

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

**FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y
PETRÓLEOS**

**ESTUDIO LITOESTRATIGRÁFICO Y EVOLUCIÓN
ESTRUCTURAL DE LA ZONA DE QUINGEO - LUDO - SIGSIG
PROVINCIA DE AZUAY**

**PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE INGENIEROS
GEÓLOGOS**

JUAN FERNANDO MERA ANDRADE

constantin10237@hotmail.com

JOSÉ ALBERTO MERA BUSTOS

chiflebeto@yahoo.es

Director: PhD. PEDRO REYES BENÍTEZ

peter.reyes@epn.edu.ec

Quito, Marzo 2016

DECLARACIÓN

Nosotros, Juan Fernando Mera Andrade y José Alberto Mera Bustos, portadores de las C.C. 1002987624 y 1712368842 respectivamente, declaramos que el trabajo aquí descrito es de nuestra autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y, que hemos consultado las referencias que se incluyen en este documento.

La Escuela Politécnica Nacional puede hacer uso de los derechos correspondientes a este trabajo, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normativa institucional vigente.

Juan Fernando Mera Andrade

José Alberto Mera Bustos

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por Juan Fernando Mera Andrade y José Alberto Mera Bustos, bajo mi supervisión.

PhD. Pedro Reyes

DIRECTOR

AGRADECIMIENTO

A Dios por haberme ubicado en el momento y lugar exacto para tener una maravillosa familia, grandes amigos y la oportunidad estudiar geología.

A mis padres Leonor y Carlos quienes jamás perdieron la esperanza y siempre me han apoyado, a mi hermana Lorena quien ha sido un pilar fundamental en toda mi vida y a la cual agradezco por darme los dos mejores regalos de mi vida Paula y Manuel, a mi tío Juan y mi abuelita Gloria que siempre me brindaron su apoyo incondicional.

A la Escuela Politécnica Nacional, a cada uno de mis profesores quienes me han impartido lecciones profesionales y de vida. Una mención especial al Dr. Pedro Reyes quien siempre demostró ser una excelente persona, un gran amigo y un excelente profesor que siempre estuvo a mi lado guiándome y dándome la mano, a la ingeniera Roció López de quien tengo los mejores recuerdos y jamás me abandono en todo el transcurso de la vida universitaria, a los ingenieros Pablo Duque y Belisario Martínez quienes extendieron sus manos y me ayudaron en un momento difícil de mi vida universitaria. A la Dra. Carolina Bernal y a la MSc. Eliana Jiménez por ayudarnos en el desarrollo de este proyecto de titulación.

A la Ing. Ximena y a todo el personal administrativo que siempre estuvieron a mi lado ayudándome en todo el transcurso de mi vida estudiantil.

A todos mis amigos de la poli con quienes he vivido momentos inolvidables como son los jueves culturales, las giras, Juan Mera quien ha sido mi compañero de fórmula, juntos hemos sido el dúo dinámico, Carlos Velasco, Ernesto Yáñez, Fabián Ordoñez, Andrea Córdova, Vanesa Escobar, Pedro Espín, Edgar Chulde, Luis López, Carlos Díaz, Cristian Calderón, Andrés Benítez, Valeria Quilachamín, Gabriela Gutiérrez, Don Julio, Byron Solís, Johnny García, Joselyn Rojas, Carlos Torres, Juan Chávez y un agradecimiento muy especial a Diego Vinueza y Milton Gonzaga, ya que ellos sin esperar nada a cambio se volvieron en poco tiempo unos excelentes amigos siempre extendieron la mano en todo momento.

A mis amigos del barrio que toda la vida han estado a mi lado Carlos Terán, Cristian Guevara, Cesar Gallegos, Gabriela Vaca, Ronny Au-hing, Diego Álvarez, Daniel Auquilla, Fernando Jiménez, Mauricio Vaca, Mauricio Garzón, Daniel Torres, Cristian Álvarez, Cristina Reascos, Andrés Acosta, Xavier Buenaño, Stefany García, Javier Baquero.

A mis amigos de colegio que pese al tiempo seguimos teniendo la misma sinceridad y cordialidad Eduardo Travez, Santiago Navarrete, Kléver Vargas, Patricio Malitasig.

Al Ing. Gustavo Morales y a su esposa quienes me ha brindado su confianza y apoyo en mi carrera universitaria.

Atte. Alberto.

AGRADECIMIENTO

Agradezco a Dios por la vida y el coraje que me dio para seguir adelante ante la adversidad, a mi madre quien con su esfuerzo y dedicación durante toda mi vida ha sido el principal motivo para salir adelante durante toda esta carrera hasta llegar a culminarla, su amor, cariño, consejos, regaños y críticas siempre han sido una motivación en mí para tratar de ser mejor cada día de mi vida, eres una madre ejemplar a quien siempre estaré agradecido por tu esfuerzo y tesón con el que me sacaste adelante en mi vida, te mereces esto y mucho más.

A mi padre quien siempre ha sido un apoyo y un ejemplo de ética y moralidad como profesional durante toda mi vida.

A mi esposa e hijo quienes con su sola existencia alegran mi vida, desde que formamos una familia se han convertido en la mayor motivación, para cada día ser mejor esposo, padre y persona les amo.

A mis abuelitos a quienes guardo un inmenso cariño por todo el amor, consejos, sabiduría y tiempo que me brindaron en mi infancia y juventud.

A mi pana José Alberto Mera por brindarme su amistad durante toda la carrera y con quien hicimos de este tiempo más que una vida estudiantil una vida social donde nos hicimos como hermanos.

Al PhD. Pedro Reyes quien nos brindó la oportunidad de realizar este proyecto bajo su tutoría, gracias por su amistad, gracias por confiar en nosotros, sus enseñanzas en el campo nos permitieron culminar satisfactoriamente este proyecto. A la Dra. Carolina Bernal y MSc. Eliana Jiménez gracias por su colaboración para la culminación del presente proyecto.

A todos los profesores en especial Ing. Rocío López quien con su don de gente, su carisma siempre nos ayudó en todo sentido durante toda la carrera.

Al personal administrativo de la facultad en especial a Ximenita quien siempre nos ayudó en cada uno de los problemas que surgían cada matrícula con el Saew gracias por su paciencia y comprensión.

A mis amigos Diego Vinuesa, Milton Gonzaga quienes fueron un gran apoyo en la realización de este proyecto tanto en el campo como en el trabajo de oficina.

A mis amigos los viejos sucios sin ellos tiempo en la facultad hubiese sido muy aburrida gracias por brindarme su amistad y por todo los momentos agradables que disfrute con su compañía.

A las todas personas familiares, compañeros y amigos que colaboraron poniendo de una u otra forma su granito de arena para llegar a la culminación de este proyecto les estaré eternamente agradecido.

Atte. Fernando.

DEDICATORIA

Este trabajo y cada uno de mis triunfos van dedicados a Dios; a mi madre, Leonor, por estar siempre a mi lado apoyándome en todo momento; a mi padre, Carlos, por ser ejemplo de perseverancia, trabajo y generosidad; a mi hermana, Lorena, por enseñarme que la vida tiene tropiezos pero te levantas con la frente en alto y a seguir adelante; a mis sobrinos Paula y Manuel, que son la alegría de mi vida y me han enseñado que siempre hay que sonreírle a la vida; a mi tío Juan, por su fortaleza y desinterés; a mi abuelita Gloria, por su dedicación y compañía y a Manolo, Karla, Facundo y Pepillo.

Al final pero no menos importante mi hijo putativo Bomberman, por ser mi amigo, compinche y compañero en cada viaje de mi vida.

Att. Alberto.

DEDICATORIA

Este trabajo es dedicado a mi madre Aurea Andrade, a la memoria de mi abuelito Luis Guillermo Andrade, a mi esposa Mireya Andrade y a mi hijo Joaquín Mera, ustedes son mi motivación e inspiración para ser mejor cada día de mi vida.

Att. Fernando.

"You'll never walk alone"

Gerry & The Pacemakers

RESUMEN

El estudio litológico de la zona de Quingeo – Ludo – Sigsig determinó que en la cuenca de Quingeo la Formación Yunguilla aflora en la zona cercana a cumbe al SO y a lo largo de la falla Sta. Ana – Tuhual, se caracteriza por estar formada de series turbidíticas, en la parte centro y Este de la zona de estudio afloran lavas de composición andesítica sobreyacidos por una capa de tobas y brechas volcánicas que conforman la Formación Chinchín, al Oeste sobreyaciendo a esta formación volcánica se encuentran las secuencias sedimentarias de la Formación Quingeo que están conformadas de lutitas, limolitas, areniscas, tobas y conglomerados, finalmente los depósitos de caída de la Formación Tarqui se encuentran discordantes sobre toda la zona.

Estructuralmente en la zona de Quingeo se puede observar el cabalgamiento de la Formación Yunguilla sobre la Formación Quingeo que produce un pliegue sinclinal, hacia el Este en la zona de Ludo y Sigsig se observa la presencia de pliegues anticlinales y sinclinales con una dirección NNE - SSO, existe la presencia de fallamiento inverso local en la zonas cercanas a los poblados de Sigsig y Ludo que se encuentran afectando al plegamiento de la zona.

En conclusión se observa que esta zona inicialmente fue afectada por un régimen extensivo donde se depositó la Formación Yunguilla en el Maastrichtiano, posteriormente la depositación de los volcánicos de la Formación Chinchín durante el Eoceno, un régimen compresivo se evidencia por el plegamiento de la Formación Chinchín, en la parte Oeste de la zona de estudio se depositaron los sedimentos fluviátiles de la Formación Quingeo en el Eoceno Tardío los cuales fueron cabalgados por la Formación Yunguilla efecto de la falla Sta. Ana - Tuhual finalmente en el Mioceno Tardío se produjo la depositación de la Formación Tarqui en toda la zona, gran parte de esta se encuentra meteorizada y alterada.

ABSTRACT

The lithological study Quingeo – Ludo –Sigsig areas determined that Quingeo basin, the Yunguilla Formation crop out in the area near Cumbe to the SO and along The Santa Ana – Tاهual Fault, is characterized by being formed of turbidites series, in the central and eastern part of the study area outcropping lavas of andesitic composition overlain by a layer tuffs and volcanic breccias that make up the Chinchín Formation, west overlying this volcanic sedimentary sequences are Quingeo Formation that are made up of shales, siltstones, sandstones, tuffs and conglomerates eventually fall deposits Tarqui Formation are discordant over the entire area.

Structurally Quingeo area you can see the thrust Yunguilla Formation on Quingeo Formation that produces a synclinal fold, to the east in the area of Ludo and Sigsig the presence of anticlines and synclines with a NNE – SSO direction is observed, there is the presence of the local reverse faulting in the areas near the towns of Sigsig and Ludo that are affecting the folding area.

In conclusion it shows that this area was affected initially by extensive regime where Yunguilla Formation was deposited in the Maastrichtian, then the deposition of volcanic Chinchín Formation during the Eocene, a compressive regime is evidenced by the folding of Chinchín Formation in the western part of the study, followed by the deposition of Quingeo Formation river sediments in the late Eocene that were Thrusted by the Yunguilla Formation effect of Sta. Ana - Tاهual Fault, finally in the late Miocene deposition occurred Tarqui Formation throughout the area, much of this is weathered and altered.

TABLA DE CONTENIDO

DECLARACIÓN	I
CERTIFICACIÓN	II
AGRADECIMIENTO.....	III
AGRADECIMIENTO.....	V
DEDICATORIA.....	VII
DEDICATORIA.....	VIII
RESUMEN	IX
ABSTRACT	X
TABLA DE CONTENIDO.....	XI
ÍNDICE DE FIGURAS	XIII
CAPITULO 1	1
1. INTRODUCCIÓN	2
1.1. ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS.....	2
1.2. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN	3
1.2.1. OBJETIVO GENERAL	3
1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	3
1.3. ALCANCE DEL PROYECTO	4
1.4. JUSTIFICACIÓN:.....	5
1.5. ÁREA DE ESTUDIO	5
1.5.1. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO.....	5
1.5.2. MORFOLOGÍA.....	7
1.5.3. HIDROGRAFÍA	8
1.5.4. CLIMA Y VEGETACIÓN	9
1.5.5. FLORA Y FAUNA.....	10
1.6. TRABAJOS PREVIOS REALIZADOS	11

CAPITULO 2	13
2. GEOLOGÍA REGIONAL.....	14
2.1. INTRODUCCIÓN.....	14
2.1. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL.....	19
2.1.1. BASAMENTO.....	19
2.1.2. SERIES DE RELLENO DE LA CUENCA DE QUINGEO	23
2.1.3. VOLCÁNICOS DEL OLIGOCENO A MIOCENO MEDIO	26
2.1.4. SERIES DE RELLENO DE LA CUENCA DE CUENCA.	27
2.1.5. CUERPOS INTRUSIVOS.....	34
2.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	35
2.2.1. ESTRUCTURAS	35
2.2.2. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA.....	36
CAPITULO 3	42
3. GEOLOGÍA LOCAL.....	43
3.1. LITOESTRATIGRAFÍA	43
3.2. BASAMENTO	45
3.2.1. FORMACIÓN YUNGUILLA	45
3.3. RELLENO VOLCÁNICO Y SEDIMENTARIO	51
3.3.1. FORMACIÓN CHINCHÍN.....	51
3.3.2. FORMACIÓN QUINGEO	64
3.3.3. FORMACION TARQUI.....	74
3.3.4. FORMACION TURI	79
CAPITULO 4	82
4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	83
4.1. INTRODUCCIÓN.....	83
4.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL.....	83
4.3. CUENCA DE QUINGEO.....	87

4.3.1. MORFOLOGÍA.....	87
4.3.2. ESTRUCTURA.....	88
4.3.3. CABALGAMIENTO OCCIDENTAL	89
4.3.4. FLANCO ORIENTAL DE LA CUENCA	91
4.4. CUENCA DE LUDO - SIGSIG	92
4.4.1. MORFOLOGÍA.....	92
4.4.2. ESTRUCTURAS	93
4.4.3. FALLAS.....	97
4.4.4. PLIEGUES	98
CAPITULO 5	102
5. MODELO.....	103
5.1. INTRODUCCIÓN.....	103
5.2. SÍNTESIS LITOLÓGICA DEL ÁREA ESTUDIADA.....	104
5.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA.....	107
5.3.1. INTRODUCCIÓN	107
5.3.2. CUENCA DE QUINGEO, LUDO Y SIGSIG.....	107
CAPITULO 6	113
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	114
ANEXOS	119
ANEXO 1: DESCRIPCIÓN DE LÁMINAS DELGADAS	120
ANEXO 2: COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS.....	137
ANEXO 3: MAPA GEOLOGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO	141

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Ubicación del área de estudio.....	6
Figura 1.2 Morfología e hidrología de la zona de estudio.....	7

