA DELGADA	118
Anexo 3: MAPA GEOLÓGICO DEL BASAMENTO METAMÓRFICO	119
Anexo 4: MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO	120

CAPÍTULO 1

INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS

La Cordillera Real del Ecuador constituye un cinturón de rocas metamórficas situada al este de la región andina, cuyo origen y formación es aún causa de controversia; y que a lo largo de los años han pretendido ser dilucidadas, a través de varias investigaciones e interpretaciones abordadas de manera regional y local, siendo de valiosa importancia en los modelos evolutivos, aunque muchos de los problemas geológicos de la Cordillera Real continúan sin resolverse.

Las primeras investigaciones geológicas regionales del Ecuador realizadas por Wolf T. (1892), Colony R. & Sinclair J. (1932) y más tarde por Sauer W. (1965), describen de manera general la litología y estructuras de la Cordillera Real, por otro lado los trabajos realizados por Bristow C. (1973) y Baldock J. (1982), definieron únicamente la naturaleza metamórfica del basamento. Posteriormente el proyecto Cordillera Real liderado por Litherland et al. (1994), realizó por medio de cortes estructurales la primera segmentación regional tanto cartográfica como estructural en sentido transversal y longitudinal en la cordillera, discriminando cinco terrenos litotectónicos regionales acrecionados por medio de dos períodos tectono-metamórficos de acreción-deformación.

En la actualidad la Cordillera Real carece de una cartografía detallada donde se muestren las diferentes relaciones estratigráficas y estructurales locales de los terrenos litotectónicos, limitando una adecuada correlación. El presente estudio pretende contribuir de manera objetiva a la determinación del origen y evolución de las rocas metamórficas situados en el segmento centro-occidental de la Cordillera Real, aportando con datos geológicos cualitativos y cuantitativos en zonas aún no exploradas y que son de gran importancia en el conocimiento geológico tanto de la Cordillera Real como del Callejón Interandino. A la vez este estudio aportará con cartografía detallada que servirá de base para nuevas investigaciones y contribuirá a la solución de problemas geológicos en las áreas de riesgos geológicos, planificación territorial, exploración y disponibilidad de

recursos naturales, etc. además de obtener información de tipo educativa y técnica.

1.2. OBJETIVOS

1.2.1. OBJETIVO GENERAL

Contribuir al conocimiento de la Geología del Ecuador mediante el estudio litológico y estructural del área central de la Cordillera Real, que permita caracterizar y entender los procesos geodinámicos involucrados en la evolución de este cinturón metamórfico.

1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar el análisis geomorfológico, fotogeológico y estructural preliminar de la zona de estudio, identificando los principales rasgos morfológicos o estructuras tectónicas presentes en el área.
- Efectuar la cartografía geológica del área de estudio escala 1:50.000.
- Identificar y caracterizar las unidades litológicas del área y su relación con las principales estructuras regionales, mediante el trabajo de campo y análisis petrográfico de laboratorio.
- Interpretar y construir un modelo de evolución geodinámica local y regional.

1.2.3. ALCANCE

- El análisis geomorfológico y fotogeológico se efectuó por medio de fotografías aéreas a escala 1:60.000, modelos digitales de elevación (DTM) con resolución de 30 metros, imágenes satelitales con resolución de 5 metros y mapas topográficos a escala 1:50.000.
- La cartografía geológica se realizó a escala 1:50.000 sobre un área aproximada de 210 km². El trabajo incluirá la información de diferentes grupos de trabajo en los que ha participado el proponente de este proyecto y se complementará con trabajo de campo enfocado a los objetivos específicos del estudio.

- La descripción y caracterización litológica se realizó mediante una recolección sistemática de 93 muestras de roca, de las cuales se elaboraron 60 secciones delgadas (Anexo 2).
- La reconstrucción estructural se efectuó mediante la toma de medidas estructurales y cortes geológicos de campo.
- La interpretación geológica y el modelo de evolución se realizó en base a los datos de campo y análisis de laboratorio descritos.

1.2.4. METODOLOGÍA

- *Investigación bibliográfica y antecedentes geológicos:* previamente a las salidas de campo, se recopiló toda la información necesaria referente al marco geológico regional y local de la zona de estudio, lo cual incluyó trabajos anteriores como mapas geológicos, publicaciones; y material adicional como mapas topográficos, fotografías aéreas, imágenes satelitales, material derivado mediante el tratamiento de imágenes satelitales y “ortofotos” del área de investigación.
- *Análisis de imágenes satelitales y fotografías aéreas:* las imágenes satelitales fueron analizadas para el estudio de la morfología y reconocimiento estructural en la zona. Gran parte de esta información fue tomada de la base de datos creadas por el Programa SIGTIERRAS del Ministerio de Agricultura, Acuicultura, Ganadería y Pesca, quienes mediante cartografía digital han creado una base de ortofotos escala 1:5 000, generada a partir de fotografías aéreas escala 1:20 000 con un GSD (Ground Sample Distance) de 30 cm para la sierra, 40 cm para la costa y 50 cm para el oriente, cubriendo un área aproximada de 210.302 km².
- *Levantamiento geológico de campo:* el trabajo de campo se realizó en 25 días efectivos de 6 jornadas de trabajo, obteniendo información estructural y geológica, con toma de muestras de rocas representativas de cada unidad litológica expuesta en la zona de estudio. En total se levantaron 89 puntos de control y análisis (Anexo 1).
- *Descripción y análisis macroscópica y microscópica de rocas:* se efectuó mediante el estudio petrográfico de muestras de mano y observaciones de

sección delgada de las diferentes unidades distintivas de la zona, a través del microscopio OLYMPUS BX51 con luz transmitida y cámara fotográfica incorporada DP72, complementado por el software Stream Basic, cuya principal función es la de capturar una imagen fotográfica de la sección delgada con diferentes aumentos de tamaño.

- *Definición de unidades litoestratigráficas y litotectónicas:* se realizó a partir de las características estratigráficas y litológicas que poseen las diferentes unidades, tomando como base la nomenclatura estratigráfica definida por Litherland et al. (1994) para la Cordillera Real. La interpretación estructural se realizó por medio de cortes geológicos de campo, con el fin de definir las relaciones tectono-estratigráficas y la disposición espacial de las unidades litotectónicas y otras litologías relacionadas.
- *Análisis estructural y generación del mapa geológico:* con la información obtenida en el campo se procesaron e interpretaron los datos estructurales de campo que permitieron elaborar el mapa geológico de la zona, así como discutir y comparar el modelo tectónico local y regional para la zona centro-occidental de la Cordillera Real (

-
-

- Anexo 3 y
-
-

- **Anexo 4).** El mapa geológico fue elaborado sobre la base topográfica 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar (IGM), utilizando el sistema coordenadas World Geodetic System 1984 (WGS84) Universal Transversal de Mercator (UTM) zona 17S y diseñado con el sistema de integración geográfica a través del programa informático Arc Gis 10.2.
- *Redacción del proyecto de titulación:* en base a los resultados obtenidos, se desarrolló y elaboró el presente escrito.

1.3. ÁREA DE ESTUDIO

1.3.1. UBICACIÓN

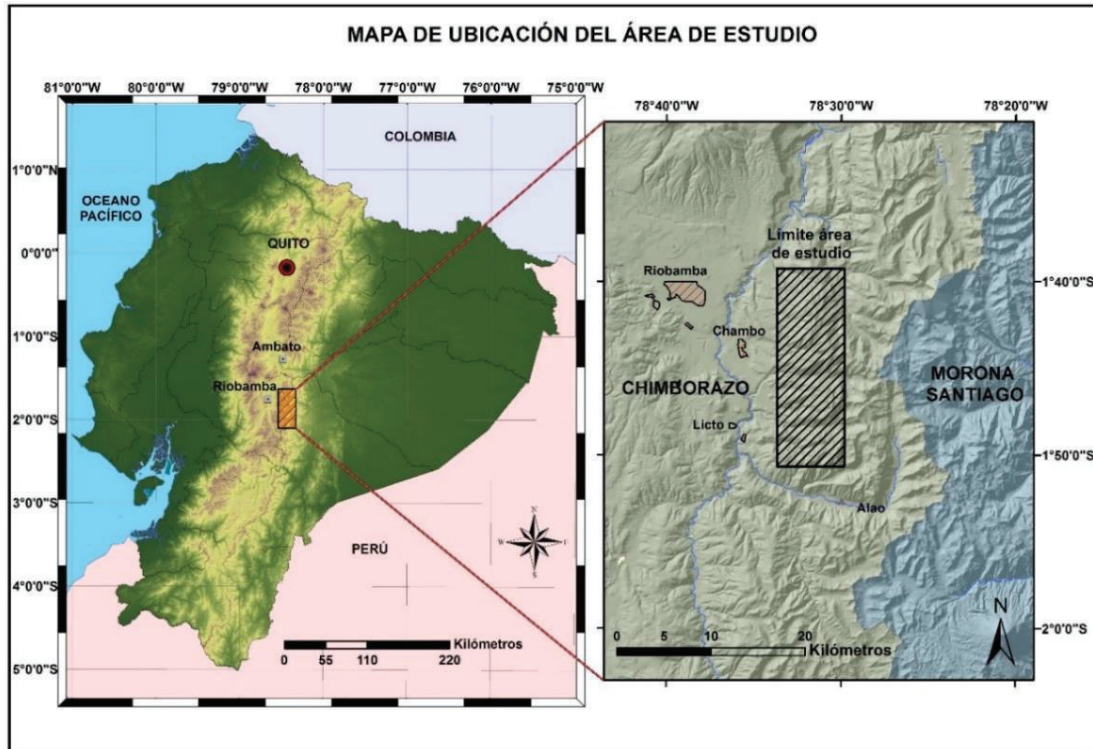


Figura 1.1 Mapa de ubicación del área de estudio

La zona de estudio conforma la franja de rocas metamórficas situadas hacia el noroeste de la provincia de Chimborazo, en las estribaciones de la vertiente occidental de la Cordillera Real, aproximadamente a 12,5 km de la ciudad de Riobamba y unos 200 km desde Quito, cubriendo una extensión cercana a los 170 km² entre los cantones Chambo y Riobamba. Los límites aproximados que posee el área de estudio se ubican entre las longitudes 78°34'O y 78°30'O y las latitudes 1°40'S y 1°50'S, dentro de la hoja topográfica de Riobamba escala 1:50.000 (Figura 1.1). Corresponde al este de Chambo, extendiéndose 3 km al norte y sur respectivamente con el fin abarcar varias unidades.

La principal vía de acceso a la zona es la avenida Leopoldo Freire que inicia al sureste de Riobamba pasando por el poblado de Chambo y continuando a lo largo del margen derecho del río Chambo, por las parroquias La Magdalena,

Guayllabamba, San Francisco de Chambo y Daldal, donde finalmente la vía pasa a ser de segundo orden hasta el poblado de Pungalá, terminando en Alao.

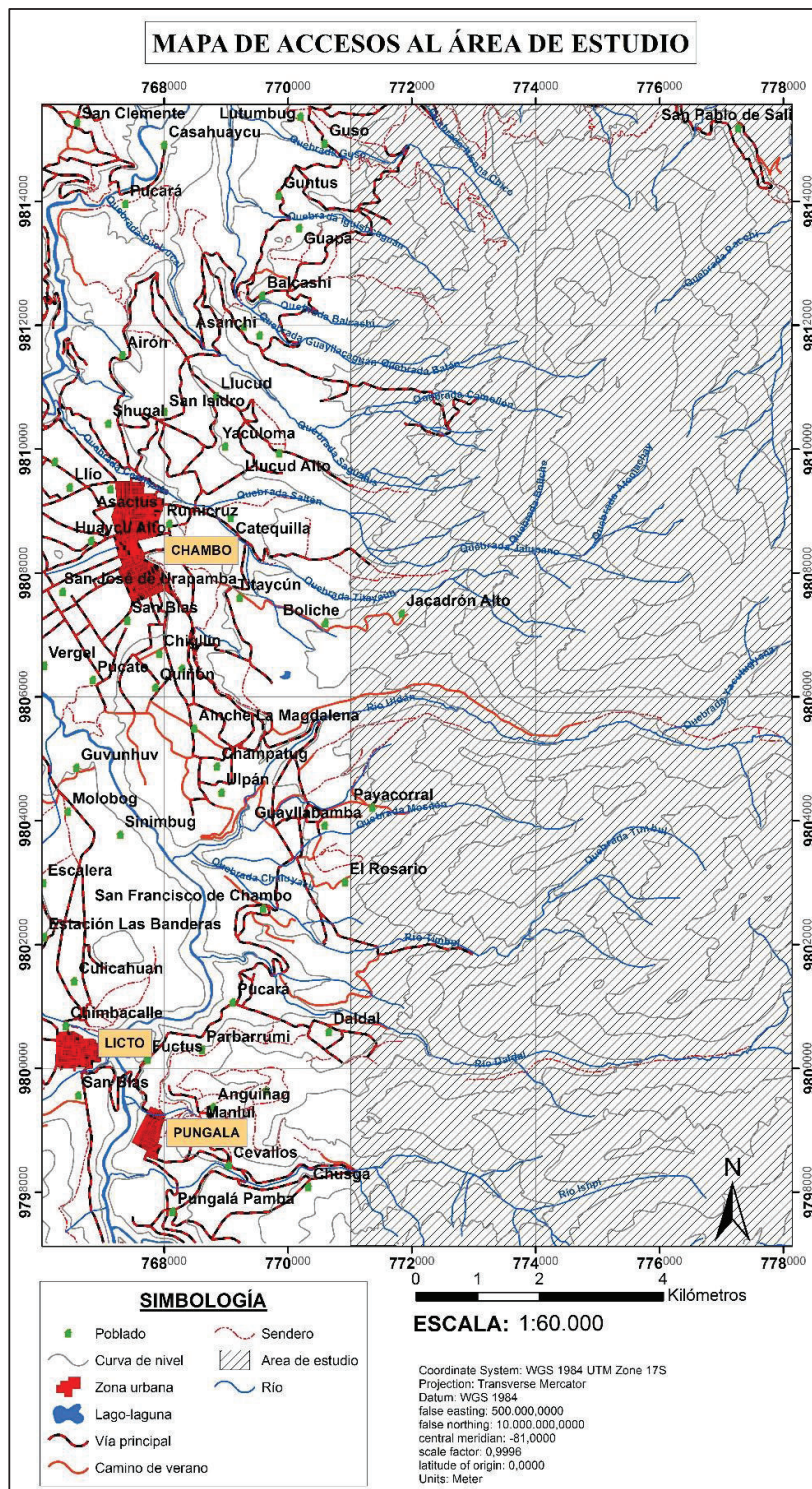


Figura 1.2 Mapa de ubicación de las principales poblaciones y vías de acceso al área de estudio.

Dentro del área de estudio, los accesos constituyen principalmente vías de segundo y tercer orden, caminos de verano, caminos de herradura y senderos, que abarcan un 15-20% del área total a ser estudiada (Figura 1.2).

1.3.2. CLIMA Y VEGETACIÓN

La provincia de Chimborazo, jurisdicción a la que pertenece la zona de estudio, posee una gran variedad de climas, prevaleciendo principalmente 3 tipos, los cuales según el mapa de climas desarrollado en el 2011 por el Gobierno Autónomo Descentralizado de la Provincia de Chimborazo (Tabla 1.1) son el Ecuatorial de Alta Montaña cubriendo una extensión del 58,73% de la extensión total de la provincia a lo largo de las estribaciones de las Cordilleras Occidental y Real, seguido del Ecuatorial Mesotérmico Semi-Húmedo con el 23,85% ubicándose en el valle de Riobamba y al suroeste entre los cantones de Pallatanga y Chunchi; y finalmente el Ecuatorial Mesotérmico Seco con el 12,00% de extensión del territorio provincial, ubicándose principalmente en las zonas de los valles entre Alausí, Guamote y Riobamba.

Tipo de Clima	ÁREA	
	Hectáreas	%
Ecuatorial Mesotérmico Seco	77.888	12,00
Ecuatorial Mesotérmico Semi-Húmedo	154.794	23,85
Ecuatorial de Alta Montaña	381.208	58,73
Nieval	29.768	4,59
Tropical Megatérmico Húmedo	5.164	0,80
Tropical Megatérmico Semi-Húmedo	256	0,04
Total	649.078	100,00

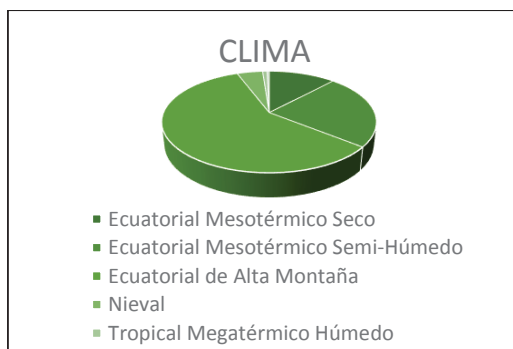


Tabla 1.1 Tipos de clima en el área de estudio. FUENTE: Atlas cartográfico elaborado por el Gobierno Autónomo Descentralizado de la Provincia de Chimborazo como parte del Plan de Desarrollo y Ordenamiento Territorial de Chimborazo (2011).

Los climas predominantes en la zona de estudio son: el Ecuatorial Mesotérmico Semi-Humedo y el Nieval, ocupando este último el 4,59% del territorio provincial y ubicándose principalmente en las cumbres de las montañas aledañas al suroeste del volcán Altar. Sin embargo, en temporadas muy frías la presencia de nieve puede extenderse a muchas más zonas, cubriendo gran parte de los páramos, como se evidencia en las nacientes del río Uldán.

Las precipitaciones anuales que se presentan en la zona son de 531,6 mm a 1502,3 mm, siendo los meses de octubre y noviembre los de mayores precipitaciones, mientras los meses de junio y julio son los de menor cantidad de precipitaciones; manifestando una humedad relativa anual de 81% y una temperatura media que oscila entre 8.8 y 21,6 °C (Estaciones Meteorológicas de Guaslán y Alao ubicadas a 10 y 3 kilómetros respectivamente del área de estudio, Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología, 2012). Además la presencia de nubosidad es de media a muy alta, manifestándose mucho más durante el día.

En gran parte de la zona, la cobertura vegetal dominante es vegetación de paramo, chaparro (arbustos), pasto natural o pajonales hacia las partes más altas (Gobierno Autónomo Descentralizado de la Provincia de Chimborazo, 2011).

1.3.3. MORFOLOGÍA E HIDROLOGÍA

La morfología de la zona se caracteriza por presentar un relieve con pendientes muy altas, divisorias lineales alargadas en dirección E-O y una variación altitudinal que va de 2520 m.s.n.m en las zonas de valles, hasta los 4447 m.s.n.m en el Cerro Cenerón (Figura 1.3).

Hacia el este, en las estribaciones de la Cordillera Real, entre los 2800 y 3600 m.s.n.m, existe un cambio morfológico muy marcado, que puede ser atribuido a cambios litológicos heredados de la falla de Peltetec con dirección NNE-SSW, donde las pendientes pasan a ser moderadas, con lomas redondeadas y alargadas, principalmente conformadas por depósitos cuaternarios de “cangahua” y coluviales que dan lugar a dichas geoformas.

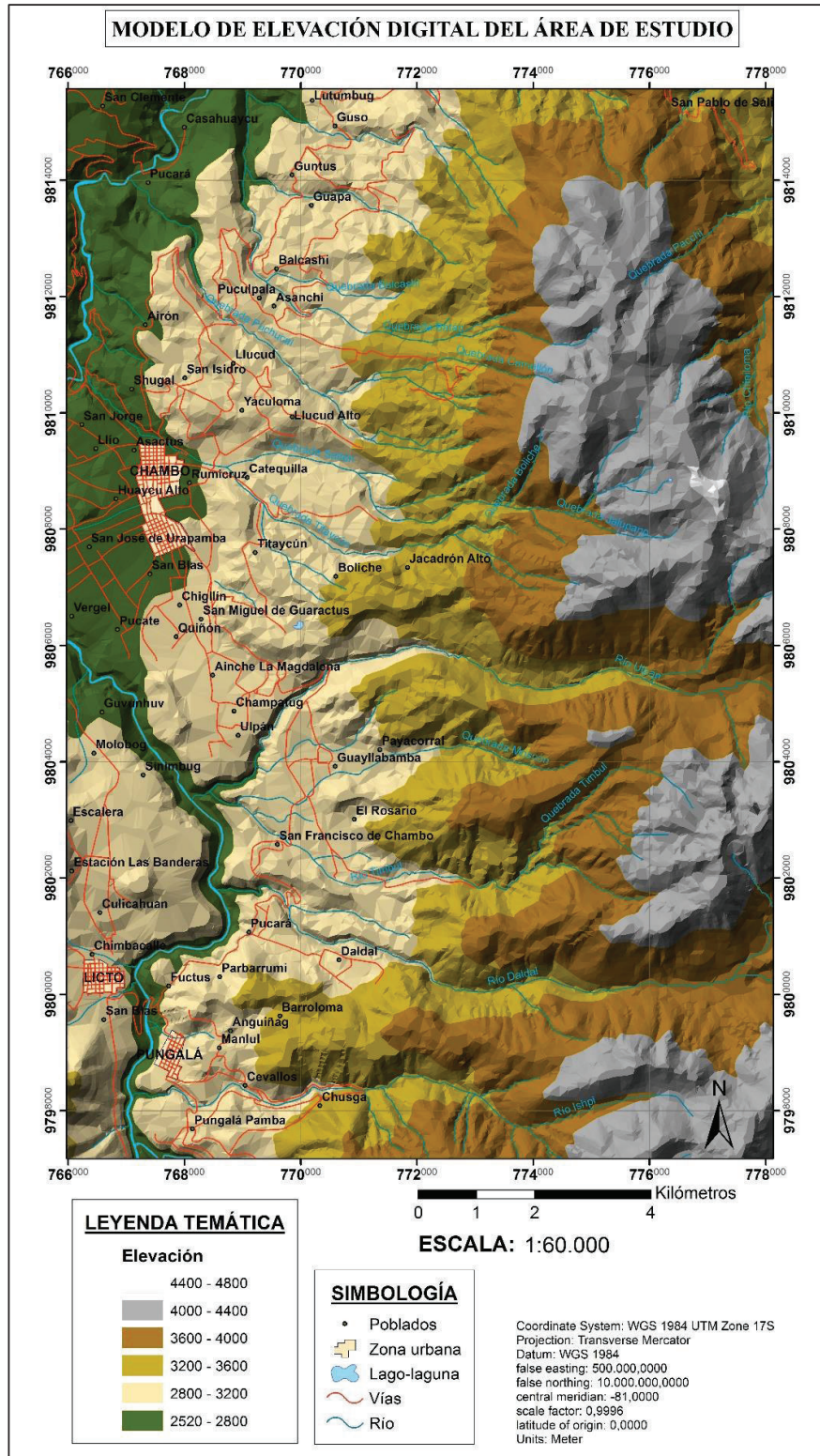


Figura 1.3 Modelo de elevación digital donde se muestra las diferentes alturas y el drenaje que componen la geografía de la zona de estudio.

En las áreas donde las alturas sobrepasan los 3600 m.s.n.m, existe la presencia de valles en “U” principalmente hacia las zonas más orientales como en el río Uldán y el río Daldal. Existe clara evidencia de la gran erosión producida durante los diferentes procesos de glaciación y deglaciación, con depósitos glaciares, lacustres y morrenas asentados en las partes bajas de los valles y cortados por ríos meándricos, los mismos que mantienen una dirección E-O con trazo rectilíneo, a medida que desembocan en el río Chambo a su margen derecho (Figura 1.4).

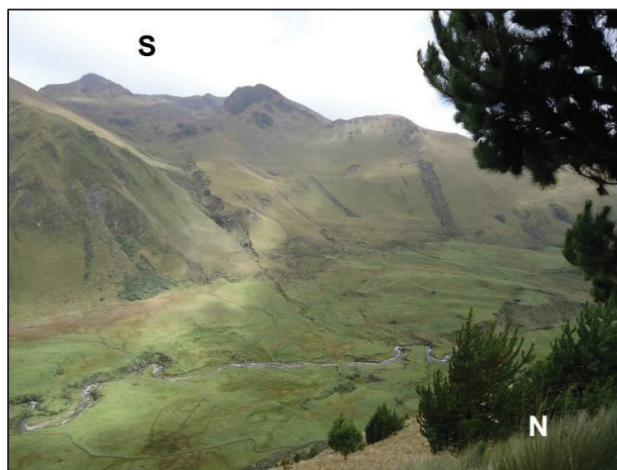


Figura 1.4 Morfología típica con valles en “U” a lo largo de la cordillera, con drenaje meándrico y relieve fuerte hacia el este, en el sector del río Uldán (Tomada UTM: 777626-9806128-3861m).

Otra morfología característica de esta zona es la que se observa en las nacientes del río Timbul hacia la parte suroriental, con la presencia de circos glaciares. Estas geoformas se han desarrollado a partir de los 4000 m.s.n.m. y se caracterizan por tener crestas o aristas de sustrato rocoso muy agudas con acumulación de morrenas laterales, que en conjunto con el relieve presentan una forma circular, característica de este tipo de morfologías.

Gran parte del drenaje que posee la zona, tiene una dirección E-O con una red subparalela, cuyas cuencas hidrográficas nacen de las partes orientales más altas de la cordillera. Cortan a la cordillera hasta llegar a zonas bajas en el río Chambo, el cual es alimentado principalmente por las aguas de los ríos Uldán, Timbul, Daldal e Ishpi, junto con las quebradas Batán, Camellón, Jalupano, Boliche, Titaycún y Moscón.

1.4. SÍNTESIS DE TRABAJOS ANTERIORES

En los últimos años la Cordillera Real ha tenido mayor atención en la investigación geológica, por ser una posible región metalogénica de importancia para el país. Los primeros estudios realizados en esta cordillera han sido de carácter regional, iniciando con Trouw R. (1976), como parte de un programa de investigación efectuado por la Escuela Superior Politécnica del Litoral, realiza el levantamiento geológico a través de cortes transversales a lo largo de las principales vías que cruzan la cordillera, complementado con el estudio microscópico de 500 muestras. Los cortes elaborados fueron Papallacta-Baeza, Pelileo-Baños-Topo, Pelileo-Baños-Río Topo, El Descanso-Paute-Cola de San Pablo, Gualaceo-General Plaza, Saraguro-Loja, Catamayo-Loja-Zamora y Loja Valladolid.

Posteriormente, Sosa H. & Guevara S. (1978), conjuntamente con la Dirección General de Geología y Minas (D.G.G.M), bajo la supervisión geológica de la Misión Británica, realizaron la Hoja Geológica de Riobamba escala 1:100.000, donde se describe parte de la secuencia metamórfica regional a la cual llamaron Serie Paute y que aflora al este de la zona de estudio, comprendiendo la franja de filitas, metavolcánicos y cuarcitas.

En la década de los ochenta, Baldock J. (1982), realizó la presentación del Mapa Geológico del Ecuador, el cual describe las franjas metamórficas que afloran a la parte oriental del país. Feininger T. (1982 y 1986) mencionó sin mayor detalle las secuencias metamórficas de la Cordillera Real, donde según el autor el basamento metamórfico pertenece al menos a cinco terrenos geológicos distintos de diferentes edades, composición e historia metamórfica.

Posteriormente en 1986 inició el Proyecto Cordillera Real en colaboración con el Servicio Geológico Británico (British Geological Survey, BGS), dirigido por Martin Litherland y John Aspden. Dicho proyecto realizó dataciones y definió ambientes de formación para las unidades que constituyen el cinturón metamórfico de la Cordillera Real, el cual quedó conformado por cinco terrenos litotectónicos, dentro

de un nuevo modelo de evolución geológico regional para este cinturón metamórfico.

En el transcurso del Proyecto Cordillera Real se realizaron varias publicaciones que fueron agrupadas en los libros “The Metamorphic Belts of Ecuador” (1994) y “The El Oro Metamorphic Complex” (1995), siendo una base de investigación para la Cordillera Real y el bloque Amotape-Tahuín, que poseerían un ambiente de formación común mediante un modelo de terrenos acrecionados.

De igual manera en la última década se han planteado otros modelos geológicos para esta región, como los propuestos por Pratt et al. (2005), Cochrane R. (2013) y Spikings et al. (2015), quienes mediante cortes geológicos de campo a través de la cordillera, análisis geoquímicos y dataciones, plantean nuevas interpretaciones sobre la evolución geológica, por un modelo de terrenos autóctonos.

CAPÍTULO 2

GEOLOGÍA REGIONAL

2.1. CONTEXTO GEODINÁMICO

La geodinámica que influye sobre la geología del Ecuador está dominada principalmente por la interacción de placas tectónicas y segmentación a nivel regional (Figura 2.1). El margen costero del Ecuador se sitúa sobre el límite de convergencia provocado por la subducción de la placa tectónica de Nazca bajo la placa Sudamericana. La extensión a lo largo del límite de placas Cocos-Nazca desde la ruptura de la placa Farallón en el Mioceno ha dado lugar a la formación de la cuenca de Panamá y una compleja interacción de placas dentro y cerca del noroeste de América del Sur (Pennington W. 1981).

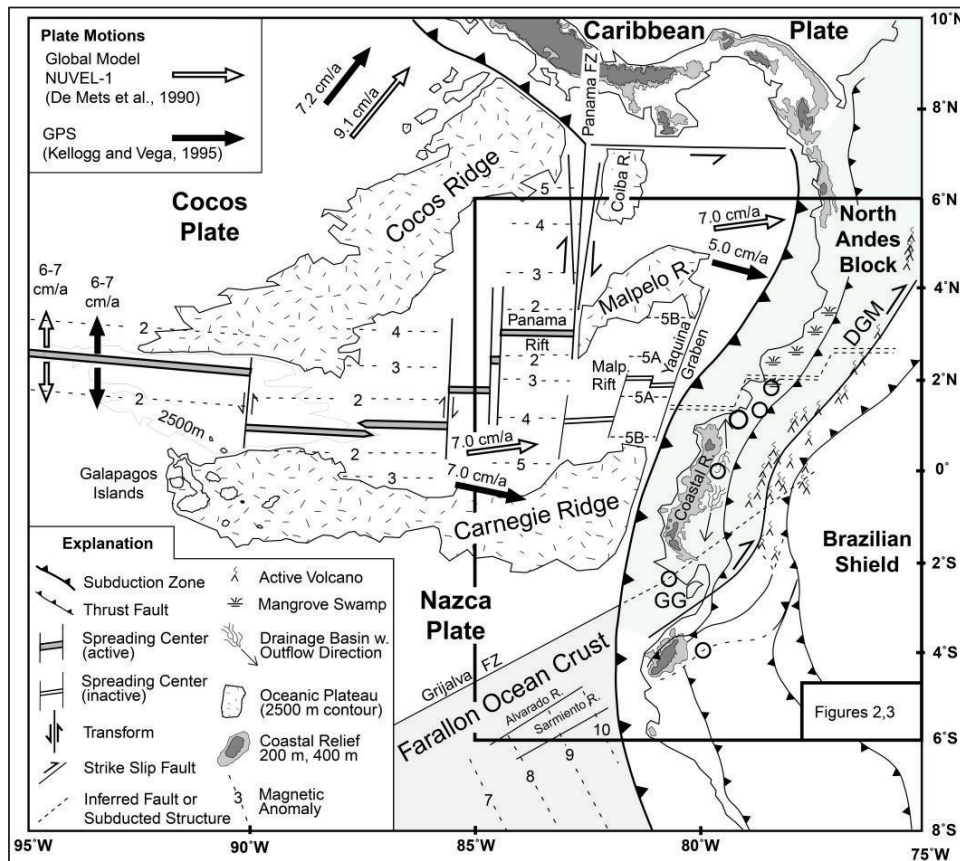


Figura 2.1 Mapa del marco tectónico regional del Ecuador, tomado de Gutscher et al. (1999).

El patrón regional de sismicidad y volcanismo muestra un alto grado de segmentación en dirección de los Andes, donde segmentos empinados del slab que se subducen, se alternan con regiones asísmicas y segmentos planos de

subducción del slab, cuya segmentación está relacionada con la heterogeneidad sobre la Placa de Nazca en subducción (Gutscher et al., 1999). Adicionalmente, el ante-arco se caracteriza por largas cuencas sedimentarias, sugiriendo significativa subsidencia (Gailler et al., 2007).

La orogénesis nor-andina, representada por los Andes ecuatorianos, es también una consecuencia directa de la actividad del sistema de subducción donde se registra deformación cortical sufrida a lo largo del margen nor-occidental de la placa Sudamericana. El proceso de subducción ha originado gran parte de la deformación y volcanismo registrado en la región andina ecuatoriana al menos desde el Mesozoico. Durante el Neógeno, el desarrollo de cuencas intramontañosas con una potente sedimentación continental representa una de las principales características de la evolución geodinámica andina (Barragán et al., 1996). Varios cuerpos plutónicos triásico-mioceno, junto a depósitos volcánicos masivos de similares edades, registran una aparente continuidad en el proceso de subducción tan solo temporalmente interrumpida por episodios de acreción oceánica-continental.

2.2. GEOLOGÍA REGIONAL

El Ecuador continental domina una vasta región de morfología accidentada, compuesta de una diversidad de terrenos con distinta naturaleza geológica y edades muy variadas, conformando actualmente gran parte del basamento sobre el cual se han situado la mayoría de los depósitos neógenos tanto de la Costa, Sierra y Oriente (Figura 2.2).

El antearco costero ecuatoriano conforma una planicie de baja altitud correspondiente al margen noroccidental de la placa Sudamericana, donde afloran rocas de compleja yuxtaposición que incluyen fragmentos de plateau oceánico, arcos de islas, y la pre-pos acreción tanto de rocas sedimentarias como de depósitos de arco continental (Luzieux L. 2007). El basamento de la costa ecuatoriana está formado por un complejo ígneo de origen oceánico sobreyacido por rocas volcánicas y volcanoclásticas del cretácico superior al paleoceno inferior

(~98 a 60 Ma) de afinidades de arco de islas (Calentura y Cayo) (Reynaud et al., 1999). El basamento ígneo es conocido como la Formación Piñón, localmente datada entre 123 y 89 Ma consiste de doleritas, gabros y basaltos olivínicos (Reynaud et al., 1999).