Figura 2.1 Corte geológico del Ecuador donde se puede observar los dominios morfoestructurales. Tomado de Baldock (1982).....	14
Figura 2.2 Mapa de los bloques que conforman la costa ecuatoriana tomada y modificada de Luzieux (2006).	15
Figura 2.3 Perfil geológico de la Cordillera Occidental donde se observa las fallas entre la unidad Macuchi y el terreno Pallatanga tomada de Hughes & Pilatasig et al., 2002.	16
Figura 2.4 Mapa geológico donde se observa las cuencas que se formaron en el Sur de valle interandino. Tomada y modificada de Hungerbühler (2002).	17
Figura 2.5 Esquema de un corte geológico de la Cordillera real donde se observa las divisiones y las fallas que las dividen una de otra con su respectiva litología. Tomado de Aspden & Litherland (1992).	18
Figura 2.6 Geological settings of Ecuador. Figure is modified from Lonsdale (1978), Spikings (2001) and Vallejo (2009).	20
Figura 2.7 Mapa geológico regional del área de estudio de este proyecto. Tomado y modificado de Steinmann (1997).....	21
Figura 2.8 Columna estratigráfica generalizada del área de Quingeo. Tomado y modificada de Steinmann (1997).....	23
Figura 2.9 Reconstrucción Paleo - tectónico de la Cordillera Occidental y zonas vecinas del Cretácico Superior al Oligoceno (Vallejo, 2007).	37
Figura 2.10 Reconstrucción Paleo - tectónico de la Cordillera Occidental y zonas vecinas del Cretácico Superior al Oligoceno (Vallejo, 2007).	38
Figura 2.11 Reconstrucción Paleo - tectónico de la Cordillera Occidental y zonas vecinas del Cretácico Superior al Oligoceno (Vallejo, 2007).	39
Figura 3.1 Mapa de localizaciones de la zona de estudio.	43
Figura 3.2 Terreno Alao - Paute, vía Gualaceo - Paute, lavas metamorfizadas, esquistos pelíticos y cuarcitas, UTM: 0747756/9682495.	44
Figura 3.3 Terreno Alao - Paute, vía Gualaceo - Paute, lavas metamorfizadas, UTM: 0747756/9682495.....	45
Figura 3.4 Foto panorámica tomada desde Loma Común, Formación Yunguilla sector Cruz Loma.	46
Figura 3.5 Formación Yunguilla, Cretácico Superior, lutitas grises con estratificación no muy meteorizada, ambiente fluvial (UTM: 0722985 / 09658416).	47

Figura 3.6 Formación Yunguilla, camino que atraviesa la Loma Huairapungo, capas basculadas hacia el Oeste, capas de lutitas de 30 centímetros de espesor, capas de limolitas y arenisca de pocos centímetros, gran cantidad de micas, UTM: 722707/9657647.	47
Figura 3.7 Nódulos de la Formación Yunguilla, en el sector Macas, Allpacruz, UTM: 727763 / 9665947.....	48
Figura 3.8 Formación Yunguilla meteorizada en la zona cercana a Cumbe, UTM: 0722706/09657664.....	48
Figura 3.9 Slumps de la Formación Yunguilla, vía Cumbe-Quingeo, UTM: 0722687/09657693.	49
Figura 3.10 Slumps de la Formación Yunguilla, vía Cumbe - Quingeo, UTM: 0722687/09657693.	49
Figura 3.11 Formación Yunguilla, capas basculadas en dirección Oeste, con gran cantidad de micas, UTM: 722647/9657508.....	50
Figura 3.12 Lámina delgada de la muestra de la Formación Yunguilla, arcosa, minerales: cuarzo, feldespato potásico, clorita. Matriz; arcilla. Aumento 2,5x..	50
Figura 3.13 Foto panorámica tomada desde Loma Chacopamba, Formación Chinchín, camino a Gael.	52
Figura 3.14 Brechas de la Formación Chinchín, dos litologías una brechosa y otra tobácea, UTM: 743946 / 09667297.....	53
Figura 3.15 Formación Chinchín, vía Delegsol, conglomerados, tobas, capas pequeñas de areniscas intercaladas, UTM: 747071/ 09667784.....	54
Figura 3.16 Formación Chinchín, Falla local normal, UTM: 747071/ 09667784.	55
Figura 3.17 Columna estratigráfica de la Formación Chinchín vía a Gael, UTM: 0747071/9667784.	56
Figura 3.18 Láminas delgadas de Formación Chinchín, Toba cristalina vítrea, minerales: plagioclasa, piroxeno, matriz: vidrio. Aumento 2,5x.	57
Figura 3.19 Formación Chinchín, vía Sigsig - Ludo sector de Narig, UTM: 0744492 / 09662943.....	57
Figura 3.20 Láminas delgadas de Formación Chinchín, Toba de composición ácida alterada, minerales: plagioclasa, piroxeno, cuarzo, matriz: arcilla. Aumento 2,5x.	58

Figura 3.21 Laminas delgadas de Formación Chinchín, Andesita hornbléndica, minerales: plagioclasa, hornblenda, feldespatos potásico, matriz: vidrio, arcilla. Aumento 2,5x.	58
Figura 3.22 Brechas de la Formación Chinchín en el sector de la Loma Nauchum, UTM: 743409 / 09697544.	59
Figura 3.23 Lavas de la Formación Chinchín alteradas. UTM: 733980 / 09671004.	60
Figura 3.24 Laminas delgadas de Formación Chinchín, Andesita levemente cloritizada, minerales: plagioclasa, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol, matriz: vidrio, arcilla. Aumento 2,5x.	61
Figura 3.25 Lavas dacíticas de la Formación Chinchín, vía Quingeo - Rumipamba UTM: 731474/9668777.	61
Figura 3.26 Laminas delgadas de Formación Chinchín, Dacita, minerales: plagioclasa, cuarzo, feldespatos potásico, matriz: vidrio. Aumento 2,5x.....	62
Figura 3.27 Lavas de la Formación Chinchín en la vía Ludo - Tucto, UTM: 734934 / 9660823.	62
Figura 3.28 Laminas delgadas de Formación Chinchín, Andesita, minerales: plagioclasa, anfíbol, feldespatos potásico, clinopiroxeno, clorita, matriz: vidrio, plagioclasa. Aumento 2,5x.	63
Figura 3.29 Formación Quingeo, foto panorámica, tomada desde la Loma Conferencia.	64
Figura 3.30 Capa de conglomerados sobre la Formación Quingeo, UTM: 727938/9666401.	65
Figura 3.31 Limolitas de la Formación Quingeo, vía Quingeo - Macas - Cumbe, UTM: 732500 / 9671448.....	66
Figura 3.32 Columna estratigráfica de la Formación Quingeo en el sector de la Loma La Cuesta de Ganllón, Loma Shayhua.....	67
Figura 3.33 Columna estratigráfica de la Formación Quingeo en el sector de la Loma Conferencia UTM: 730809/9668947.	68
Figura 3.34. Areniscas y limolitas de la Formación Quingeo, vía Quingeo - Macas - Cumbe, UTM: 732074/9671083.	69
Figura 3.35. Laminas delgadas de Formación Quingeo, Lutita, minerales: cuarzo, matriz: arcilla. Aumento 2,5x.	70

Figura 3.36 Secuencia de lutita - limo y arenisca de la Formación Quingeo, vía Quingeo - Cumbe, sector Macas, UTM: 7286554 / 9664130.	71
Figura 3.37 Formación Quingeo, sector Runamacas desde la Loma Común, UTM: 729067/9665563.....	72
Figura 3.38 Formación Quingeo, sector Runamacas desde la Loma Común, UTM: 729067/9665563.....	73
Figura 3.39 Formación Tarqui, foto panorámica, tomada desde el sector de Pausha.	74
Figura 3.40 Formación Tarqui, vía Gael, tobas rojizas, UTM: 747002/9666513.	75
Figura 3.41 Formación Tarqui, vía Sigsig - Ludo, tobas de color café claro con tonalidad roja, UTM: 741472/9660163.	76
Figura 3.42 Laminas delgadas de Formación Tarqui, Toba, minerales: hornblenda, plagioclasa, feldespato potásico, matriz: ceniza. Aumento 2,5x...	77
Figura 3.43 Formación Tarqui, vía Sigsig - Ludo, toba color café claro con tonalidad roja, UTM: 737746 /9659331.	77
Figura 3.44 Formación Tarqui, vía Quingeo - Cumbe, sector Macas, UTM: 728756/9663948.	78
Figura 3.45 Formación Turi, vía Cuenca- Santa Ana, UTM: 731760/ 9676079.	79
Figura 3.46 Mapa de ubicación y litológico de las formaciones que afloran en la zona de estudio.	81
Figura 4.1 Imagen realizada en ArcGis donde se puede observar las dos depresiones que conforman la zona de estudio.	84
Figura 4.2 Mapa topográfico de la ubicación de las poblaciones y ríos de la zona de estudio.	86
Figura 4.3 Esquema comparativo del cabalgamiento y de las estructuras presentes en la zona de estudio, tomado y modificado de Pearson Prentice Hall (2005).	88
Figura 4.4 Mapa geológico de la zona de Quingeo.	89
Figura 4.5 Foto panorámica de la zona desde la Loma Común sector Alpacruz donde se observa el cabalgamiento de la Formación Yunguilla sobre la Formación Quingeo, (UTM: 0728258/ 09665384).	90
Figura 4.6 Esquema del cabalgamiento de la Formación Yunguilla sobre la Formación Quingeo.	90

Figura 4.7 Cabalgamiento por falla inversa esquema.	91
Figura 4.8 Contacto entre la Formación Quingeo y la Formación Chinchín, a un kilómetro de la población de Quingeo, UTM: 730541/9664998.....	91
Figura 4.9 Perfil esquemático de las estructuras de la zona de estudio, UTM: 723279 / 9665958, 746709 / 9662964.....	92
Figura 4.10 Morfología del área de Ludo – Sigsig, tomado de Google Earth (2016).....	93
Figura 4.11 Perfil esquemático de las estructuras de la zona de estudio. UTM: 723279 / 9665958, 746709 / 9662964.....	93
Figura 4.12 Foto y esquema de las estructuras mirando al suroeste de la ciudad de Sigsig.....	94
Figura 4.13 Foto panorámica y esquema de la falla inversa, zona cercana a la ciudad de Sigsig.	94
Figura 4.14 Lavas de la Formación Chinchín altamente diaclasadas, sector Ludo.	95
Figura 4.15 Foto panorámica desde la Loma de Chacopamba mostrando el sinclinal.	95
Figura 4.16 Drenaje del área de Ludo – Quingeo - Garmushi, tomado de Google Earth (2016).....	96
Figura 4.17 Perfil esquemático de las fallas y pliegues de la zona de estudio. UTM: 731320 / 9661450; 745535 / 9661354.....	97
Figura 4.18 Afloramiento de la Formación Chinchín donde se puede observar algunas estructuras como acuñaamiento de capas, fallas normales que le afectan localmente, UTM; 747071/9667784.....	98
Figura 4.19 Fallamiento inverso en la Formación Chinchín (UTM: 734096; 9657922).	98
Figura 4.20 Pliegue sinclinal con dirección N - S, camino Ludo - Rumipamba, (UTM: 737356; 9666455).	99
Figura 4.21 Pliegue sinclinal en dirección hacia el Sur.	99
Figura 4.22 Perfiles de las estructuras presentes en la cuenca de Ludo - Sigsig.	100
Figura 4.23 Esquema de los pliegues presentes en la zona y un perfil topográfico de la misma, tomado Google Earth (2016).	100

Figura 5.1 Diagrama espacio tiempo de las formaciones, tomado Steinmann (1997).....	105
Figura 5.2 Cuadro de correlación cronoestratigráfica del sur de Ecuador, clave trazas de fisión edades y rangos se indican dentro de la escala de tiempo de Berggren et al 1995, tomado y modificado Hungerbühler (1997).....	106
Figura 5.3 Esquema de la evolución de la zona de estudio.	108
Figura 5.4 Esquema de la formación de las series turbidíticas.	109
Figura 5.5 Esquema de inicio de la Falla inversa Sta. Ana – Tahual.	110
Figura 5.6 Esquema de la falla inversa Sta. Ana – Tahual que produce el cabalgamiento, las Formaciones Chinchín y Yunguilla fueron plegadas antes de la depositación de Quingeo.	111
Figura 5.7 Esquema del desarrollo del cabalgamiento de la Formación Yunguilla sobre la Formación Quingeo.	112

CAPITULO 1

1. INTRODUCCIÓN

1.1. ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS

La sedimentación dentro de cuencas intramontañosas en el contexto geodinámico de los Andes del Sur del Ecuador se remonta hacia el Eoceno con la cuenca de Quingeo y continúa en el Mioceno con las cuencas de Cuenca, Loja, Gonzanamá - Catamayo, Malacatos - Vilcabamba, Girón - Santa Isabel y Nabón. Extensos depósitos volcánicos que registran el volcanismo pasado son a menudo agrupados como formaciones. Las formaciones Chinchín y Saraguro representan el volcanismo Eoceno - Oligoceno, que posteriormente se reactiva durante el Mioceno Tardío al Plioceno donde se depositan los volcánicos de la Formación Tarqui.

El territorio ecuatoriano se encuentra ubicado dentro de un límite convergente de placas donde la placa oceánica Nazca subduce bajo la placa Sudamericana generando levantamiento y volcanismo en esta región (Pennington et al., 1981), los cuales son parcialmente afectados por la subducción de la cordillera de Carnegie frente a la costa de Ecuador (Gutscher et al., 1999). La cuenca de Quingeo se encuentra subyacente por formaciones Jurásico - Cretácicas como el terreno metamórfico Alao - Paute del Jurásico Medio, la Formación sedimentaria Yunguilla del Cretácico y la Formación volcánica Chinchín del Paleoceno – Eoceno (Steinmann et al., 1997). Las formaciones de la cuenca de Cuenca sobreyace a la Formación Quingeo y ciertas formaciones volcánicas como Saraguro del Oligoceno (Lavenu et al., 1992; Hungerbühler et al., 2002) y, Turi - Tarqui del Mioceno Tardío al Plioceno (Steinmann et al., 1997).

El presente proyecto de titulación se concentra en la litoestratigrafía y estructura geológica de las formaciones Yunguilla, Chinchín, Quingeo, Turi y Tarqui en el área de los valles de Quingeo, Ludo y Sigsig, con el fin de determinar la evolución del área y contribuir al conocimiento geológico de los Andes del Sur del Ecuador.

Diferentes modelos de evolución para esta área han sido propuestos. Noblet et al., (1988), planteó que la cuenca se desarrolló dentro de un ambiente continental, controlada por fallas de rumbo. Steinmann (1997), presenta una evolución desarrollada en dos etapas. La primera representa una sedimentación en ambientes deltaicos a marino salobres y la segunda se produce en un ambiente intramontañoso.

La secuencia sedimentaria ha sido estudiada únicamente en el sector de Quingeo por Steinmann (1997) y Hungerbühler (1997). Sin embargo, en la zona Sigsig y Ludo no existen estudios previos, lo cual genera una incertidumbre con respecto a las fases del relleno volcánico - sedimentario de la cuenca y la dinámica tectono - sedimentaria de la zona. La realización de un mapa geológico de la zona de estudio y una caracterización litológica y estructural permitirá conocer la evolución conjunta de la zona de Quingeo, Ludo y Sigsig, lo cual contribuirá al desarrollo de futuros proyectos de investigación en el área de estudio.

1.2. OBJETIVOS DE LA INVESTIGACIÓN

1.2.1. OBJETIVO GENERAL

Realizar la cartografía geológica de la zona de los valles de Quingeo, Ludo y Sigsig, con el fin de determinar el contexto estructural y la evolución del área.

1.2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Realizar la descripción geomorfológica de área comprendida entre los valles Quingeo, Ludo y Sigsig.
- Determinar las características geológicas del área de estudio por medio de un mapa geológico y estructural a escala 1:50000.

- Definir la litología y estratigrafía local mediante el análisis de muestras de mano y láminas delgadas, además de columnas litológicas regionales.
- Proponer un modelo geológico y estructural del área a partir de datos de campo y morfoestructurales.

1.3. ALCANCE DEL PROYECTO

- El análisis geomorfológico y estructural se realizó combinando varios tipos de datos: datos estructurales de campo y datos provenientes de sensores remotos. Los datos de morfometría estructural se obtuvieron a partir de modelos numéricos de terreno DEMs, fotografías aéreas e imágenes satelitales. Se construyó un esquema de evolución morfoestructural del área en base a información de campo y datos de topografía digital.
- El mapeo geológico se realizó mediante cuatro jornadas de campo de diez días cada para cubrir un área de alrededor de 360 km², en el cual se situaron los contactos entre las formaciones sedimentarias, las orientaciones de las estructuras plegadas y los trazos de falla principales.
- El estudio litológico se efectuó con descripciones de campo y laboratorio, para lo cual se tomó muestras representativas de roca y se realizó secciones delgadas para describir y caracterizar las diferentes formaciones.
- El análisis estratigráfico se realizó de forma regional para las diferentes formaciones sedimentarias por medio de la construcción de columnas estratigráficas a fin de ubicarlas en un orden cronológico adecuado dentro del contexto geológico local.

1.4. JUSTIFICACIÓN:

La información cartográfica, litoestratigráfica y estructural de la zona de Quingeo - Ludo - Sigsig a nivel local es poco detallada como para permitir un análisis coherente de la deformación post - sedimentaria y su correlación con las cuencas adyacentes y el basamento subyacente. De acuerdo con lo expuesto, este trabajo pretende proponer litoestratigrafía local del área, a fin de discriminar las distintas fases de relleno sedimentario de la cuenca, la dinámica de la deformación Neógena y el contexto estructural resultante manifestando la morfología reciente.

1.5. ÁREA DE ESTUDIO

1.5.1. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La zona de Quingeo - Ludo - Sigsig se localiza al SE de la ciudad de Cuenca en la provincia de Azuay al Sur del Ecuador (Figura 1.1).

La zona de estudio se encuentra ubicada al Sur del Ecuador, en la provincia del Azuay entre las latitudes 2° 25' S a 3° 05' S y las longitudes 79° 05' O a 78° 40' O. Posee una elevación que varía desde los 2500 m.s.n.m. en el Sur hasta los 3500 m.s.n.m. en el Norte y se encuentra limitada por la Cordillera Real al Este y la Cordillera Occidental al Oeste (Figura 1.1). La parroquia de Quingeo se encuentra ubicada en la vertiente occidental de la Cordillera Real de los Andes, al Sur del nudo del Portete dentro de la hoya de Paute a 3° 0' 51" de latitud sur y 78° 55' 58" de longitud Oeste con una altura 2640 metros sobre el nivel del mar, cubierto por relieves montañosos de la cordillera como Jabasloma, Haundun cerca de Cumbe, cerros como Pillachiquir, Shalao, Guamán, Pucara, límites de Ludo, Castillo Alpachaca cerca de San Bartolomé, Cordosamana, Pucacruz límite con Santa Ana, Yanallpa límite de Tarqui con 21 caseríos Allpacruz, Alto Macas, Caspicorral, Centro Parroquial, Cochapamba Chico, Cochapamba Grande, El Tejar, El Verde, Florida - Runa Macas, Garaushi, Guayrapungo, Jabaspamba, La Conferencia, La Mora, Los Laureles, Macas,

Machay - Potrero, Monjas, Pillachiquir Rodeo, Pirancho, Punta Hacienda, Quingeo Loma, Quinzhaloma, Rumipamba, San Vicente, Turupamba, Yanailpa, Yungapamba (MURILLO; 2006: pág. 2). El poblado de Quingeo se encuentra en el SE de la ciudad de Cuenca, a unos 28 km de distancia y con una extensión aproximada de 114 km².

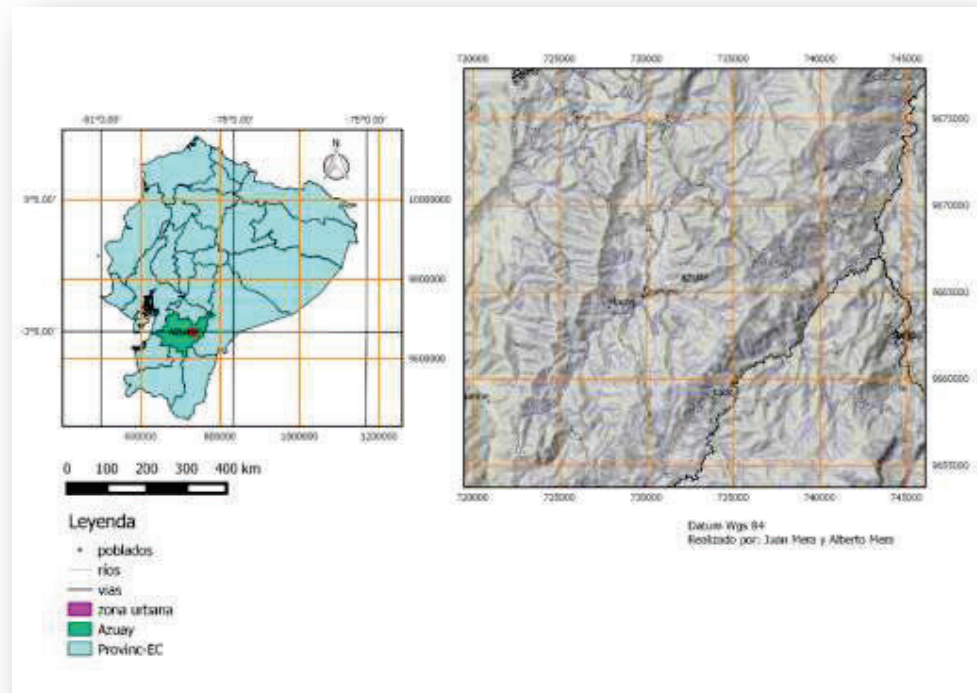


Figura 1.1 Ubicación del área de estudio.

Sus límites al Norte son las parroquias rurales de Santa Ana y El Valle, al Sur la parroquia de San José de Raranga, al Este las parroquias de Ludo y San Bartolomé y al Oeste las parroquias de Cumbe y Tarqui, Quingeo posee dos vías de acceso, la principal es la Cuenca - Santa Ana - Quingeo cuyo terminal se encuentra en el mercado 27 de Febrero, y la vía secundaria más larga pero que constituye el carretero original que tuvo la parroquia, Cuenca - Cumbe-Quingeo (Publicación “Azuay por dentro” en REIBAN, 2011).

1.5.2. MORFOLOGÍA

El valle de Quingeo se encuentra rodeado por relieves montañosos ondulados, sinuosos de amplios desniveles, vertientes inclinadas que poseen un perfil en forma de V, en algunos sectores las laderas se encuentran en proceso de erosión, se tiene áreas de suaves pendientes y reducidas zonas planas (Figuroa et al., 2014). El Volcán Pillachiquir Rodeo posee una elevación de 3302 m.s.n.m. y Latigloma a 3298 m.s.n.m. Se tiene en la zona Norte de Quingeo los relieves de los fondos de cuenca y en la zona Sur los relieves de las cuencas interandinas (Plan de Ordenamiento y Desarrollo de la Parroquia de Quingeo; 2012: pág. 26).

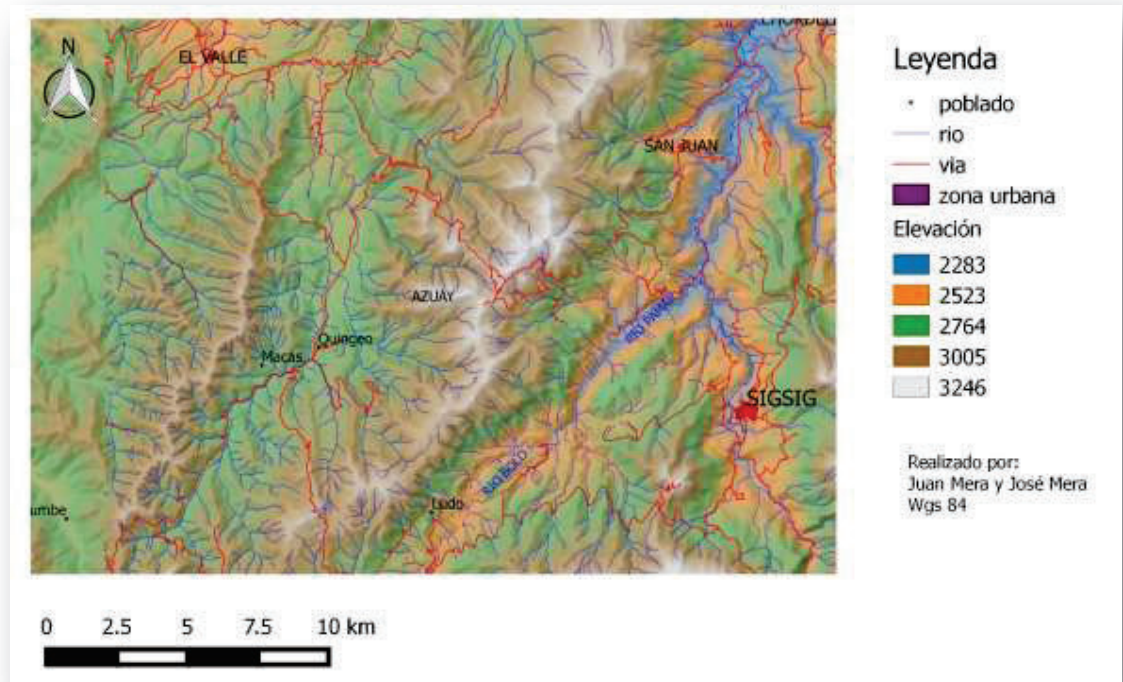


Figura 1.2 Morfología e hidrología de la zona de estudio.

1.5.3. HIDROGRAFÍA

El valle de Quingeo presenta una cuenca hidrográfica drenado por el Río Quingeo, el cual sirve como afluente para la agricultura y ganadería, se origina en la Cordillera de Tambo Mariviña a 3404 m.s.n.m., desde el cerro Pillachiquir a 3200 m.s.n.m., bajando por la quebrada de Mishkiyaku, Cuscungo al SO de la parroquia, sigue su cauce de Sur a Norte, además se une a un ramal en la hacienda San Antonio de Pirancho en la quebrada Quesería, luego pasa por la localidad de El Salado, Runa Macas donde toma el nombre de Río Pillachiquir, llegando a la quebrada Chica, al Norte toma el nombre de Río Quingeo, el cual se une con el Río Salado, pasando por Guarango y bajando su vertiente en la quebrada de Guanzhun cercano a la parroquia Santa Ana finalizando su recorrido al unirse al Río Jadán para luego forma parte del Río Paute (MURILLO; 2006: pág. 4). La topografía en lugares de los Andes donde es característico tener una serie de cadena de quebradas muy sinuosas entre las principales la Quebrada Monjas, Quebrada Turupamba, Quebrada Piracocha, Pillachiquir, también tenemos los lagos que están ubicados en los cerros Punahuayku a 3200 m.s.n.m. de la comunidad de Rumipamba en la parte Este del centro parroquial de Quingeo llamadas “Las Cochás” (Figura 1.2).

Según el análisis del Municipio de Cuenca la hidrografía de Quingeo está conformada por cinco microcuencas.

1.- La Microcuenca del Río Quingeo Alto, que cubre el 98,56% de la Parroquia, la red hidrográfica de esta subcuenca posee una longitud de 25,16 km irriga a toda la parroquia de Quingeo.

2.- La Microcuenca del Río Maluay, pertenece a la subcuenca del Río Jadán. Se encuentra al Noroeste de Quingeo, irriga a las poblaciones de San Vicente, Allpacruz, Runa Macas.

3.- La Microcuenca del Río Chaparro, está ubicada en el sector Caspicorral al Oeste de Quingeo.

4.- La Microcuenca del Río Pamar, está en la comunidad de Jabaspamba y pertenece a la subcuenca del Río Santa Bárbara localizada al Sur.

5.- La Microcuencas del Río Tarqui, Río Irquis, Río Cumbe, en este territorio solamente se encuentra la comunidad de Huayrapungo y pertenece a la subcuenca del Río Tarqui ubicado al SO de la parroquia de Quingeo. (Plan de Ordenamiento y Desarrollo de la Parroquia de Quingeo; 2012: pág. 47).

1.5.4. CLIMA Y VEGETACIÓN

El clima de la zona de estudio está establecido por diferentes factores los cuales modifican el espacio atmosférico por ejemplo: la corriente de aire, la altura, la atmósfera.

La zona de Quingeo posee diferentes alturas 2640 m.s.n.m., hasta la zona más alta de 3500 m.s.n.m. donde en la parte inferior tenemos un clima húmedo con un máximo de 18° C, en la parte superior tenemos un clima frío con un máximo de 10° C, en la zona se tiene precipitaciones anuales de 800 mm a 650 mm, estas pueden variar dependiendo su topografía.

Se tienen dos tipos de clima: en los 2500 m.s.n.m. ecuatorial mesotérmico el cual posee una temperatura entre los 10° y 20° C, el otro que tenemos se da a los 2800 m.s.n.m. es templado de montaña húmeda y clima ecuatorial frío de alta montaña microtérmico su temperatura está entre los 0° y 10° C. Presenta un tipo de clima de Páramo o frío, Ana Luz Borrero nos explica y dice que en las zonas interandinas se tiene un clima Ecuatorial Mesotermico Semi - Húmedo a Húmedo, y en la zona de los valles se tiene un clima cálido con áreas mayores a los 3000 - 3200 m.s.n.m., las lluvias fluctúa entre 500 y 2000 mm, la temperatura media anual está entre 12° y 20° C. Estas condiciones generan una humedad de 65 y 85 %, con una insolación de 10000 y 2000 horas anuales, con una temperatura máxima de 30° y con una mínima de 0° C. (Cuenca, Girón, Paute, Sigsig Guacaleo). Sobre los 3000 m.s.n.m. tenemos un clima Ecuatorial Frío de Alta Montaña, y una temperatura media es de 8° C, pero esto puede variar según la altitud con temperaturas máximas de 20° C y las mínimas 0° C, al tener las variantes de la vertiente y la altura las

precipitaciones varían entre 800 y 2000 mm la humedad relativa es de 80 %, la vegetación corresponde al páramo” (1989).

Anualmente se tiene precipitaciones de 800 a 900 mm en un 77% de la parroquia y la temperatura puede variar de 12° a 18° C, la variación se da por la diferencia de altura, por ejemplo en la parte alta tenemos 7° a 10° C. con precipitaciones de 1000 mm anuales, en el corredor interandino se tiene una precipitación de 700 a 800 mm anuales con una temperatura de 11° C a 18° C, al Oeste tenemos precipitaciones de 600 a 700 mm anuales con una temperatura de 12° C a 18° C.