Los altos relieves de la cordillera de los Andes en Ecuador constan de dos cadenas montañosas paralelas con rumbo NNE, la Cordillera Occidental situada hacia el oeste y la Cordillera Real hacia el este, separadas por una región de morfología planar denominada Depresión Interandina (Aguilera, 1998; tomado de Aguilera et al., 2005).

La Cordillera Occidental comprende principalmente dos grandes terrenos litotectónicos. El Terreno más antiguo (Pallatanga) consiste de una secuencia ofiolítica de plateau oceánico de edad Cretácico temprano a tardío formada por turbiditas marinas del cretácico tardío derivados de una fuente volcánica no reportada de composición basáltica a andesítica junto a un melange tectónico de probable edad cretácico tardío. El Terreno más joven (Macuchi) consiste en una secuencia volcanosedimentaria de arco de isla, derivada de una fuente basáltica a andesítica (Hughes & Pilatasig, 2002). Evidencia regional sugiere que el Terreno Pallatanga fue acrecionado al margen continental (la ya acrecionada Cordillera Real) en tiempos del Campaniano, produciendo un melange tectónico en la zona de sutura, mientras el Terreno Macuchi fue acrecionado al Terreno Pallatanga a lo largo de la zona de cizalla Chimbo-Toachi durante el Eoceno tardío, probablemente en un régimen de cizalla dextral (Hughes & Pilatasig, 2002).

La depresión Interandina es una estructura extensional de ocurrencia regional limitada por fallas transtensionales activas y rellena por depósitos volcánicos y volcano-sedimentarios que pueden alcanzar un espesor de varios miles de metros; los estratovolcanes cuaternarios de Ecuador pertenecen a la zona volcánica del norte de los Andes, que se extiende desde 5°N a 2°S (Thorpe et al., 1982; tomado de Aguilera et al., 2005). La estructura del valle Interandino está definida como una depresión topográfica de dirección norte-sur situada entre las cordilleras Real y Occidental. En el segmento Sur, la depresión se desvía hacia el

oeste en dirección del Golfo de Guayaquil, disectando la topografía de la Cordillera Occidental. Los límites estructurales de esta depresión corresponden a trazos de fallas reactivadas a partir de aquellas desarrolladas anteriormente durante grandes eventos acrecionarios a lo largo del margen continental ecuatoriano. Durante el desarrollo de la depresión Interandina varias cuencas se formaron progresivamente. La formación individual de las cuencas de menor escala se propagó desde 6–5 Ma (Mioceno tardío) desde la Cuenca del Chota ubicada al norte, hacia el sur en las cuencas de Quito-Guayllabamba, Ambato-Latacunga y Riobamba-Alausí. Las diferentes subcuencas fueron rellenas con sedimentos de abanico aluvial, fluviales, lacustres y depósitos volcánicos contemporáneos (Winkler et al., 2005).

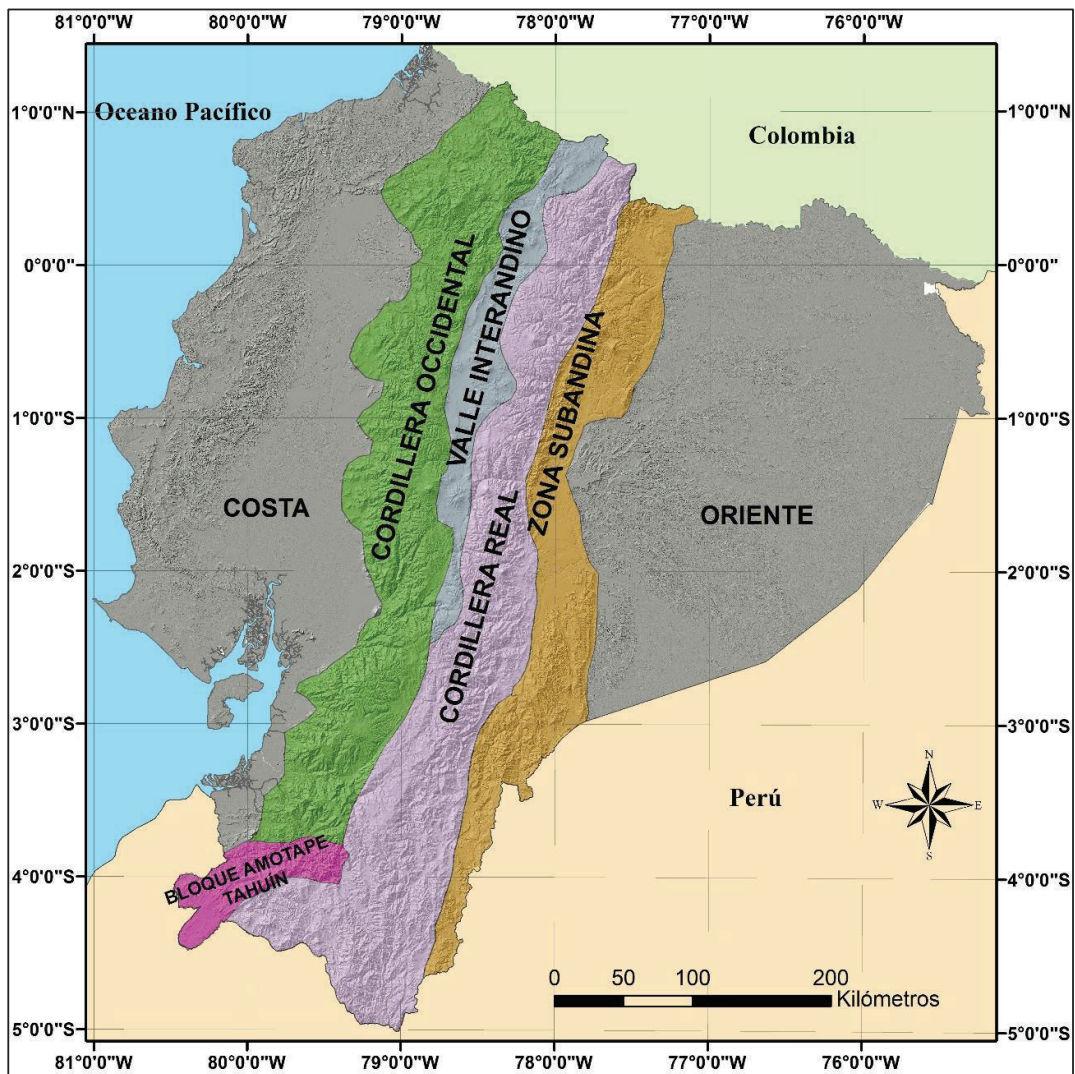


Figura 2.2 Modelo de elevación digital de las principales regiones geológicas del Ecuador, elaborado en este trabajo con la base digital tomada del Instituto Geográfico Militar (IGM).

La Cordillera Real es la segunda cadena montañosa ubicada al este de los Andes cuya estructura principal se ha definido en forma de fajas litotectónicas con rumbo preferencial NNE y edades jurásicas y paleozoicas (Litherland et al., 1994), donde varias de las secuencias involucradas se encuentran metamorfozadas o simplemente afectadas por eventos regionales de deformación, lo cual contrasta con otras regiones donde la historia geológica es más reciente.

2.3. LITOESTRATIGRAFÍA DE LA CORDILLERA REAL

La geología de la Cordillera Real tiene como soporte principal los estudios realizados durante la Misión Británica en el Proyecto Cordillera Real (1986-1994), los mismos que establecieron cinco divisiones litotectónicas, constituidas por cinturones metamórficos informales como son Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora, separados por límites estructurales representados por los sistemas de fallas regionales Peltetec, Frente Baños, Falla Llanganates y Falla Cosanga-Méndez (Figura 2.3), que poseen rumbos preferenciales NNE (Tabla 2.1). En los últimos años el aporte en la geología sobre esta cordillera ha sido principalmente local, pues se han realizado únicamente pocos estudios con fines económicos debido a sus potenciales recursos.

Estudios regionales han complementado la información ya existente, con trabajos de geocronología, como los realizados principalmente por el grupo de investigadores de Suiza liderada por Richard Spikings. A su vez el INIGEMM a través del Proyecto de Investigación Geológica y Disponibilidad de Recursos Minerales en el Territorio Ecuatoriano, mediante el levantamiento geológico en varias áreas de la zona subandina, han contribuido con nuevo conocimiento e información de la Cordillera Real. En el presente trabajo la descripción base de la Cordillera Real adopta la subdivisión inicial realizada por Litherland et al. (1994).

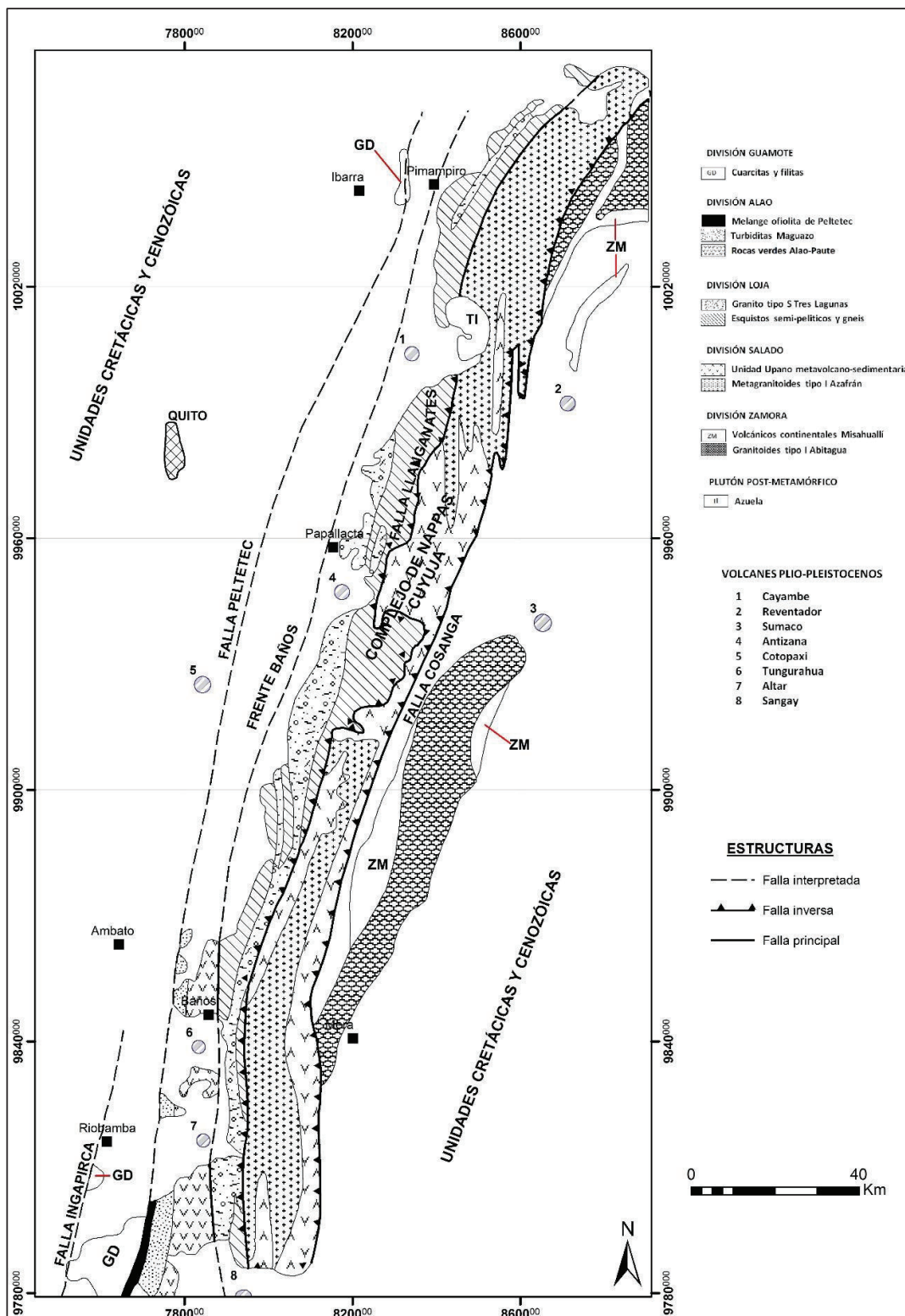


Figura 2.3 Mapa geológico simplificado de las rocas pre-cretácicas de la Cordillera Real y de la zona sub andina al norte de 2°S. Tomado de Aspden & Litherland. (1992).

2.3.1. TERRENO GUAMOTE

La división Guamote definida por Litherland et al. (1988), consiste de una secuencia sedimentaria continental constituida por ortocuarcitas intercaladas con pizarras o filitas de bajo grado, alternando esporádicamente con cuarcitas de variedades feldespáticas de grano medio a grueso y metaconglomerados guijarrosos que incluyen ocasionalmente algunos clastos de cuarzo azul (Aspden & Litherland, 1992). Las rocas de la división Guamote están divididas en tres unidades: la unidad Punín que comprende cuarcitas y en menor cantidad filitas; las unidades Cebadas y Guasuntos que incluyen principalmente filitas negras y pizarras con menor proporción de cuarcitas (Litherland et al., 1994). Esta división exhibe cambios litológicos de norte a sur, así, en la “ventana” Punín y en el sector de Guamote, las cuarcitas son pálidas a grises, con variedades rosadas a rojas, algunos tipos feldespáticos varían de grano medio a grueso, a metaconglomerados con clastos de hasta 1 cm de ancho, encontrándose intercalados con pizarras pelíticas negras, grises, púrpuras, verdes o pálidas, las cuales, en la cantera 200 m al E de Punín, no poseen afectación de metamorfismo (Litherland et al., 1988).

La división Guamote aflora como una serie de “ventanas” del basamento, localizadas a lo largo del margen occidental del sector central de la Cordillera Real, entre Riobamba al norte y Azogues al sur. Similares litologías asignadas a esta división afloran en Ambuquí, al este de Ibarra, cerca de la frontera con Colombia (Aspden & Litherland, 1992). El terreno Guamote limita al este, a través de la ofiolita de Peltetec, con el terreno Alao de aparente edad similar pero con diferente ambiente de formación. El borde oeste parece estar limitado por la falla Ingapirca formando de esta manera una faja tectónica de hasta 15 km de ancho (Litherland et al., 1994). La evidencia fósil, principalmente fragmentos de ammonite, definen a este terreno como una secuencia marina posiblemente de edad Jurásico inferior a Cretácico inferior (Litherland et al., 1994).

2.3.2. TERRENO ALAO

Este terreno metamórfico definido por Litherland et al. (1988), comprende una secuencia de rocas metavolcánicas y metasedimentarias perteneciente a las unidades metamórficas Peltetec, Alao-Paute, El Pan y Maguazo de edad Jurásica, donde a diferencia de terrenos adyacentes, la fase plutónica y subvolcánica no ha sido reportada, siendo el terreno Alao esencialmente un cinturón de rocas verdes de protolito volcánico con un ancho de hasta 35 km, aflorante en las estribaciones occidentales de la cordillera y ocasionalmente dentro del valle Interandino (Litherland et al., 1994). Su ubicación hace que sea más accesible que los terrenos del este, siendo delimitado a través de la falla Baños al este por el Terreno metamórfico Loja de edad Paleozoico-Triásico; y al oeste, a través de la falla Peltetec, por el terreno Jurásico Guamote; y más hacia el sur, los terrenos Chaucha y Amotape de edad Paleozoico-Triásico (Litherland et al., 1994).

La unidad Peltetec es un cinturón de rocas verdes tectónicamente delimitado al oeste por rocas de buzamiento somero del Terreno Guamote; y al este por la unidad Maguazo perteneciente al Terreno Alao, presentándose como un mélangé tectónico, reconocida a lo largo de la vía Licto-Alao con afloramientos de metagabros en el arroyo y metabasaltos más hacia el este de la vía, asociados con bloques rodados de otras litologías ígneas máficas, incluyendo serpentinitas y conglomerados pretectónicos de serpentinita, mientras hacia el norte del poblado de Peltetec, la secuencia ofiolítica está expuesta a lo largo del río Quishpe y alrededor de Penipe, a lo largo del río Blanco donde afloran metabasaltos, serpentinitas, piroxenitas, hornblenditas, filitas negras y rocas volcanoclásticas (Litherland et al., 1994). Estudios recientes realizados por Spikings et al. (2015), mediante dataciones efectuadas en metabasaltos y gabros por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, demuestran que la edad obtenida para esta unidad litológica corresponden al cretácico temprano ($134,3\pm 12,8$ Ma y $134,7\pm 0,9$ Ma).

La unidad Maguazo comprende turbiditas ricas en clastos volcánicos y rocas verdes de composición andesítica; también están presentes tobas verdes metamorfizadas, pizarras carbonáceas, mármoles en cantidades menores, ortocuarcitas y cherts. Los estratos son gradados e indican que la secuencia está

normal, encontrándose plegada en un sinclinal regional estrecho a isoclinal, el cual tiene un plano axial de buzamiento casi vertical e inclinado levemente al sur (Aspden & Litherland, 1992). En base al análisis de palinoflora (dinoflagelados *Gonyaulacysta eisenackii*) obtenida en rocas de la unidad Maguazo, se demuestra que la unidad litológica posee una edad Calloviano-Oxfordiano del Jurásico (Litherland et al., 1994).

DIVISIÓN Oeste-Este	GUAMOTE	ALAO	LOJA	SALADO	AMAZÓNICA
UNIDADES / LITOLÓGÍAS	<u>Punin</u> : Cuarzitas pálidas y cafés con pocas lutitas negras y pizarras negras.	<u>Peltetec</u> : ofilita desmembrada	<u>Tres Lagunas</u> : granito gnéissico	<u>Azafrán</u> : dioritas deformadas y granodioritas	<u>Zamora</u> : batolito de granitoides calco-alcalinós
	<u>Cebadas</u> : pizarras negras con pocas cuarcitas	<u>Maguazo</u> : metaturbiditas	<u>Sabanilla</u> : ortogneíses y paragneíses	<u>Upano</u> : rocas verdes andesíticas y metagrauwacas	<u>Misahualí</u> : lavas calco-alcalinós y piroclásticos
		<u>Alao-Paute</u> : metandesitas, esquistos verdes y tobas, esquistos sericiticos(?)	<u>Agován</u> : esquistos pelíticos con granate y muscovita	<u>Cerro Hermoso</u> : metasedimentos y mármoles	<u>Piuntza</u> : rocas metavolcano sedimentarias
		<u>El Pan</u> : esquistos grafitosos	<u>Monte Olivo</u> : anfíbolitas	<u>Cuyuja</u> : esquistos pelíticos y gnéisses	<u>Isimanchi</u> : filitas negras y verdes y mármoles
ESTADO TECTONO- METAMÓRFICO	Rocas de muy bajo grado, cabalgando al W	Rocas de bajo grado, pliegues verticales y fábricas empinadas	Rocas de bajo grado a medio	Rocas de bajo grado. Cabalgamiento al E con imbricaciones. Skarnificación de alto nivel y Klippes de serpentinita	Esencialmente no deformada y no metamorfozada
EDAD	Jurásico Superior ?	Jurásico Superior (Oxfordiano-Calloviano)	Plutones Triásicos en sedimentos Paleozoicos? (Chigüinda)	Jurásico con posibles elementos pre-Jurásicos	Rocas ígneas Jurásicas dentro de sedimentos Triásicos (Piuntza) y Paleozoicos (Isimanchi)
INTERPRETACIÓN	Sedimentos continentales/ cuña clástica	Piso oceánico, antearco y arco volcánico o cuenca marginal	Granitos tipo S en sedimentos derivados del continente	Plutones tipo I en secuencias volcano-sedimentarias	Arco volcánico Plutónico Continental tipo I

Resumen de la geología pre-Cretácica de la Cordillera Real y zona sub-Andina (después de Aspden 1992 y Litherland 1994).

Tabla 2.1 Resumen de la geología pre-Cretácica de la Cordillera Real y la Zona Subandina. FUENTE: Tomado de Aspden et al. (1992) y Litherland et al. (1994) modificado.

La unidad Alao-Paute consiste de esquistos verdes y rocas verdes de composición andesítica, no obstante, en algunas áreas, especialmente al noreste de Cuenca, están presentes rocas metasedimentarias que incluyen filitas grafiticas-cuarcíferas y rocas con tremolita-clinozoisita (Aspden & Litherland, 1992). Cochrane J. (2013) presenta edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de los bordes y núcleos de circones detríticos, extraídos de una cuarcita del Arco Alao, dando una edad mínima de $163,7 \pm 1,6$ Ma, estableciendo su límite máximo de edad estratigráfica (Spikings et al., 2015).

La unidad El Pan está presente en la parte sur de la unidad Alao-Paute y corresponde en gran parte al segmento occidental del esquistos El Pan, siendo una unidad mixta volcanosedimentaria que contiene una variedad de rocas esquistosas y filíticas. Son comunes las filitas feldespáticas, filitas grafiticas y rocas verdes más masivas con actinolita \pm clinozoisita \pm epidota. Presenta también cuarcitas impuras y mármoles oscuros coloreados. El grado metamórfico de esta unidad es un poco más alto que el resto de la división Alao (Bristow & Guevara, 1980 y Bristow et al., 1985 en Aspden J. 1990).

2.3.3. TERRENO LOJA

La presente división litotectónica fue determinada por Litherland et al. (1988). Esta división domina gran parte de la faja central del complejo metamórfico al sur de la cordillera, definida por la cercana asociación que guardan rocas metamorfozadas sedimentarias semipelíticas paleozoicas de las unidades Chigüinda y Agoyán, además del granito Triásico Tres Lagunas y las migmatitas de Sabanilla que son incluidas en este terreno, junto con esporádicos afloramientos de anfibolitas de la unidad Monte Olivo (Litherland et al., 1994). Exhiben un clivaje fuerte, vertical, relacionado a pliegues D2 de rumbo andino NNE, sin embargo, a lo largo del margen occidental de la división tanto el clivaje como la estratificación presentan inclinaciones suaves a moderadas al oeste y pliegues menores en "Z" vistos en algunas secciones (con dirección norte), sugiriendo un desplazamiento tectónico hacia el este (Litherland et al., 1988). Los límites estructurales de este terreno hacia el este coinciden con la falla Llanganates que sirve de límite con el terreno Salado al norte y la falla Palanda que actúa de límite con la división Zamora al sur y hacia el oeste limita con el terreno Alao a través de la zona de cizalla Baños (Reyes, 2006).

La unidad Tres Lagunas se compone de granitos masivos con una composición monzogranita-granodiorita, típicamente de grano medio a grueso, con megacristales de feldespato alcalino gris y ahumado, cuarzo azul o gris, plagioclasa crema pálida y biotita de hasta 1 centímetro de tamaño, donde la hornblenda está ausente (Litherland et al., 1990). Análisis mineralógicos,

geoquímicos (relaciones K_2O/Na_2O y ploteos Fe_2O_3/FeO vs SiO_2), así como datos de relaciones iniciales altas en $^{87}Sr/^{86}Sr$ (> 0.712) sugieren que estas rocas pueden ser analizadas como granitos anatécnicos tipo “S” y que la contaminación de la corteza fue un factor importante en la génesis de estas rocas. La edad más precisa para este granitoide es 227.6 ± 3.2 Ma por medio del método U-Pb, mientras que un número de 14 edades K-Ar se encuentran entre 60-100 Ma (Litherland et al., 1994). Cochrane J. (2013) mediante el método $^{206}Pb/^{238}U$ reportó edades de $231,0 \pm 1,9$ Ma y $235,0 \pm 1,5$ Ma para la unidad Tres Lagunas.

La unidad Sabanilla es un conjunto de orto-paragneiss y esquistos de grado metamórfico medio a alto y en algunos casos llegan hasta gneises migmatíticos. Forman una faja de 10 km de ancho al norte de la frontera con el Perú, limitada por contactos tectónicos con las unidad Chigüinda al oeste y la unidad Zamora al este (Litherland et al., 1990). La geoquímica de los ortogneiss indica una afinidad de granitos tipo “S” similar a la unidad Tres Lagunas, edades K - Ar en muscovita y biotita indican edades entre 65-85 Ma, mientras que resultados de análisis radiométricos Rb - Sr dan una edad de 224 ± 37 Ma que es considerada como precisa (Litherland et al., 1994). Estudios recientes realizados por Cochrane J. (2013), arrojaron una edad $^{206}Pb/^{238}U$ de $247,2 \pm 4,3$ Ma para la unidad Sabanilla.

La unidad Agoyán consiste de esquistos pelíticos y paragneiss de muscovita-granate de grano medio a grueso, donde los cristales de granate pueden alcanzar tamaños de hasta 1 centímetro principalmente en los sectores de Agoyán y el río Palora (Litherland et al., 1990), siendo considerada como el equivalente de alto grado metamórfico de la unidad Chigüinda (Litherland et al., 1994). Aunque la edad de esta unidad no ha sido definida debido al alto grado metamórfico que impide la preservación de fósiles, edades K - Ar en muscovitas indican Cretácico superior y son consideradas como edades de reajuste, no obstante, Cochrane J. (2013) precisó una edad $^{206}Pb/^{238}U$ de $207,6 \pm 9,2$ Ma.

Las anfibolitas Monte Olivo forman un conjunto de esquistos anfibolíticos con hornblenda – cuarzo – calcita – epidota – biotita de afinidad metabasáltica actinolítica, que representan a una fase de diques máficos, los cuales cortan a los

metasedimentos Chigüinda-Agoyán (Litherland et al., 1994). Edades K - Ar indican una edad paleozoica (Devónico-Carbonífero) (Litherland et al., 1994) y edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de Cochrane J. (2013) revelan una edad triásica ($231,9 \pm 3,2$ Ma).

La unidad Chigüinda constituye una secuencia compuesta de cuarcitas de grano fino a medio, metalimolitas, esquistos gráficas, filitas, pizarras y en menor cantidad metagrauvas. En el sur de la Cordillera Real, se encuentra formando un cinturón de aproximadamente 30 km de ancho, limitada por contactos tectónicos, guardando estrecha relación con los granitos Tres Lagunas (Litherland et al., 1994). La edad establecida para esta unidad, se ha obtenido del análisis palinológico de muestras recolectadas en el camino Loja-Zamora en base a mioesporas que sugieren una edad post-Silúrico (Litherland et al., 1994), similar a la edad U-Pb obtenida por Chew et al. (2007) de 368 ± 12 Ma. Sin embargo, dataciones obtenidas por Spikings et al. (2001) mediante trazas de fisión en circones de un esquisto micáceo, consideran una edad de 463 ± 160 Ma para la unidad Chigüinda.

2.3.4. TERRENO SALADO

Esta división litotectónica definida por Litherland et al. (1988), comprende rocas volcánicas máficas metamorizadas y rocas metasedimentarias de las unidades Upano, Cuyuja y Cerro Hermoso. Incluyen rocas plutónicas metamorizadas de los granitoides Azafrán (Litherland et al., 1994).

La unidad litotectónica Upano comprende un cinturón continuo de unos 15 km de ancho, formado por rocas verdes andesíticas, metagrawacas y esquistos verdes intercalados con esquistos pelíticos gráficas, con aporte de cuarzo azul proveniente del granitoide Tres Lagunas y afinidad calco-alcalina en las rocas volcánicas, pudiendo ser cogenético con el granito de Azafrán y transicional con los volcánicos continentales de Misahuallí, la edad por medio de palinoflora (*Perinopollenites elatoides*) en filitas indica Jurásico inferior-Cretácico, mientras que una datación K - Ar da una edad de 54 ± 2 Ma considerada como reajuste

(Litherland et al., 1994). Dataciones realizadas por Cochrane J. (2013), indican una edad $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $121.0 \pm 0,8$ Ma.

La unidad metasedimentaria Cuyuja es parte de un cinturón de 10 km de ancho de rocas de piso tectono-estratigráfico dentro del complejo de Napas Cuyuja, formando la base de la secuencia Cerro Hermoso. En la unidad Cuyuja se han identificado esquistos de grafito–muscovita, esquistos pelíticos e intercalaciones de esquistos verde, pudiendo representar facies distales de agua profunda de la facies turbidítica/volcánica de la unidad Upano. Edades K - Ar en muscovitas y biotitas indican 82 ± 3 Ma (Kennerley, 1980 en Litherland et al., 1994) y 59 ± 2 Ma (Herbert & Pichler, 1983 en Litherland et al., 1994), pero en la unidad Upano son consideradas como edades de reajuste. Sin embargo, su relación genética con el adyacente plutón Azafrán expondría una edad Jurásica para esta unidad (Litherland et al., 1994).

La unidad Cerro Hermoso se atribuye a una secuencia carbonatada, constituida principalmente por mármoles, calizas negras, filitas calcáreas negras y calcoarenitas pálidas, aflorando como un sinclinal testigo de la erosión. Al igual que las unidades Cuyuja y Upano, las rocas de Cerro Hermoso son intruídas por el Plutón de Azafrán del Jurásico medio, siendo probablemente Jurásico medio a temprano (Litherland et al., 1994).

Los cuerpos plutónicos de Azafrán constituyen un cinturón de granitoides deformados, representada en el norte por los plutones Chingual, Sacha y en el sur por Azafrán. Comprenden granodioritas y tonalitas hornbléndicas y biotíticas, de grano medio a grueso, variablemente deformadas y gnéisicas, además de estar presentes dioritas, hornblenditas y gabros subordinados. Son comunes tanto xenolitos máficos no deformados (ricos en hornblenda y biotita) como los deformados (Aspden & Litherland, 1992). Las edades K-Ar fluctúan entre 170-128 Ma, isócrona Rb–Sr da una edad de 120 ± 5 Ma, mientras que la edad U-Pb más exacta corresponde a 142.7 ± 1 Ma (Litherland et al., 1994). De igual manera, Cochrane J. (2013) obtuvo edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $140,7 \pm 0,7$ Ma y $143,5 \pm 1,3$ Ma.

2.3.5. TERRENO ZAMORA

Definido por Litherland et al. (1988), aparece inmediatamente al este de la Cordillera Real, cerca de lo que se considera el borde occidental aproximado del cratón Amazónico, relacionado a secuencias plutónicas, volcánicas, metasedimentarias y volcano-sedimentarias (Aspden & Litherland, 1992). Los granitoides no deformados Rosa Florida, Abitagua y Zamora, son reconocidos de norte a sur como varios batolitos de composición calco-alcalina; otras unidades relacionadas constituyen los volcánicos Misahuallí, la unidad metasedimentaria Isimanchi y la unidad volcano-sedimentaria Piuntza (Triásico) (Litherland et al., 1994).

El batolito de Zamora es un cuerpo elongado que cubre 200 km de largo y 50 km de ancho, compuesto principalmente por granodioritas (hornblenda-biotita) y dioritas, raramente se observa granitos. Las edades obtenidas por K-Ar varían entre 120-200 Ma, de las cuales, las ubicadas entre 120-140 Ma son consideradas como reajustes (Litherland et al., 1994). No obstante, dataciones recientes realizadas por Cochrane J. (2013) para varios de los granitoides relacionados con el de Zamora, indican edades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $182,4 \pm 0,6$ Ma para el granitoide Rosa Florida; y $169,8 \pm 1,1$ Ma y $174,0 \pm 1,2$ Ma para el granitoide Abitagua. Estas edades también son coetáneas con las obtenidas por Drobe et al. (2013) y Cochrane J. (2013) que proponen edades de $163,8 \pm 1,9$ Ma y $178,1 \pm 1,4$ Ma respectivamente para el Batolito de Zamora.

La unidad Misahuallí incluye todas las rocas volcánicas de tipo continental del cinturón conocido como sub-Andino, sobreyaciendo a la Formación Santiago del Jurásico temprano y sobreyacida por la Formación Hollín de edad Aptiano-Albiano. Corresponde a basaltos verdes a grises, traquitas, tobas rosadas y brechas tobáceas interestratificadas con lutitas rojas, areniscas y conglomerados (Baldock, 1982; tomado de Litherland et al., 1994). Stewart (2008; programa AIRIE) reportó una edad Jurásico Medio (169 ± 1 Ma) de una "ocurrencia posiblemente singular" de la mineralización de molibdeno de afinidad incierta, que se encuentra a 600 m al sur de la mineralización epitermal Fruta del Norte, alojado en andesitas de la formación "Misahuallí " (Drobe et al, 2013).

2.4. TECTÓNICA REGIONAL

2.4.1. EVENTOS TECTONO-METAMÓRFICOS

La deformación y generación de formaciones más jóvenes, son parte de la expresión marcada dejada por cada uno de los principales eventos tectono-metamórficos que han afectado esencialmente a la Cordillera Real, en especial el evento Peltetec y periodos más recientes de exhumación de la cordillera.

El evento Peltetec es conocido como un periodo (140-120 Ma) donde terrenos de naturaleza alóctona y autóctona colisionaron contra el borde noroccidental de Sudamérica, conformando de esta manera la Cordillera Real en un evento tectono-metamórfico de deformación y plegamiento Litherland et al. (1994). Dicho evento es reconocido como Jurásico superior – Cretácico inferior, cuya evidencia se encuentra en muchos lugares en la Cordillera Real, específicamente en el área de Peltetec y es soportada por reordenamientos metamórficos K-Ar entre 120-140 Ma (Litherland et al., 1994). Este evento, alrededor de Guamote se manifiesta como un primer clivaje penetrativo axial-planar a pliegues menores isoclinales y cerrados con ejes subhorizontales (Litherland et al., 1994). En la unidad Maguazo la presencia de un sinclinal (D_1) y en la unidad Alao – Paute una esquistosidad (S_2) relacionada con pliegues cerrados (D_2), estarían relacionados con dicho evento (Litherland et al., 1994).