1.5.5. FLORA Y FAUNA.

En la zona de estudio exactamente en los extremos de la parte Este y Oeste de las parroquias Pillachiquir, Punta Hacienda, Rodeo, Huayrapungo, contamos con un bosque húmedo montado (páramo). Este se encuentra a una altitud de 3800 m.s.n.m., varios factores como por ejemplo la temperatura, humedad, lluvias, crean un clima extremo variado la vegetación denominada paja, chuquiragua, mortinia, achupallas.

Entre 2000 a 3000 m.s.n.m. en la zona de Quingeo se tiene bosque nativo que también se observa en las comunidades de San Vicente, Llanalpa, Allpacruz, La Mora, Pirancho, Caspicorral, Jabaspamba, Machay Potrero, Turupamba, Monjas, Rumipamba. En la zona media de la parroquia, existe vegetación como retamas, sauce, capulí, aliso, eucalipto, pino.

Las especies que existen son animales propios y adaptados a las condiciones climáticas por ejemplo: conejos, venados, tigrillos, zorros, mirlos y la perdiz de campo. Las especies domesticadas son: caballos, vacas, gallinas, chanchos y cuyes.

1.6. TRABAJOS PREVIOS REALIZADOS

A partir de la década de los setentas se han realizado los principales estudios regionales sobre las series sedimentarias en la zona. Los principales han sido llevados a cabo por Bristow (1973), Bristow y Guevara (1974), Noblet (1988), Steinmann (1997) y Hungerbühler (2002).

Una reseña histórica de estudios geológicos realizados desde el año 1823 es recopilada por Bristow (1973). Posteriormente Bristow y Guevara (1974) publicaron el mapa geológico de Azogues a escala 1:50000. Noblet et al., (1988) retomó el trabajo de Bristow, reubicando los depósitos volcánicos de la Formación Saraguro, proponiendo así un modelo de evolución a lo largo de fallas de rumbo en un ambiente de sedimentación continental.

Trabajos posteriores se enfocaron a determinar las edades de rocas volcánicas en la parte del sur del país, utilizando el método de K/Ar. Michael Steinmann (1997) usó el método de trazas de fisión en circón y apatito para determinar las edades de rocas volcánicas y metamórficas. Los resultados colocaron a la Formación Saraguro desde el Eoceno a Mioceno (Dunkley y Gaibor, 1997).

Steinmann (1997) y Steinmann et al., (1999) colocaron a los depósitos volcánicos ubicados al Este de Biblián en el Oligoceno Tardío por medio de datos de trazas de fisión. Concluyeron que tanto las rocas volcánicas de la parte Oeste como los depósitos del sector de Biblián pertenecían a la Formación Saraguro.

Steinmann (1997), realizó una detallada cronología de las formaciones de la cuenca e incluyó nuevos miembros. Se propuso la evolución de relleno de la cuenca en dos etapas distintas: la primera entre 15 y 9 Ma, en ambientes deltaicos a marino salobres. Dentro de 9,5 a 8 Ma existió la deformación y por encima de estos materiales deformados se depositaron series intramontañosas descansando discordantemente sobre las series más jóvenes, estableciendo la segunda etapa entre 8 y 5 Ma.

El modelo que propone Hungerbühler et al., (2002), involucra la reactivación de la zona de falla Calacalí - Pallatanga en el Mioceno lo cual provocó el

movimiento dextral de los terrenos de origen oceánico de la Cordillera Occidental con respecto al continente Sur Americano, formándose cuencas pull - apart en la región del ante arco (cuencas de Manabí y el Progreso). La conclusión de dichos autores manifiesta que las facies sedimentarias de la región del ante arco, pudo haber representado un conjunto de facies marinas marginales más profundas respecto a las facies correlativas en la región Inter-Andina (Verdezoto et al., 2006).

Reportes acerca de la tectónica de la zona de estudio ha sido realizado por Lavenu et al., (1995) describen las diferentes fases tectónicas pero de forma regional en el área de Cuenca. Los estudios más recientes corresponden a Steinmann (1999) quien hace la descripción de fases tectónicas de enterramiento y exhumación del relleno volcánico - sedimentario por medio de trazas de fisión en apatito. Finalmente Hungerbühler et al., (2002) describen la correlación cronoestratigráfico general de las cuencas sedimentarias en el área de cuenca.

CAPITULO 2

2. GEOLOGÍA REGIONAL

2.1. INTRODUCCIÓN

El Ecuador continental se encuentra dividido en seis grandes dominios morfoestructurales desde Oeste a Este: 1) la Planicie Costera (región Costa), 2) la Cordillera Occidental, la Depresión Interandina, la Cordillera Real (región Sierra) y 3) la Zona Subandina y la Cuenca Oriente (región Oriente), cuyos límites son interpretados como zonas de sutura (Lebrat et al., 1985; Aspdén & Litherland, 1993; Litherland, 1994). (Figura 2.1)

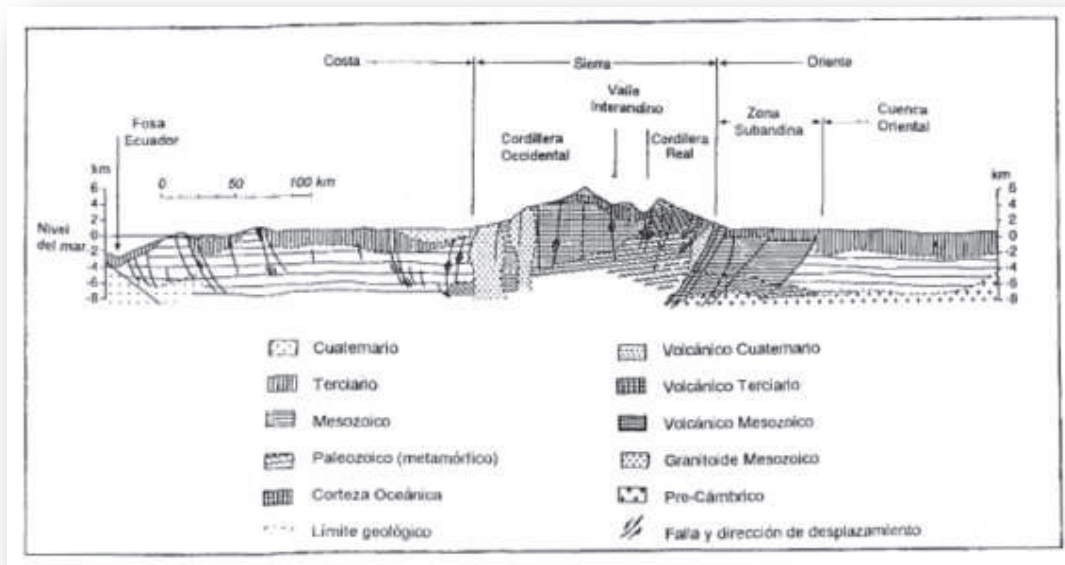


Figura 2.1 Corte geológico del Ecuador donde se puede observar los dominios morfoestructurales. Tomado de Baldock (1982).

La Planicie Costera está formada por los bloques Piñón, San Lorenzo, Pedernales - Esmeraldas y Santa Elena. Este basamento consiste de pillow lavas, flujos de lavas y gabros (Luzieux et al., 2006), las cuales se encuentran sobreyacidas por las formaciones San Lorenzo y Las Orquídeas que han sido reportadas como rocas de arco de isla (Luzieux et al., 2006). Cubriendo a éstas se tiene la secuencia volcanoclástica de la Formación Cayo (Figura 2.2). Todas estas formaciones se desarrollan en un Plateau oceánico de edad

Cretácico Temprano acrecionado al margen Sudamericano entre el Paleoceno Tardío y el Eoceno Tardío. (Luzieux et al., 2006; Reynaud et al., 1999). Todas estas formaciones se encuentran sobreyacidas discordantemente por sedimentos marinos de edad Eoceno Medio como son las formaciones Cerro y San Mateo esto en el bloque San Lorenzo, mientras que en el bloque Piñon se tiene a la Formación Guayaquil que está caracterizada por lutitas, cherts, tobas silíceas y secuencias turbidíticas teniendo a su equivalente en la Formación Santa Elena que se encuentra deformada producto de cabalgamientos en dirección Norte y aflora en el bloque del mismo nombre (Reynaud et al., 1999).

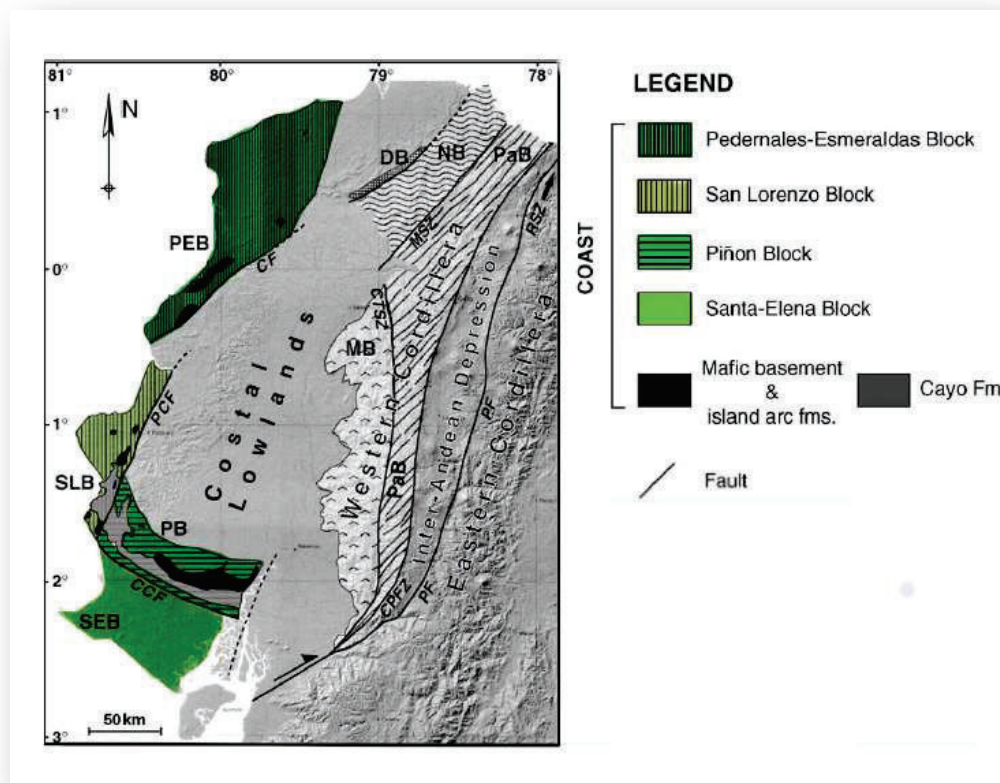


Figura 2.2 Mapa de los bloques que conforman la costa ecuatoriana tomada y modificada de Luzieux (2006).

Desde el Mioceno hasta la actualidad la Planicie Costera ecuatoriana evoluciona como una zona de ante arco dentro de un contexto de subducción de la placa oceánica de Nazca debajo de la placa Sudamericana, lo que da origen al arco volcánico de los Andes ecuatorianos. La región costera se

encuentra afectada por sistemas de fallas de rumbo (Dolores - Guayaquil) y otras fallas asociadas a este sistema como Carrizal, La Cruz, Jipijapa entre otras, cuya actividad se asocia al desarrollo de cuencas en transtensión como las presentes en la zona de la costa, caracterizadas por una gran subsidencia en depresiones y cuencas discontinuas de ante arco donde se rellenan secuencias de hasta 9 km como la cuenca Progreso al Sur y de hasta unos 4 km en las cuencas Manabí y Borbón en la parte central y Norte del Ecuador durante el Neógeno (Baldock et al., 1982; Benítez et al., 1995).

La Cordillera Occidental es parte de los Andes del Norte, está formada por bloques alóctonos que se acrecionaron con el margen de la placa Sudamericana en el período que comprende entre el Cretácico Tardío al Eoceno, los bloques están caracterizados por un basamento basáltico de origen oceánico del Cretácico Tardío, seguido por secuencias turbidíticas y secuencias basalto - andesíticas de arco de isla que van del Cretácico Tardío al Eoceno (Vallejo et al., 2009).

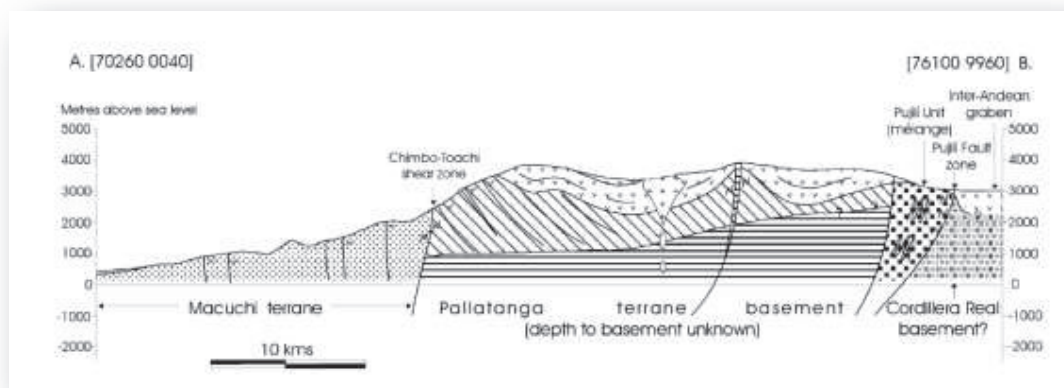


Figura 2.3 Perfil geológico de la Cordillera Occidental donde se observa las fallas entre la unidad Macuchi y el terreno Pallatonga tomada de Hughes & Pilatasig et al., 2002.

Posteriormente se produce el depósito de las rocas de la Unidad Macuchi como una continuación del arco volcánico Silante, simultáneamente se depositan las rocas del Grupo Angamarca y la Formación Saguangal, las cuales tienen proveniencia de la Cordillera Real, algunos autores (Vallejo et al., 2009; Hughes & Pilatasig, et al., 2002) sugieren que el arco Macuchi se acrecionó en

el Eoceno. El fallamiento transcurrente N - S es dominante en la Cordillera Occidental y se encuentra separando a la Unidad Macuchi del terreno Pallatanga por medio de la falla Chimbo - Toachi y la zona de falla Calacalí - Pujilí - Pallatanga que sutura al terreno Pallatanga con la Cordillera Real (figura 2.3) (Hughes & Pilatasig, et al., 2002; Vallejo et al., 2009). El Valle Interandino está dividido en varias cuencas que se hallan rellenas por rocas sedimentarias y volcanoclásticas desde el Paleoceno hasta el Plioceno (Figura 2.4). Estos depósitos separan la Cordillera Occidental de la Cordillera Real de N - S. Estas cuencas se encuentran sobreyaciendo tanto al basamento metamórfico de la Cordillera Real como al basamento volcánico de la Cordillera Occidental.

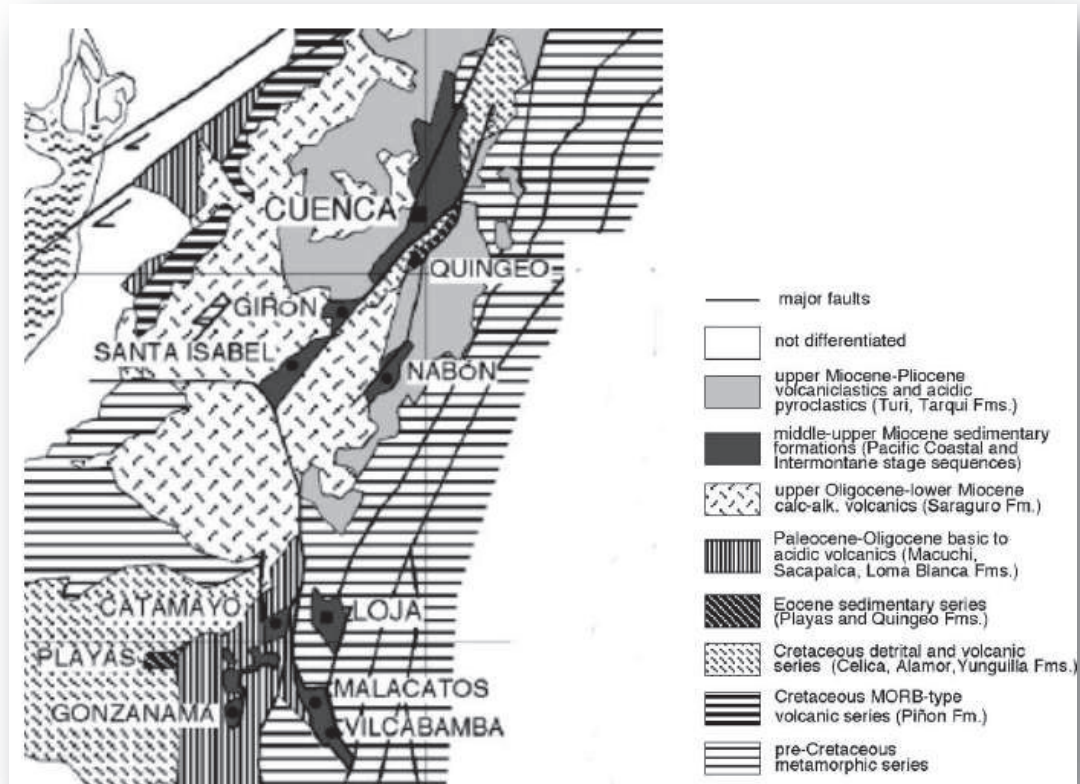


Figura 2.4 Mapa geológico donde se observa las cuencas que se formaron en el Sur de valle interandino. Tomada y modificada de Hungerbühler (2002).

La Cordillera Real forma un cinturón que alargado en dirección N - S, limitado al Este por la Zona Subandina, al Oeste por el Valle Interandino y al Sur por los

grabens de Cariamanga y Huancabamba (Aspden & Litherland, et al., 1992). Se encuentra dividida en cinco terrenos litotectónicos: La división Guamote que aflora en el flanco Oeste y está formada de cuarcitas intercaladas por filitas y pizarras; la división Alao que se subdivide en las secuencia ofiolítica Peltetec, las turbiditas Maguazo y las andesitas, esquistos verdes Alao; siguiendo de Oeste a Este se tiene la división Loja que está subdividida por el granito Tres Lagunas, los gneises Sabanilla; la división Salado que está constituida por los batolitos calco - alcalinos de la subdivisión Azafrán, la subdivisión Upano que son andesitas, esquistos verdes, filitas, greywackes; la división Zamora subdividida en los batolitos de Abitagua, los volcánicos Misahuallí y la subdivisión Isimanchi caracterizada por mármoles y rocas volcano-sedimentarias (Aspden & Litherland, et al., 1992) (Figura 2.5).

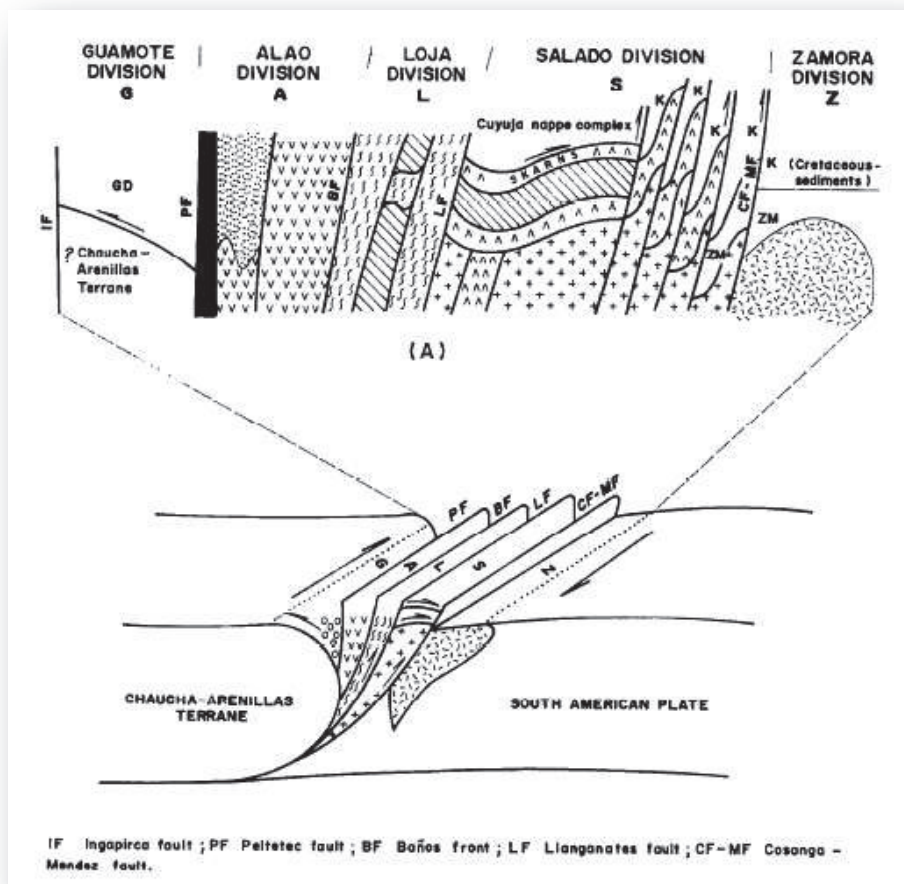


Figura 2.5 Esquema de un corte geológico de la Cordillera real donde se observa las divisiones y las fallas que las dividen una de otra con su respectiva litología. Tomado de Aspden & Litherland (1992).

Según Aspden (1992) y Litherland (1994), la Cordillera Real está delimitada tectónicamente por las fallas: Falla Cosanga - Méndez, la Falla Llanganates, Frente Baños y la Falla Peltetec, de Este a Oeste. Estas divisiones tienen las edades comprendidas entre el Paleozoico y el Cretácico como se observa en la figura 2.5.

La Cuenca Oriente abarca un área aproximada de 100000 Km². y comprende parte del sistema de fallas de la Zona Subandina y la cuenca sedimentaria tras-arco Terciaria (Baby et al., 1998; Dashwoods & Abbots, et al., 1990; Tschopp et al., 1953). El basamento de la Cuenca Oriente son rocas de edad Arcaica parte del escudo Guayanés, en donde se produjo la depositación de las formaciones Paleozoicas y Mesozoicas inferior como son las formaciones Pumbuiza, Macuma y Santiago, sobreyaciendo a esto se encuentran secuencias continentales de conglomerados y areniscas con intercalaciones de lutitas que se denominan Formación Chapiza, seguido de un volcanismo que se conoce como Formación Misahuallí todo esto durante el Jurásico Superior al Cretácico Temprano, posteriormente en el Cretácico se produce una secuencia cíclica producto de transgresiones y regresiones que originaron a las formaciones Hollín, Napo, Tena Basal, la Formación Tena en su totalidad está formada de red beds que indican un régimen compresivo asociado al levantamiento Andino. Los sedimentos Cenozoicos mayormente son depósitos continentales controlados por el levantamiento de los Andes (Baby et al., 1998; Dashwoods & Abbots, et al., 1990; Tschopp et al., 1953) (Figura 2.1).

2.1. ESTRATIGRAFÍA REGIONAL

2.1.1. BASAMENTO

El basamento del área de estudio está formado hacia el Este por el terreno metamórfico Alao, las unidades Maguazo y Alao probablemente en discordancia formarían el basamento de la Formación Chinchín de edad Eocénica, mientras que hacia el Oeste dominan las series turbidíticas de la Formación Yunguilla.

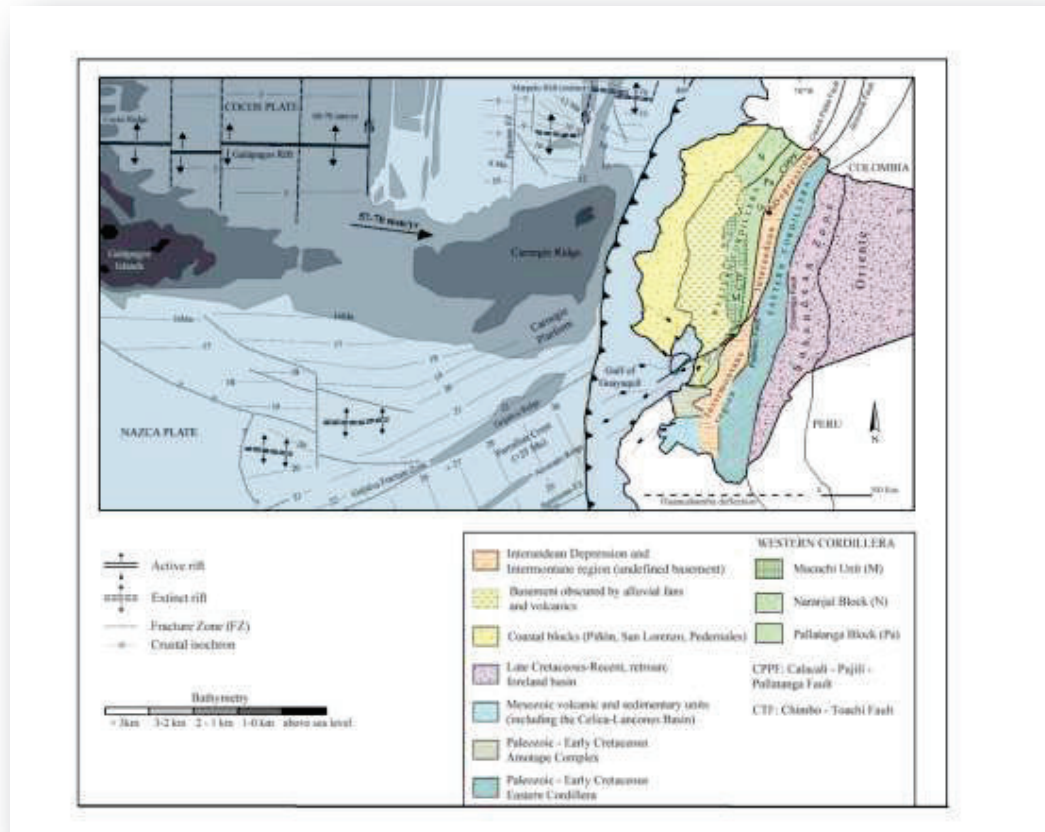


Figura 2.6 Geological settings of Ecuador. Figure is modified from Lonsdale (1978), Spikings (2001) and Vallejo (2009).

2.1.1.1. Terreno Alao – Paute

Este terreno forma parte del flanco Occidental de la Cordillera Real con una dirección NE - SO. Limita al Este a través de la falla de Baños por el terreno Loja y al Oeste a través de la falla de Peltetec por el terreno Guamote (Litherland et al., 1994) (Figura 2.6).

Estas rocas afloran a lo largo del valle del Río Paute y en el área de Gualaceo con una dirección E - O. El terreno Alao - Paute comprende: la Unidad Alao - Paute, la Unidad el Pan, la Unidad Maguazo (Litherland et al., 1994).

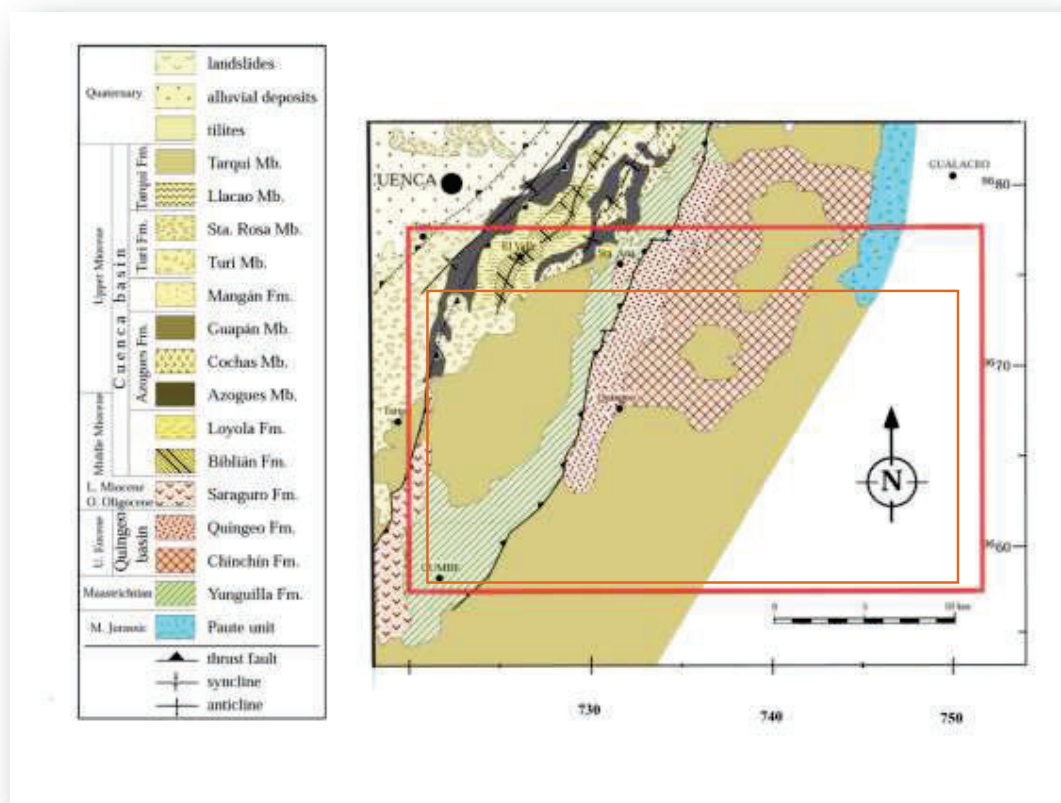


Figura 2.7 Mapa geológico regional del área de estudio de este proyecto. Tomado y modificado de Steinmann (1997).

La Unidad Alao - Paute consiste de lavas metamorizadas (Herbert and Pichler, 1983; Litherland et al., 1994) foliadas verticalmente e intercaladas con esquistos verdes, esquistos gráficas, esquistos pelíticos, cuarcitas y mármoles, de edad similar a la Unidad Maguazo datada entre Jurásico a Cretácico. Esta unidad es interpretada como un arco de islas (Litherland et al., 1994).