Eventos más recientes también son parte de este conjunto de episodios tectónicos, relacionados a periodos de enfriamiento. Datos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas y mica blanca, circones y trazas de fisión en apatito de varias travesías a lo largo de la Cordillera Real del Ecuador indican que durante el cenozoico exhiben elevadas tasas de enfriamiento con temperaturas de $\sim 380^\circ\text{C}$ durante $\sim 65-55$ y $\sim 43-30$ Ma en todas las regiones muestreadas de la Cordillera Real y a ~ 15 Ma y desde ~ 9 Ma en parte norte de la Cordillera Real. Cada periodo de enfriamiento fue probablemente conducido por exhumación en respuesta a la acreción y subducción de cortezas oceánicas heterogéneas como el Terreno Pallatanga y el Bloque Piñon-Macuchi, además de la llegada de una sección del slab asísmico del Ridge Carnegie (Spikings et al., 2001).

2.4.2. FALLAS Y ZONAS DE CIZALLA REGIONALES

La Cordillera Real constituye una región asociada a un régimen compresivo, controlada por un sistema de fallas regionales que han definido terrenos metamórficos, generando a su vez en la cordillera contactos tectónicos de tipo inverso y dirección preferencial NNE para delimitarla, evidenciando a lo largo de esta región, zonas con fuerte cizallamiento y plegamiento, manifestándose levantamientos relacionados a varios eventos de acreción. Los principales límites tectónicos que marcan la Cordillera Real, coinciden con la falla Peltetec hacia el occidente en la depresión interandina y la falla Sub-Andina hacia el Oriente en la cuenca amazónica.

La falla Peltetec separa las rocas “oceánicas” de las derivadas del continente (división Guamote) y esta misma línea tectónica puede ser trazada más al norte, casi hasta Ibarra, como si fuese un lineamiento neotectónico en base a imágenes satelitales, mientras el este la falla San Antonio exhibe actividad Cenozoica dividiendo a las unidades Maguazo y Alao-Paute (Aspden & Litherland, 1992). Este lineamiento puede ser trazado hacia el sur a la falla Huarapungu, axial a la cuenca Cretácica Yunguilla y desde allí a través de la cuenca de Cuenca en la falla Girón, finalmente girando hacia el sur para formar la falla Las Aradas (Bristow et al. 1975 en Litherland et al., 1994). La falla de Peltetec se encuentra relacionada con la zona de cizalla principal analizada en la vía Pungalá- Alao, estructura que actúa como límite tectónico al norte entre la unidad Guamote ubicada al oeste y la unidad Peltetec al este, mientras al sur limita a la unidad Chigüinda-Tres Lagunas al este de la unidad Guamote con un rumbo promedio de N15°E (rumbo andino) (Reyes P. 2006).

La falla o zona de cizalla Baños separa los terrenos Alao y Loja, manifestándose en el campo como una zona de cizalla mayor con dirección NNE-SSW dentro de rocas metamórficas, pero, a diferencia de la falla Peltetec, esta es difícil trazarla bajo la cobertura Cenozoica, debido a la aparente ausencia de movimientos neotectónicos y la consiguiente falta de rasgos sobre las imágenes (Litherland et al., 1994). En el extremo sur, la falla Baños se interpreta que se une a la falla Las Aradas cerca de Quilanga, donde existe un pequeño afloramiento sumamente

cizallado y rocas verdes miloníticas con lineaciones de minerales buzando noreste en ángulos moderados (Litherland et al., 1994).

El sistema de fallas Las Aradas-Baños es una estructura principal con rumbo andino que generalmente corresponde a los contactos entre rocas volcanoclásticas y volcánicas Terciarias del callejón interandino y de las litologías plutónico-metamórficas del basamento de la Cordillera Real en Ecuador (Jemielita & Bolaños, 1993).

Las fallas Cosanga/Méndez marcan el límite y también el cambio de secuencia volcánica esencialmente “continental” de la unidad Misahuallí a la unidad Upano de carácter marino-volcanoclástica, sugiriendo que esta línea fue tectónicamente activa durante el Jurásico medio a tardío, posiblemente en forma de una falla curvada divergente o lístrica (Aspden & Litherland, 1992). La estructura está vergiendo el E y fue una importante falla sin-deposicional, que probablemente tuvo un componente inverso de desplazamiento vertical de varios kilómetros durante el Terciario (Mioceno-Plioceno?) (Pratt et al., 2005).

La falla Sub-Andina es una falla mayor buzando al E. Marca el límite E de las facies de esquistos verdes de rocas metamórficas, cuyo techo comprende al granitoide de Azafrán, siendo implícito un componente inverso de varios kilómetros e inequívocas texturas S-C y zonas de cizalla que ocurren en el techo; además las fabricas S-C que indican movimiento inverso, buzando al E y desplazamiento oblicuo (Pratt et al., 2005).

CAPÍTULO 3

GEOLOGÍA LOCAL

3.1. INTRODUCCIÓN

Los datos geológicos recolectados permitieron obtener la cartografía geológica de la zona por medio de la discriminación de las características tectono-estratigráficas, estructurales y petrográficas de cada unidad rocosa que aflora en el área de estudio, definiendo nuevas unidades litológicas o discriminando de las unidades inicialmente definidas en el proyecto Cordillera Real de Litherland et al., (1994) y la continuidad del trabajo de Reyes P. (2006) al sur del valle de Alao.

En el presente trabajo cartográfico se han identificado siete unidades litológicas, presentadas en orden geocronológico, basado en relaciones de campo y definiciones previamente establecidas por varios autores para las distintas litologías.

3.2. LITOESTRATIGRAFÍA

3.2.1. UNIDAD ALAO

3.2.1.1. UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN

La Unidad Alao-Paute perteneciente a la división Alao, en general comprende litologías de origen volcánico con metamorfismo de bajo grado. Estas rocas, en base al análisis petrográfico de laboratorio y estructuras tectónicas observadas en campo, han sido diferenciadas en dos subunidades litológicas denominadas como Alao-Paute propiamente dicha y como San Pablo de Sali. Esta última representa una unidad volcanoclástica andesítica diferente que será detallada más adelante.

La Unidad Alao-Paute se ubica en la parte oriental del área de estudio, formando dos escamas tectónicas casi paralelas con dirección NNE, alineadas con estructuras de rumbo andino que generan foliaciones y plegamiento muy variable. Las rocas predominantes son esquistos verdes y rocas basálticas que poseen metamorfismo variable. Esta secuencia atraviesa de norte a sur uno de los

principales drenajes que cortan a la Cordillera Real, exponiéndose especialmente al margen norte del río Uldán.

3.2.1.2. LITOLOGÍA

Está constituida por esquistos verdes y localmente metabasaltos. Las rocas basálticas se exhiben ligeramente silicificadas, cloritizadas y con un grado metamórfico muy bajo. Los esquistos verdes se caracterizan por su alto nivel de deformación y contenido de clorita y micas, además de cuarzo lechoso como segregaciones.

En el valle del río Uldán, principalmente hacia las partes altas (UTM: 775564/9805878), se registran afloramientos de esquistos verdes, los cuales han desarrollado planos de esquistosidad relacionados a una zona de cizalla con dirección N-S que limitaría al oeste la Unidad Alao-Paute con la adyacente Unidad Peltetec. Varios esquistos preservan texturas relícticas ígneas de origen basáltica, afectadas por silicificación y cloritización que destaca por su coloración verdosa.

La composición mineral principal de los esquistos está dada por plagioclasa, clorita, actinolita, sericita-muscovita, cuarzo secundario y sulfuros diseminados; acompañados de una estructura foliada con inclinación al NNE de 53° (Figura 3.1a). Otras características que poseen estas rocas, es su notable deformación, evidenciada en la generación de crenulación junto con micropliegues, a más de planos de estriamiento y vetillas de cuarzo lechoso que posiblemente se generaron al mismo tiempo que dicha deformación. Forman entre los planos de esquistosidad pliegues tipo chevron, como se aprecia en varios bloques decimétricos y métricos encontrados en el lecho del río Uldán procedentes de la quebrada Yacutugyana (Figura 3.1b).

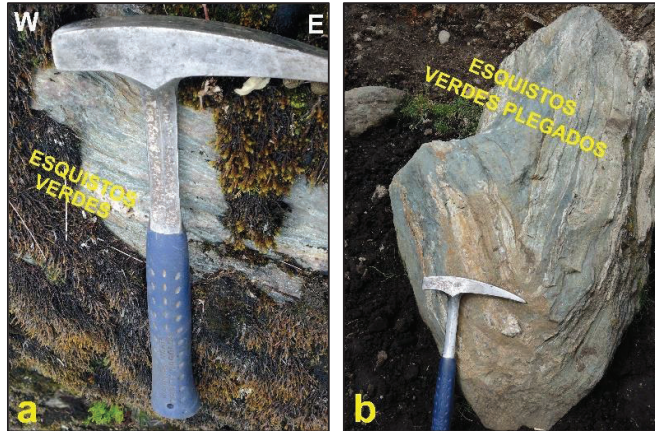
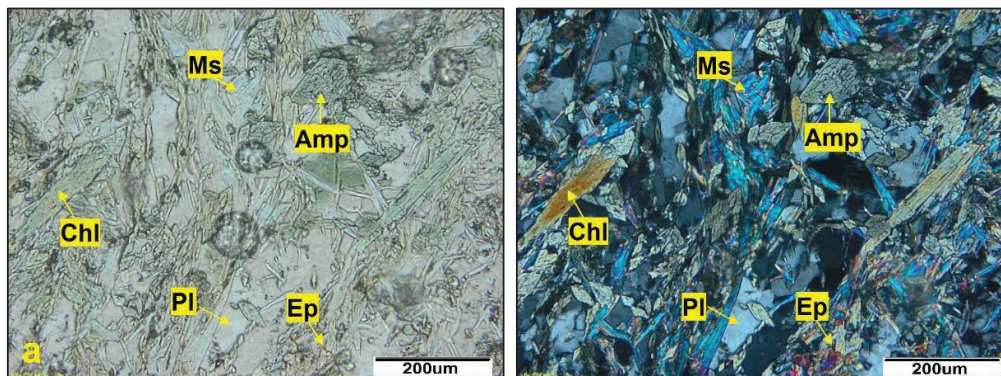


Figura 3.1 a) Afloramiento de esquistos verdes en el margen norte del río Uldán (UTM: 775564/9805878), b) Bloques de esquistos plegados con segregación de cuarzo lechoso, observados en el lecho del río Uldán durante este trabajo y el Proyecto de Zonificación, INIGEMM (2012).

En sección delgada los esquistos verdes presentan microtextura lepidoblástica y microestructura de esquistosidad de crenulación (Figura 3.2b), constituida mineralógicamente por cristales subhedrales y porfiroblastos de plagioclasa (30%), cristales fracturados y epidotizados de clinopiroxeno (5%), anfíboles cloritizados posiblemente actinolita-tremolita (10%), acompañados de cuarzo recristalizado (20%), fibras alargadas de muscovita y sericita (10%), además de gran cantidad de fibras verdosas de clorita (25%) producto de alteración clorítica que se encuentra afectando a gran parte de la roca (Figura 3.2a). La composición mineralógica principal en estas rocas, muestra claramente facies metamórficas de esquistos verdes. La roca preserva aún relictos de la textura volcánica original, procedente de un protolito basáltico, donde los piroxenos se convierten en anfíboles (actinolita) por uralitización, como parte de un proceso de alteración e indicativo de un estado temprano de metamorfismo.



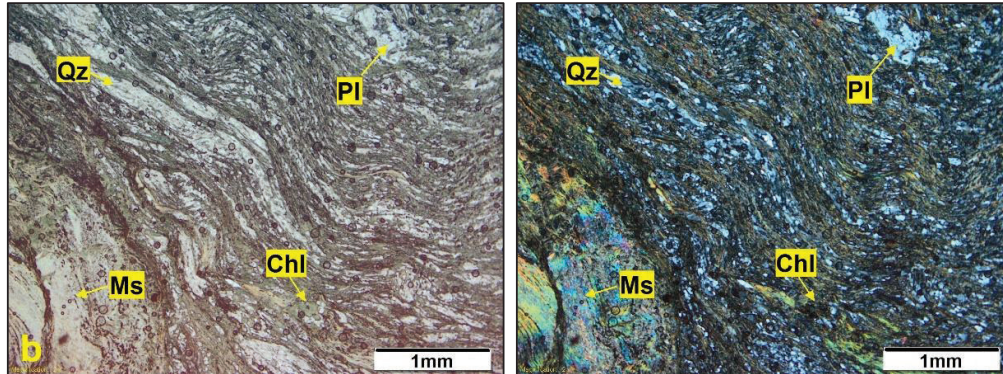


Figura 3.2 a) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (20x) de esquistos verdes, donde se observa la composición mineralógica y su textura relíctica ígnea, b) Sección delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de esquistos verdes muy deformados con presencia de micropliegues. Muestras EYT-054C.

Esquistos verdes con similares características pueden ser encontrados al margen sur del río Uldán (UTM: 775144/ 9805105), como también en el margen sur de la quebrada Yacutugyana (UTM: 777400/ 9806244). En este último sitio, afloran rocas blanquecinas sumamente silicificadas, conservando apenas su textura metamórfica de esquisto, siendo rocas muy diaclasadas con crenulación y alto contenido de sulfuros. La foliación de igual manera en estos sitios posee un comportamiento variable con direcciones de buzamiento y ángulos moderados en diferentes sentidos pero manteniendo la misma tendencia de rumbo NNE.

Adicionalmente, rocas de muy bajo grado metamórfico (metabasaltos), con estructura masiva, se aprecian localmente en el margen sur de la quebrada Yacutugyana (UTM: 777377/ 9805765). Estas rocas poseen una tonalidad verdosa y textura afanítica, afectadas por cloritización y silicificación, con poco diaclasamiento y presencia de sulfuros diseminados entre las fracturas, originados de una mineralización posterior e influenciadas por un vetilleo milimétrico de cuarzo (Figura 3.3).

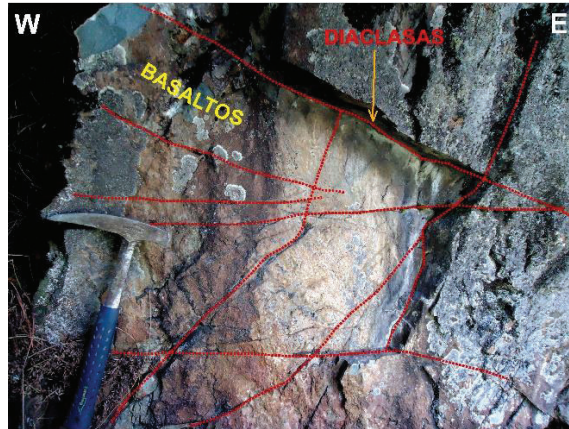


Figura 3.3 Afloramiento de metabasaltos silicificados y cloritizados en el margen norte del río Uldán (UTM: 775564/ 9805878) afectados por diaclasamiento.

Dichas rocas microscópicamente muestran una microtextura pilotáxica, constituidas por cristales subhedrales de plagioclasa (20%), cristales epidotizados de clinopiroxeno (20%), cristales pardos de biotita (2%) dispuestos en un matriz entramado intersticial de vidrio volcánico alterado (10%) y minerales producto de alteración de anfíboles y vidrio volcánico como cristales verdosos de clorita (10%), calcita anhedral (15%) y epidota fino-granular (8%). Asimismo se observa un posible reacomodamiento de cristales de plagioclasa, con el aparecimiento de clinozoita (10%) como mineral de metamorfismo de bajo grado, además de óxidos pardos posiblemente hematita (5%). Adicionalmente existe alteración propilítica que afecta a estas rocas (Figura 3.4).

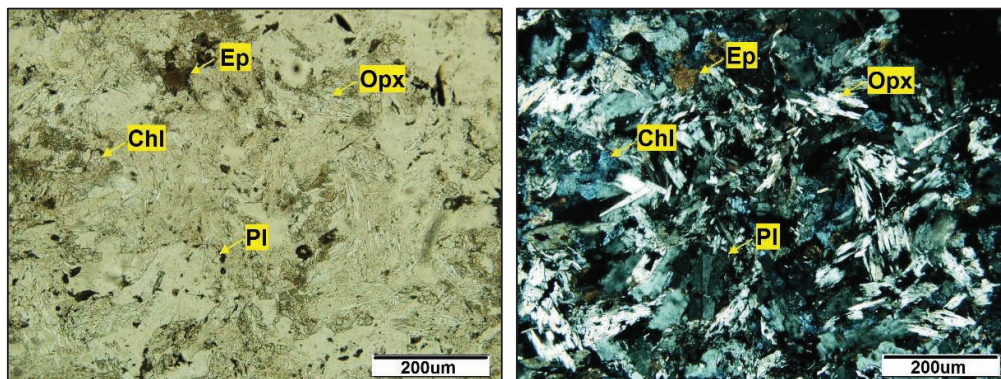


Figura 3.4 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (20x) de metabasaltos cloritizados con reacomodamiento de cristales de plagioclasa. Muestra EYT-055.

Los principales componentes minerales de los esquistos es característico de facies de esquistos verdes (clorita ± albita ± cuarzo ± epidota ± actinolita), indicando un bajo grado metamórfico, así como la generación de clinzoisita en

los basaltos como parte de alteración de la plagioclasa o epidota por un metamorfismo regional de bajo grado o alteración hidrotermal.

3.2.1.3. RELACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

En el presente trabajo, la nomenclatura de “Alao-Paute” ha sido asignada solamente a dos tipos de litologías con protolito esencialmente basáltico, compuestas básicamente de esquistos verdes y metabasaltos, descritas inicialmente de manera general por Litherland et al. (1994) y que ahora han sido discriminadas y agrupadas de forma más específica.

En la zona de estudio no ha sido posible establecer una relación directa entre la unidad Alao-Paute y la unidad Peltetec, sin embargo la deformación y los indicadores de cizalla presentes en los esquistos verdes, estarían asociados a una zona de cizallamiento, manifestándose como un contacto tectónico de dinámica indiferenciada, con dirección NNE que controlaría gran parte de la foliación y deformación que poseen dichas rocas, como también el diaclasamiento presente en rocas verdes de la unidad Peltetec aledañas a esta unidad. Por otro lado, aunque no exista evidencia de contactos entre ambas unidades, se descarta la posibilidad de que la falla San Antonio sea el límite tectónico entre las unidades Maguazo y Alao-Paute, ya que esta última aparece al oeste de dicho límite y no al este como lo define Litherland et al. (1994). De igual forma no existe evidencia precisa de su relación con la unidad Río Daldal, no obstante se asume un contacto tectónico entre ambas, basado en lineamientos fotogeológicos observados de la zona.

La edad propuesta para esta unidad es la definida por Litherland et al., (1994) de Jurásico medio, corroborada con edades $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ de Cochrane R. (2013) de Jurásico medio-tardío (163.7 ± 1.6 Ma.).

3.2.2. UNIDAD SAN PABLO DE SALI

3.2.2.1. UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN

En este trabajo se adopta como Unidad San Pablo de Sali a las rocas situadas al noreste de la zona de estudio, que se prolongan al norte del área y más hacia al este del río Blanco. Los afloramientos tipo de esta secuencia inician especialmente en la vía comprendida entre los centros poblados de Chañag San Miguel y San Pablo de Sali, al margen izquierdo del río Blanco, constituyendo los afloramientos más representativos de esta unidad litológica. Se puede observar su relación tectono-estratigráfica con unidades adyacentes, exhibiendo metavolcánicos y filitas con foliación muy variable debido a la gran deformación presente en la zona. Afloramientos de igual relevancia se exponen en un tramo de la vía que conduce al poblado El Toldo, aproximadamente 3 kilómetros al noroeste del poblado San Pablo de Sali.

3.2.2.2. LITOLOGÍA

La unidad San Pablo de Sali es definida en este trabajo como una sucesión volcanoclástica-andesítica del terreno Alao, anteriormente definida por Litherland et al. (1994) como parte de la unidad Alao-Paute. Consiste esencialmente de rocas andesíticas metamorfizadas y filitas verdes de origen volcanosedimentario, relacionadas a facies volcanoclásticas del arco. Las filitas se distinguen por sus tonalidades verdosas y raramente azuladas, evidenciando además gran deformación. Las metandesitas se presentan como rocas verdosas cizalladas, intercaladas localmente con filitas que poseen pseudoestratificación.

A lo largo de la vía que conduce al poblado San Pablo de Sali (UTM: 776331/9816277), inician los primeros afloramientos de esta secuencia, formada principalmente por metandesitas de coloración verdosa y textura afanítica. En forma local dichas rocas pueden poseer un alto grado de fracturamiento, afectadas por un grado medio a alto de meteorización (Figura 3.5) y vetillas centimétricas de cuarzo lechoso que cortan a las mismas, siendo poco notorio el clivaje de cizalla que se observa más claramente en otros sitios.



Figura 3.5 Afloramiento de metandesitas muy diaclasadas y fracturadas con alto grado de meteorización a lo largo de la vía que conduce al poblado San Pablo de Sali (UTM: 776331/9816277).

En el mismo tramo de la vía (UTM: 777195/ 9814955), pueden ser observados afloramientos que incluyen metandesitas cizalladas de color verde pálido y azuladas, de mineralogía escasamente visible, donde solo se diferencia plagioclasa y vetillas de cuarzo lechoso. Estas rocas se encuentran intercaladas localmente con niveles volcanosedimentarios metamorizados que poseen pseudoestratificación, la cual coincide con un clivaje de cizalla que marca cierta foliación con dirección NE y buzamiento de 26° al NO (Figura 3.6).



Figura 3.6 Afloramiento de metandesitas intercaladas con niveles metavolcanosedimentarios con pseudoestratificación que coincide con el clivaje de cizalla, donde la dirección de los planos de foliación buzán al NO (UTM: 777195/ 9814955).

Estas rocas se prolongan al sureste con afloramientos de gran extensión y potencia que pueden sobrepasar los 15 metros de altura (UTM: 778020/

9813894). Manteniendo las mismas características de afloramientos anteriores, se agrega la presencia de sulfuros diseminados y un clivaje de cizalla de dirección N y buzamiento de 36° al O (Figura 3.7).



Figura 3.7 Afloramiento de metandesitas con niveles finos volcanosedimentarios en la vía que conduce al poblado San Pablo de Sali (UTM: 778020/ 9813894).

El análisis microscópico, muestra que la mineralogía principal de las metandesitas forman una microtextura intergranular, compuesta por cristales tabulares de plagioclasa orientados (30%), muchos de estos formando porfiroblastos o sigmoides debido a cizallamiento, cristales fracturados de ortopiroxeno (6%) y una matriz compuesta por microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico epidotizado (55%), acompañados de minerales de alteración como cristales de epidota (5%), clorita (3%) y calcita (1%), generados por una baja propilitización en la roca. En muestras adicionales se ha observado la presencia de cuarzo secundario recristalizado y feldespato potásico en cantidades menores (Figura 3.8).

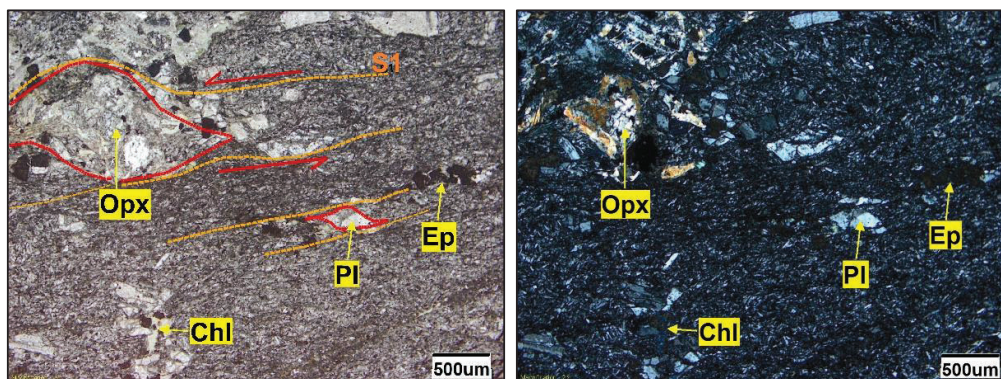


Figura 3.8 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una metandesita propilitizada y claramente cizallada con porfiroblastos de plagioclasa y piroxenos. Muestra EYT-048.

Las filitas que forman parte de esta secuencia, se encuentran aflorando especialmente al noroeste de San Pablo de Sali, a lo largo del camino a El Toldo (UTM: 774367/ 9817237; 774461/ 9816685). Exhiben una coloración gris verdosa, de estructura foliada y poco diaclasadas, con tamaño de grano muy fino tipo arena-limo menor a 1 milímetro, localmente intercalada con niveles volcanosedimentarios. La foliación de dichas rocas es poco variable mostrando una dirección preferencial al N y buzamientos de entre 34° y 22° al NE (Figura 3.9). No obstante, otros afloramientos están presentes en la vía que conduce a San Pablo de Sali (UTM: 776836/ 9815134; 776614/ 9815863), los cuales evidencian una mayor deformación de las filitas debido a su plegamiento (Figura 3.10).

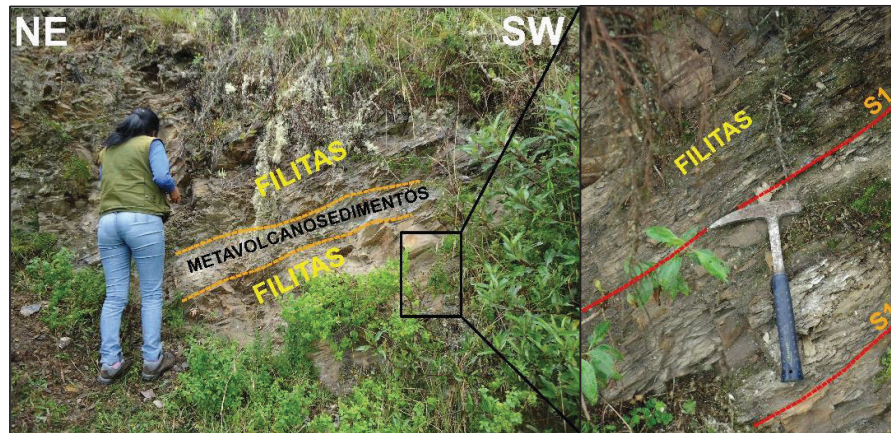


Figura 3.9 Afloramiento de filitas en la vía que conduce al poblado El Toldo (UTM: 774367/ 9817237).

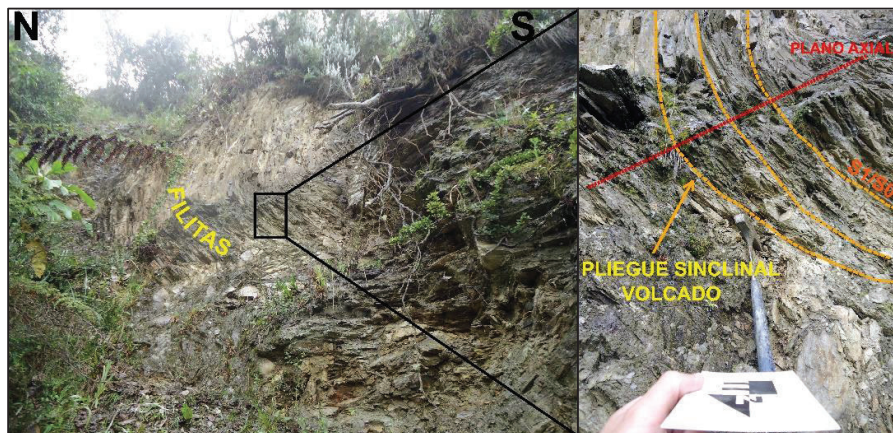


Figura 3.10 Afloramiento de filitas plegadas cercana a la zona de contacto con la unidad Guamate, en la vía que conduce al poblado San Pablo de Sali (UTM: 776836/ 9815134).

Microscópicamente las filitas poseen una microtextura filítica, con microestructura laminada y cizallada; formadas principalmente por cristales subhedrales de cuarzo

(17%), cristales de plagioclasa (11%), cristales tabulares de biotita (5%), cristales fibrosos de clorita (4%); y gran cantidad de cristales fibrosos-aciculares muy finos de sericita (55%) como producto de alteración de arcillas y vidrio volcánico; además de material grafitoso (8%) generado principalmente en filitas cercanas a zonas de contacto entre unidades. Gran parte de la mineralogía de estas rocas representa un aporte continental importante, relacionado a rocas de protolito volcanoclástica-sedimentaria, con claro retrabajamiento de los minerales, evidenciado en su grado de esfericidad (Figura 3.11).

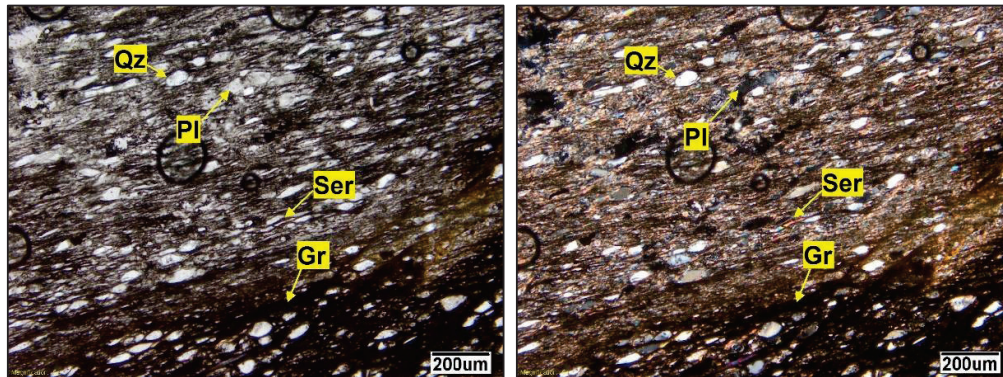


Figura 3.11 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de una filita poco cloritizada con presencia de grafito y cristales orientados por el clivaje de cizallamiento. Muestra EYT-015A.

Cabe indicar que la unidad San Pablo de Sali en base al estudio petrográfico se la ha interpretado como una secuencia formada en varios eventos, principalmente piroclásticos, junto con varias sucesiones andesítica que se encuentran intercaladas unas con otras. Posee bajo grado metamórfico (facies de esquistos verde) y está esencialmente afectada por cizallamiento que ha generado clivaje en las rocas, al igual que deformación. El nombre que se le asigna a esta nueva unidad se debe a los afloramientos que se localizan en los tramos de la vía aledaña al poblado San Pablo de Sali.

3.2.2.3. RELACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

En el transcurso de este trabajo, no fue posible observar una relación clara con unidades adyacentes, sin embargo en el sector de San Pablo de Sali se observa un límite tectónico al este de la unidad Guamote, contacto fallado que ubica a la unidad Guamote sobreyaciendo a la unidad San Pablo de Sali. Se presume también límites tectónicos con unidades adyacentes, debido al alto grado de

deformación que las filitas y metandesitas presentan en las zonas de contacto, como ocurre al noroeste con la unidad Peltetec.

La edad que se propone para esta unidad es Jurásico Medio por su relación petrográfica con rocas del arco Alao, cuya edad fue establecida por Litherland et al. (1994) y Cochrane R. (2013).

3.2.3. UNIDAD RÍO DALDAL

3.2.3.1. UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN

La presente unidad se encuentra distribuida al borde oriental de la zona de estudio, surgiendo desde el sur a través de la quebrada del río Ishpi, correlacionándose con afloramientos a lo largo del margen sur del río Daldal que se prolongan al este y norte de la zona. Adicionalmente, otros afloramientos de igual importancia, pero con menor deformación de rocas, se exponen nuevamente al norte en el margen sur del río Uldán, extendiéndose probablemente al norte hasta aproximadamente 2 kilómetros al suroeste de San Pablo de Sali.

3.2.3.2. LITOLOGÍA

Esta unidad fue definida en este trabajo como una secuencia constituida por rocas metamórficas de bajo grado, principalmente por filitas de color gris azuladas y verdosas, con poca deformación y foliación casi constante, además de pequeños niveles metasedimentarios.

Al borde oriental de la unidad Peltetec, en los márgenes del río Ishpi (UTM: 773085/ 9798276), se observan afloramientos no mayores a 10 metros de altura, constituidos básicamente por filitas, intercaladas con niveles muy finos de metareniscas que poseen cierto grado de silicificación y cuyos espesores no sobrepasan los 2 centímetros. Las filitas exhiben estructura foliada, con tamaño de grano limo-arenoso, distinguiéndose solamente sericita, clorita? y cuarzo en vetillas. Poseen indicadores de cizalla y poca deformación hacia las partes superiores (Figura 3.12). Los niveles de metareniscas son de color gris amarillento por la presencia de óxidos de Fe y Mn, con estructura poco orientada,

de textura blastopsamítica, con tamaño de grano menor a 2 milímetros donde solo se diferencia cuarzo ahumado y plagioclasa. La dirección de la foliación varía con la deformación, sin embargo se ha observado que la tendencia del buzamiento es al SE con 48° . Estos niveles metasedimentarios han sido observados principalmente en este sector del río Ishpi.



Figura 3.12 Afloramiento de la unidad Río Daldal al borde oriental de la unidad Peltetec en el margen norte del río Ishpi. a) Afloramiento de filitas deformadas, b) Foliación de las filitas buzando al SE (UTM: 773085/ 9798276).

En el análisis petrográfico, microscópicamente las filitas exhiben una microtextura filítica, con sorteo moderado y empaquetamiento puntual de los componentes minerales, claramente orientados por efectos de cizalla, compuestas por cristales subredondeados de plagioclasa (40%), cuarzo deformado con extinción ondulatoria (15%), fragmentos detríticos cizallados y deformados de chert y cuarzo recristalizado formando pequeños mosaicos (15%); y en menor cantidad se puede observar cristales de ortopiroxeno, circón y esporádicos cristales subredondeados de turmalina? (<5%). Los principales componentes minerales, se encuentran soportados por una matriz limosa muy fina y en varias ocasiones una matriz arenosa, que empiezan a transformarse en sericita (25%) y que aún se preserva como relicto del protolito sedimentario, tratándose el mismo probablemente de una grauvaca feldespática por su alto contenido de feldespatos y líticos (Figura 3.13). Adicionalmente, la presencia de fibras verdosas de clorita, acompaña al material ferruginoso cementante que genera zonas de oxidación,

dispuesto alrededor de los minerales deformados dentro de la matriz (Figura 3.14).