La Unidad Maguazo está constituida por rocas metamorizadas formadas de series turbidíticas junto con secuencias basalto - andesíticas de edad Jurásico a Cretácico. La edad de esta unidad se ha determinado en base a evidencia fósil en Oxfordiano / Calloviano y se interpreta como una secuencia marina de ante arco que se desarrolló en un arco de isla (Litherland et al., 1994).

La Unidad el Pan aflora como un cinturón de facies volcánico - sedimentarias metamorfozadas como esquistos verdes, esquistos grafiticos, y filitas de cuarzo - sericita con menor presencia de cuarcitas, esquistos cuarzo - albita - epidota - clorita, esquistos de clorita - actinolita, mármoles negros, rocas calcosilicatadas ricas en epidota y tremolita - clinozoisita. Esta unidad podría representar una secuencia marina tras arco respecto al arco de isla Alao - Paute. Se propone una edad Jurásico Medio a Cretácico Temprano en base a esporas (Litherland et al., 1994).

2.1.1.2. Formación Yunguilla.

La Formación Yunguilla aflora en la Cordillera Occidental, entre Quito y Cuenca. Fue datada a través de foraminíferos como Maastrichtiano (Thalman et al., 1946). En el área de Cuenca - Azogues esta serie de rocas se considera como parte del basamento de las cuencas intramontañosas Miocénicas (Noblet et al., 1988; Steinmann et al., 1997; Dunkley & Gaibor, 1998; Pratt et al., 1998; Hungerbühler et al., 2002).

Esta formación aflora hacia el Este de la cuenca en la zona de Cumbe al Sur hasta Azogues hacia el Norte formando un cinturón con dirección NNE - SSW, y que es cortado por el intrusivo el Descanso de edad Oligoceno Tardío (Steinmann et al., 1997), según Litherland (1994) se encuentra sobreyaciendo disconforme a los terrenos metamórficos Guamote y Alao - Paute, y esta sobreyacida por las series sedimentarias que rellenan la cuenca, Steinmann (1997) sugiere que la Formación Yunguilla aflora en algunas partes debido a cabalgamientos con vergencia al Este (Figura 2.7). No se ha reportado un contacto estratigráfico con las formaciones Quingeo o Chinchín. Se estima un espesor de unos 1200 m en la zona de Santa Ana y de unos 1500 m en la zona de Cumbe (Bristow et al., 1973). Las litologías presentes en la Formación Yunguilla van desde argilitas negras a grises bien estratificadas que gradan a lutitas negras, con la erosión toman un color café oscuro y se encuentran comúnmente manchadas por limonita, puede presentarse calizas de grano fino en forma de estratos y lentes, además se pueden encontrar areniscas en estratos menores a 50 cm de espesor, son de grano fino con laminaciones más

oscuras, pobremente sorteadas compuestas de cuarzo, sericita, y pequeños fragmentos de lutitas. En la región cerca a Cumbe se presenta como lutitas bien consolidadas de color violeta con intercalaciones de grauwacka. (Bristow et al., 1973; Steinmann et al., 1997). La principal fuente de aporte de la Formación Yunguilla son las rocas de la Cordillera Real, con una presencia de cuarzo y micas en los detritos y una sedimentación dominada por corrientes turbidíticas. Según Steinmann (1997) se obtuvo una edad por trazas de fisión para una muestra de la Formación Yunguilla tomada cerca de Cumbe, donde se reveló un gran esparcimiento de edades heredadas (151 - 80 Ma) con promedio de $97,8 \pm 6,7$ Ma, que corresponde al Cretácico Tardío - Temprano.

2.1.2. SERIES DE RELLENO DE LA CUENCA DE QUINGEO

La depresión de Quingeo se formó durante el Eoceno Medio al Oligoceno Temprano, y fue rellenada por las formaciones Chinchín y Quingeo que corresponden a volcanoclastos y sedimentos fluviales (Steinmann et al., 1997).

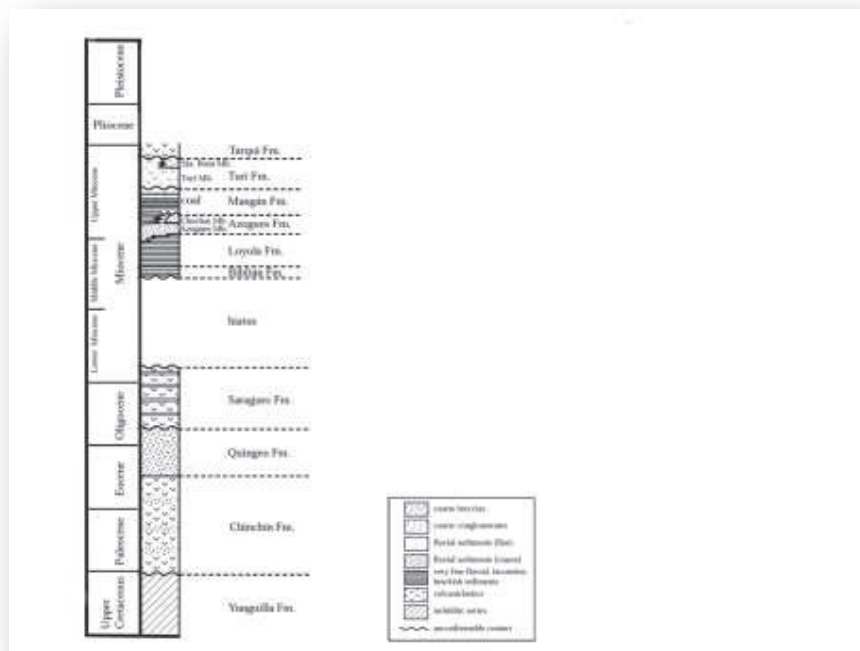


Figura 2.8 Columna estratigráfica generalizada del área de Quingeo. Tomado y modificada de Steinmann (1997).

2.1.2.1. Formación Chinchín.

La Formación Chinchín aflora a lo largo de las carreteras Cuenca - Paute y Cuenca - Gualaceo (Figura 2.7), su extensión ha sido difícil de estimar debido a que anteriormente se le consideraba como parte de la Formación Tarqui (Steinmann et al., 1997).

Según Steinmann (1997) es difícil la determinación de un espesor debido a la presencia de depósitos volcanoclásticos de la Formación Tarqui de edad Mioceno Superior junto con la densa vegetación, no obstante se presume que podría tener unos 3500 a 4000 metros, estos datos se basan en una construcción geométrica de los contactos de la base y el techo, en los afloramientos se puede observar el contacto continuo que existe con la sobreyacente Formación Quingeo (Figura 2.8), (Steinmann et al., 1997). Se podría encontrar remanentes de la Formación Saraguro de edad Oligoceno Superior a Mioceno Inferior sobre las series sedimentarias Eocénicas que están rellenando la cuenca formando una discontinuidad angular entre ellos. Mientras que en la base se presentaría de igual forma una discontinuidad angular con el terreno metamórfico Alao - Paute (Steinmann et al., 1997).

La Formación Chinchín se compone por depósitos volcánicos intermedios a básicos, flujos de lavas y algo de caídas de cenizas (Steinmann et al., 1997). En la base se presenta como piroclastos de grano muy fino de color café claro fuertemente fallados (Steinmann et al., 1997). Mientras que los flujos de lava presentan una coloración negra y se encuentran intercalados con espesores de unos 25 metros. En la parte superior de la secuencia se observan piroclastos retrabajados por un ambiente fluvial, existe la presencia de conglomerados con clastos volcánicos que están rellenos los canales y están sobrecubiertos por flujos de lava andesítica de color verde (Steinmann et al., 1997).

El ambiente de depósito de estos sedimentos fluviales probablemente fue continental de cuenca tras - arco debido a la presencia de una alta actividad volcánica (Steinmann et al., 1997). La edad de la Formación Chinchín fue obtenida de los zircones de una muestra de la parte superior de un flujo de lava andesítico dando una edad de 42.8 ± 3.8 Ma que indica que en el Eoceno

Medio Tardío hubo una intensa actividad volcánica, y es consistente con las edades Eoceno Tardías obtenidas para la Formación Quingeo que esta sobreyaciendo a la Formación Chinchín. Se propone una correlación con la Formación Silante de la Cordillera Occidental del Eoceno cuya litología se caracterizada por conglomerados, areniscas, limos rojizos, flujos de lava y volcanoclastos retrabajados (Bristow & Hoffstetter, 1977; Steinmann et al., 1997). Dataciones de Silante realizadas por Vallejo (2007) dan edades de alrededor de 61 Ma que se ubicarían en el Maastrichtiano Tardío a Paleoceno Temprano.

2.1.2.2. Formación Quingeo.

La Formación Quingeo aflora a lo largo del Río Quingeo en el Sur hasta la Loma Tahual en el Norte, también se tiene afloramientos a unos 20 km de la ciudad de Cañar y en la carretera Cuenca - Cumbe (Figura 2.7) (Steinmann et al., 1997). Según Steinmann (1997) el contacto con la sobreyacida Formación Chinchín no es visible (Figura 2.8), en el camino Cuenca - Gualaceo se puede observar que la Formación Quingeo se encuentra estratificada y buzando alrededor de 65° al Oeste, pudiéndose estimar el contacto entre las formaciones como concordante, la parte superior de la Formación Quingeo se encuentra cabalgada por la Formación Yunguilla, en el tope de la cuenca se puede observar que cerca al plano de cabalgamiento de la Formación Yunguilla sobre la Formación Quingeo se encuentra una gruesa capa de conglomerados volcánicos con componentes de andesitas y riolitas mal sorteados, redondeados.

La litología de la Formación Quingeo se caracteriza por secuencias grano crecientes de unos 30 metros de espesor, que van de conglomerados mal sorteados, con clastos redondeados a areniscas de grano fino. Las intercalaciones de arena y limo son de color rojo a violeta, mientras que los clastos gruesos se presentan de colores grises claros a cafés. Los conglomerados están formados principalmente de guijarros con vetas rellenas de cuarzo y clastos de la Formación Yunguilla. La presencia de capas de

ceniza volcánica son raras y existen flujos de lavas andesíticas hacia el Norte de Jadán, mientras que al Sur de esta localidad aparecen areniscas de grano medio a fino de color verdoso a gris que están muy bien consolidadas con un cemento silíceo. No existen registros de la presencia de fósiles en esta formación pero se han encontrado pedazos de madera silicificados en gran cantidad (Steinmann et al., 1997).

La estratigrafía de la Formación Quingeo, presenta una gran cantidad de conglomerados con abundantes líticos metamórficos bien redondeados y clastos angulosos de la Formación Yunguilla, también se presentan tres niveles de cenizas volcánicas y andesitas, en la parte central de la columna se tiene capas intercaladas de arenas con cierta estratificación cruzada y limos estratificados o laminados (Steinmann et al., 1997). Medidas de las paleocorrientes indican una dirección de Este a Oeste, junto con la presencia de canales con patrones de migración lateral y la baja sinuosidad de los mismos sugiere un sistema fluvial mixto (Steinmann et al., 1997).

Según Steinmann (1997) las dataciones que se realizaron en la Formación Quingeo dieron edades entre 42 Ma y 35 Ma para una edad Eoceno Media - Tardía.

2.1.3. VOLCÁNICOS DEL OLIGOCENO A MIOCENO MEDIO

2.1.3.1. Formación Saraguro

La Formación Saraguro se encuentra aflorando en la mayor parte del Sur del Ecuador, desde Cañar al Norte hasta el poblado de Saraguro al Sur (Steinmann et al., 1997), también a estos volcánicos se les agrupado en once unidades litológicas: Formación Ocaña, Unidad Chulo, Unidad Filo Cajas, Unidad Tomebamba, Formación Chanlud, Formación Río Blanco, Formación Cerro Cauca, Formación Soldados, Formación Plancharumi, Formación Jubones y la Unidad Puñay (Dunkley y Gaibor, 1997a).

La Formación Saraguro está formada de una secuencia alternada de lavas andesíticas y ignimbritas (Baldock and Longo, 1982). Desde la base al tope se

presenta un cambio de lavas andesíticas - dacíticas a lavas riolíticas. Se observa con frecuencia intercalaciones de sedimentos lacustres y fluviales, indicativo de fases de retrabajamiento debido a la presencia de sistemas fluviales en medio de etapas eruptivas. Algunos de estos volcánicos se encuentran fuertemente alterados a arcillas. La mayor parte de la Formación Saraguro se presenta como depósitos ignimbríticos y flujos de ceniza (Steinmann et al., 1997).

El contacto con las formaciones sobreyacidas por lo general no es visible y su espesor no se ha podido determinar, los volcánicos Saraguro presenta una disconformidad angular con las formaciones anteriores: La Formación Yunguilla cerca a Cumbe, la Formación Quingeo al Este de Santa Ana, la Formación Chinchín a lo largo de la carretera Cuenca - Gualaceo y los metamórficos Alao - Paute cerca Gualaceo. Mientras que en las regiones de Cuenca y Nabón esta formación aparece como el basamento de las cuencas Miocénicas (Figura 2.8), (Steinmann et al., 1997).

Algunas edades que se han determinado muestran una concentración de eventos ignimbríticos entre 28 - 26 Ma, 24 - 22 Ma y 20 - 18 Ma, entre estos eventos ocurrió una sedimentación fluvial y lacustre en un ambiente con características tectónicas extensionales (Steinmann et al., 1997).

La edad de la Formación Saraguro de acuerdo a varios autores estaría en un rango de 29 a 18 Ma, donde están incluidos los eventos ignimbríticos mencionados por Steinmann (1997). Hungerbühler (1995) obtuvo edades de 29 - 20.5 Ma y 26 a 22 Ma en las cuencas de Cuenca, Girón y Santa Isabel respectivamente dichas edades caerían en el Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano. Existe una edad K / Ar de 35.7 ± 1.1 Ma publicada por Lavenu (1992).

2.1.4. SERIES DE RELLENO DE LA CUENCA DE CUENCA.

La cuenca sedimentaria de Cuenca se encuentra ubicada al Sur del Ecuador, entre las cordilleras Occidental al Oeste y Real al Este. Se alarga en dirección

NNE - SSO, extendiéndose desde 2° 25' S a 3° 05' y 79° 05' O a 78° 40' O, el área aproximada es de 3000 km² (Steinmann et al., 1997). El área comprendida entre las poblaciones de Ludo, Quingeo y Sigsig, se consideraba parte de la cuenca de Cuenca pero a partir del trabajo de Steinmann se pudo separar en dos cuencas debido a la diferencia de más de 25 Ma entre los sedimentos de la Formación Biblián y la cuenca Quingeo. La Formación Quingeo de edad Eoceno Tardío y los depósitos volcanoclásticos de la Formación Chinchín de similar edad, la Formación Tarqui de edad Mioceno Tardío compuesta de volcánicos y piroclastos son las principales litologías que afloran en la zona (Steinmann et al., 1997).

La cuenca de Cuenca se encuentra rellena por series que se depositaron en dos etapas distintas, la primera ocurrió entre 9.5 - 8 Ma y se produjo una sedimentación continua en un ambiente deltaico a marino depositándose las formaciones Biblián, Azogues, Mangán. Mientras que en la segunda etapa entre los 8 a 5 Ma se produjo una sedimentación de depósitos fluviales y volcánicos de las formaciones Turi y Tarqui. Estas dos etapas ocurrieron por una deformación compresiva E - O que tuvo lugar a partir de los 9 Ma en la cuenca (Steinmann et al., 1997).