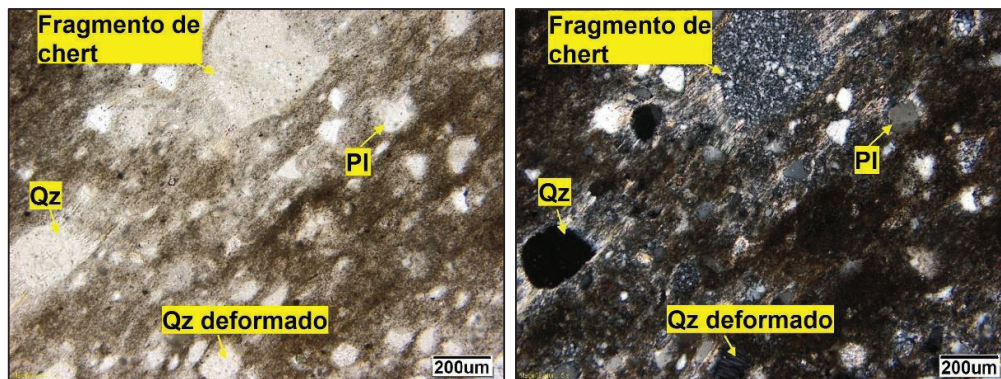


Figura 3.13 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de una filita con aporte continental, que forma planos de foliación. Muestra EYT-031A.

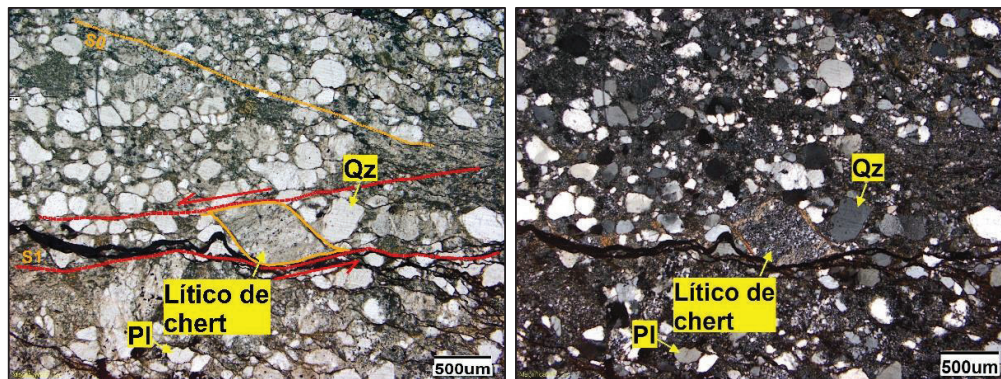


Figura 3.14 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una metarenisca cizallada con aporte continental, formando sigmoides con sombras de presión. Muestra EYT-031B.

Varios afloramientos con similar litología pero de mayor extensión y potencia se ubican más al norte, a lo largo del camino de herradura que se dirige al valle del río Daldal (UTM: 773357/ 9799824; 774170/ 9800139). En esta zona se exhiben paquetes de filitas gris azuladas muy finas, que se extienden hacia el este y probablemente continúan fuera del área de estudio. La composición mineralógica de estas rocas es de similares características que las que se encuentran al sur, diferenciándose de las mismas por su baja o escasa deformación a medida que nos alejamos hacia al este, manteniendo la foliación una dirección y buzamiento casi constantes al E con 46° (Figura 3.15).

Adicionalmente, cerca de la zona de contacto entre esta unidad con la unidad Peltetec, es claro observar bloques métricos de cuarzo lechoso masivo que exhiben estrías por efectos de cizallamiento. Estos bloques han sido observados

de igual manera en la quebrada del río Ishpi, probablemente relacionados a filones o vetas formados a lo largo de los límites tectónicos entre ambas unidades.

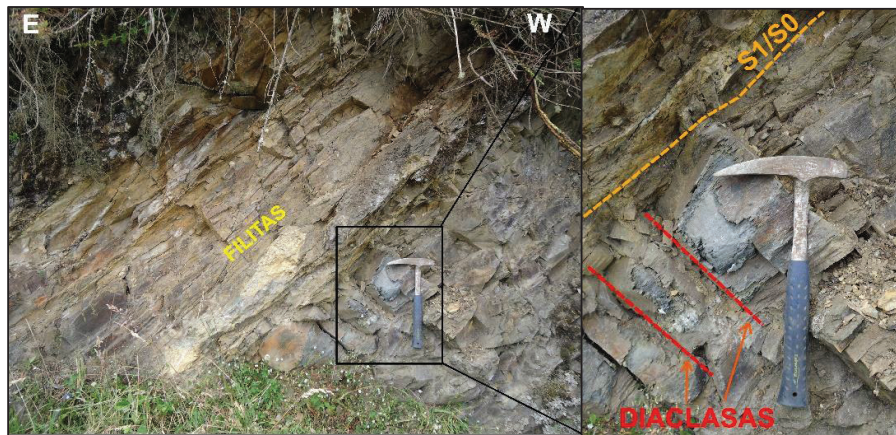


Figura 3.15 Afloramiento de filitas gris azuladas en el margen sur del río Daldal donde se observa el clivaje con buzamiento constante al este de estas rocas (UTM: 773357/ 9799824).

Finalmente, esta secuencia puede ser correlacionada con metasedimentos finos cizallados y esporádicas filitas que afloran en el curso de agua de uno de los canales de captación del río Uldán (UTM: 776011/ 9805083). Los metasedimentos se encuentran poco cizallados con foliación de dirección NE y buzamiento de 80° al SE. Petrográficamente estas rocas tienen una microtextura lutítica-limosa con microestructura bandeada, donde los minerales están dispuestos en una pseudoestratificación, compuesta por cristales anhedrales de cuarzo (10%), cristales subhedrales de plagioclasa (5%), seguidos por fragmentos volcánicos alargados y cuarzo recrystalizado (3%). La matriz posee composición bimodal de limos y arcillas (75%), como también minerales de alteración como clorita (4%) y sericita (3%) (Figura 3.16).

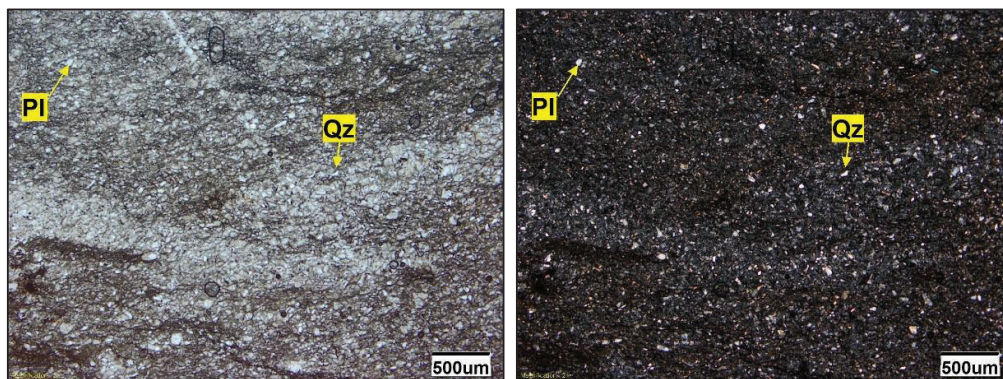


Figura 3.16 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de un metasedimento con aporte continental y cristales orientados por el cizallamiento. Muestra EYT-027.

En las filitas y metareniscas únicamente se ha observado desarrollo de minerales de clorita y sericita, producto de la alteración de las arcillas y minerales máficos, probablemente depositados en una plataforma marina poco profunda, que han sufrido metamorfismo regional, asociado a una facie metamórfica de bajo grado (esquistos verdes).

3.2.3.3. RELACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

En base a observaciones realizadas en campo, la unidad Río Daldal al sur de la zona de estudio, se encuentra en contacto con una de las escamas de la unidad Guamote, limitadas al este por una falla de componente dextral, donde se observan filitas foliadas con porfiroblastos de cuarcita formando signoides, con cizallamiento de rumbo andino. Con respecto a la unidad Peltetec, aunque no es posible observar un contacto claro entre ambas unidades, se ha evidenciado bloques métricos de cuarzo lechoso con planos de estrías cerca a estas zonas de transición, presumiblemente formados en filones a lo largo de fracturas o fallas que formen parte del contacto entre ambas unidades litológicas.

La edad propuesta para esta unidad es Calloviano/Oxfordiano del Jurásico Medio, asignada por Litherland et al., (1994) para la unidad Maguazo, relacionándola como una facie clástica depositada a lo largo de una plataforma continental, cercana al talud, donde a su vez se depositaron turbiditas de la mencionada unidad.

3.2.4. UNIDAD GUAMOTE

3.2.4.1. UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN

La unidad Guamote forma una faja continua al occidente de la zona de estudio, prolongándose al oeste hasta el poblado de Punín. Al noroeste esta unidad se presenta como una escama tectónica de rumbo andino, no mayor a 1,5 kilómetros de ancho, con foliación preferencial NNE e inclinación al SE, presentándose en algunos sitios moderadamente plegada, formando anticlinales, cuyos flancos poseen buzamientos variables y rumbo principalmente al NE y SE.

Al oeste de la zona de estudio esta unidad litológica se encuentra flanqueando tectónicamente a la Unidad Peltetec, mientras que al este, con las unidades San Pablo de Sali, Yunguilla y posiblemente Río Daldal, donde se observa una mayor deformación por la influencia de fallamiento dentro de la zona.

La unidad Guamote aflora especialmente en el camino principal que atraviesa al poblado San Pablo de Sali, dominada mayormente por cuarcitas con filitas intercaladas, presentando mayor deformación en zonas de contacto con unidades litológicas adyacentes. Estas rocas son también visibles al suroeste en la vía que conduce al valle del río Uldán y más al sur en uno de los senderos del río Ishpi.

3.2.4.2. LITOLOGÍA

La presente unidad se ha cartografiado como una secuencia semipelítica con un bajo grado de metamorfismo. Las rocas de esta unidad metamórfica constan básicamente de cuarcitas blanquecinas, pardas, amarillentas, intercaladas con filitas sericíticas, grafitosas, pizarras negras, metaconglomerados y metasedimentos, cuya fuente principal es esencialmente de aporte continental.

Los afloramientos más representativos de esta secuencia metamórfica, se pueden observar al este de la unidad Peltetec, en el trayecto de la vía que cruza el poblado San Pablo de Sali, presentándose como una escama tectónica, en la cual predominan cuarcitas y en menor proporción filitas. En una pequeña cantera inmediata a la vía (UTM: 775724/ 9816643), se exhiben paquetes de cuarcitas masivas blanquecinas y grises con textura granoblástica, cuyos granos de cuarzo lechoso y cuarzo ahumado presentan tamaños menores a 2 milímetros, distinguiéndose en menor proporción la presencia de cuarzo azul subredondeado, cuya fuente puede estar relacionada al granito Tres Lagunas. Otras características que muestran estas rocas, son pátinas de óxidos de Fe junto con vetilleo posterior de cuarzo lechoso producido por soluciones hidrotermales, además de fallamiento con sentido normal y buzamiento al este (Figura 3.17) que afecta al área. Las filitas se muestran como intercalaciones entre las cuarcitas, con espesores no mayores a 10 centímetros, siendo rocas de color gris oscuro y

gris claro, textura filítica, y tamaño de grano fino de limo, con foliación de dirección NE y 22° de inclinación hacia el SE.

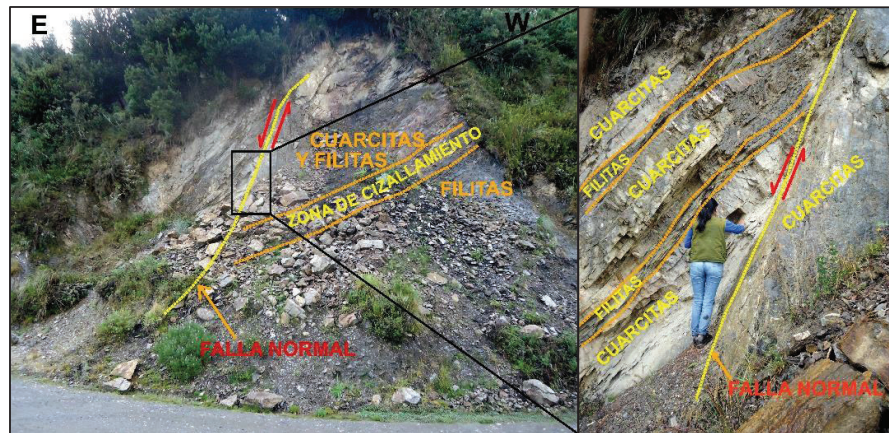


Figura 3.17 Afloramiento de cuarcitas con niveles finos de filitas sobreyaciendo tectónicamente a filitas de la unidad San Pablo de Sali, en una pequeña cantera aledaña a la vía (UTM: 775724/ 9816643).

Siguiendo la misma vía, a través del margen derecho del río Blanco (UTM: 776380/ 9815646), cuarcitas blanquecinas de textura granoblástica prevalecen en este sitio, las cuales poseen niveles muy finos de filitas oscuras, acompañadas de clastos centimétricos de filitas dentro de las cuarcitas (Figura 3.18).

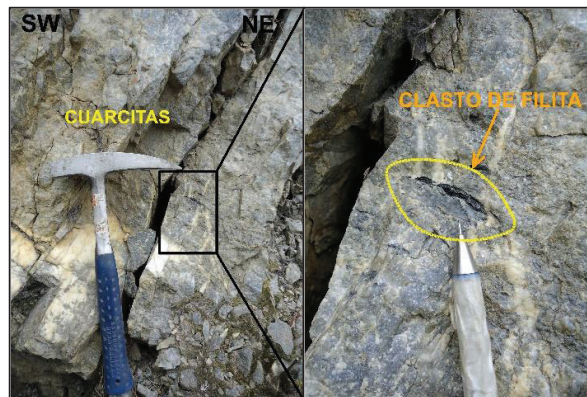


Figura 3.18 Afloramiento de cuarcitas con clastos de filita ubicadas en la vía que conduce al poblado San Pablo de Sali (UTM: 776380/ 9815646).

Las cuarcitas en el análisis de sección delgada, poseen microtextura granoblástica, con empaquetamiento suturado de los minerales y varios contactos poligonales (Figura 3.19). La composición mineralógica está dada por cristales de cuarzo (80%), feldespatos (15%) y en menor cantidad minerales de biotita (1%), fibras de muscovita (1%) y fragmentos líticos de chert deformados (3%). Minerales accesorios como sulfuros están presentes en menor proporción.

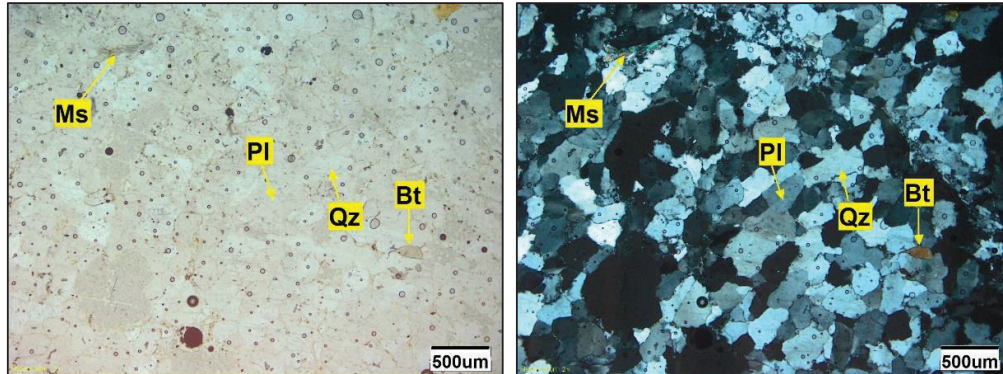


Figura 3.19 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una cuarcita con empaquetamiento suturado y varios contactos poligonales. Muestra EYT-011A.

Nuevamente se repite la secuencia al sureste del poblado Verde Pamba (UTM: 776396/ 9815288), destacándose un pliegue anticlinal donde el eje posee una dirección del rumbo NE-SO, formados por una mayor intercalación de filitas y metareniscas calcáreas entre cuarcitas (Figura 3.20), siendo más visible su deformación con presencia de boudines por efecto del cizallamiento, cerca del contacto con la Unidad Yunguilla que se ubica 200 metros aproximadamente más al sur. La continuidad de esta serie pelítica metamorfozada se la puede observar hacia el sur en contacto fallado probablemente de tipo inverso con metandesitas y filitas verdes de la unidad San Pablo de Sali (UTM: 777273/ 9813143). Estas rocas carbonatadas forman parte del núcleo de los pliegues anticlinales con un espesor considerable que puede superar los 2 metros dentro de los mismos.

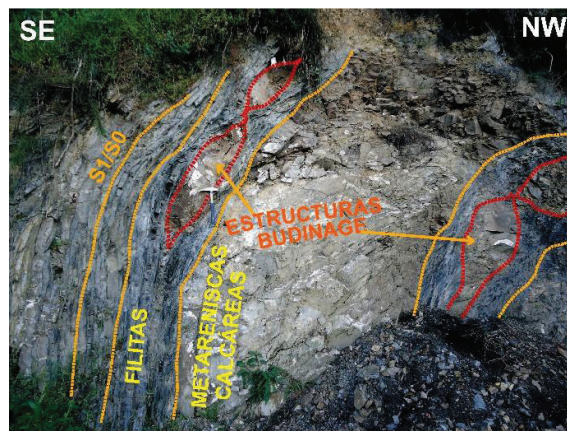


Figura 3.20 Afloramiento de cuarcitas y filitas intercaladas formando estructuras budinaje a lo largo de un pliegue anticlinal en cuyo núcleo se encuentran metareniscas calcáreas, ubicadas en la vía que conduce al poblado San Pablo de Sali (UTM: 776396/ 9815288).

Petrográficamente las metareniscas calcáreas poseen microtextura blastoarenosa, de microestructura orientada, compuesta por una matriz fina

arenosa dispuesta en forma de lentes o bandas irregulares alargados (18%) y material finogranular poco oscuro probablemente micrita (10%), esta última puede ser producto de precipitación marina o desintegración de microorganismos. Varios cristales como calcita (20%) y dolomita (35%) prevalecen en la mineralogía, además de óxidos (5%) como material cementante (Figura 3.21). Se asume a la roca como arenisca calcárea metamorfozada por la cantidad de material arenoso y material calcáreo.

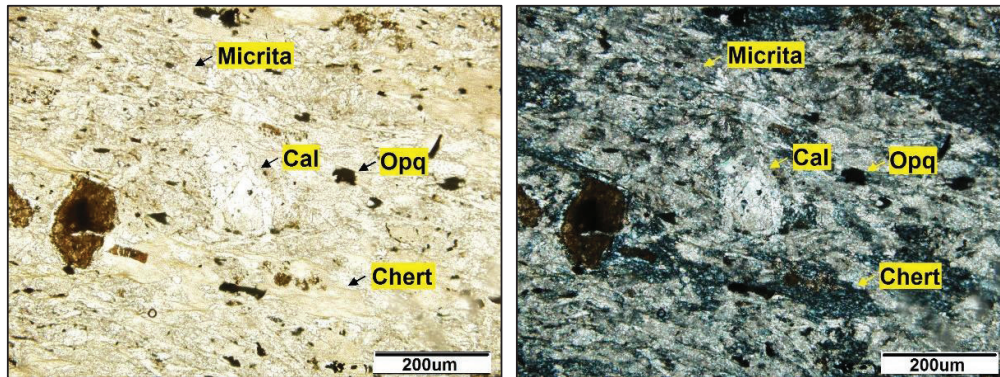


Figura 3.21 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (20x) de una metarenisca calcárea, formada en su mayoría por calcita y dolomita en una matriz arenosa. Muestra EYT-010C.

El predominio de cuarcitas disminuye al borde suroriental de la franja de Peltetec, donde una escama de filitas grises con fragmentos subredondeados de cuarcita de hasta 1 centímetro de diámetro (Figura 3.22a) aflora al margen izquierdo del río Ishpi (UTM: 772961/ 9798160). Aproximadamente 50 metros al oeste, cuarcitas de color ocre aparecen intercaladas en menor proporción entre las filitas, con clastos de filita, cuarzo ahumado y presencia de cuarzo azul, además de vetilleo de cuarzo lechoso y pátinas de limonita junto a sulfuros en bajo porcentaje (Figura 3.22b).



Figura 3.22 a) Filita (EYT-035) con porfiroblastos redondeados de cuarcita (UTM: 772961/ 9798160), b) Cuarcita (EYT-034) con fragmentos de filita en su interior (UTM: 772913/ 9798259)

En las estribaciones occidentales de la cordillera, a lo largo de uno de los canales de riego del río Daldal (UTM: 770973/ 9800809), pequeños afloramientos exhiben metaconglomerados grises con clastos de areniscas, chert y metasedimentos, asociados con paquetes finos de filitas oscuras, metareniscas, metagrauvacas y cuarcitas de tonalidad ocre, estas últimas afectadas por crenulación a los bordes (Figura 3.23). Las metareniscas poseen menor afectación del metamorfismo, conservando relíctos de una matriz limo-arenosa, con empaquetamiento completo y a la vez tangencial de los cristales, los mismos que poseen un grado de redondez con alta esfericidad y cuya naturaleza de los clastos es de sedimentos derivados del continente (Figura 3.24).

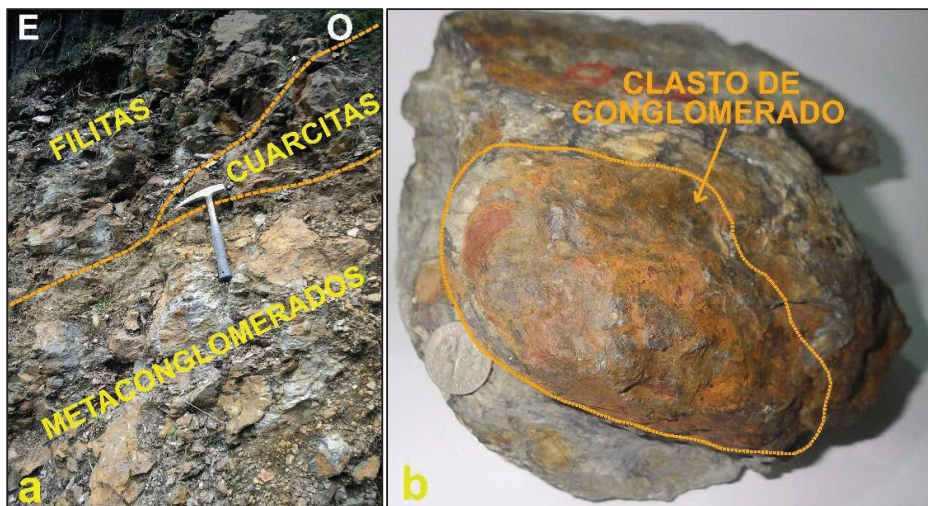


Figura 3.23 a) Afloramiento de filitas, cuarcitas y metaconglomerados intercalados a lo largo del canal de riego en el río Daldal (UTM: 770973/ 9800809), b) Muestra de metaconglomerado (EYT-051B) tomado en el mismo sitio.

Los componentes minerales de las filitas generalmente forman una microtextura lepidoblástica, con microestructura de laminación, predominando cristales subhedrales de feldespato potásico y plagioclasa (26%), cuarzo subhedral (10%), clorita (3%) y óxidos (1%). Asimismo, es común encontrar líticos de areniscas, chert y cuarzo recristalizado (11%) como parte de un claro aporte continental (Figura 3.25). Otra característica que presentan estas rocas es su alto porcentaje de sericita (49%) formada por la alteración de arcillas contenidas en la matriz del protolito el cual puede tratarse de una grauvaca. En rocas de similares características, se puede observar contenido de biotita, muscovita y circón, diferenciándose pobremente posibles ciclos de depositación, dado por los

cambios en la granulometría. Finalmente es posible encontrar bandas oscuras a lo largo de la cizalla, formadas por grafito y otros minerales accesorios como la magnetita y la hematita.

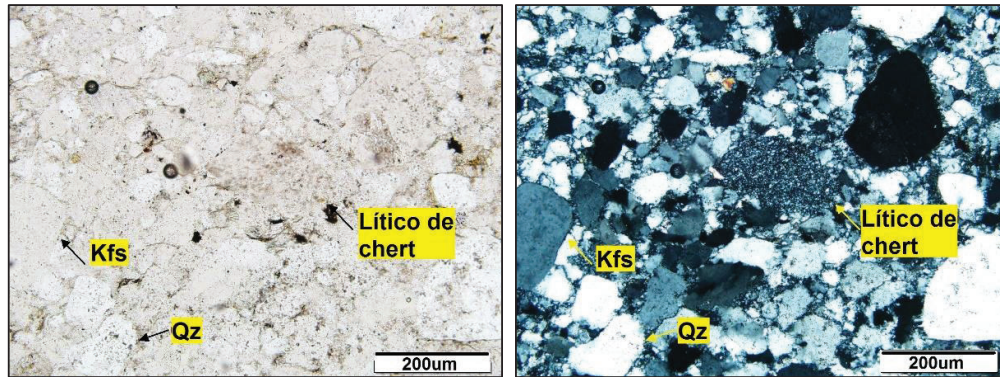


Figura 3.24 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (20x) de una metarenisca con empaquetamiento completo y tangencial, con tamaño de grano variable. Muestra EYT-051A.

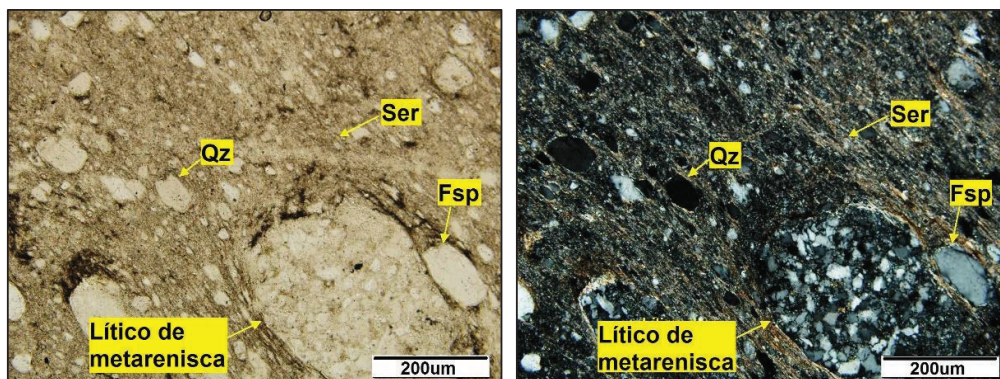


Figura 3.25 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (20x) de una filita con líticos de roca sedimentaria y cuarzo recristalizado con clara orientación de la sericita. Muestra EYT-051B.

Finalmente, uno de los últimos afloramientos tipo de esta sucesión metamórfica, se encuentra en el trayecto del camino que conduce a la Hda. Cubillines en el río Uldán (UTM: 773209/ 9805850). Este afloramiento consta de una mayor concentración de estratos formados por pizarras oscuras con apariencia de turbiditas y filitas negras deformadas que se encuentran en contacto fallado con rocas verdes de la unidad Peltetec. Las pizarras son de color gris oscuro, con tamaño de grano milimétrico y cierto bandeamiento por la deformación, mientras las filitas negras poseen tamaño de grano de arena muy fina, acompañadas de vetilleo de calcita, junto con pliegues chevron y foliación con dirección al NNE y buzamiento de 37° al SE.

Dentro de la unidad Guamote, el desarrollo de minerales como clorita y sericita en las filitas, se asocia a rocas de bajo grado metamórfico. Por otro lado, en las cuarcitas el metamorfismo está dado por la recristalización de cuarzo, transformación de la matriz y desarrollo esporádico de muscovita, considerando en general a esta secuencia como parte de una facie metamórfica de bajo grado (esquisto verde).

3.2.4.3. RELACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

El variable contenido de filitas y cuarcitas que forman parte de esta unidad, no ha definido una característica especial en la que pueda ser asignada parte de las unidades Punín o Cebadas definidas por Litherland et al. (1994), razón por la cual, al igual que Reyes P. (2006), se la denomina en este trabajo como Unidad Guamote.

La unidad Guamote, al oeste de la zona, bordea tectónicamente con fallamiento inverso dextral a la unidad Peltetec, siendo cabalgada por esta unidad de este a oeste. Adicionalmente, al noreste de la zona de estudio, la unidad Guamote se presenta como una escama tectónica, observándose al este de la misma, un contacto fallado indiferenciado entre esta unidad y la unidad Yunguilla. Otro contacto fallado es el que ubica a la unidad Guamote sobreyaciendo a la unidad San Pablo de Sali. No obstante, esto puede ocurrir también con la unidad Río Daldal, siguiendo un tren tectónico hasta el sur, donde aflora nuevamente una escama de la unidad Guamote al borde oriental de la unidad Peltetec, exhibiendo indicadores de cizallamiento.

La edad que se propone para esta unidad es Jurásico inferior-Cretácico inferior, la misma que fue definida por Litherland et al. (1994) a través de evidencia fósil.

3.2.5. UNIDAD PELTETEC

3.2.5.1. UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN

La Unidad Peltetec se ubica a lo largo de las estribaciones occidentales de la Cordillera Real, formando un cinturón continuo de rocas no mayor a 3 km de

ancho y dirección NNE. Las principales características que exhibe esta secuencia en la mayoría de afloramientos es su bajo grado metamórfico, alto grado de meteorización, oxidación y fracturamiento, evidenciando además zonas de cizalla que brechan a las rocas. Otra característica que destaca en varios afloramientos es la presencia de vetillas con asbesto de hasta 2 centímetros de ancho y vetas de cuarzo lechoso que cortan a las rocas, acompañadas de serpentización y silicificación como alteraciones.

A lo largo de toda esta secuencia, en varias zonas, existe la presencia predominante de potentes y extensas coberturas neógenas que se encuentran sobreyaciendo a la misma, formadas principalmente por sucesiones de lavas andesíticas jóvenes, depósitos coluviales y depósitos piroclásticos, en especial la cangahua, que puede llegar a ubicarse hasta los 3000 metros de altura.

Dentro de esta región, los principales afloramientos se ubican desde el norte en el sector de Quimiag, en la vía que conduce desde los poblados de Puelazo a Santa Ana de Saguán, destacando rocas serpentinizadas muy fracturadas y sedimentos cizallados, en varios tramos, afectadas por fallamiento local.

Rocas verdes cizalladas y brechadas por fallamiento local, son visibles al borde occidental de la cordillera, principalmente en el sector de El Rosario, entre las Quebradas Camellón y Boliche. Otros afloramientos importantes se repiten en el trayecto al valle del río Uldán a su margen derecho, como también en el río Daldal, Timbul e Ishpi, donde las rocas poseen similares características, llegando a correlacionarse hasta el valle del río Alao al sur.

3.2.5.2. LITOLOGÍA

La litología de la Unidad Peltetec se encuentra compuesta especialmente por serpentinitas, gabros, basaltos serpentizados, rocas verdes y esporádicamente metasedimentos deformados. Las rocas verdes evidencian considerable fracturamiento, al igual que silicificación y oxidación. Bloques decimétricos de serpentinitas, al igual que gabros, han sido observados como rodados a lo largo

de varias quebradas. Los basaltos serpentinizados en gran parte se encuentran afectados por vetilleo centimétrico de asbesto (crisotilo).

A lo largo de toda la zona de estudio en la que aflora la unidad Peltetec, los componentes litológicos mencionados anteriormente, estarían relacionados a una sucesión ofiolítica, como la descrita por Wilson M. (1989), en la que establece una serie de rocas distribuidas en varios niveles, iniciando con peridotitas a la base, sobreyacidas por niveles de gabros, seguido por una compleja zona de múltiples diques basálticos, hasta finalizar en la superficie de esta sucesión con sedimentos marinos profundos ricos en Fe-Mn como lutitas, cherts, lodolitas o calizas. Sin embargo, exceptuando la presencia de peridotitas y diques basálticos, el resto de litologías que componen a la unidad Peltetec formarían parte de una secuencia ofiolítica, correlacionándose con los datos de Reyes P. (2006), obtenidos más al sur, adyacente al área de estudio.

Aunque no ha sido posible observar directamente en afloramiento una sucesión coherente como la que establece Wilson M. (1989), se han encontrado únicamente bloques decimétricos de serpentinita en el lecho de la quebrada Itisana Grande (UTM: 773029/ 9816396) y gabros serpentinizados al margen izquierdo de la quebrada Moscón (UTM: 773014/ 9804053) con presencia de vetillas de asbesto no mayores a 1 centímetro de espesor entre las zonas de cizalla y fracturas presentes en la roca (Figura 3.26). Los gabros preservan su textura fanerítica, compuestos principalmente por cristales de plagioclasa argilitizados, clinopiroxeno (augita) y óxidos.

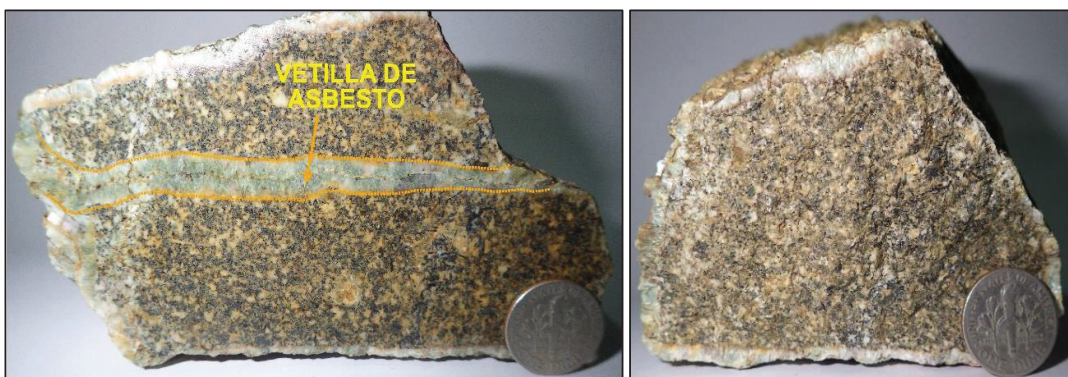


Figura 3.26 Muestras de roca (EYT-030B-C) tomadas al margen izquierdo de la quebrada Moscón (UTM: 773014/ 9804053) donde se observa claramente vetillas con contenido de asbesto en un gabro, al igual que a sus bordes.

Los gabros petrográficamente presentan microtextura panidiomorfa, con cristales tabulares de plagioclasa (labradorita) (40%) alterándose a arcillas, cristales pseudo-hexagonales de anfíboles (5%), cristales prismáticos de clinopiroxeno (15%), en menor cantidad ortopiroxeno (10%) y clorita como producto de alteración de los piroxenos (6%). Minerales de metamorfismo como la pumpellyíta se presentan en forma aciculares radiales (15%), acompañados por vetillas rellenas de asbesto-serpentina, cordierita y cuarzo (6%). Magnetita (3%) como mineral accesorio es muy común en este tipo de rocas (Figura 3.27).

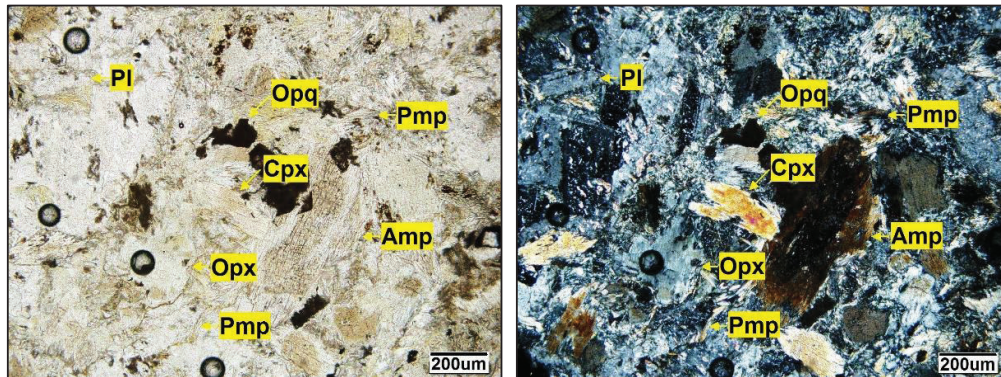


Figura 3.27 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de un gabro alterado desarrollando un bajo grado metamórfico en toda la roca. Muestra EYT-030A.

En el extremo norte de la zona de estudio, en la vía que conecta a los poblados de Puelazo y Santa Ana de Saguán (UTM: 773870/ 9817857), se puede observar basaltos serpentinizados de color verde, textura afanítica y estructura masiva que en varios ocasiones pueden encontrarse poco foliados debido a cizallamiento, provocando además, que en la mayoría de afloramientos la roca se presente muy fracturada. El clivaje de cizalla a lo largo de esta zona mantiene una tendencia principal al E, con buzamientos variables entre 25° y 50°. A todo esto se incluye fallamiento local con dirección al noroeste y alteración hidrotermal, con presencia de cuarzo lechoso dentro de vetillas, epidota y esporádicamente sericita, complementada en varias ocasiones con asbesto en el interior de vetillas que cortan a la roca y cuyos espesores varían entre 1 y 2 centímetros de ancho, formada probablemente como producto de recristalización de la serpentina por influencia de soluciones hidrotermales que afectaron a dichas rocas serpentinizadas (Figura 3.28b).

El asbesto es un importante distintivo que destaca en este tipo de rocas básicas, sin embargo no siempre puede ser observado en afloramiento, debido a la facilidad con la que se puede deteriorar dicho mineral. Adicionalmente pátinas con óxidos de Fe-Mn también es común observar entre las fracturas de las rocas, en las cuales usualmente se encuentra psilomelano de color violáceo y pirolusita en forma dendrítica, asociado posiblemente a depósitos marinos superficiales o por la circulación de agua con precipitaciones de Mn.

Similares afloramientos se distinguen al suroeste del poblado de Guayllabamba, especialmente en la base de la quebrada del río Timbul (UTM: 773113/ 9801842), adyacente a las aguas de fuentes termales Aguallanchi, en donde las rocas se destacan por su coloración verdosa debido a la serpentización y cloritización, que se acompaña de considerable diaclasamiento y fracturamiento de múltiples direcciones (Figura 3.28a).



Figura 3.28 a) Afloramiento de metabasaltos verdes cloritizados y serpentizados en el lecho del río Timbul (UTM: 773113/ 9801842), b) Muestra de roca (EYT-008C) tomada al margen derecho de la quebrada Quillán (773870/ 9817857) donde se observa vetillas con contenido de asbesto.

A través de lámina delgada se puede observar metabasaltos que poseen microtextura intergranular y microestructura vesicular con relleno de cristales anhedrales de cuarzo hidrotermal (20%), cristales subhedrales de cordierita? (10%) y desarrollo de cristales aciculares con hábito radial de Phrenita-Pumpellyíta (7%), minerales indicativos de un metamorfismo muy bajo, generados posiblemente por hidrotermalismo. Minerales primarios como plagioclasa (15%) y ortopiroxeno (6%) se encuentran presentes, además de minerales de alteración como la epidota (15%), serpentina (12%), clorita (8%) y calcita (7%). Gran parte

de la matriz y minerales de piroxeno se presentan alterados por efectos de cloritización y serpentinización (Figura 3.29).

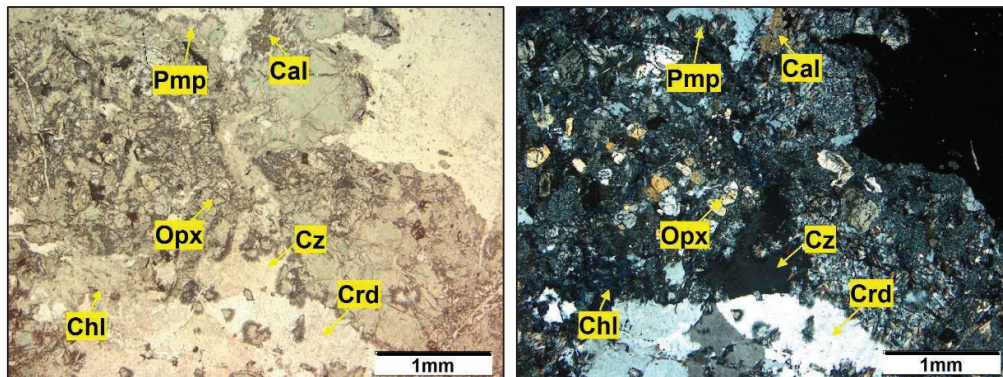


Figura 3.29 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una metalava basáltica serpentinizada con minerales de bajo metamorfismo especialmente phrenita-pumpellyíta, que se desarrollan en los vacíos. Muestra EYT-060.

Siguiendo la prolongación de este complejo ofiolítico, rocas verdes son observadas a lo largo del margen derecho del río Uldán (UTM: 773361/ 9805723), donde generalmente presentan coloración verdosa, textura afanítica, silicificadas y muy fracturadas, acompañadas de sulfuros diseminados y pátinas de pirolusita. Asimismo, los afloramientos conservan cierto fallamiento antiguo con zonas muy brechificadas y diaclasas continuas, que modifican a dicho fallamiento especialmente en este sector (Figura 3.30).

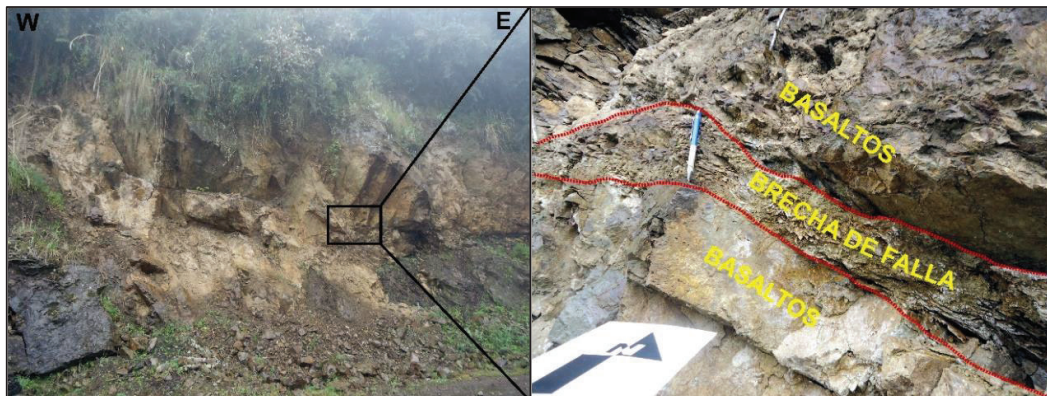


Figura 3.30 Afloramiento de metabasaltos cloritizados afectados por cizallamiento local con zonas de brecha, al margen norte del río Uldán (UTM: 773361/ 9805723).

La continuidad de estas rocas puede ser seguida en la cantera vecina a la quebrada Camellón (UTM: 772818/ 9810608), con rocas verdes afectadas por vetilleo de cuarzo lechoso y asbesto entre las fracturas, prolongándose esta litología más al sur a través de las quebradas pertenecientes a los ríos Daldal (UTM: 772779/ 9799658) e Ishpi (UTM: 772568/ 9798384), donde las rocas se

encuentran diaclasadas pero con menor afectación de cizalla o fracturamiento, a pesar de ubicarse al borde oriental en contacto tectónico con las unidades Río Daldal y Guamote.

El análisis microscópico de estas rocas distingue en los metabasaltos, una microtextura relíctica intergranular con orientación de minerales especialmente de cristales tabulares de plagioclasa (20%) y cristales subhedrales de ortopiroxenos (10%). Varias alteraciones principalmente como la epidotización y cloritización en la matriz y en los minerales de la roca, han generado minerales secundarios como la epidota (37%), clorita (20%), serpentina (5%) y cuarzo recristalizado (5%), además de óxidos de Fe en menor cantidad (3%) que se ubican a lo largo del clivaje de cizallamiento (Figura 3.31). La presencia de olivino en muchos de los casos no supera el 5-8% del total de la roca o no se encuentra presente, ya que gran parte de los mismos han sido transformados a serpentina, clorita o agregados de iddingsita. Algunos minerales como el ortopiroxeno o el cuarzo recristalizado han cambiado varias de sus propiedades ópticas debido al metamorfismo, siendo una de ellas la extinción ondulatoria que destaca en muchos de estos minerales.

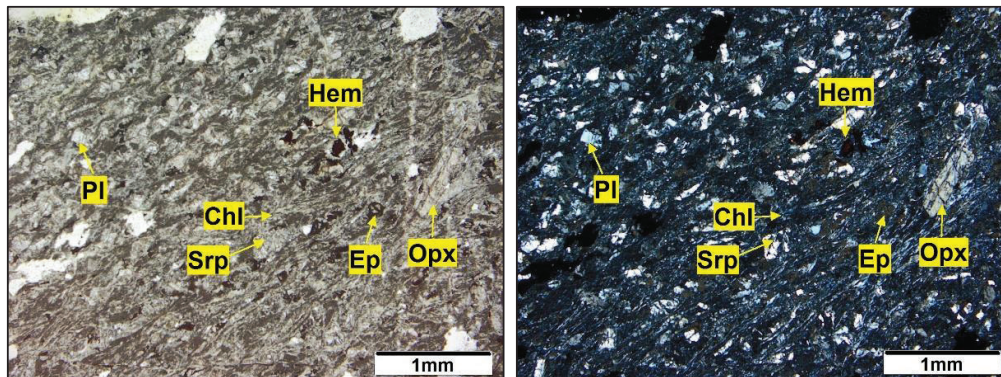


Figura 3.31 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de un metabasalto con clara orientación de minerales a lo largo del clivaje de cizallamiento. Muestra EYT-062.

Finalmente, en varios afloramientos de manera local, se han observado niveles de rocas metasedimentarias, tectónicamente dentro de las rocas verdes. Sedimentos finos metamorfizados con deformación dúctil, de textura poco pizarrosa, estructura plegada-bandeada y presencia de clastos deformados (Figura 3.32), han sido observados al margen izquierdo del río Daldal (UTM: 773011/ 9799806) cerca al contacto entre las rocas verdes y la Unidad Río Daldal, siendo los

sedimentos acuñados tectónicamente dentro de esta serie basáltica, probablemente relacionados a sedimentos marinos metamorfizados, siguiendo una sucesión ofiolítica típica.

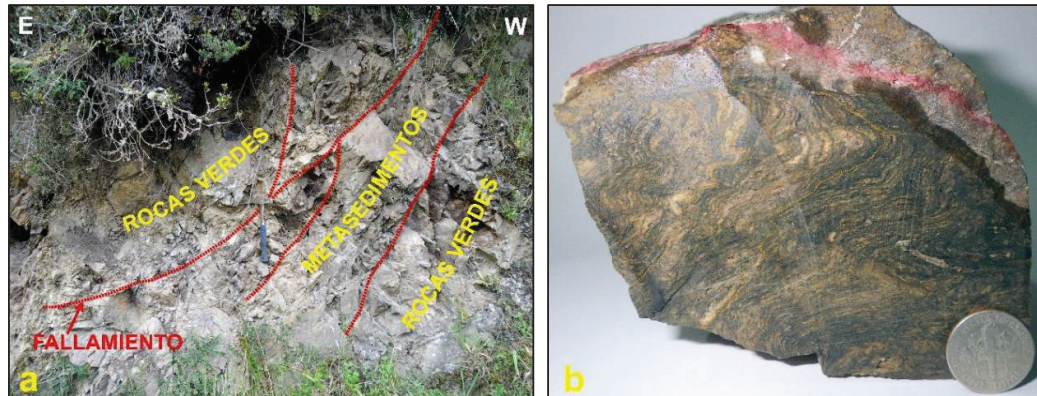


Figura 3.32 a) Afloramiento de rocas verdes cloritizadas junto con metasedimentos muy deformados, tectónicamente acuñados al margen izquierdo del río Daldal (UTM: 773011/ 9799806) b) Muestra de metasedimento deformado (EYT-040A) tomada en el mismo sitio.

Los metasedimentos poseen microtextura blastopsamítica, con minerales alineados a lo largo de una microestructura plegada, diferenciándose entre ellos cristales subredondeados de cuarzo (25%), cristales maclados de plagioclasa (10%), fibras alargadas de sericita (25%) y cemento ferruginoso (15%) que se distribuye a lo largo de bandas y por entre los minerales, junto con sulfuros diseminados. La mayor parte de la matriz está conformada por material arcilloso-arenoso (25%), al igual que varios minerales que están soportados por la misma, han sido transformados en clorita y epidota, afectados de igual forma por silicificación que muchos de los casos generan vetillas de cuarzo hidrotermal. Esta es una de las alteraciones más comunes en todas las rocas que forman parte de esta secuencia ofiolítica al igual que la cloritización (Figura 3.33).

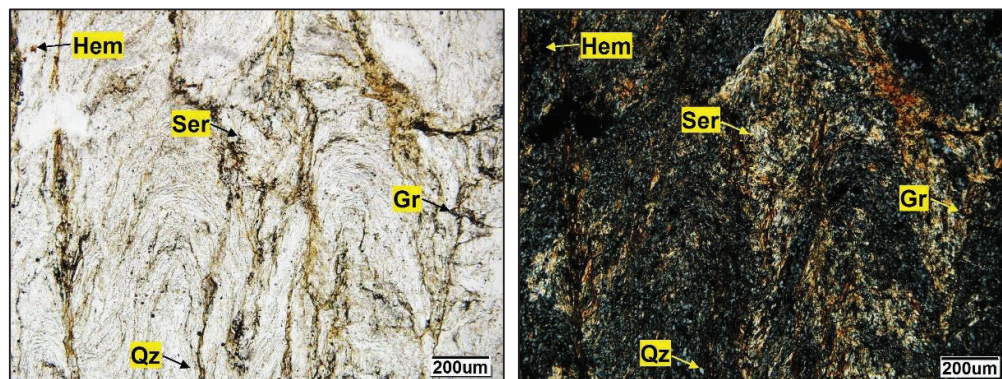


Figura 3.33 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de un metasedimento deformado, desarrollando plegamiento en toda la roca. Muestra EYT-037.

Similares niveles sedimentarios han sido correlacionados con filitas y sedimentos cizallados que afloran en la vía Quimiag - Santa Ana de Saguán (UTM: 772706/ 9816579), los mismos que por efecto de fallamiento local y formando ya parte de un coluvial, hace difícil entender la relación estratigráfica que existe con las rocas verdes. Litologías con similares características pero de textura filítica-pizarrosa, se encuentran aflorando al margen izquierdo del río Ishpi (UTM: 772284/ 9798424), constituidas principalmente por minerales de plagioclasa, clorita y cuarzo, donde además existe deformación con generación de crenulación y micropliegues disarmónicos y cilíndricos por efectos de fallamiento (Figura 3.34).

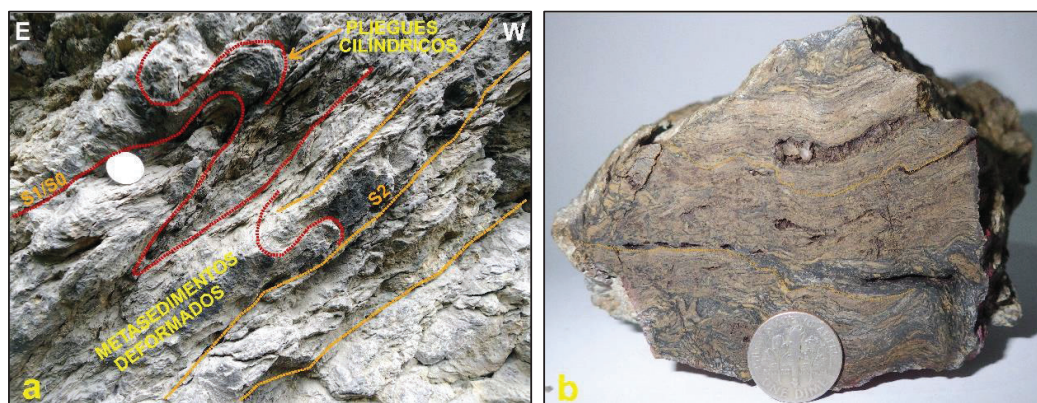


Figura 3.34 a) Afloramiento de metasedimentos deformados, formando pliegues cilíndricos al margen izquierdo del río Ishpi (UTM: 772284/ 9798424), b) Muestra de metasedimento deformado (EYT-037) tomada en el mismo sitio.

Las litologías que componen a la secuencia ofiolítica de Pelletec, muestran desarrollo principalmente de minerales de alteración como la clorita y la sericita, que se acompaña de asbesto como parte de la recristalización de la serpentina con influencia de soluciones hidrotermales en las rocas serpentinizadas, además de vesículas rellenas con phrenita-pumpellyíta, asociados a un ambiente marino, dentro de una facie metamórfica de bajo grado (phrenita-pumpellyíta).

3.2.5.3. RELACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

Esta unidad, al ser una faja continua que abarca gran parte de la zona, ha sido posible observar su relación con unidades adyacentes. Al borde occidental y oriental se ubica en contacto tectónico con la Unidad Guamote, mientras al extremo oriental se asume contactos tectónicos con las unidades Río Daldal y San Pablo de Sali como ya se mencionó en la geología de las unidades previas.

Con respecto a la edad, se asume las edades propuestas por Spikings et al. (2015), quienes mediante dataciones hechas en plagioclasas tomadas de metabasaltos y gabros, plantean edades que corresponderían al Cretácico Temprano ($134.3 \pm 12,8$ Ma y $134, 7 \pm 0,9$ Ma).

3.2.6. UNIDAD YUNGUILLA

3.2.6.1. UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN

Esta unidad ha sido denominada por varios autores (Thalman H., 1946; Hughes & Piltasig., 2002; Jaillard et al., 2004; Vallejo et al., 2009) como una secuencia esencialmente turbidítica, con niveles sedimentarios derivados de la Cordillera Real. En la zona de estudio aflora únicamente al margen izquierdo del río Blanco en la vía que conduce a Verde Pamba, pudiendo extenderse los afloramientos al SSE hacia las partes elevadas de la cordillera, evidenciado filitas rojizas y negras arrastradas a través de la quebrada Boliche.

3.2.6.2. LITOLOGÍA

El principal afloramiento que exhibe esta secuencia, se encuentra ubicada en la vía que atraviesa el poblado de Verde Pamba (UTM: 776526/ 9815110), en una pequeña cantera de la quebrada La Tranca, tectónicamente emplazado a lo largo de fallas NNE que forman parte de los contactos con unidades adyacentes (Figura 3.35a). Litológicamente se presenta como una secuencia esencialmente turbidítica de color gris oscura, estructura poco bandeada, meteorización media y textura psamítica, donde solo se observa minerales de cuarzo y óxidos, mostrando un grado muy bajo de metamorfismo e intercalada con niveles sedimentarios de arenas muy finas, con tamaño de grano menor a 0,25 milímetros, que preservan su estratificación inicial a pesar de estar afectada tectónicamente y colocada casi en forma vertical. Dicha estratificación posee una dirección al NE y buzamientos que varían entre 68° y 72° al SE (Figura 3.35b).

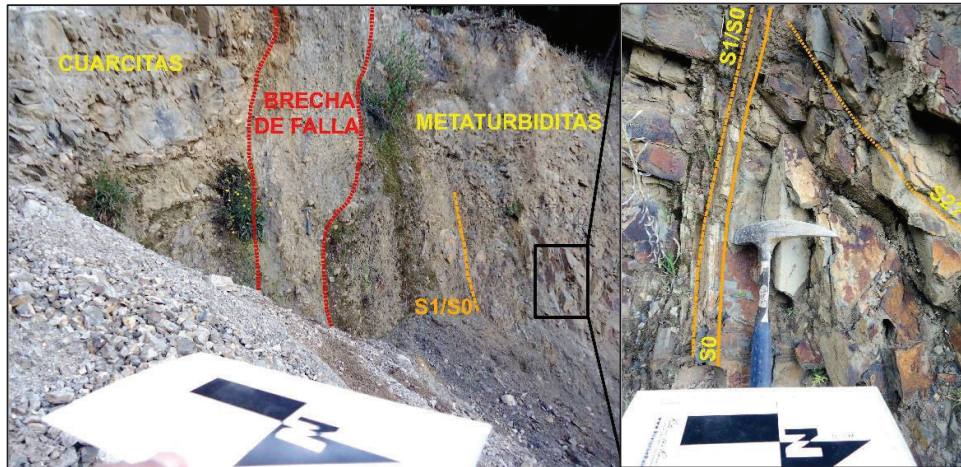


Figura 3.35 Afloramiento de cuarcitas de la unidad Guamote y metaturbiditas de la unidad Yunguilla en contacto tectónico dentro de la quebrada La Tranca (UTM: 776526/ 9815110), junto con la estratificación de los sedimentos turbidíticos de la unidad Yunguilla.

Las metaturbiditas poseen microtextura blastolútica arenosa y microestructura con leve orientación, acompañadas de abundante presencia de restos fósiles (10%), probablemente foraminíferos y/o equinodermos que poseen estructura y simetría concéntricas (Figura 3.36). Los principales componentes minerales lo conforman cristales anhedrales de cuarzo (10%), cristales subhedrales maclados de plagioclasa cálcica de aporte volcánico (5%), fibras alargadas de biotita (5%), cristales subredondeados de circón (<1%) y fragmentos subredondeados de roca volcánica? (<1%). La matriz ocupa gran parte de la roca (68%) y corresponde a material sericítico producto de alteración de arcillas y limos, identificando además en menor cantidad grafito disperso por entre los intersticios de los minerales.

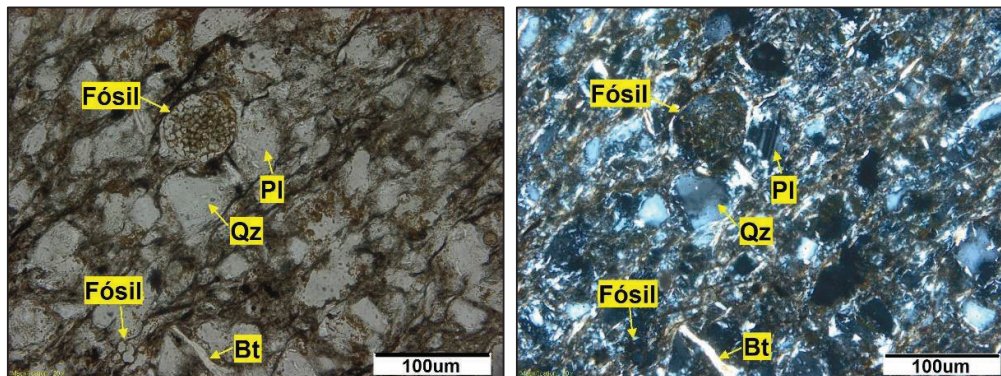


Figura 3.36 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (40x) de una metaturbidita con presencia de microfósiles dentro de una matriz arcillosa. Muestra EYT-011B.

Otras litologías relacionadas, fueron observadas en la quebrada Boliche (UTM: 774235/ 9809195), asociadas a bloques centimétricos de filitas rojas

intercaladas con niveles finos de sedimentos arcillosos amarillentos. Aunque no fue posible observar directamente en afloramiento, la petrografía de estas rocas posee microtextura filítica, con microestructura cizallada-laminada y vetillas que cortan perpendicularmente la sedimentación, rellenas con cuarzo secundario y clorita (12%), al mismo tiempo que se observan fragmentos de cuarzo y posibles fragmentos de roca con formas aplanadas difícil de distinguir su origen por su tamaño (3%) (Figura 3.37). La composición de la matriz que sostiene a los minerales es arcillosa (55%), acompañada de material ferruginoso (27%) y formas aciculares formando sericita (3%). El protolito de estas rocas ha sido asignado a una limolita ferruginosa.

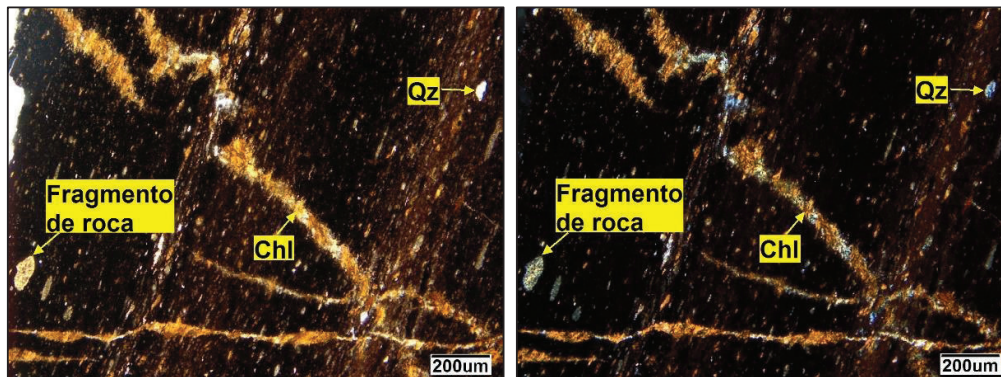


Figura 3.37 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (10x) de una filita con líticos de roca sedimentaria y cuarzo recrystalizado con clara orientación de la sericita. Muestra EYT-003.

3.2.6.3. RELACIONES LITO-ESTRATIGRÁFICAS Y EDAD

Si bien la escasez de afloramientos no ha permitido precisar una relación directa con las unidades adyacentes San Pablo de Sali y Río Daldal, sin embargo en la quebrada La Tranca se ha observado un contacto tectónico de dinámica indiferenciada al este de la Unidad Guamote.

La edad establecida para esta unidad es la que propone Vallejo et al. (2009) de 72.4 ± 6.4 Ma (2σ) del Maastrichtiano datada en circones, la cual coincide con otras edades dadas por Hughes & Pilatasig, (2002) y Jaillard et al. (2004) en base a evidencia fósil, siendo todas estas edades obtenidas de la Cordillera Occidental.

3.2.7. UNIDAD VOLCÁNICOS QUISHUAR-LAS MINAS

3.2.7.1. UBICACIÓN Y DISTRIBUCIÓN

El basamento metamórfico que aflora a lo largo y ancho de toda la zona, se encuentra cubierto por una importante sucesión volcánica, la cual incluye varias litologías que han sido agrupadas en este trabajo como una sola unidad. Dicha serie volcánica, abarca una extensión aproximada del 30% del total del área cartografiada, aflorando al este, principalmente en las zonas más elevadas donde ha sido afectada en gran parte por las glaciaciones que la han erosionado.

La cobertura volcánica inicia por sobre los 3000 metros de altura, aproximadamente desde la quebrada Jalupano, al este de Licto, hasta el sureste en las nacientes del río Ishpi, extendiéndose al oriente fuera del área de estudio.

3.2.7.2. LITOLOGÍA

La apreciable extensión de esta cobertura volcánica, abarca litologías variables formadas en varios episodios de actividad volcánica, pudiendo estar relacionados a un complejo volcánico de edad incierta, razón por lo cual ha sido tomada en cuenta en este trabajo para su análisis en forma más detallada. Las principales litologías que presenta esta unidad la conforman secuencias de tobas de cristales litificadas, ignimbritas, lavas andesíticas y andesito-basálticas, además de diques andesíticos.

La secuencia basal de la serie volcánica se ubica al margen izquierdo del río Uldán (UTM: 773527/ 9805228) y consiste de tobas andesíticas litificadas, afectadas por silicificación y bandas muy finas posiblemente relacionadas a una pseudoestratificación (Figura 3.38a). Las características que destacan en estas rocas es su color gris oscuro, con estructura masiva y tonalidades grises a lo largo de bandas, acompañadas de una textura clástica y tamaño de grano menor a 3 milímetros (Figura 3.38b). Los principales componentes que la conforman son cristales de plagioclasa, anfíbol, biotita, sílice y una matriz vítrea, además de presentar un ligero magnetismo por la presencia de óxidos de Fe. El grado de meteorización es relativamente bajo, lo que influye en la conservación de sus características texturales. La pseudoestratificación de estos depósitos es variable,

sin embargo, se observa q existe una tendencia de los mismos, inclinándose ligeramente al SSE con 4°, acumulándose en forma periclinal a la topografía, posiblemente discordante sobre la Unidad Peltetec y Río Daldal.

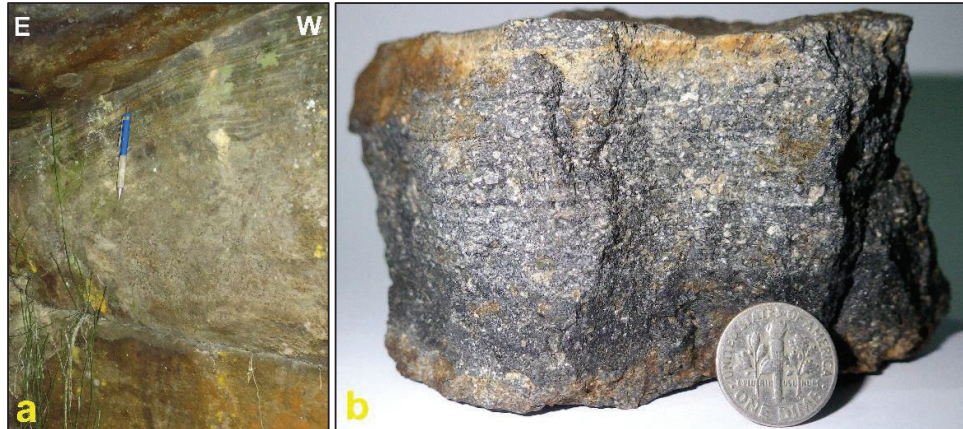


Figura 3.38 a) Afloramiento al margen izquierdo del río Uldán (UTM: 773527/ 9805228) de tobas pseudoestratificadas y litificadas, b) Roca formada por bandas con posible pseudoestratificación. Muestra EYT-022A.

Petrográficamente las rocas exhiben microtextura vitrofidica, compuesta por cristales tabulares y poco fracturados de plagioclasa (35%), cristales tabulares cortos de clinopiroxeno (10%) y hornblenda (5%), cristales subhedrales de ortopiroxeno (6%), además de líticos volcánicos (3%) y cristales anhedrales de magnetita (1%) (Figura 3.39). La matriz está constituida por material amorfo isotrópico, formada de vidrio volcánico y pocos microlitos de plagioclasa (40%).

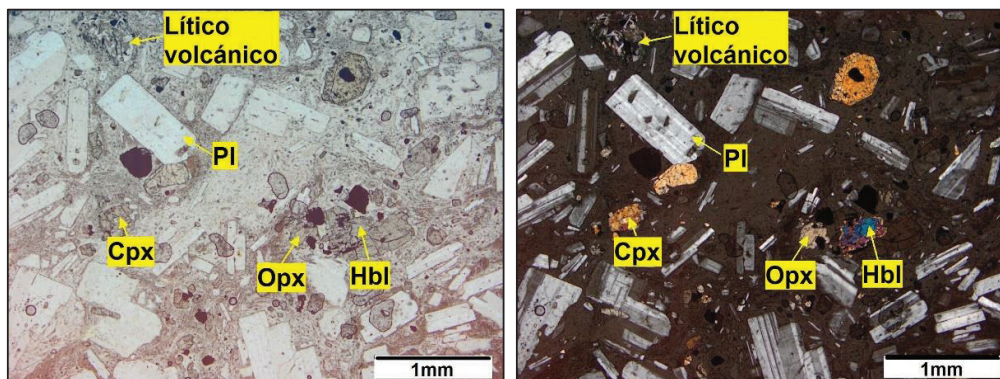


Figura 3.39 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una toba estratificada con material vítreo formado por ceniza y vidrio volcánico. Muestra EYT-022A.