2.1.4.1. Formación Biblián.

Ocurre en el núcleo erosionado del anticlinal el cuál se extiende desde Biblián hacia el Sur hasta El Valle al Este de Cuenca donde dicha formación está cubierta por volcánicos del Mioceno Tardío (Steinmann et al., 1997) (Figura 2.7 y 2.8).

Según Steinmann (1997) la Formación Biblián está formada de capas de argilitas de colores violeta, rojo y verde de 40 cm junto con intercalaciones de areniscas de grano medio a fino que presentan una estratificación cruzada. En la base se encuentra cuerpos en forma de lentes de conglomerados finos. Los sedimentos de la Formación Biblián contienen cuarzo y líticos de rocas metamórficas, también se puede encontrar vetillas discordantes o paralelas a la estratificación de yeso y sulfuros (Steinmann et al., 1997). Su espesor es difícil de estimar pero no excedería los 300 m, se encuentra disconforme

angularmente con la Formación Saraguro en la base, mientras que el tope es concordante con la Formación Loyola (Steinmann et al., 1997).

Según Steinmann (1997) la Formación Biblián se depositó en un sistema fluvial meándrico donde el transporte vino desde el Este hacia el Oeste, esto se asume por la presencia de líticos de rocas metamórficas en los componentes de los conglomerados, dichos líticos provendrían de la Cordillera Real.

La edad de la Formación Biblián fue determinada por trazas de fisión en circón obtuvo edades de 14,7 y 12,3 Ma que la ubica en el Mioceno Medio (Steinmann et al., 1997).

2.1.4.2. Formación Loyola.

La Formación Loyola aflora en los flancos de la estructura anticlinal desde Cuenca hasta Ingapirca (Bristow et al., 1973; Steinmann et al., 1997).

Se encuentra concordante a la base con la Formación Biblián según Steinmann (1997). Noblet (1988) afirma que la Formación Loyola se encuentra discordante sobre la Formación Biblián. Hacia el Norte de Santa Ana, la Formación Loyola sobreyace al intrusivo el Descanso. Hacia el Este sobreyace discordantemente a la Formación Yunguilla. Hacia el SE de Cuenca el contacto con la Formación Azogues es gradual (Figura 2.8), (Steinmann et al., 1997).

Los espesores de esta formación varían de 360 a 450 m, y consisten de lutitas altamente erosionadas con presencia de limonita y vetillas rellenas de yeso, también aparecen azufre y lentes de caliza. Presenta una abundante cantidad de flora y fauna preservada en sus sedimentos según Parodiz (1969), Bristow (1973) y Steinmann (1997).

En estos sedimentos es posible encontrar laminaciones finas en las lutitas con colores café claro a amarillentas, también se puede apreciar estratificación cruzada en partes donde el tamaño de grano es más grueso. Según Steinmann (1997) en el SE de Cuenca se puede observar capas de arena que están rellenas de pequeños canales. Bivalvos y ostrácodos han sido identificados en gran cantidad en las capas de arena que están cerca la base, en estas capas

aparecen clastos angulosos de la Formación Yunguilla indicativo de una transgresión.

La Formación Loyola al estar formada por sedimentos de grano fino indica un ambiente de baja energía donde se observa una compleja interdigitación de facies marina / salobre, fluvial distal y lacustre. La presencia de ostrácodos, bivalvos sugiere una sedimentación en agua de salinidad variable entre dulce a salobre (Steinmann et al., 1997).

Se ha establecido una edad Mioceno Medio a Tardío (13.9 a 11.1 Ma) para la Formación Loyola mediante dataciones por trazas de fisión, esta edad es consistente con los fósiles presentes en los sedimentos (Steinmann et al., 1997).

2.1.4.3. Formación Azogues.

La Formación Azogues está formada en la parte inferior a media por el Miembro Azogues, mientras que en la parte superior se distinguen dos miembros contemporáneos pero litológicamente diferentes que son los miembros Guapán y Cochás (Figura 2.8), (Steinmann et al., 1997).

El Miembro Guapán aflora en el sinclinal de la ciudad de Azogues, como una facies local que es equivalente a la parte superior del Miembro Azogues, se considera que tiene un espesor de cerca de 200 m, se observa una transición gradual entre los miembros Azogues y Guapán, además no se ha encontrado ningún contacto con las formaciones más jóvenes (Steinmann et al., 1997).

Litológicamente se encuentra formada de laminaciones delgadas de lutitas de color negro a café oscuro, en afloramientos meteorizados presenta color blanco o amarillo, al Este de Macas se encuentra 50 m de capas alternadas de diatomitas blancas y lutitas altamente deformadas según Steinmann (1997). De acuerdo a una datación mediante trazas de fisión en una toba se obtuvo una edad de 11.5 Ma que le ubica en el Mioceno Tardío - Temprano (Steinmann et al., 1997).

Según Steinmann (1997) este miembro aflora entre el Descanso y El Valle al SO de Cuenca con rumbo NE - SW, también aflora en la planicie de

Challuabamba al Sur de El Descanso. Se tiene una transición gradual desde el Miembro Azogues a los volcánicos del Miembro Cochas, su espesor no es mayor que 100 m.

El Miembro Cochas esta litológicamente conformado por capas de tobas grises a cafés de espesores cercanos a un metro y volcanoclastos retrabajados. Las tobas poseen clastos de pómez en gran cantidad, junto con cristales de biotita, también aparecen capas de lapilli, conglomerados con componentes volcánicos y metamórficos, además de madera silicificada (Steinmann et al., 1997). En base a tres determinaciones de edades el Miembro Cochas tiene una edad Mioceno Tardío (11 a 11.2 Ma).

2.1.4.4. Formación Mangán

La Formación Mangán corresponde a los sedimentos más jóvenes que afloran en el lado Oeste del anticlinal de Biblián entre Cuenca al Sur y Cañar al Norte (Bristow et al., 1973). Esta formación presenta espesores entre 1000 y 1200 m. en el centro de la cuenca la Formación Mangán sucede a la Formación Azogues mediante una discontinuidad angular. En el tope de la Formación Mangán se tiene una discordancia angular de alto ángulo con relación a la Formación Turi (Figura 2.8), esto se debe a un evento de deformación anterior al depósito de la Formación Turi (Steinmann et al., 1997).

La Formación Mangán consiste de capas de areniscas de grano fino, limolitas arcillolitas y lutitas que están intercaladas con espesores menores a 1 m, las lutitas y arcillolitas presentan colores grises claros, verdes y rojos, existe una considerable presencia de capas de ceniza volcánica y lapilli. En la parte media y superior de la Formación Mangán se encuentran capas de carbón de 3 m de espesor (Steinmann et al., 1997).

De acuerdo a Steinmann (1997), el ambiente de la Formación Mangán se debe a una planicie deltaica con dominio fluvial donde el polen contenido en el carbón y las capas ricas en materia orgánica indican un ambiente tropical, posiblemente cerca del nivel del mar (O'Rourke et al., 1978).

Según Lavenu y Noblet (1990) esta formación pertenece a una edad Mioceno Superior a Plioceno. Mientras que en base a dataciones por trazas de fisión Steinmann (1997) obtuvo edades entre 9.9 y 9.5 Ma (Mioceno Tardío).

2.1.4.5. Formación Turi

Esta secuencia volcánica es la secuencia más joven que rellena la cuenca, se encuentra dividida en dos miembros Turi y Santa Rosa, los cuales están en discontinuidad con las subyacentes formaciones con un ángulo de hasta 60° (Steinmann et al., 1997).

El Miembro Turi aflora cerca de la Villa de Turi y en el Cerro Monjas al Sur de Cuenca (Figura 2.7), se estima que tiene un espesor de 300 m. Consiste de conglomerados mal sorteados con clastos redondeados de hasta 40 cm, también aparecen intercalaciones de areniscas gruesas con estratificación cruzada, los clastos son mayormente volcánicos derivados de la Cordillera Occidental mientras que los clastos metamórficos se encuentran ausentes o menos abundantes. Las relaciones estratigráficas se encuentran angularmente discontinuas con respecto a la Formación Mangán a la base y está sobreyacida por la Formación Tarqui hacia el tope (Steinmann et al., 1997), (Figura 2.8).

El Miembro Santa Rosa presenta un espesor máximo de 150 m y consiste de conglomerados gruesos pobremente sorteados junto a clastos volcánicos (de hasta 50cm) y brechas compuestas de fragmentos de rocas volcánicas, se encuentra discordante con la suprayacente Formación Tarqui mientras que con la subyacida Formación Mangán se interpreta una discordancia debido a factores como el claro cambio de tamaño de grano, la dirección del flujo, y el tipo de sedimentación después del evento de deformación (Steinmann et al., 1997).

Según Steinmann (1997) la sedimentación para los miembros Turi y Santa Rosa ocurrió en un ambiente intramontañoso, la sedimentación para el Miembro Turi fue distinta al sistema deltaico que dominó el relleno temprano de la cuenca por el contrario este miembro corresponde a depositación en un

sistema de ríos trezados que transportaban los sedimentos de Oeste a Este, mientras para el Miembro Santa Rosa la depositación corresponde a un abanico aluvial que provino del Oeste. Rocas del Miembro Turi dieron una edad de 9.6 a 8 Ma (Mioceno Tardío) y para el Miembro Santa Rosa por relaciones estratigráficas con las formaciones que la rodean implicaría una depositación contemporánea con el Miembro Turi.

2.1.4.6. Formación Tarqui

La Formación Tarqui se puede dividir en dos miembros que son Tarqui y Llacao, los mismos que presentan una misma edad, pero son de ambientes sedimentarios diferentes (Steinmann et al., 1997).

El Miembro Tarqui son depósitos piroclásticos depositados en la cuenca de Cuenca, pero también ocurren fuera de los límites de la misma y aparecen cubriendo discordantemente las series Pre - Mioceno Medio (Steinmann et al., 1997) (Figura 2.7 y 2.8).

El espesor de la Formación Tarqui según Baldock y Longo (1982) estaría entre los 1200 m pero según Steinmann (1997) en la región de Cuenca los afloramientos no sobrepasan los 300 m.

El Miembro Tarqui está formado de depósitos volcanoclásticos de caída poco consolidados y altamente alterados. Dicha secuencia presenta aglomerados riolíticos e andesíticos, tobas caolinitizadas, con colores rojo oscuro o púrpura. La sedimentación ocurrió durante un fuerte período eruptivo donde los depósitos de caída cubrieron discordantemente todas las cumbres y los valles, luego estos fueron retrabajados en pequeños sistemas lacustres y aluviales (Steinmann et al., 1997).

En base a trazas de fisión de los sedimentos piroclásticos Steinmann (1997) obtuvo edades para el Miembro Tarqui que van desde el Mioceno Tardío al Plioceno Temprano (6.8 a 5.1 Ma).

El Miembro Llacao aflora en la parte centro Oeste de la cuenca, formando el plateau de la Loma Cochamama. Presenta un espesor de 250 m y está en discordancia angular con la sobreyacida Formación Mangán, mientras que el

contacto con el Miembro Tarqui es una interdigitación. La Formación Llaaco esta litológicamente definida por depósitos piroclásticos o volcanoclásticos, se puede encontrar lentes de cuerpos de arena y conglomerados, la sedimentación ocurrió sobre un abanico aluvial en un período de alta actividad volcánica, el retrabajamiento fluvial y los derrumbes han producido depósitos tipo debris flow que están pobremente sorteados (Steinmann et al., 1997).

De acuerdo a Steinmann (1997) existe una edad determinada del tope del plateau de Cochamama de 5.1 Ma para el Miembro Llaaco, esto implicaría que fue coetánea con el Miembro Tarqui.

2.1.5. CUERPOS INTRUSIVOS

2.1.5.1. Intrusión El Descanso

El intrusivo El Descanso está ubicado al Este del poblado El Descanso formando las lomas Tahual y Patobamba, aflora a lo largo de la carretera desde El Descanso - Gualaceo siguiendo el Río Paute. La intrusión corta la Formación Yunguilla y está formada de dioritas de grano medio a fino de color gris oscuro (Steinmann et al., 1997).

En una datación Ar / Ar analizada en un cristal de plagioclasa se obtuvo una edad de 32.95 ± 0.56 Ma (Oligoceno) (Madden et al., 1996).

2.1.5.2. Intrusiones Cojitambo y Gualashi

Estas intrusiones jóvenes tienen una similar litología, la Intrusión Cojitambo se ubica cerca de la villa Cojitambo al SE de Azogues, mientras la intrusión Gualashi está aflorando al Sur de la cuenca de Quingeo en las lomas Chimborazo y Gualashi (Steinmann et al., 1997).

Según Steinmann (1997) la Intrusión Cojitambo está cortando las series que rellenan la cuenca desde el Mioceno Medio - Tardío, mientras que la Intrusión Gualashi es raramente expuesta al Sur de Quingeo debido a la cobertura del

Miembro Tarqui. Estas intrusiones de dioritas de color gris claro con abundante biotita, en la zona de Cojitambo las rocas se encuentran fuertemente fracturadas y meteorizadas, las intrusiones ocurrieron cerca de la superficie formando estructuras de enfriamiento radial columnar.

Existen algunas edades K / Ar para estas intrusiones Barberi (1988) obtuvo una edad de 5.2 ± 0.2 Ma, Olade (1980) de 6.33 ± 0.2 Ma, Lavenu (1992) de 7.1 ± 0.3 Ma, también existen dos edades Ar / Ar de 6.7 Ma (en biotita), y 7.5 ± 0.44 Ma (en plagioclasa) realizadas por Madden (1990), Steinmann (1997) realizó dos determinaciones por trazas de fisión en zircones en las lomas Cojitambo y Gualashi resultando 7.8 ± 0.8 Ma y 7.6 ± 1.0 Ma respectivamente.

2.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

2.2.1. ESTRUCTURAS

La depresión de Quingeo se relaciona a un régimen extensional E - O que tuvo lugar entre Eoceno Tardío al Mioceno Temprano, los sedimentos de la Formación Quingeo generalmente tienen un buzamiento entre 60° a 70° en la parte Oeste de la cuenca, con ligeras variaciones entre 50° a 80° . El buzamiento hacia el Oeste se debería a una deformación compresiva en el Mioceno Tardío (Steinmann et al., 1997).

Noblet (1988) interpretó que la cuenca de Quingeo se formó como una cuña sedimentaria a lo largo de una falla normal desarrollada en el horst Santa Ana - San Miguel en un régimen extensional, pero Steinmann (1997) describe estructuras que indican que la secuencias cretácicas cabalgan en dirección Este sobre los sedimentos de la Formación Quingeo. La Formación Yunguilla es considerada como el borde Oeste de la cuenca de Quingeo, por el contrario fue transportada a dicha posición después del depósito de la Formación Quingeo por un cabalgamiento hacia el Este.