Afloramientos de similar litología se muestran al margen derecho del río Daldal (UTM: 774891/ 9799788), formada en su mayoría por una matriz vítrea muy compacta, acompañada de clastos subredondeados y alterados de rocas volcánicas probablemente andesíticos, asimismo cristales de plagioclasa y

piroxenos (Figura 3.40). No se observa una estratificación definida con respecto a la depositación. En general estas rocas poseen alta cristalinidad, característica que puede ocasionar confusión en el campo, ya que pueden llegar a ser clasificadas como lavas de composición andesítica por dicha razón.

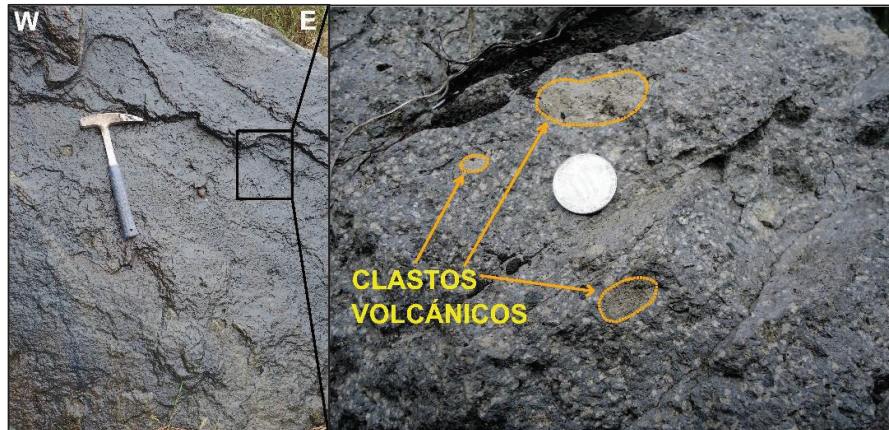


Figura 3.40 Afloramiento al margen sur del río Daldal (UTM: 774891/ 9799788) a) Tobas volcanosedimentarias ligeramente bandeadas b) Vista más cercana de toba compactada con minerales de plagioclasa y gran cantidad de clastos volcánicos.

La siguiente secuencia localmente se ubica en el camino que conduce del poblado de Titaycún hasta el sector de Chaparrumi (UTM: 772742/ 9806989), donde se observan afloramientos de rocas piroclásticas tipo ignimbritas con clastos de composición andesítica que pueden llegar alcanzar tamaños de hasta 20 centímetros (Figura 3.41a). Presentan textura volcanoclástica, además de estructura fluidal y pseudoestratificación con bandas oscuras (Figura 3.41b).

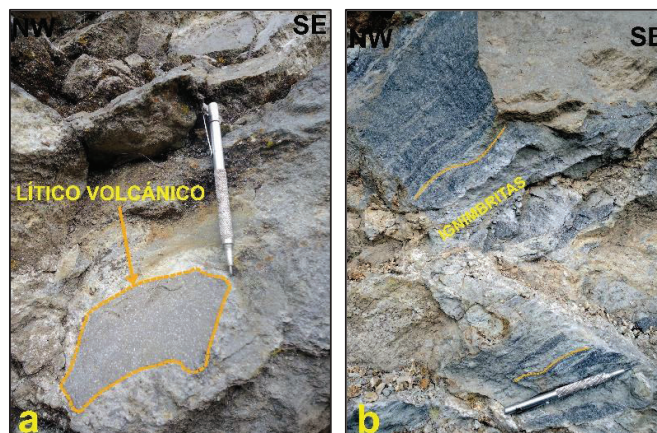


Figura 3.41 Afloramiento al margen izquierdo de la quebrada Titaycun (UTM: 772742/ 9806989) a) Se observan líticos andesíticos con tamaños decimétricos, b) Se observa textura fluidal con bandas oscuras en ignimbritas.

En el análisis microscópico, las ignimbritas poseen microtextura cinerítica, dominadas por cristales tabulares y fracturados de plagioclasa (30%) y en menor proporción cristales de ortopiroxeno (10%), clinopiroxeno (7%) y anfíboles (5%), acompañados de óxidos de Fe como hematita y magnetita en un porcentaje considerable (6%). Los minerales se encuentran rodeados por una matriz (42%), compuesta de una pasta vítrea de vidrio volcánico y ceniza volcánica, donde los cristales de plagioclasa están subordinados en la dirección de flujo como se aprecia en una de las láminas (Figura 3.42).

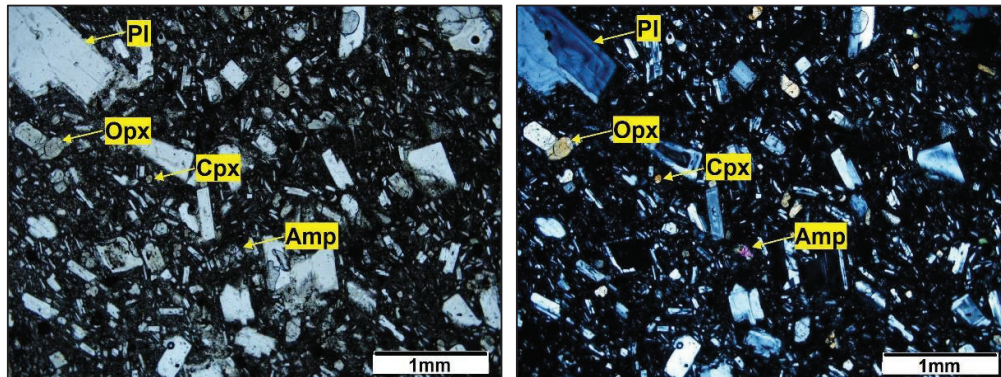
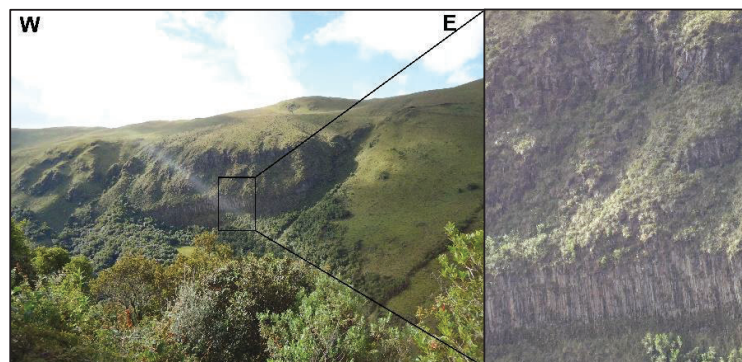


Figura 3.42 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una ignimbrita con material vítreo formado por ceniza y vidrio volcánico, además de plagioclasas orientadas con dirección de flujo. Muestra EYT-018A.

La sucesión volcánica, continúa con rocas lávicas, las mismas que afloran hacia las zonas más elevadas y que se caracterizan por presentar diaclasamiento y estructuras columnares de gran potencia que descienden por los flancos de varias lomas, a lo largo de los principales drenajes. Los sitios más representativos de esta secuencia se ubican especialmente al margen derecho del río Daldal, claramente visibles desde el camino que va al sector de Cubillin Cucho, identificando mantos potentes de lavas columnares de composición andesito-basálticas que pueden sobrepasar el centenar de metros (Figura 3.43).



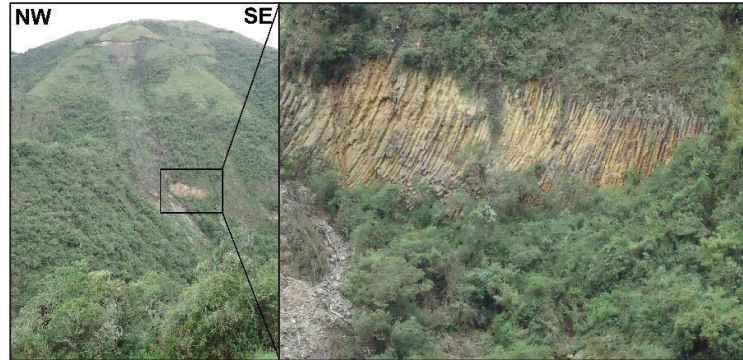


Figura 3.43 Afloramientos de lavas andesíticas-basálticas con estructura columnar, a lo largo de aproximadamente 2 kilómetros sobre el margen norte del río Daldal.

Afloramientos con mejor exposición de rocas andesíticas y andesito-basálticas, pueden encontrarse en el sector de Chaparrumi en las nacientes de la quebrada Titaycún (UTM: 773769/ 9806638) y en el sector de Las Minas, al sur del río Uldán (UTM: 777025/ 9803259) respectivamente. En el sector de Chaparrumi las rocas son de color gris oscuro y se encuentran muy afectadas por diaclasamiento, el cual posee una tendencia al SSE y buzamiento de 53° (Figura 3.44). De igual manera, rocas andesíticas pueden ser vistas al margen izquierdo de la quebrada Jalupano (UTM: 774259/ 9808156), las mismas que poseen tonalidades rojizas, de textura porfírica, compuestas de plagioclasa, hornblenda, biotita y xenolitos de composición andesítica.

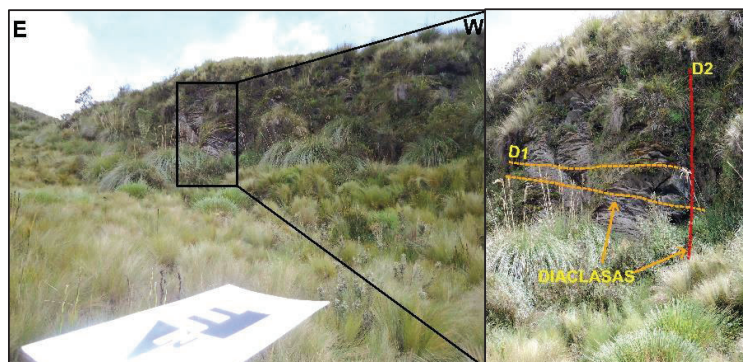


Figura 3.44 Afloramientos de lavas andesito-basálticas muy diaclasadas en el sector de Chaparrumi (UTM: 773769/ 9806638).

Las rocas andesito-basálticas bajo microscopio presentan microtextura pilotáxica, con fenocristales tabulares de plagioclasa (30%), acompañados de cristales cortos de clinopiroxeno (15%) y ortopiroxeno (10%), además de cristales anhedrales de óxidos de Fe asociados probablemente a magnetita como mineral accesorio (3%). La matriz consiste de una pasta vítrea (42%), conformada en su

mayoría por microlitos de plagioclasa y vidrio volcánico intersticial, donde los minerales fluyen a través de la misma con dirección de flujo (Figura 3.45).

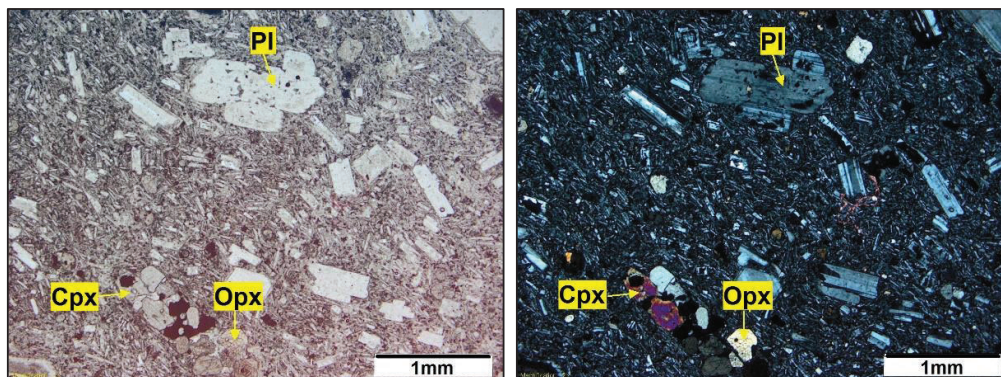


Figura 3.45 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una andesita basáltica con matriz formada por vidrio volcánico, además de plagioclasas orientadas con dirección de flujo. Muestra EYT-019.

Finalmente, diques andesíticos han sido agrupados a esta unidad volcánica, aflorando localmente en las estribaciones occidentales de la cordillera, los mismos que presentan diaclasamiento con direcciones variadas y en varios casos muy fracturados (Figura 3.46). Los afloramientos más destacados se ubican en el margen derecho de la quebrada Moscón (UTM: 771028/ 9804428; 771557/ 9804245) y al margen izquierdo del río Daldal (UTM: 772288/ 9799916).

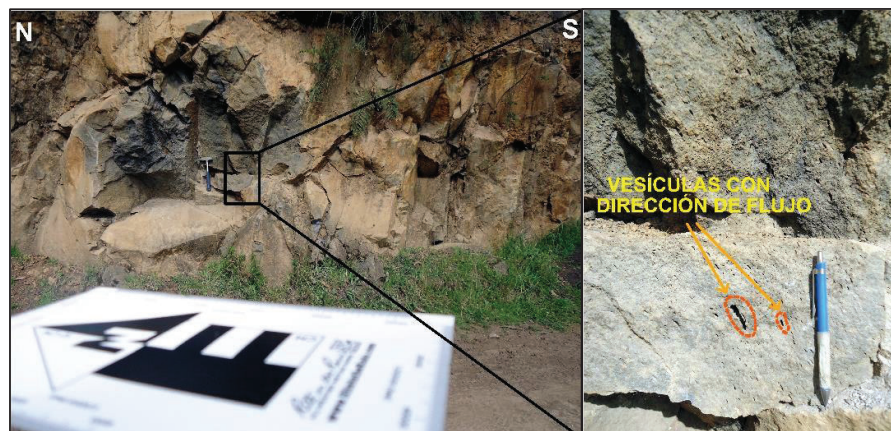


Figura 3.46 Afloramientos de diques andesíticos escoréáceos con vesículas orientadas en dirección del flujo volcánico. Margen norte de la quebrada Moscón (UTM: 771028/ 9804428).

3.2.7.3. RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

En este trabajo no fue posible encontrar afloramientos con límites o contactos claros entre esta serie volcánica y unidades del basamento, pero se deduce que los Volcánicos Quishuar - Las Minas se ubican sobreyaciendo en forma discordante sobre varias de las litologías que conforman el basamento.

La edad propuesta para esta unidad puede estar en un rango no mayor al plioceno, probablemente relacionada con los volcánicos adyacentes al poblado de Licto, que fueron datados por Lavenu et al. (1992), agrupándolos en la Formación Grupo Altar, obteniendo una edad K/Ar de $3,53 \pm 0.94$ Ma para estas rocas andesíticas.

CAPÍTULO 4

TECTÓNICA

4.1. MARCO GEOMORFOLÓGICO Y ESTRUCTURAL

4.1.1 INTRODUCCIÓN

En el transcurso del tiempo, eventos tectónicos regionales y locales han dado lugar a la generación de estructuras de edad y cinemática muy variadas que hasta la actualidad pueden continuar interactuando entre las unidades del basamento y las secuencias jóvenes Paleógenas, modificando de esta manera gran parte del paisaje topográfico de la zona. Una de las principales características que presenta el área de estudio, es la compleja distribución de estructuras con rumbo andino, muchas de los cuales no presentan rasgos morfológicos visibles en superficie por la vasta cobertura plio-cuaternaria que cubre una extensión importante de la zona e impide un mejor estudio o análisis de las mismas.

La expresión estructural en el área de estudio, está relacionada especialmente a zonas de cizallamiento y fallas regionales que forman parte de los límites tectónicos que existen entre las unidades antes descritas, generadas principalmente dentro de un campo de esfuerzos con régimen compresivo y componente de esfuerzos E-O, que ha dado lugar a la presencia de un complejo sistema de fallas formando fajas y escamas tectónicas de litologías variadas, alineadas en dirección NNE-SSO (Figura 4.4).

4.1.2 CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS DE LA ZONA DE ESTUDIO

Los principales rasgos geomorfológicos que destacan dentro de la zona de estudio son los relacionados con formas de erosión, valles, cauces de los ríos y arroyos, generación de terrazas aluviales, etc. En general procesos geológicos y gravitacionales, han dado lugar a cambios geomorfológicos y morfologías importantes a lo largo de toda el área (Figura 4.1).

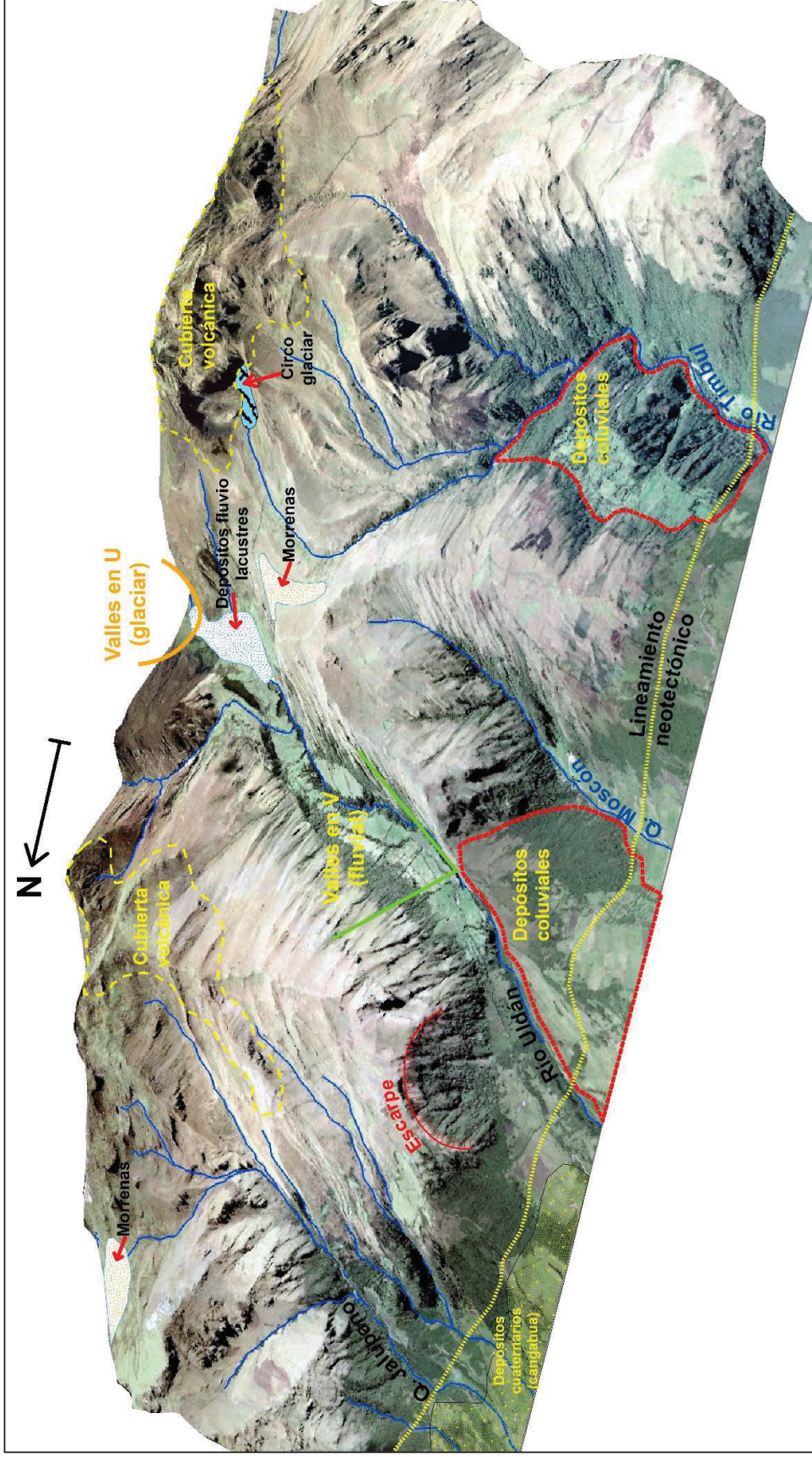


Figura 4.1 Esquema geomorfológico de la zona central del área de estudio, representando los principales rasgos encontrados a lo largo de la cordillera.

Todos los diferentes procesos que han participado en los cambios del relieve de la zona, se han manifestado con la generación de varios depósitos de diferente origen y dinámica, relacionados con la evolución geológica de la cordillera principalmente en el último periodo geológico.

Depósitos glaciares: estos depósitos se restringen a las zonas elevadas por sobre los 4000 metros de altura, dentro de los relieves orientales del área de estudio. Los principales rasgos geomorfológicos están representados por circos glaciares, morrenas y valles glaciares en U, con depósitos fluvio-lacustres ubicados en las planicies especialmente en la de los ríos Daldal y Uldán.

Un circo glaciar es observado al pie de la cubierta volcánica del cerro Rincasa, en las nacientes del río Timbul (Figura 4.1), donde se han observado lacustres con zonas pantanosas, inundados por agua y material orgánico (Figura 4.2), originados en los diferentes procesos de glaciación y deglaciación, desarrollando al mismo tiempo geoformas como crestas o aristas muy agudas de sustrato rocoso y que en conjunto con el relieve, presentan una forma semicircular.

Los circos y laderas de los valles glaciares presentan vertientes rectilíneas con pendientes entre 30° y 45° , desniveles relativos entre 400 y 800 m y longitudes de vertientes entre 2 y 3 km, siendo producto de los procesos de glaciación y deglaciación pleistocénico desarrollados en el callejón interandino (INIGEMM, 2012).



Figura 4.2 Lacustre formado en el circo glaciar del cerro Rincasa (UTM: 777025/ 9803259), por sobre los 4.150 metros de altura.

Depósitos relacionados con morrenas son observados hacia la parte alta del margen sur del río Uldán, aledaños al circo glaciar (UTM: 775887/ 9804493). Los afloramientos de estos depósitos son masivos con poco diaclasamiento, compuestos por una matriz arenosa y gravas en un 60%, acompañado de bloques subangulos de tamaño menor a 30 cm de diámetro y material más fino de hasta 2-3 cm en un 40%, principalmente de composición volcánica. Dichos depósitos son acumulados como morrenas laterales, geomorfológicamente culminando a los costados de las aristas o crestas agudas que forman el circo glaciar.

Valles glaciares se restringen al este de la zona de estudio por sobre los 3600 metros de altura, principalmente en los ríos Uldán y Daldal donde han sido depositados materiales fluvio-lacustres de origen glaciar y coluvial. El drenaje de estos valles es meándrico, con dirección este-oeste, presentando además lacustres que forman zonas pantanosas. Geomorfológicamente los valles formados en estos ríos al este, se caracterizan por ser ensanchados en forma de U y de origen glaciar, convirtiéndose en valles incisivos en forma de V y de origen fluvial, a medida que avanzan y desembocan sus aguas al oeste, en las estribaciones occidentales de la cordillera. Las pendientes de los valles glaciares oscilan entre 10-20° (Figura 4.3).

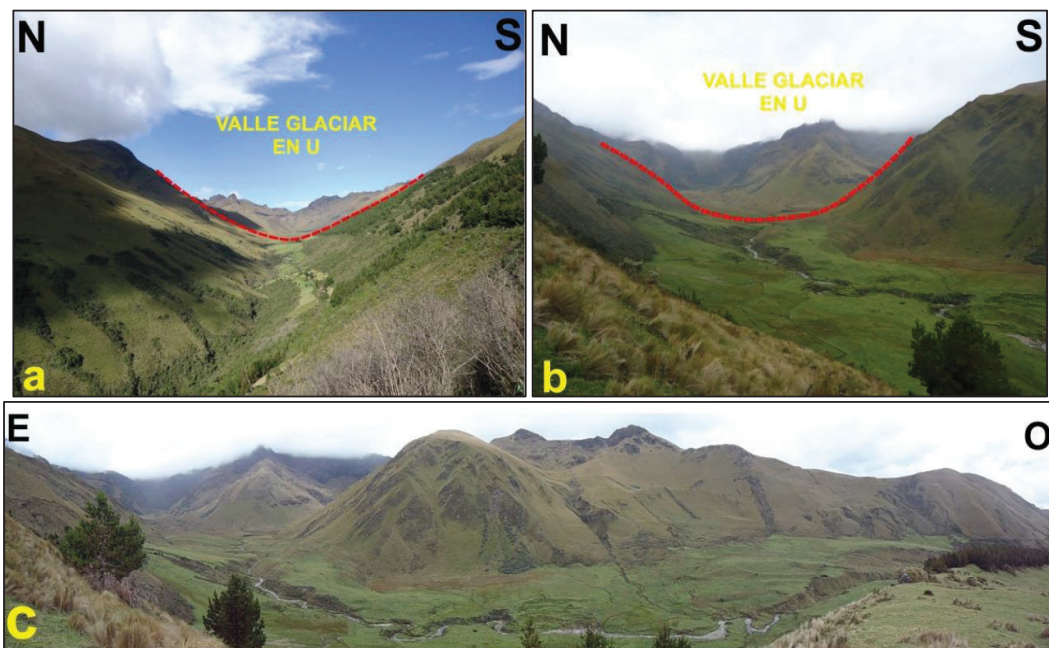


Figura 4.3 Valle glaciar en forma de U del río Daldal, b) Valle glaciar en forma de U del río Uldán, c) Fotografía panorámica E-O del valle glaciar del río Uldán atravesado por drenaje meándrico que desemboca al oeste, formando valles incisivos en forma de V hacia las estribaciones.

Depósitos coluviales: Varios de los procesos geodinámicos reconocidos a lo largo de la zona estudio, principalmente al oeste en las estribaciones occidentales de la Cordillera Real, es donde existe una mayor evidencia de estos fenómenos que han generado gran parte de los depósitos coluviales acumulados a lo largo y en las terminaciones de los principales drenajes que cortan a la cordillera. Los depósitos se han originado por fallamiento o erosión superficial, muchos de estos, ubicados cerca del mayor lineamiento neotectónico relacionado al contacto entre las unidades Guamote y Peltetec, geomorfológicamente mostrando zonas escarpadas muy importantes que continúan siendo activas por los movimientos constantes de terreno observados a lo largo de esta zona (Figura 4.1). El material coluvial está compuesto por bloques subangulosos y redondeados de rocas volcánicas y metamórficas (40%), soportados por una matriz limo-arenosa (60%). El tamaño de los bloques es muy heterogéneo (entre 1,5 y 0,2 metros). Es muy común encontrar este tipo de depósitos como parte de flujos de lodo, donde sobresale una mayor cantidad de matriz y bloques re TRABAJADOS, sin embargo los depósitos coluviales con un menor porcentaje de matriz prevalecen en la zona de estudio, cubriendo gran parte del basamento, relacionándolos a su vez con valles fluviales encañonados en forma de V al pie de la cordillera, donde debido a su gran pendiente que puede sobrepasar los 45°, origina deslizamientos de roca importantes, como los observados en los ríos Ishpi y Timbul (Figura 4.1).

Depósitos volcánicos plio-cuaternarios: corresponde a depósitos volcánicos principalmente compuestos por tobas y cangahua, acumulados al pie de la cordillera entre los 2700 y 3500 metros de altura, geomorfológicamente formando relieves o lomas redondeadas y drenaje dendrítico de densidad media a baja, con pendientes bajas que varían desde 10° hasta 25°. Dentro de estos depósitos, se incluye la cobertura volcánica compuesta por lavas y tobas, ubicadas aproximadamente por sobre los 3400 metros de altura, restringiendo hacia la zona oriental, con laderas y cuchillas muy escarpadas, de pendiente mayor a 30° y drenaje dendrítico.

Las zonas de cizallamiento registran varios niveles de deformación, como también fracturamiento y desplazamiento que se extienden a lo largo de la cordillera con gran amplitud, mientras la presencia de fallas locales la constituyen estructuras o discontinuidades menos desarrolladas que establecen límites tectónicos entre las unidades geológicas.

4.1.3.1 ZONA DE CIZALLAMIENTO PRINCIPAL

La principal zona de cizallamiento, también visible como parte de un lineamiento neotectónico (Aspden & Litherland, 1992), se ubica al borde occidental de la Cordillera Real, constituyendo a su vez el límite tectónico entre las unidades Peltetec al este y Guamote al oeste, además de delimitar el callejón interandino al este. No obstante esta zona podría extenderse al norte y continuar hacia el sur, correlacionándose con la misma estructura que afecta básicamente a rocas del basamento descrita por Reyes P. (2006).

En el área de estudio, esta zona de cizallamiento principal se manifiesta especialmente al noroeste como un lineamiento neotectónico de dirección aproximada N-S, afectando especialmente a rocas de la unidad Peltetec y controlando el clivaje generado por cizallamiento a ambos bordes de esta unidad litológica. En las estribaciones occidentales de la cordillera el clivaje es más visible, mostrando una dirección de rumbo preferencial NNE-SSW con buzamiento al E entre 5° y 60°. Sin embargo, en la cantera ubicada al margen izquierdo de la quebrada Camellón (UTM: 772818/ 9810608), los metabasaltos y rocas serpentinizadas de la unidad Peltetec se caracterizan por tener un alto nivel de brechamiento y gran densidad de fracturamiento (Figura 4.5), dando lugar al ascenso de fluidos hidrotermales por entre las fracturas con soluciones minerales ricas en Fe-Mn, junto con la formación de vetillas de asbesto como se aprecia en varios de los afloramientos antes ya detallados en el capítulo anterior.

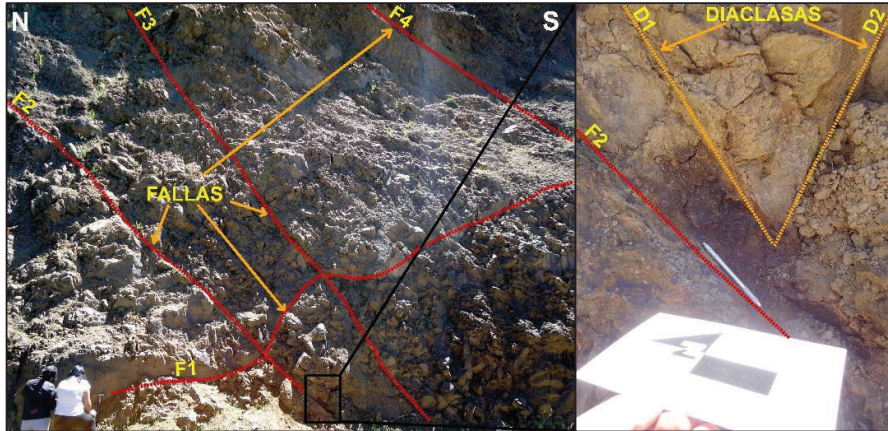


Figura 4.5 Afloramiento de la unidad Peltetec en una cantera cerca al margen sur de la quebrada Camellón donde se puede observar varias fallas de orientación variable que afectan a esta unidad litológica (UTM: 772818/ 9810608).

De igual forma, en un tramo de la vía que conduce a los Cubillines en el río Uldán (UTM: 773361/ 9805723), se muestra la zona de cizalla como un contacto tectónico con rumbo y dirección de buzamiento $N40^{\circ}E/56^{\circ}SE$ de movimiento inverso dextral, corroborando así un régimen compresivo generado por un esfuerzo principal (σ_1) aproximadamente de dirección E-W que interviene a lo largo del contacto tectónico con la unidad Guamote, donde además existen marcadores cinemáticos importantes de este cizallamiento como lo son estructuras sigmoidales con tamaños decimétricos que demuestran el comportamiento de este sistema tectónico a nivel regional (Figura 4.6a). Esta estructura cuya dinámica origina el cabalgamiento al oeste de la unidad Peltetec sobre la unidad Guamote, presenta plegamiento entre las rocas pelíticas debido a su comportamiento dúctil (Figura 4.6b), mientras las rocas de la unidad Peltetec de comportamiento más frágil, se presentan muy fracturadas y diaclasadas, debido a fallamiento local con planos y espejos de falla con movimiento indiferenciado (Figura 4.6c). Mayor evidencia de este cizallamiento también se registra en los metasedimentos que forman parte del cinturón ofiolítico de Peltetec, los cuales están constituidos por cuñas o escamas tectónicas limitadas entre fallas locales muy caóticas, donde se puede observar claramente la deformación dúctil de estas rocas que muestran pliegues disarmónicos y cilíndricos (Figura 3.34).

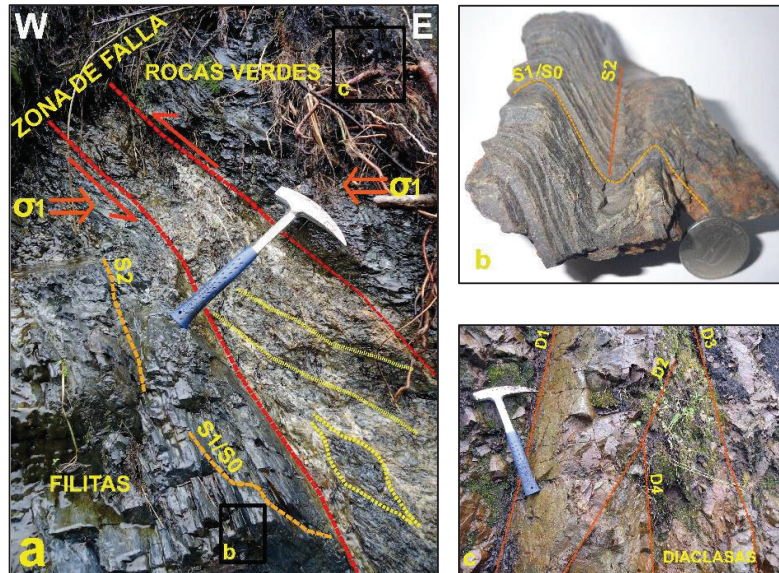


Figura 4.6 Afloramiento del contacto fallado entre las filitas de la unidad Guamote y rocas verdes de la unidad Peltetec, donde se observa estructuras sigmoidales como resultado de la cizalla de sentido inverso dextral (UTM: 773209/ 9805850).

Al realizar el análisis microscópico, los metasedimentos de la unidad Peltetec poseen líticos y cristales de cuarzo con cinemática sinistral evidenciado en estructuras aladas y sombras de presión (Figura 4.7) que acompañan a bandas con microplegamiento de disposición caótica, reflejando ya en macro la dinámica a nivel regional que se dispone a lo largo de dichas estructuras con desplazamientos de sentido dextral para estas rocas.

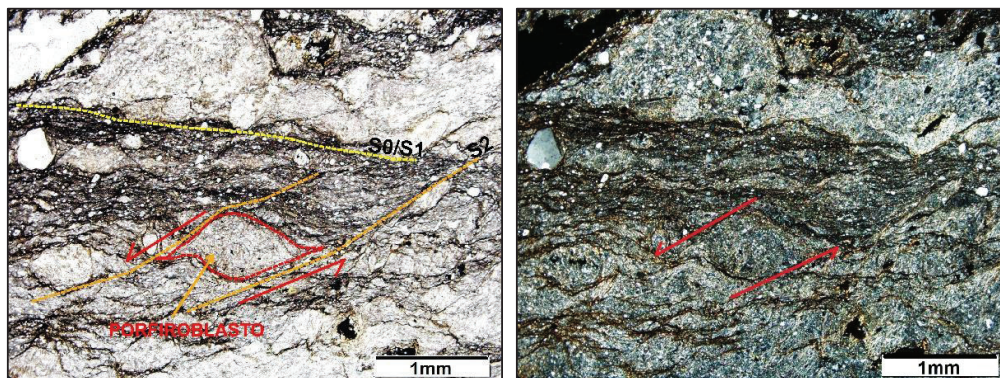


Figura 4.7 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de una filita deformada con claro movimiento sinistral evidenciados por las sombras de presión de los porfiroblastos. Muestra EYT-038.

Adicionalmente, el drenaje de dirección E-O que atraviesa casi perpendicularmente a las unidades del basamento metamórfico, es otro de los indicios y vestigios que reflejan la actividad del levantamiento orogénico originado por el sistema de fallas inversas que ha dado lugar a que los principales ríos,

especialmente los que cortan litologías ubicadas al oeste en las estribaciones de la cordillera, erosionando y generando valles incisivos en forma de V. Desarrolla a su vez zonas inestables con posible fallamiento normal que da lugar a importantes depósitos coluviales apreciables en los bordes occidentales de la franja ofiolítica de Peltetec y formando parte de una cobertura importante sobre rocas metapelíticas de la unidad Guamote y el callejón interandino, dejando descubiertas significativas zonas escarpadas que se encuentran activas hasta la actualidad.

Los depósitos coluviales y plio-cuaternarios han hecho difícil apreciar la relación que existe entre las rocas de la unidad Guamote y la zona de cizallamiento principal, sin embargo, la foliación original S1 que domina a esta secuencia aún se conserva, la cual probablemente fue generada durante el evento de acreción Peltetec (entre 120-140 Ma) como lo menciona Litherland et al. (1994) y que se encontraría controlada por esta zona de cizalla, cuya foliación posee un rumbo y dirección de buzamiento N37°E/S34°E, muy similar a la dirección del contacto que existe entre esta unidad y la de Peltetec. Otros rasgos observados son los que se exhiben en afloramientos del río Daldal (UTM: 770973/ 9800809), principalmente entre las cuarcitas, las cuales poseen un clivaje de crenulación entre los planos de las filitas y metaconglomerados.

4.1.3.2 ZONA DE CIZALLAMIENTO CENTRAL

Esta zona de cizallamiento registra rasgos cinemáticos importantes, especialmente al borde oriental de la unidad Peltetec, con una dirección aproximada N20°E (Figura 4.4), seguida por la presencia de estructuras tectónicas relevantes que delimitan a las unidades Alao-Paute, Guamote y Río Daldal del cinturón ofiolítico de Peltetec. Si bien los rasgos morfológicos de esta zona de cizallamiento no evidencian su continuidad más al norte ni tampoco una gran amplitud, marcadores cinemáticos en varios afloramientos y su prolongación desde el sur del área como lo indica Reyes P. (2006), describen el comportamiento del cizallamiento desarrollado en este segmento de la cordillera que podría extenderse al extremo nororiental del área cartografiada.

Uno de los principales sitios con clara manifestación de esta zona de cizallamiento, se observa en el margen sur del río Uldán (UTM: 775144/9805105), presentándose como un límite tectónico entre esquistos de la unidad Alao-Paute y rocas metabasálticas de la unidad Peltetec. La foliación que se genera sobre los esquistos es muy variable, ya que al margen sur posee una dirección de rumbo N79°E/64°SE, mientras que al margen norte la dirección es N54°E/53°NO, foliaciones que estarían controladas por una falla con rumbo y dirección de buzamiento N19°E/70°SE, siendo parte del contacto tectónico entre ambas unidades antes mencionadas y constituyendo un régimen transpresivo dextral, involucrando el predominio de un componente inverso que ha originado la exhumación de rocas procedentes del basamento basáltico del arco Alao que se manifiesta en forma de escamas tectónicas con esquistos de grado metamórfico variable y presencia de crenulación, además de estrías como marcadores cinemáticos importantes.

A través del estudio microtectónico, en los esquistos de la unidad Alao-Paute se puede observar el reordenamiento y orientación de los cristales de plagioclasa y anfíboles, formando porfiroblastos de plagioclasa y cuarzo que dibujan sombras de presión con movimiento sinistral, conducidos por un primer clivaje de cizalla S1 que posteriormente genera microplegamiento (D1) originado por un segundo clivaje S2 y que finalmente un tercer clivaje S3 causa crenulación (D2) (Figura 4.8).

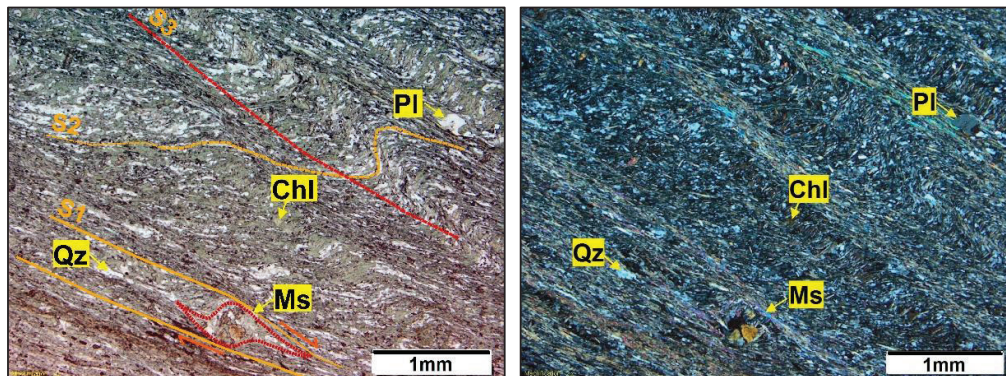


Figura 4.8 Lámina delgada con luz transmitida y polarizador cruzado (4x) de un esquistos verde donde se observa los clivajes que afectan a la roca. Muestra EYT-054A.

La estructura principal que atraviesa la zona de cizallamiento central puede ser seguida más al sur en la quebrada del río Daldal, donde solo ha sido posible

observar una falla indiferenciada con dirección de rumbo N15°E/84°SE y bloques métricos de cuarzo lechoso con planos de falla que presentan fuertes estrías de fricción por cizallamiento, que pueden verse también en el lecho de la quebrada del río Isphi. Sin embargo, en esta última quebrada a su margen sur (UTM: 772961/ 9798160), muestra una zona de contacto entre las unidades Peltetec al oeste y rocas de las unidades Guamote y Río Daldal al este. Dichas unidades presentan foliaciones con dirección de buzamiento N16°E/24°SE y N43°E/48°SE respectivamente, siendo claramente distintas entre sí pero manteniendo la misma tendencia NNE de la zona de cizallamiento que controla estas foliaciones.



Figura 4.9 Afloramiento de la unidad Guamote donde presenta estructuras SC a lo largo de la falla con movimiento dextral (UTM: 772961/ 9798160).

Adicionalmente, la unidad Guamote, la cual se presenta como una escama no muy extensa al sur del área de estudio, exhibe entre las filitas fragmentos subredondeados de cuarcita (Figura 3.22) formando sigmoides, acompañadas de fábricas SC, los cuales muestran claramente un movimiento dextral (Figura 4.9) y que se evidencia en varias de las secciones delgadas antes ya estudiadas.

4.1.3.3 ZONA DE CIZALLAMIENTO ORIENTAL

Esta zona de cizallamiento se ubica al extremo nororiental del área de estudio, ubicándose aproximadamente en dirección NNO a lo largo del margen izquierdo de las nacientes del río Blanco, con una extensión variable no mayor a los 500 metros de ancho, evidenciándose hasta el sur en el margen norte del río Uldán. Si bien es muy compleja la dinámica de este sistema de cizallamiento y no existen estructuras que definan claramente límites o contactos tectónicos entre las unidades aflorantes, existe evidencia de deformación y estructuras cinemáticas

que demuestran la existencia de una importante zona de cizallamiento, conducida por un régimen compresivo, sin descartar la idea que esta zona pueda tratarse de un ramal de la zona de cizallamiento central que se extendería mucho más al noreste.

Geomorfológicamente, se ha inferido la presencia de una estructura dominante a lo largo del borde occidental del río Blanco, que por sus características y rasgos morfológicos, puede tratarse de una falla de componente inversa donde el bloque occidental se encuentra levantado con respecto al bloque oriental, cuyo rumbo tiene una dirección aproximada N20°O y la cual estaría generando fallas menores con diferentes clases de movimiento, relacionadas probablemente a zonas de relajación con fallamiento gravitacional o estructuras en flor positivas? en un régimen transpresivo dextral, constatándose además potentes depósitos coluviales a piedemonte, acumulados en las riberas del río Blanco (Figura 4.10).

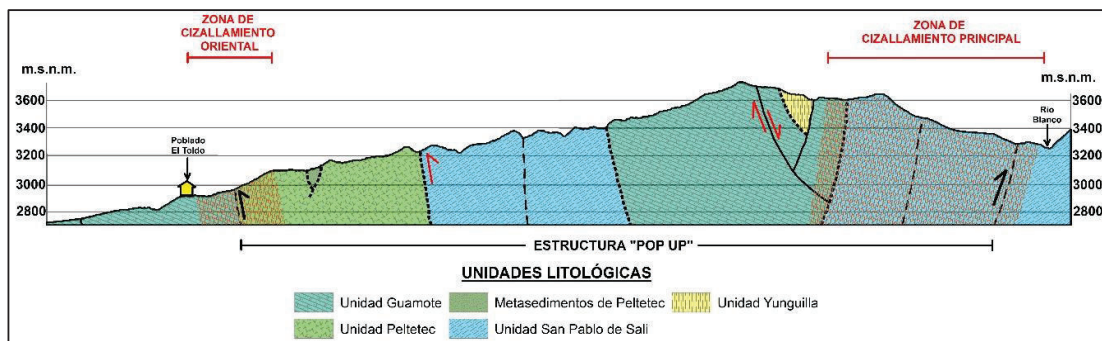


Figura 4.10 Esquema de las principales estructuras N-S y zonas de cizallamiento que atraviesan a la cordillera a lo largo de un corte E-O.

La existencia de este conjunto de estructuras debe ser el resultado de un esfuerzo principal compresivo (σ_1) de tipo regional, dado por una dirección NE-SO relacionado a dicho régimen transpresivo dextral con generación de fallamiento inverso.

Una importante estructura aflora entre cuarcitas y filitas de la unidad Guamote (UTM: 775724/ 9816643), la cual posee una dirección de rumbo N5°E/68°SE, presentando espejos de falla con fuertes estrías de fricción sobre el plano de foliación S1, definiendo un movimiento de sentido normal para la falla (Figura 4.11).

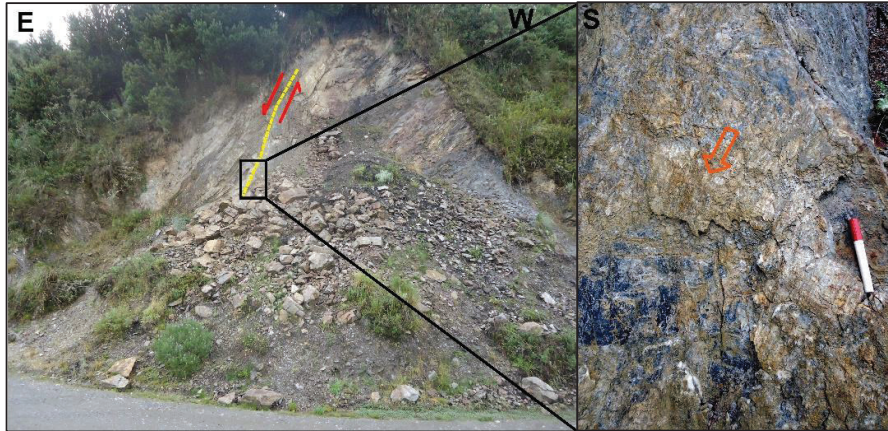


Figura 4.11 a) Afloramiento de la unidad Guamote afectada por fallamiento normal, b) Planos de falla con presencia de estrías por efectos de la cizalla (UTM: 775724/ 9816643).

En el mismo sitio antes mencionado, también se registra roca triturada formando gouge de falla, relacionada a un límite tectónico en el cual la unidad Guamote se encontraría sobreyaciendo a filitas de la unidad San Pablo de Sali. Las rocas de la unidad San Pablo de Sali presentan deformación dúctil, asociada al desarrollo de una estructura planar inicial S1 cuya foliación posee rumbo y dirección de buzamiento que se orienta N30°E/22°SE, afectada por un clivaje posterior S2 que ha generado microplegamiento (D1) y finalmente un clivaje penetrativo S3 que ha desarrollado crenulación (D2) (Figura 4.12).

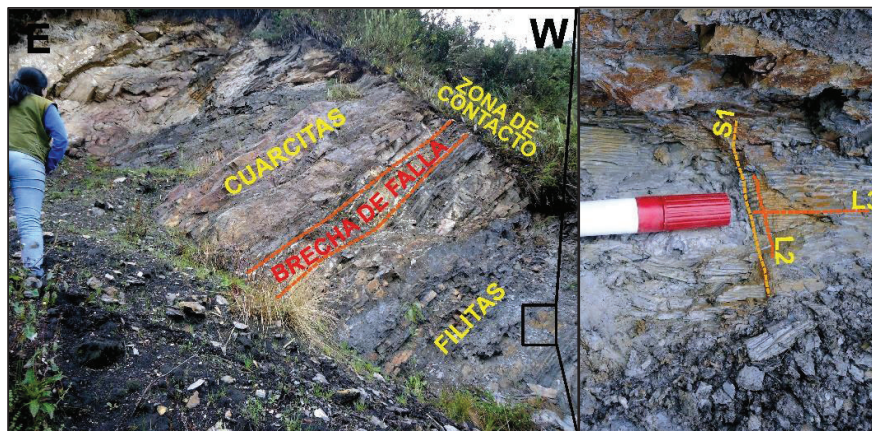


Figura 4.12 Zona de contacto entre las unidades Guamote y San Pablo de Sali, dejando ver en esta última unidad tres clivajes y lineaciones que han afectado a las filitas (UTM: 775724/ 9816643).

A medida que continuamos al sur, especialmente al margen izquierdo de la quebrada La Tranca (UTM: 776526/ 9815110), la deformación en la zona de cizallamiento se acentúa mucho más, manifestándose con la presencia de pliegues anticlinales formados por filitas de la unidad Guamote. Uno de estos

pliegues, desarrollado en las cercanías a la zona de contacto con la unidad Yunguilla, describe en su flanco sur, estructuras cinemáticas importantes de tipo boudinage, formadas por rocas carbonatadas de comportamiento más competente y carácter frágil-dúctil. Estas estructuras se orientan en dirección de la foliación la cual posee un rumbo $N36^{\circ}E/76^{\circ}SE$, mientras en el flanco norte posee un rumbo y dirección de buzamiento $N86^{\circ}O/58^{\circ}NE$, donde la charnela del pliegue ha sido erosionado, sin proporcionar mayores datos de la dirección real en la que se orienta el eje axial (Figura 4.13).

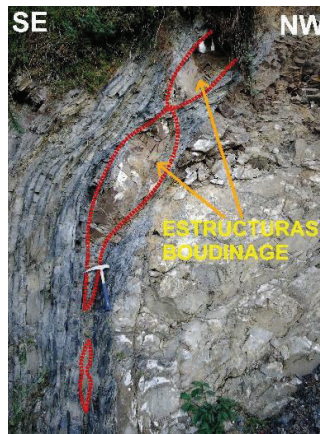


Figura 4.13 Afloramiento de filitas de la unidad Guamote donde se observa boudines dentro de las mismas por efecto de la cizalla (UTM: UTM: 776396/ 9815288).

La presencia de plegamiento afectando a filitas de la unidad San Pablo de Sali, puede ser reconocido a lo largo de varios afloramientos ubicados en la vía que atraviesa el poblado Verde Pamba, donde se establece una variación importante en las medidas estructurales de la foliación de los pliegues volcados y anticlinales desarrollados. La deformación en dicha unidad, se relaciona directamente al contacto que limita tectónicamente a las unidades Yunguilla y Guamote, restringiéndose dicha deformación a estas zonas de contacto.

La deformación en el sector de Verde Pamba (UTM: 776614/ 9815863) dentro de la unidad San Pablo de Sali, muestra plegamiento sinclinal (D1) generado por pliegues abiertos a cerrados, que corresponden a un cizallamiento dúctil, dispuestos dentro de un ambiente compresivo, cuya charnela posee un eje axial con rumbo aproximado NE-SO y buzamiento al SO, mientras el flanco sur posee un rumbo y dirección de buzamiento $N42^{\circ}E/50^{\circ}NO$ (Figura 4.14). Pliegues sinclinales se expresan en la misma zona (UTM: 776836/ 9815134) con similares

características de deformación, ubicando uno de sus flancos con rumbo y dirección de buzamiento al $N32^{\circ}O/78^{\circ}SO$, evidenciando la complejidad del estudio que marcan dichas estructuras en varias de estas litologías (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

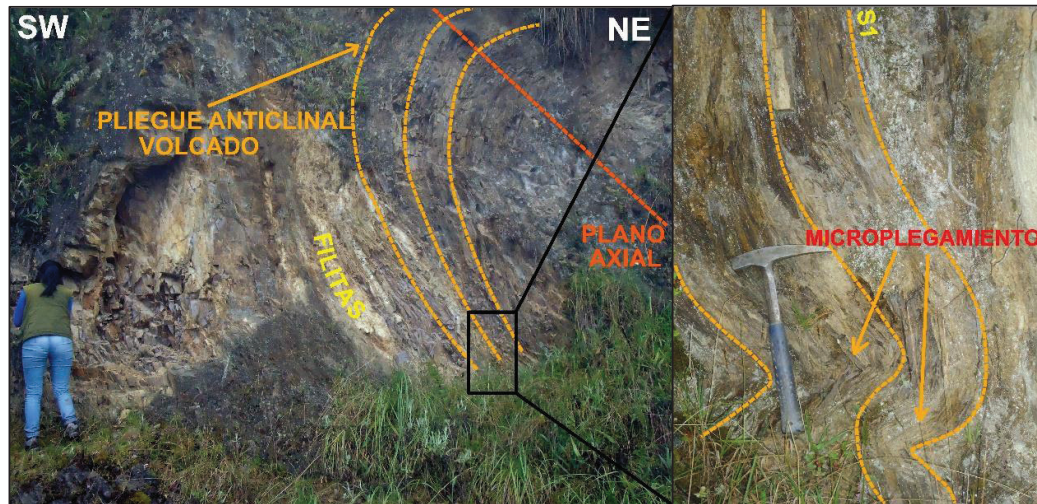


Figura 4.14 Afloramiento de la unidad San Pablo de Sali donde se observa los pliegues anticlinales y deformación menor a los bordes de uno de los flancos (UTM: 776614/ 9815863).

Adicionalmente, una estructura de sentido y actividad indiferenciada que separa tectónicamente a las unidades Yunguilla y Guamote, aflora en la vía que conduce a San Pablo de Sali (UTM: 776526/ 9815110), cuyas características internas muestran rocas trituradas y fragmentos centimétricos del mismo material rocoso (Figura 3.35), relacionada a una zona de cizalla frágil que forma gauge de falla no mayor a 1,5 metros de ancho, Las diaclasas que afectan a las cuarcitas de la unidad Guamote presentan tendencias de buzamiento que oscilan del NE al SO con ángulos de 44° y 48° . Mientras tanto en las metaturbiditas de la unidad Yunguilla se observa un primer clivaje subparalelo a la estratificación S1/S0 con un rumbo y dirección de buzamiento $N66^{\circ}E/72^{\circ}SE$, afectadas probablemente por un segundo clivaje S2 difícil de distinguir con claridad pero que no sería muy desarrollado y el cual mantiene un rumbo y dirección de buzamiento $N25^{\circ}O/64^{\circ}NE$.

Alejándonos al sur, se han observado en dos sitios del área (UTM: 777024/ 9814147; 777273/ 9813143) fallas de componente inverso dextral e indiferenciadas, las cuales poseen dirección de rumbo y buzamiento

N70°E/80°NO y N30°E/53°NO respectivamente. Probablemente se desarrollaron como bloques extensionales que se ubican a lo largo del cizallamiento oriental y el fallamiento inverso que estarían afectando al borde occidental del río Blanco.

Finalmente, la zona de cizallamiento oriental puede ser seguida hasta el margen norte del río Uldán, donde rasgos cinemáticos apenas son distinguibles por su alto grado de silicificación y alteración hidrotermal en esquistos de la unidad Alao-Paute. Sin embargo, a pesar de los procesos de alteración y la meteorización de estas rocas, aún preservan vestigios de crenulación y planos de foliación que poseen una dirección de rumbo y buzamiento N19°O/70°NE, probablemente relacionados a las mismas estructuras de deformación que se observan en esquistos de la misma unidad y que afloran dentro de la zona de cizallamiento central.

4.1.3.4 ESTRUCTURAS MENORES

Si bien existen fallas no muy representativas dentro de la zona de estudio, estas estructuras no dejan de ser menos importantes ya que se encuentran afectando a muchas de las unidades litológicas y podrían representar estructuras mayores que delimiten a las unidades cartografiadas o a su vez ramales que pueden estar relacionadas a estas estructuras mayores que forma parte del control estructural generado dentro de las mismas.

Al este de zona de estudio (UTM: 770553/ 9798458) se observa una primera estructura de dinámica indiferenciada la cual posee una dirección de rumbo y buzamiento N15°E/42°SE, afectando a rocas de la unidad Guamote y que podría ser uno de los ramales que formen parte del cizallamiento principal que delimita al este con dicha unidad y la secuencia ofiolítica de Peltetec.

Dentro del cinturón metamórfico de Peltetec, fallamiento con estructuras de direcciones muy variables son visibles a lo largo de esta unidad. Una de ellas es la que se ubica en el sector de Chañag San Francisco (UTM: 774271/ 9818170), la cual posee rumbo y dirección del buzamiento N14°E/54°SE, cuyo sentido del movimiento es indiferenciado.

Otra de las estructuras importantes que se encuentra dentro de esta unidad litológica es la que se ubica al margen sur de la quebrada Itisana Chico (UTM: 772706/ 9816579) la cual estaría probablemente afectando en superficie parte de la cobertura pliocuaternaria, relacionándose con la generación de los depósitos coluviales jóvenes que tienden a darse dentro de la zona, sin embargo, la certeza de la dinámica y su actividad es incierta, precisamente por la disposición caótica de las rocas que se presentan en los afloramientos.

Entre las estructuras que muestran evidente actividad dentro de la zona de estudio, se puede observar una falla al este, aflorando al margen sur del río Uldán (UTM: 776344/ 9804106), la cual presenta componente dextral y que exhibe desarrollo de foliación por el cizallamiento (Figura 4.15), cuyo rumbo y dirección de buzamiento se orienta al N14°E/70°SE, afectando principalmente a rocas de la unidad Volcánicos Quishuar-Las Minas y probablemente vinculada con la posible continuidad más al sur de la zona de cizallamiento oriental.



Figura 4.15 Afloramiento de la unidad Volcánicos Quishuar- Las Minas claramente afectadas por fallamiento dextral, generando un clivaje de cizalla (UTM: 776344/ 9804106).

El dominio de las zonas de cizallamiento principal y central distribuidas a lo largo de la zona de estudio, muestran claramente su desarrollo en un ambiente compresivo relacionado a fallamiento inverso, generando cabalgamientos al este y oeste respectivamente, siendo estructuras importantes que probablemente delimitarían un extenso bloque levantado, vinculado a una estructura “pop up” que a su vez demarcaría el límite occidental de la depresión interandina (Figura 4.10).

CAPÍTULO 5

EVOLUCIÓN

GEODINÁMICA

5.1. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

Basado en la información recolectada durante el transcurso del levantamiento geológico, junto con datos recopilados que se derivan de estudios relacionados con la geología de la cordillera real propuestos por varios autores, se elaboró una interpretación coherente con la evolución geodinámica geológica de la zona de estudio, para lo cual se ha tomado en cuenta las características petrológicas y estructurales que destacan en cada una de las unidades litológicas presentes en el área de estudio.

Discriminada en este estudio, la unidad Alao-Paute localmente se la ha cartografiado como dos lentes tectónicos de rumbo NNE, interpretada como una secuencia netamente de origen o protolito basáltico, relacionada como parte del basamento que conforma el arco Alao. Litherland et al. (1994) interpreta a estas rocas como parte del terreno Alao formado por un arco de islas oceánico de edad Jurásico medio y de origen alóctono, que posteriormente fue acrecionado al continente (Figura 5.1). Cochrane (2013) y Spikings et al. (2015) interpretan a esta unidad como parte de un arco formado sobre una zona de subducción buzando al este, a lo largo de una franja adelgazada de un margen continental, dando lugar a rocas volcánicas maficas isotópicamente jóvenes y en cuyo arco alberga grandes volúmenes de areniscas ricas en cuarzo-circón-turmalina, además de edades U-Pb de los circones detríticos que revelan una derivación del cratón Sudamericano (Figura 5.3).

Resultados preliminares de geoquímica de roca total realizada a varias de las muestras tomadas en este trabajo, muestran una afinidad toleítica relacionada a un arco de islas oceánico. Sin embargo, anomalías positivas en Pb que pueden ser provenientes de un protolito derivado dentro de la corteza continental, al igual que anomalías negativas de Eu que muestran fraccionamiento de la plagioclasa,

pueden ser un indicio de que esta unidad litológica es parte de un arco autóctono formado sobre una corteza continental, en parte similar a lo propuesto por Cochrane (2013) y Spikings et al. (2015) (Figura 5.2); y en cuyo basamento basáltico mantiene firmas toleíticas debido a una etapa inicial de formación del arco Alao que evolucionó a un arco continental calco-alcalino maduro, evidenciado por las anomalías negativas de Nb y Ta.

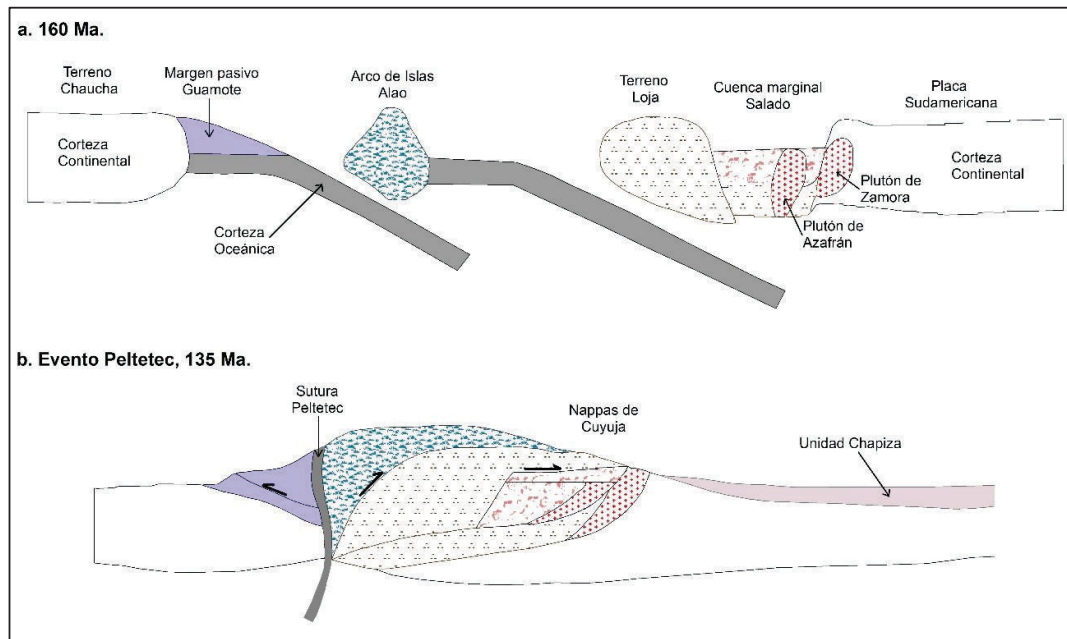


Figura 5.1 Modelo evolutivo para el norte de la de la Cordillera Real, tomado de Litherland et al. (1994).

Adicionalmente la presencia de fragmentos de chert en filitas de la unidad San Pablo de Sali, unidad relacionada al arco Alao como parte de una facie volcanosedimentaria, sería otra de las evidencias que existió aporte de un basamento continental de origen sedimentario, probablemente relacionado a la unidad paleozoica Chigüinda, como lo reporta Reyes P. (2006) en rocas de la unidad Guamote.

La unidad San Pablo de Sali se encuentra formando una sucesión volcanoclástica-andesítica a lo largo del extremo nororiental del área cartografiada, mostrando un grado metamórfico relativamente bajo, con apreciable deformación, principalmente en zonas de contacto con unidades adyacentes a la misma. Resultados preliminares de geoquímica de roca total realizada a varias de las muestras asignadas a esta unidad, exhiben una afinidad

calco-alcalina relacionada a un arco, con excepción de una muestra en la que se evidencia afinidad toleítica similar a las rocas de Alao-Paute previamente discutidas. Bajo dichos parámetros, esta nueva unidad puede ser interpretada como parte de una sucesión de varios episodios volcánicos, dentro del arco Alao, constituyendo rocas calco-alcalinas más diferenciadas de un arco continental totalmente desarrollado o maduro. Además, la presencia de fragmentos de chert en varias de estas rocas puede estar relacionada a una fuente de aporte continental, corroborando la interpretación del origen del arco Alao sobre una corteza continental, discutida anteriormente. La edad de esta unidad es incierta, no obstante, Spikings et al. (2015) hacen mención a escasos datos geocronológicos que sugieren que rocas volcanoclásticas del arco Quebradagrande de Colombia (correlacionado con el arco Alao), se depositaron después de ~149 Ma, y aunque no existen estimaciones precisas para la edad del arco Alao, la sedimentación podría haber ocurrido después de ~164 Ma.

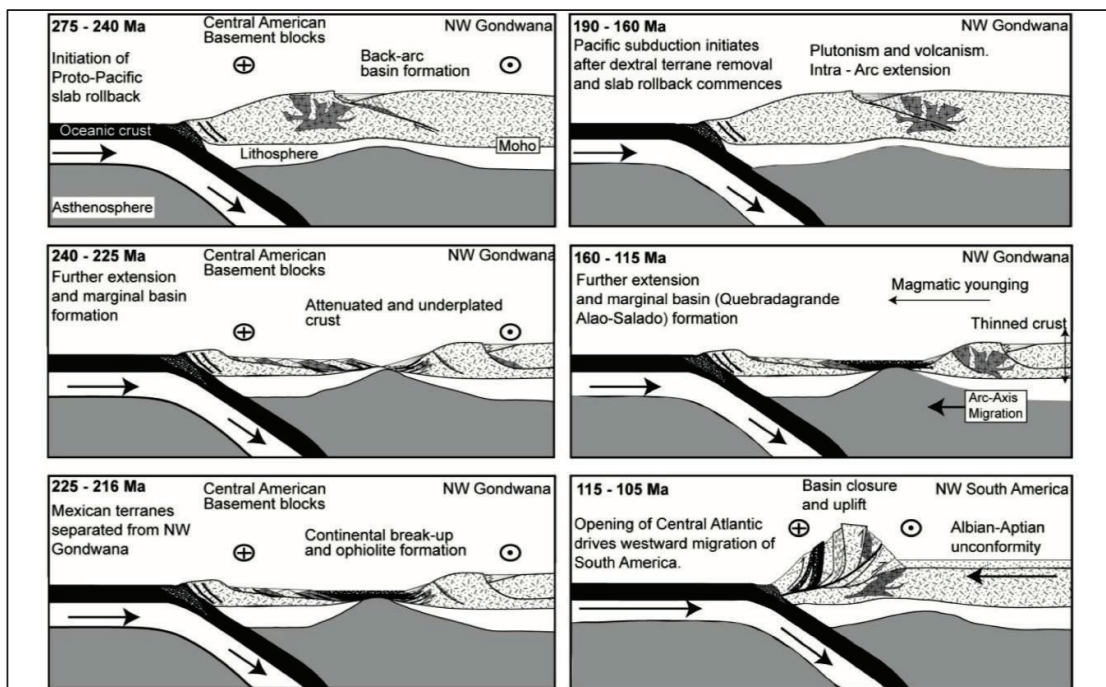


Figura 5.2 Paleo-reconstrucción para el noroeste de Gondwana desde el Pérmico superior al Cretácico temprano, tomado de Cochrane (2013).

Adicionalmente, si bien no se ha podido observar relaciones de campo entre la unidad volcanoclástica-andesítica San Pablo de Sali y la secuencia metasedimentaria Río Daldal, existe evidencia de niveles volcanosedimentarios intercalados dentro de las series andesíticas y que pueden estar relacionadas con

los sedimentos de la unidad Río Daldal por su mineralogía común procedente del arco Alao.