La falla Santa Ana - Tuhual afecta a la Formación Quingeo en el Oeste. Bajo el plano de cabalgamiento se reportan conglomerados con una matriz de arena fina pobremente sorteados con un espesor de 5 m. Este conglomerado no es

producto de la deformación a lo largo de la falla, pero la composición de los red - pebbles y su posición sobreyacente con la Formación Quingeo sugiere una edad posterior. Estos conglomerados podrían representar una facies proximal de relleno de la cuenca (Steinmann et al., 1997).

Las fallas y pliegues presentes en la cuenca de Cuenca por lo general presentan un rumbo NNE - SSO dando una geometría cónica producida por las intersecciones de los sedimentos buzantes hacia el Oeste y la topografía de los ríos Shullin y Deleg. La falla Deleg se considera una estructura menor con desplazamientos pequeños, mientras que la falla Pacha - Cojitambo es una falla de cabalgamiento subparalelo al rumbo de la falla Santa Ana - Tahual, abarca una distancia de 70k m N - S (Noblet et al., 1988; Steinmann et al., 1997).

Los pliegues mayormente están expuestos con sus ejes horizontales o subhorizontales y son descritos como cuñas sedimentarias según Bristow (1974) y Noblet (1988).

2.2.2. EVOLUCIÓN GEODINÁMICA

Durante el Jurásico Medio - Tardío se produce la subducción y se tiene como resultado la actividad volcánico - plutónica en la Cordillera Real (Este) y zona Sub - Andina, situando los granitoides calco - alcalinos de la División Zamora (190 - 140 Ma) y los productos volcánicos de la Unidad Misahuallí. Equivalente a este evento tenemos la ubicación de batolitos y de las formaciones de la División Salado (Aspden et al., 1992a; Egüez et al., 1993; Litherland et al., 1994). El área del Oriente durante el Jurásico Tardío a Cretácico Temprano (140 a 120 Ma), se levantó y erosionó, la cordillera estuvo afectada por el evento dinamo-termal (cizalla), y este produjo que las edades plutónicas antiguas sean reseteadas (Aspden et al., 1992a; Egüez et al., 1993).

El tectonometamórfico produjo un acontecimiento de dimensión mayor, se tiene la acreción - colisión, el cual creó los diferentes terrenos del Ecuador antes de la adición del Terreno Piñón descrito como Evento Peltetec en la Cordillera

Real y como Evento Palenque en el Oro (Litherland et al., 1994). Este suceso pertenece a la acreción de terrenos de origen oceánico (Unidad Ofiolítico Peltetec), metavolcánicos de afinidad arco de islas (Unidad Alao - Paute) y secuencias sedimentarias de ante arco y tras arco (Unidades Maguazo y EL Pan) de la División Alao, entretanto al Oeste de la sutura Peltetec se da la ubicación de la División Guamote (Aspden et al., 1992a; Egüez et al., 1993; Litherland et al., 1994; Verdezoto et al., 2006). Se tiene un evento que se produjo en los Andes en el país de Colombia que fue estudiado por Bourgois (1982, 1987), que consiste en la evolución del Occidente Colombiano, dicho evento tiene características similares entre Ecuador y Colombia, se tiene un ciclo de tiempo que permiten considerar la evolución de los Andes norteños durante esta periodo, podría estar unificada en un solo esquema geodinámico (Verdezoto et al., 2006).

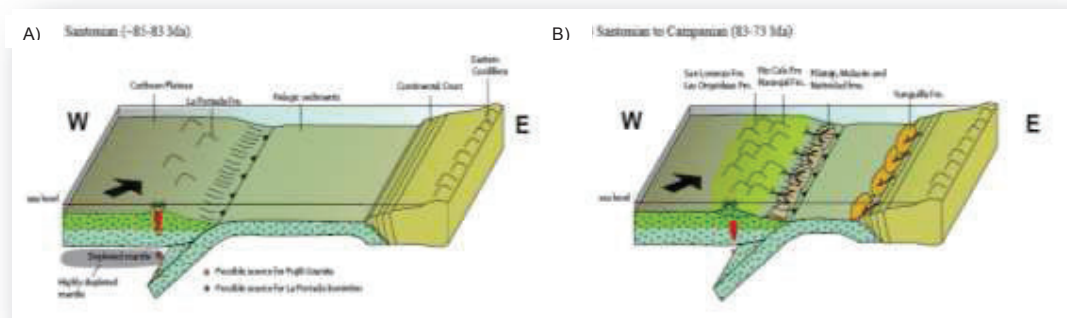


Figura 2.9 Reconstrucción Paleo - tectónico de la Cordillera Occidental y zonas vecinas del Cretácico Superior al Oligoceno (Vallejo, 2007).

En la zona Sub - Andina, Hollín y Napo se depositaron con una marcada inconformidad por encima de las rocas antiguas, estos eventos ocurrieron en el Cretácico Temprano a Tardío (120 a 85 Ma) y en la Cordillera Real las condiciones fueron estables en la Cordillera Real (Aspden et al., 1992a; Egüez et al., 1993) (Figura 2.9.A).

Después tenemos la acreción del Terreno Pallatanga esto durante el Cretácico tardío (Hughes & Pilatasig, 2002), teniendo nuevamente el reseteo de edades

de las rocas metamórficas de la Cordillera Real (Aspden et al., 1992a; Egúez et al., 1993; Litherland et al., 1994). Hacia el Sur se puede representar la falla Bulubulu para esta acreción (Dunkley & Gaibor, 1997a). Después se tiene la depositación de la secuencia turbidítica de Yunguilla en el Cretácico Tardío, esta se depositó sobre la Unidad Pallatanga al Oeste de la proto - Cordillera Real (Egúez et al., 1993; Dunkley & Gaibor, 1997a) (Figura 2.9.B).

Posterior se tiene la activación del arco de islas Macuchi mientras tenemos la depositación del grupo Angamarca en una cuenca marginal de ante arco ubicada entre el borde continental y el arco de islas Macuchi todo esto en el Paleoceno - Eoceno (Hughes & Pilatasig, 2002; Dunkley & Gaibor, 1997a). Se presenta en el Grupo Angamarca flujos piroclásticos dacíticos y riolíticos del Grupo Saraguro de la actividad volcánica en el arco de la época (Dunkley & Gaibor, 1997a) (Figura 2.10.C).

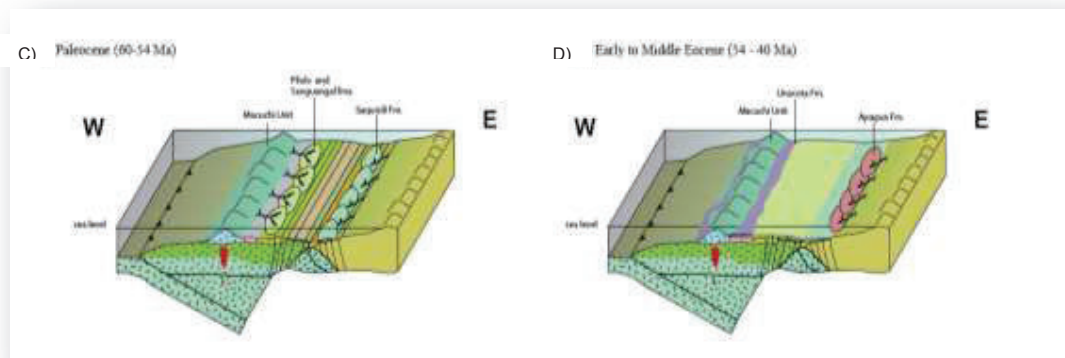


Figura 2.10 Reconstrucción Paleo - tectónico de la Cordillera Occidental y zonas vecinas del Cretácico Superior al Oligoceno (Vallejo, 2007).

Durante el Eoceno tardío se tiene la acreción del Arco Macuchi contra el margen continental y esto deforma al Grupo Angamarca, Grupo Saraguro y a la Unidad Yunguilla (Dunkley & Gaibor, 1997a). Para la segunda acreción la línea de sutura estaría representada por el área de Falla Chimbo - Toachi (Hughes & Pilatasig, 2002). Spikings (2001) relaciona este evento a la existencia de enfriamientos entre 43 y 30 Ma en la Cordillera Real (Figura 2.10.D).

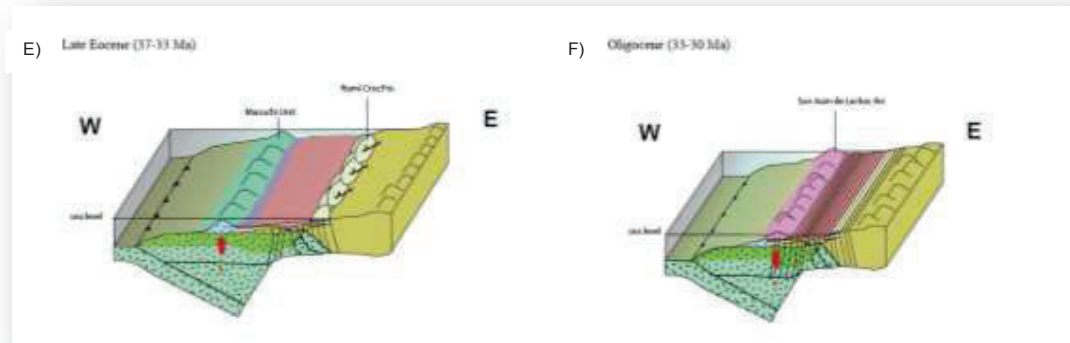


Figura 2.11 Reconstrucción Paleo - tectónico de la Cordillera Occidental y zonas vecinas del Cretácico Superior al Oligoceno (Vallejo, 2007).

Para 27 - 25 Ma alrededor del Oligoceno - Mioceno temprano se produjo el fracturamiento de la placa Farallón y esto estableció un nuevo esquema en la tectónica de placas por lo que provocó que cambie la velocidad y dirección de convergencia entre Nazca y Sur América (Lonsdale et al., 1978; Pennington et al., 1981; Pardo - Casas & Molnar, 1987; Daly et al., 1989), una rápida disminución en la velocidad de convergencia corresponde a una fase de extensión E - O (Pardo - Casas & Molnar, 1987; Daly et al., 1989), como consecuencia se tiene una segunda fase de actividad volcánica del Grupo Saraguro y esfuerzos tensionales en dirección NE - SW con composición más andesítica (Dunkley & Gaibor, 1997a) (Figura 2.11. E).

Para la formación de las cuencas intramontañas abarcando la cuenca de Cuenca existió una extensión E - O durante el Mioceno Temprano. Desde esta época se tiene descrito esquemas geodinámicos para el Mioceno - Plioceno. En el esquema geodinámico para el Mioceno - Plioceno de las cuencas de estudio tenemos el desarrollo del doctor Michael Steinmann en el año de 1997, indica que la subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana está relacionada con la evolución tectónica de la parte NE durante el Mioceno y ha levantado y deformado la Cadena Andina. Las dos cordilleras de los Andes Ecuatorianos están separadas por el valle central denominado Valle Interandino. Durante el Mioceno Medio en el periodo de extensión se formó la cuenca de Cuenca ubicada al Sur de Ecuador. El material de relleno de la

cuenca consiste en sedimentos fluviales y material volcanoclástico lo cual suministra la debida información referente a la evolución sedimentaria, subsidencia, deformación y exhumación ocurrida. Se determinó todos estos eventos por medio del estudio de trazas de fisión en circones y apatitos y permitió valorar las velocidades de levantamiento y exhumación. Mediante la datación de circones de la Formación Saraguro de edad Oligoceno a Mioceno se pudo realizar la nueva estratigrafía de la cuenca de Cuenca y se pudo estimar que se formó durante el Mioceno Medio en un régimen extensional. Esta cuenca tuvo su relleno en dos etapas, la primera durante los 15 y los 9 Ma con una sedimentación continúa en ambientes deltaicos a marino - salobres y su alta tasa de sedimentación (0.4 – 1.6 mm / año). Los estudios indican que la fuente de aporte es la Cordillera Real. Los restos de fósiles marinos (camarones y cangrejos) indican que hubo varias ingresiones marino - salobres y la paleotemperatura indica una profundidad máxima de enterramiento de 3400 m Los estudios indican que la tasa de sedimentación fue equilibrada por la subsidencia de la cuenca en el Mioceno Medio, teniendo la acumulación de 3400 m de sedimentos. Durante los 9 Ma bajo un régimen compresional se dio la deformación del relleno de la cuenca y la aparición de fallas inversas y pliegues. Posteriormente por encima de los materiales deformados esta la segunda sedimentación de series intramontañosas discordantemente. El contacto discordante, los mantos de corrimiento, los sedimentos marino - salobres del Mioceno Medio que en la actualidad alcanzan los 2700 m la trayectoria T / t de los apatitos lo cual refleja el enfriamiento a los 9 Ma, cambio de procedencia de los sedimentos situándose el área fuente en el Este durante el Mioceno Medio hasta el Mioceno Superior, y pasando a una procedencia del Oeste (Cordillera Occidental) a finales del Mioceno y hasta el Plioceno Inferior y cabalgamiento reflejan el levantamiento de la Cordillera Occidental. Esta sedimentación se caracteriza por sedimentos aluviales y fluviales, muy gruesos, procedentes del Oeste. Se observó mediante los estudios de AFTA la interrupción en la sedimentación durante los 5 Ma o un segundo levantamiento de los Andes los cuales revelan una etapa final de exhumación y enfriamiento en el Sur del Ecuador, que comenzó hacia los 4 - 3 Ma, y que probablemente continúa activa en la actualidad. Relacionando el espesor total del relleno y la altitud a la que se encuentran los depósitos se puede estimar que la tasa de

levantamiento de 0,7 mm / año, el cual afecto a esta parte del Ecuador en los últimos 9 Ma. Por evidencia de sedimentos que afloran al Este de Cuenca de edad Eoceno Superior a Oligoceno Inferior fue determinada la nueva Formación Quingeo (42 - 35 Ma), correspondiente un relleno fluvial. Según los estudios indican que la fuente de la Formación Quingeo es de la Cordillera Real (Figura 2.11.E y F).

Los análisis de trazas de fisión en apatitos extraídos de estos sedimentos, (AFTA), han permitido la reconstrucción de la historia tectono - térmica desde tiempos Eocénicos, revelando un enfriamiento alrededor de los 18 Ma. Con estos estudios se ha elaborado un modelo regional de evolución terciaria de la subducción ecuatoriana y consiguiente levantamiento de los Andes.

Durante el Oligoceno y Mioceno Inferior posterior a la fractura de la placa Farallón un rápido slab roll - back de Nazca dio lugar a un régimen extensional. Las cuencas de tipo costero y tras - arco desarrolladas fueron rellenas por depósitos continentales y marino-salobres.

En el Mioceno Superior se tiene la obstrucción de la zona de subducción de alto ángulo que dio lugar a un slab break - off y a una nueva zona de subducción de bajo ángulo, responsable del nuevo régimen compresional E - O y del levantamiento de la cordillera Real. Una convergencia rápida en el Plioceno de Nazca y el continente pudo haber dado el acople de las dos y se mantuvo hasta hoy el régimen compresivo en el sur de Ecuador y norte de Perú. (Steinmann, 1997, The Cuenca basin of southern Ecuador: tectono-sedimentary history and the Tertiary Andean evolution; 1997: pág. 5, 6, 7).

CAPITULO 3

3. GEOLOGÍA LOCAL

3.1. LITOESTRATIGRAFÍA