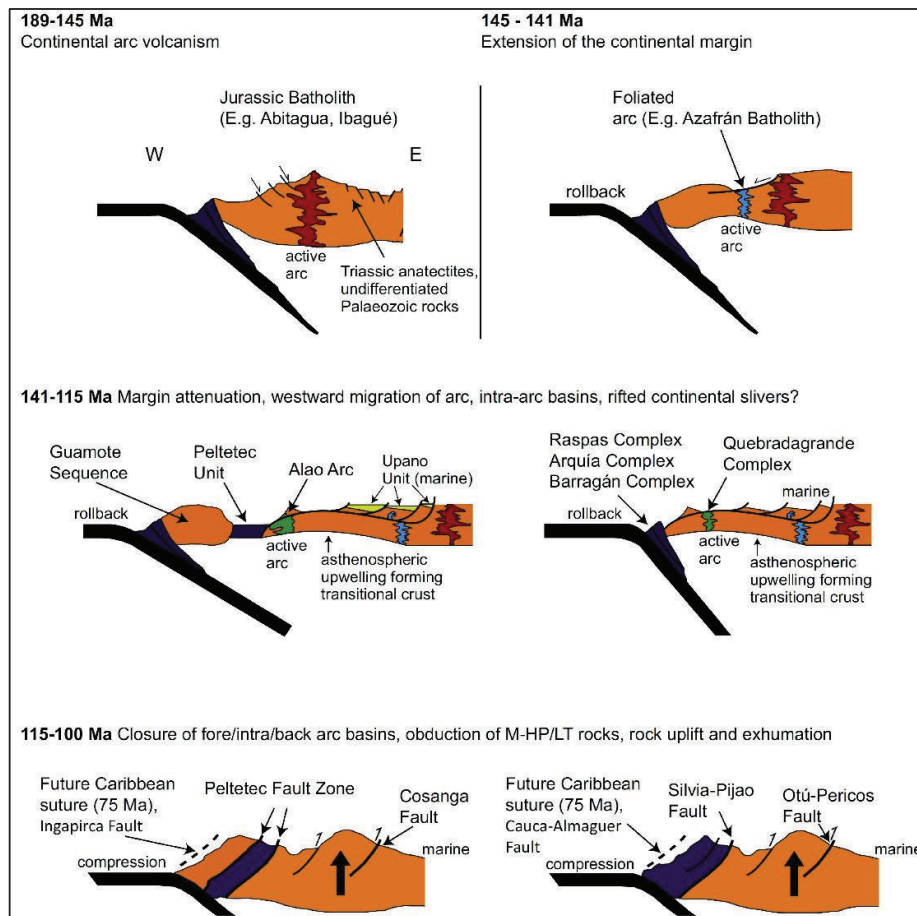


Figura 5.3 Modelos esquemáticos para la evolución del noroeste del margen Sudamericano, tomado de Spikings et al. (2015).

La unidad Guamote, la cual luego de Litherland et al. (1994) fue asignada con ese nombre por Reyes P. (2006) debido a su variable proporción de cuarcitas y filitas, es de igual forma tomado en el presente estudio para asignar con esa nomenclatura a rocas equivalentes. Las litologías de esta unidad han sido correlacionadas desde el sur con rocas de similares características que afloran a ambos bordes de la unidad Peltetec dentro del área de estudio, presentándose en forma de escamas tectónicas de rumbo andino NNE especialmente al margen oriental de la señalada unidad y en cuyas características petrográficas muestra entre su mineralogía contenido de cuarzo azul, interpretándose que este mineral probablemente procede del granito Triásico Tres Lagunas como también lo manifiestan Litherland et al. (1994). Otras características observadas dentro de la

mineralogía de estas rocas es la presencia de fragmentos de chert, similar a los reportados por Reyes P. (2006), quien interpreta que estos detritos pueden proceder de la unidad paleozoica Chigüinda. Si bien la presencia de cuarzo azul no es una evidencia concluyente, puede ser un indicio junto con la presencia de chert, para interpretar que la fuente de este aporte, proviene de un basamento continental formado por las unidades Tres Lagunas y Chigüinda, descartando la posibilidad de que la unidad Guamote sea parte de un terreno alóctono, como lo proponen Litherland et al. (1994), acoplándose parcialmente estos datos a las interpretaciones realizadas por Pratt et al. (2005) y Spikings et al. (2015).

Entre varias de las interpretaciones que existen sobre la unidad Guamote, Litherland et al. (1994) definen a esta unidad como parte del terreno alóctono de corteza continental denominado Terreno Chaucha, posteriormente acrecionado al continente. Pratt et al. (2005) interpretan al terreno Guamote como la continuación estratigráfica de la secuencia volcánica de Alao; mientras Spikings et al. (2015) considera a esta secuencia como para-autóctona, interpretando que se formó dentro del antearco al este del arco Alao, sobre una zona de subducción que buza al este y probablemente representa un fragmento de rift de Sudamérica que re-acrecionó durante compresión entre 120-110 Ma.

Aunque las edades determinadas para rocas del arco Alao y de la unidad Guamote no son fiables como lo manifiesta Spikings et al. (2015), existe la posibilidad de que la unidad Guamote sea más antigua o coetánea al arco Alao, generada probablemente durante un episodio tectónico de aproximadamente 170-180 Ma, como el que determinan Buchwaldt & Toulkeridis, (2013), además de evidencia fósil (Arnioceras cf. Ceratoides- Arieticeras, Vermiceras y Leptechioceras) considerada del Jurásico inferior y Cretácico temprano, la cual es citada por Litherland et al. (1994). Por lo tanto es posible interpretar que los componentes minerales de origen continental como el chert y el cuarzo azul, pueden ser producto de la erosión de una proto-cordillera levantada, la cual estaba conformada por el granito triásico Tres Lagunas y la secuencia paleozoica Chigüinda, dando comienzo a la generación de material clástico depositado en un ambiente acuoso en el antearco del arco Alao, que se pudo formar al mismo

tiempo durante el evento tectónico de 170-180 Ma establecido por Buchwaldt & Toulkeridis, (2013).

La nueva unidad denominada Río Daldal se ubica al límite oriental de la unidad Peltetec, siendo incierta su continuidad tanto al este como al norte, presentándose como parte de una secuencia sedimentaria metamorfizada cuya fuente principal es de aporte continental. Resultados preliminares de geoquímica de roca total realizada a varias de las muestras asignadas a esta unidad, exhiben una afinidad calco-alcalina con anomalías negativas de Nb, Ta y Ti, asociadas a un arco continental. Aunque estas rocas pertenecen a un ambiente sedimentario cuya mineralogía muestra un gran aporte continental, se podría interpretar junto con la geoquímica, que esta unidad fue generada cuando el arco Alao se desarrolló completamente como arco continental. Por lo tanto a esta unidad se la interpreta como una secuencia depositada en una cuenca intra-arco del arco Alao, o sobre la plataforma cerca al talud continental. Aunque no existe mayor evidencia sobre su ambiente de formación, la unidad Río Daldal podría estar relacionada o ser una facie sedimentaria más somera de la unidad Maguazo, la cual fue interpretada por Litherland et al. (1994) como una secuencia esencialmente turbidítica depositada sobre el talud continental.

Al oeste de la zona, a lo largo de las estribaciones de la cordillera, se ha cartografiado un cinturón continuo de rumbo andino compuesto de rocas básicas que poseen bajo grado metamórfico, las mismas que han sido correlacionadas al sur y al norte con rocas de la unidad Peltetec. Estas rocas son interpretadas por Litherland et al. (1994) como fragmentos de una ofiolita obductada. Spikings et al. (2015) considera a estas rocas formadas dentro de un plateau oceánico o tal vez dentro de un entorno de cuenca tras-arco como corteza transicional. Resultados preliminares de geoquímica de roca total realizada a varias de las muestras asignadas a esta unidad, muestran una afinidad de MORB relacionada a piso oceánico. Si bien esta secuencia no posee una sucesión coherente de rocas ofiolíticas típicas como la establecida por Wilson M. (1989), la litología observada en el campo, junto con las firmas de MORB obtenidas de la geoquímica de rocas, constituyen evidencia importante para interpretar que dicha secuencia forma parte

de un fragmento de piso oceánico que presenta una distribución caótica de los niveles que componen su estructura, evidenciando alto grado de fracturamiento y cizallamiento que se observa a lo largo de esta unidad litológica. Además, los sedimentos que formaron parte de los niveles superiores de esta secuencia ofiolítica, han sufrido deformación importante y en la actualidad se encuentran muy plegados y emplazados a lo largo de fallas locales dentro de esta faja metamórfica, probablemente producida por obducción de la corteza oceánica, generando una zona de sutura debido a su acreción al continente, confinando al segmentos de la unidad Guamote al este de la sutura de Peltetec, descartando que esta sutura sea un límite de terreno como lo manifiesta Pratt et al. (2005).

La secuencia turbidítica interpretada en este estudio como parte de la unidad Yunguilla, aflora en forma local al nororiente del área, dispuesta casi verticalmente conservando aún la estratificación, diferenciándola de las turbiditas de Maguazo. Los fósiles estudiados en sección delgada son placas de equinodermos, específicamente fragmentos de placas poligonales de crinoideos, cuyo contorno no presenta ninguna arista por lo que se asume existe transporte, sin embargo identificar una especie en específico es poco probable, pero la biofacies indica que el protolito (lutitas) se depositó en ambiente con salinidad normal posiblemente cercano a la línea de playa (plataformas), además de que en la sección delgada se observa una leve orientación de clastos por lo que precisar en qué lugar de la plataforma se formó es difícil, al perder el componente paleontológico por el metamorfismo (Comunicación personal Tania García).

La cobertura volcánica que ocupa una extensión considerable principalmente al borde oriental de la zona de estudio, se ha asignado como unidad Volcánicos Quishuar-Las Minas, interpretada como parte del volcanismo cenozoico generado a lo largo de la región andina por estar localizado en una zona de convergencia desarrollando subducción. No obstante, no se descarta la posibilidad de que esta secuencia volcánica relativamente joven, pueda estar relacionada al volcanismo del volcán Altar ubicado a pocos kilómetros o a su vez formando parte de un complejo volcánico asociado a domos y conos volcánicos de composición andesito-basálticos denominados formación Grupo Altar por Lavenu et al. (1992) y

datados con una edad K/Ar de $3,53 \pm 0.94$. Aledaños a estos volcánicos existen pulsos magmáticos en la zona de Licto como es el caso del intrusivo de Pungalá, datado en 42 Ma por Litherland et al. (1994).

5.2. MODELO DE EVOLUCIÓN

Tras la generación de granitos anatéticos tipo S y la apertura del rift Triásico, relacionado a una fase extensiva como la descrita por Balkwill et al. (1995) donde se evidencia discordancias entre los red beds de la Formación Sacha y los sedimentos marinos de la Formación Santiago en la Cuenca Oriente, se inicia una etapa de volcanismo intraformacional durante gran parte del Jurásico con la generación del arco volcánico Misahuallí, asociada con actividad plutónica desarrollando cuerpos magmáticos tipo I (Aspden & Litherland, 1992). Este fenómeno está relacionado con un cambio en el marco geodinámico, el cual corresponde al arranque de la subducción andina evidenciada por el volcanismo calco-alcalino Misahuallí Baby et al. (2004).

Casi al mismo tiempo, se registra un evento tectónico de 170-180 Ma (Buchwaldt & Toulkeridis, 2013), probablemente relacionado con la generación de un arco volcánico in-situ con polaridad al oeste, formado al borde noroccidental de la placa continental Sudamericana como lo manifiestan Cochrane (2013) y Spikings et al. (2015), arco donde se desarrollan varios episodios volcánicos que dieron origen a una sucesión de rocas esencialmente basálticas y volcanosedimentarias de composición andesítica (Figura 5.4). Los basaltos poseen firmas toleíticas como parte de una etapa temprana en el inicio del arco Alao, probablemente derivada de un magma generado en una cámara magmática de poca profundidad, hasta desarrollarse posteriormente a un arco calco-alcalino, evidenciado en resultados preliminares de geoquímica de roca total obtenidos de rocas dentro de la zona de estudio.



Figura 5.4 Generación del arco Alao.

Con el desarrollo del arco Alao, existe a su vez levantamiento del basamento continental conformado por las unidades Tres Lagunas y Chigüinda, originando una proto-cordillera y generando material detrítico producto de su erosión, siendo depositado en un medio acuoso a lo largo del antearco del arco Alao, conformando de esta manera la unidad Guamote (Figura 5.5). Este proceso sería coetáneo con la formación del arco Alao, evidenciado en el episodio tectónico del Jurásico medio-tardío señalado por Buchwaldt & Toulkeridis. (2013) y restos fósiles de ammonites (Arnioceras cf. Ceratoides- Arieticeras, Vermiceras y Leptechioceras) considerados del Jurásico inferior y Cretácico temprano por Litherland et al. (1994). Asimismo, componentes minerales como el cuarzo azul y líticos de chert observados en cuarcitas probablemente procedentes del basamento continental, son también reportados por Litherland et al. (1994) y Reyes P. (2006), interpretándose que esta unidad litológica puede ser la continuación estratigráfica de la secuencia volcánica del arco Alao como lo afirman Pratt et al. (2005).

Durante gran parte del jurásico medio a tardío, con el desarrollo del arco Alao, la actividad volcánica continuó generando material volcánico y volcanosedimentario que sería depositado dentro y fuera del arco, principalmente a lo largo de en una cuenca antearco. La primera sucesión volcanoclástica-andesítica originada y depositada sobre el arco es la unidad San Pablo de Sali, depositación que según Spikings et al. (2015) pudo haber ocurrido después de los ~164 Ma. Según datos preliminares de geoquímica, la unidad San Pablo de Sali posee una afinidad

calco-alcalina, confirmando así la evolución del arco Alao y definiendo a esta unidad como una facie volcanoclástica de dicho arco continental.



Figura 5.5 Generación de rocas volcano-sedimentarias del arco Alao.

Simultáneamente, la secuencia sedimentaria de aporte continental denominada Río Daldal, es depositada probablemente sobre la plataforma cerca al talud continental, donde yacen también turbiditas de la unidad Maguazo, denominadas así por Litherland et al. (1994). La unidad Maguazo fue datada por Litherland et al. (1990) como Jurásica en base a palinoflora de edad Calloviano-Oxfordiano (156-169 Ma), además de contener “acritarcos” retrabajados de edad Ordovícico, posiblemente derivados de una fuente continental antigua y sin presencia de aportes de cuarzo azul (Litherland et al., 1994). Adicionalmente se puede interpretar que materiales finos de la unidad Río Daldal fueron depositados sobre la plataforma continental o sobre las turbiditas de Maguazo, manifestando disminución en la turbulencia de las corrientes de agua que transportan los sedimentos como se establece en el ciclo de Bouma H. (1962).

Al final del Jurásico superior y principio del Cretácico inferior, inicia un periodo conocido como evento Peltetec, donde terrenos de naturaleza alóctona y autóctona colisionaron contra el borde noroccidental de Sudamérica, conformando de esta manera la Cordillera Real en un evento tectono-metamórfico de deformación y plegamiento (Litherland et al., 1994). La naturaleza de estos terrenos son considerados como fragmentos de piso oceánico obductados, evidenciando dentro de sus litologías, parte de una sucesión ofiolítica cuya composición geoquímica obtenida de resultados previos en varias muestras, revela una afinidad de MORB, similar a lo establecido por Spikings et al. (2015), quienes consideran a estas rocas formadas dentro de un plateau oceánico o tal

vez dentro de un entorno de cuenca tras-arco como corteza transicional (Figura 5.6). Dentro de este contexto Litherland et al. (1990) interpretan a la falla Peltetec como la principal falla oriental de la fosa tectónica interandina y a su vez como una sutura de colisión fundamental.

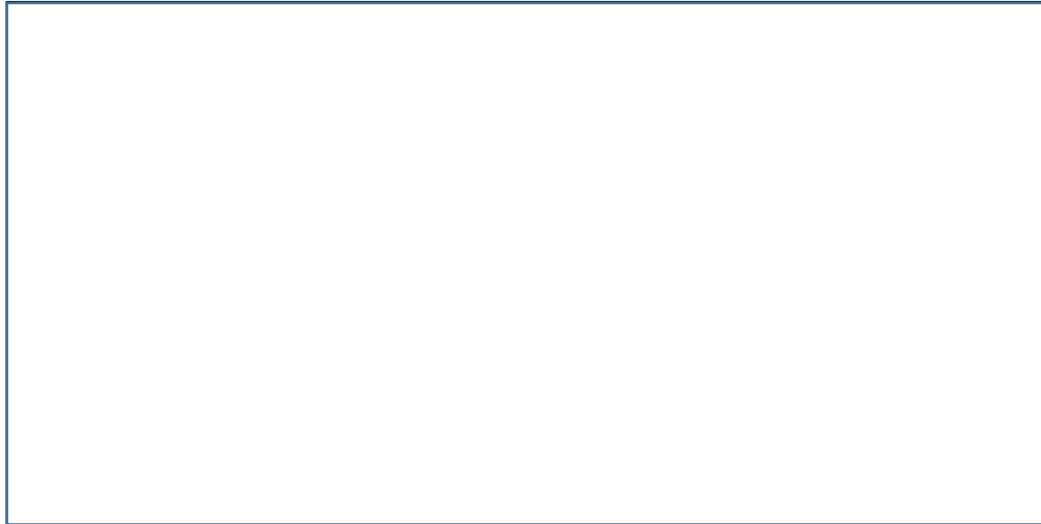


Figura 5.6 Inicio de la fractura de la corteza oceánica

El evento Peltetec, alrededor de Guamote, se manifiesta como un primer clivaje penetrativo axial-planar a pliegues menores isoclinales y cerrados con ejes subhorizontales (Litherland et al., 1994). En la unidad Maguazo la presencia de un sinclinal (D_1) y en la unidad Alao – Paute una esquistosidad (S_2) relacionada con pliegues cerrados (D_2), estarían relacionados con dicho evento (Litherland et al., 1994). Además, durante este periodo de acreción la división Guamote fue sobrecorrida hacia el oeste mientras que al este de la línea Peltetec el transporte tectónico fue hacia el este y cuya colisión de Peltetec fue oblicua (transpresional) ya que esto podría explicar el sobrecorrimiento y movimientos dextrales esencialmente de dirección norte-sur, deducidos a lo largo de las zonas de cizallamiento con rumbo andino (Aspden & Litherland, 1992). Con lo cual, las evidencias identificadas dentro de cada unidad estudiada dentro de la zona de estudio, muestran que la generación de un clivaje S_1 en la unidad Guamote y un clivaje S_2 en las unidades Alao-Paute y San Pablo de Sali pueden ser parte de este evento de acreción relacionada con la zona de sutura Peltetec.

Adicionalmente, en el transcurso de este evento tectónico, se dio lugar a la exhumación de rocas basálticas del basamento del arco Alao, a lo largo de fallas

corticales formando imbricaciones a nivel regional con cabalgamientos al oeste por sobre la zona de cizallamiento principal y sutura de Peltetec, confinando a las unidades Río Daldal, Maguazo y parte de Guamote, al este de dicha sutura. De esta manera, se confirma lo dicho por Pratt et al. (2005), quienes descartan a la falla de Peltetec, como un límite de terrenos (Figura 5.7).



Figura 5.7 Etapa final de acreción y formación de la zona de sutura

Posteriormente, a nivel regional, los esfuerzos compresivos se iniciaron probablemente a partir del Campaniano, marcando la inversión tectónica y formación de estructuras petrolíferas con características propias en la zona trasarco, ahora limitadas por fallas orientadas principalmente N-S o NNE-SSO (Baby et al., (2004). Spikings et al. (2001) y Aspden et al. (1992) consideran a esta etapa como una fase de acreción del terreno Pallatanga relacionada con terrenos alóctonos compuestos de material de plateau oceánico durante el Cretácico tardío al Terciario temprano.

Al mismo tiempo en la Cordillera Real, existe al este la depositación de la Formación Tena y en el oeste fue depositada la Formación Yunguilla (Aspden et al., 1992). En el area de Peltetec la unidad Yunguilla descansa discordantemente sobre la unidad Guamote y presenta un importante aporte de origen volcánico, contemporáneo posiblemente con la unidad Bayo Pungu que representa la manifestación de las ultimas etapas del volcanismo Cretácico en la Cordillera Real

(Reyes P, 2006). Este periodo de acreción puede estar relacionado con la generación de los clivajes S2 y D1 en la unidad Guamote y los clivajes S3 y D2 en las unidades Alao-Paute y San Pablo de Sali.

A partir del Eoceno medio a tardío Hughes et al. (2002) definen un nuevo evento de acreción asociado a un terreno volcano-sedimentario con toleítas de arco de islas considerado la unidad Macuchi. Este evento puede ser correlacionado con datos obtenidos de trazas de fisión en zircones y apatitos que revelan periodos acelerados de enfriamiento crustal durante el Cenozoico (43-30 Ma), reflejando tasas importantes de exhumación de la Cordillera Real (Spikings et al., 2000; 2001). Cada periodo de enfriamiento fue probablemente conducido por exhumación en respuesta a la acreción y subducción de cortezas oceánicas heterogéneas como el Terreno Pallatanga y el Bloque Piñon-Macuchi, además de la llegada de una sección del slab asísmico del Ridge Carnegie (Spikings et al., 2001).

Finalmente, la cobertura volcánica formada dentro de la zona de estudio por litologías de la unidad Volcánicos Quishuar-Las Minas, es resultado del volcanismo generado principalmente durante el Plioceno a lo largo de la región andina. Estas rocas que se encuentran formando grandes depósitos, posiblemente están relacionadas o son parte del volcán Altar, que a su vez constituyen la formación Grupo Altar denominada y datada así por Lavenu et al. (1992), obteniendo una edad K/Ar de $3,53 \pm 0.94$ para dichas rocas y que durante el Holoceno han sido erosionadas debido a los diferentes procesos de glaciación y desglaciación.

CAPÍTULO 6

CONCLUSIONES

- La unidad Guamote es determinada como una secuencia semipelítica de bajo grado metamórfico cuya fuente principal proviene del arco Alao, evidenciando la presencia de cuarzo azul y fragmentos de chert presumiblemente derivados del granito Tres Lagunas y de la unidad Chigüinda. Localmente afloran rocas carbonatas en los núcleos de los pliegues anticlinales asociada a una facie calcárea depositada en el inicio de esta sucesión. El metamorfismo es generado por eventos regionales de acreción relacionados a los terrenos Peltetec y Pallatanga, dando como resultados en el primer caso, un primer clivaje penetrativo S1 con sobrecorrimiento al oeste y formación de pliegues al borde occidental por efectos de un segundo clivaje S2 observados en la zona de contacto fallado de componente inverso, donde la unidad Peltetec cabalga al oeste sobre la unidad Guamote. Esta unidad se la ha cartografiado al este de la unidad Peltetec como lentes tectónicas afectados por esfuerzos transpresivos dextrales a lo largo de las zonas de cizallamiento central y oriental, mientras al oeste, se la interpreta como faja continua que conformaría parte del basamento del Callejón Interandino.
- La unidad Peltetec se presenta como un cinturón continuo NNE formado por rocas ofiolíticas, afectadas por la zona de cizallamiento principal que ha sido correlacionada desde el sur con el trabajo de Reyes P. (2006), exhibiendo un lineamiento neotectónico, generando fallamiento de importancia regional principalmente de componente inverso dextral relacionado con el límite occidental del callejón interandino. Se comprobó que el esfuerzo principal (σ_1) que genera la geodinámica de esta estructura en la zona de cizalla principal posee un rumbo aproximado de dirección E-W.
- La unidad Alao-Paute ha sido discriminada en este estudio y definida como una secuencia de composición esencialmente basáltica que ha desarrollado metamorfismo significativo, vinculado principalmente al evento de Peltetec y eventos regionales de acreción como el de Pallatanga, donde los esquistos y metabasaltos forman parte de escamas tectónicas exhumadas al borde oriental de la secuencia ofiolítica de Peltetec dentro de la zona de

cizallamiento central. Presenta rumbo NNE y se la interpreta como fragmentos arrancadas del basamento volcánico constituido por el arco continental Alao, dejando de lado la idea que esta unidad aflora solamente al este de la falla San Antonio, la cual según Litherland et al. (1994) es una estructura N-S que delimita tectónicamente la unidad Maguazo al oeste y a la unidad Alao-Paute al este.

- La nueva unidad litológica denominada Río Daldal constituida por filitas azuladas con niveles centimétricos metasedimentarios, lleva su nombre por el río principal en el que aflora mayormente, constituyendo una facie clástica fina cuyos componentes minerales son de origen continental, afectada por la zona de cizallamiento central, ubicándose tectónicamente al borde oriental de las unidades Peltetec y Guamote.
- Una sucesión de rocas esencialmente de componente volcánico, denominada unidad San Pablo de Sali por su cercanía al poblado de dicho nombre, es parte de la discriminación hecha a la unidad Alao-Paute de Litherland et al. (1994), ubicada al nororiente de la zona, la cual ha estado sujeta a los mismos eventos de deformación y metamorfismo regional contemplados en la unidad Alao-Paute. La unidad guarda relación con los componentes minerales de la unidad San Pablo de Sali, siendo parte de una zona de transición volcánico-sedimentario entre el arco y su plataforma continental.
- La unidad Yunguilla dentro del área al nororiente exhibe localmente rocas turbidíticas y filitas rojizas que preservan la estratificación inicial, localizada sobre las zonas altas, en contacto fallado con las cuarcitas de la unidad Guamote, contrastando con lo señalado por otros autores quienes establecen su posición discordante de la unidad Yunguilla sobre las secuencias jurásicas.
- Los depósitos plio-cuaternarios que afloran especialmente en zonas elevadas han sido cartografiados como unidad Volcánicos Quishuar-Las Minas, la cual posee composición andesítica mostrando varias sucesiones piroclásticas y lávicas, sin embargo es necesario obtener dataciones para saber con certeza la edad de los depósitos iniciales de la cobertura volcánica y así poder establecer un modelo de evolución correlacionado con rocas del basamento.

CAPÍTULO 7

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilera, E., Cioni, R., Gherardi, F., Magro, G., Marini, L., & Pang, Z. (2005). Chemical and Isotope characteristics of the Chachimbiro fluids (Ecuador). *Geothermics*, v 34, pp. 495-517.
- Aspden, J. A. (1990). *Fourth annual report (March 1989 - March 1990) of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador*. British Geological Survey. Keyworth (in English) and of INEMIN, Quito (in Spanish).
- Aspden, J. A., & Litherland, M. (1992). Geología e Historia Colisional Mesozoica de la Cordillera Real, Ecuador. (W. G. Bonilla , Ed.) *Boletín Geológico Ecuatoriano*, Vol 4, N°1, pp. 33-53.
- Aspden, J., Bonilla, W., & Duque, P. (1995). The El Oro metamorphic complex, Ecuador: geology and economic mineral deposits. *Overseas Geology and Mineral Resources*(67), pp. 63.
- Baby, P., Rivadeneira, M., & Barragán, R. (2004). La cuenca Oriente: Geología y Petróleo. *Convenio IFEA, IRD, PETROPRODUCCIÓN*, pp. 295.
- Baldock, J. W. (1982). *Geology of Ecuador: Explanatory bulletin of the National Geological map of the Republic of Ecuador 1:1'000.000 scale*. Dirección General de Geología y Minas (D.G.G.M), Quito.
- Balkwill, H. R., Paredes, F. L., Rodrigue, G., & Almeida, J. P. (1995). Northern Parto! Oriente Basin, Ecuador: Reflection Seismi.; Expression' of Strudures. *AAPG, Memoir 62*, pp. 559-571.
- Barragán, R., Baudino, R., & Marocco, R. (1996). Geodynamic evolution of the Neogene intermontane Chota basin, Northern Andes of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 9(NO. 5/6), pp. 309-319.
- Bouma, A. (1962). Sedimentology of some Flysch deposits. *A graphic approach to facies interpretation*, pp.168.
- Bristow, C. R. (1973). Guide to Geology of the Cuenca Bassin, southern Ecuador. pp. 54.

- Buchwaldt, R., & Toulkeridis, T. (2013). Tectonomagmatic evolution of the proto Andean Margin: Geochemical characterization and zircon U-Pb geochronologic constraint from the Ecuadorian Eastern Cordilleran granitoids.
- Chew, D. M., Kosler, J., Whitehouse, M. J., Gutjahr, M., Spikings, R. A., & Miskovic, A. (May/June de 2007). U-Pb geochronologic evidence for the evolution of the Gondwanan margin of the north-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, pp. 697-711.
- 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 GENÈVE, Faculté des sciences de l'Université de Genève, Cap (Sudáfrica).
- Colony, R. J., & Sinclair, J. H. (August de 1932). Igneous and Metamorphic Rocks of Eastern Ecuador. v. 34.
- Dirección General de Geología y Minas - D.G.G.M. (1978). *Mapa Geológico de Riobamba escala 1:100.000*. Ministerio de Recursos Naturales y Energéticos.
- Drobe, J., Lindsay, D., Stein, H., & Gabites, J. (2013). Geology, Mineralization, and Geochronological Constraints of the Mirador Cu-Au Porphyry District, Southeast Ecuador. *Economic Geology*, v. 108, 11-35 pp.
- Feininger, T. (1982). *The metamorphic "basement" of Ecuador*. Université Laval, , Département de Géologie, Québec-Canada.
- Feininger, T. (1986). Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Perú. *Canadian Journal of Earth Sciences*(24), pp. 266-278.
- Gailler, A., Charvis, P., & Flueh, E. R. (2007). Segmentation of the Nazca and South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles. *Earth and Planetary Science Letters*(No. 260), pp. 444-464.
- Gobierno Autónomo Descentralizado de la Provincia de Chimborazo. (2011). *Plan de Desarrollo y Ordenamiento Territorial de Chimborazo-Atlas Cartográfico*. Atlas Cartográfico, Riobamba. Recuperado el 05 de Mayo de 2015,

http://www.chimborazo.gob.ec/chimborazo/images/stories/doc_2012/4.%20%20Atlas%20cartografico.pdf

- Gutscher, M., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. (1999). *Earth and Planetary Science Letters*(NO. 168), pp. 255-270.
- Hughes, R. A., & Pilatasig, L. F. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, v. 345, pp. 29-48.
- INIGEMM. (2012). *Zonificación de Susceptibilidad y Peligros/Amenazas por Procesos de Movimientos en Masa, Escala 1:50.000, del Territorio Ecuatoriano, Fase I*. Informe de Unidades Litológicas de Riobamba, Instituto Nacional de Investigación Geológico Minero Metalúrgico, Zonificación de amenazas, Quito, Ecuador.
- Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología. (2012). *Anuario Meteorológico del Ecuador Nro. 52-2012*. Quito.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Suárez, J., Toro, J., Iza, D., & Lugo, W. (2004). Stratigraphy of the Late Cretaceous Paleogene deposits of the Cordillera Occidental of central Ecuador: Geodynamic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 17, pp. 49-58.
- Jemielita, R. A., & Bolaños, J. (1993). *Informe final de los resultados de la Investigación de Geología Económica del Proyecto Geológico Cordillera Real, 1991-1993*. CODIGEM-Misión Británica, Quito.
- Lavenu, A., Noblet, C., Bonhomme, M. G., Egüez, A., Dugas, F., & Vivier, G. (1992). New K-Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism, and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 5(No. 3/4), pp. 309-320.
- Litherland, M. (1988). *Second annual report (March 1986 - March 1987) of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador*. British Geological Survey . Keyworth (in English) and of INEMIN, Quito (in Spanish).

- Litherland, M., Aspden, J., & Jemielita, R. (1994). *The metamorphic belts of Ecuador*. Overseas Memoir, No 11, British Geological Survey, Nottingham.
- Litherland, M., Aspden, J., Bermudez, R., Viteri, F., & Pozo, M. (1990). La Geología y Potencial Mineral de la Cordillera Real. *Resumen de los resultados del Proyecto Geologico Cordillera Real, 1986-1990*, 124p.
- Luzieux, L. (2007). *Origin and Late Cretaceous-Tertiary Evolution of the Ecuadorian Forearc*. PhD thesis, ETH ZURICH, Zurich, Suiza.
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *Journal Geophysical Research*(NO. B11), pp. 10753-10770.
- 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 Corillera Real*. Tesis de Grado, EPN, 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 Geotectonics and the Geology and Physic of the Interior of the Earth*, v. 307, pp. 235-254.
- Sauer, W. (1965). *Geología del Ecuador* (Primera ed.). Quito: Editorial del Ministerio de Educación.
- Spikings, R., Seward, D., Winkler, W., & Ruiz, G. (2000). Low-temperature thermochronology of the Northern Cordillera Real, Ecuador: Tectonic insights from zircon and apatite fission track analysis. *TECTONICS*, v. 19(No. 4), pp. 649-668.
- Spikings, R., Winkler, W., Seward, D., & Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*(No. 186), pp. 57-73.

- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75 Ma). *Gondwana Research*(GR-01278), pp. 45.
- Thalmann, H. E. (March de 1946). Micropalaeontology of Upper Cretaceous and Paleocene in Western Ecuador. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, v. 30(No. 3), pp. 337-347.
- Trow R. (1976). *Cuatro Cortes por la Faja Metamórfica de la Cordillera Real*. Boletín Científico Tecnológico, Escuela Superior Politécnica del Litoral, Guayaquil-Ecuador.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R., Luzieux, L., Heller, F., & Bussy, F. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *The Geological Society of America*(Memoir 204), pp. 20.
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Academic Division of Unwin Hyman Ltd, London, pp. 466.
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S., & 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*, v. 19, pp. 5-19.
- Wolf, T. (1892). *Geografía y Geología del Ecuador*. Leipzig: Tipografía F. A. Brockhaus.

CAPÍTULO 8

ANEXOS

Anexo 1: TABLA DE LAS DESCRIPCIONES PETROGRÁFICAS Y DE AFLORAMIENTOS

Anexo 2: FICHAS PETROGRÁFICAS DE LAMINA DELGADA

Anexo 3: MAPA GEOLÓGICO DEL BASAMENTO METAMÓRFICO

Anexo 4: MAPA GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO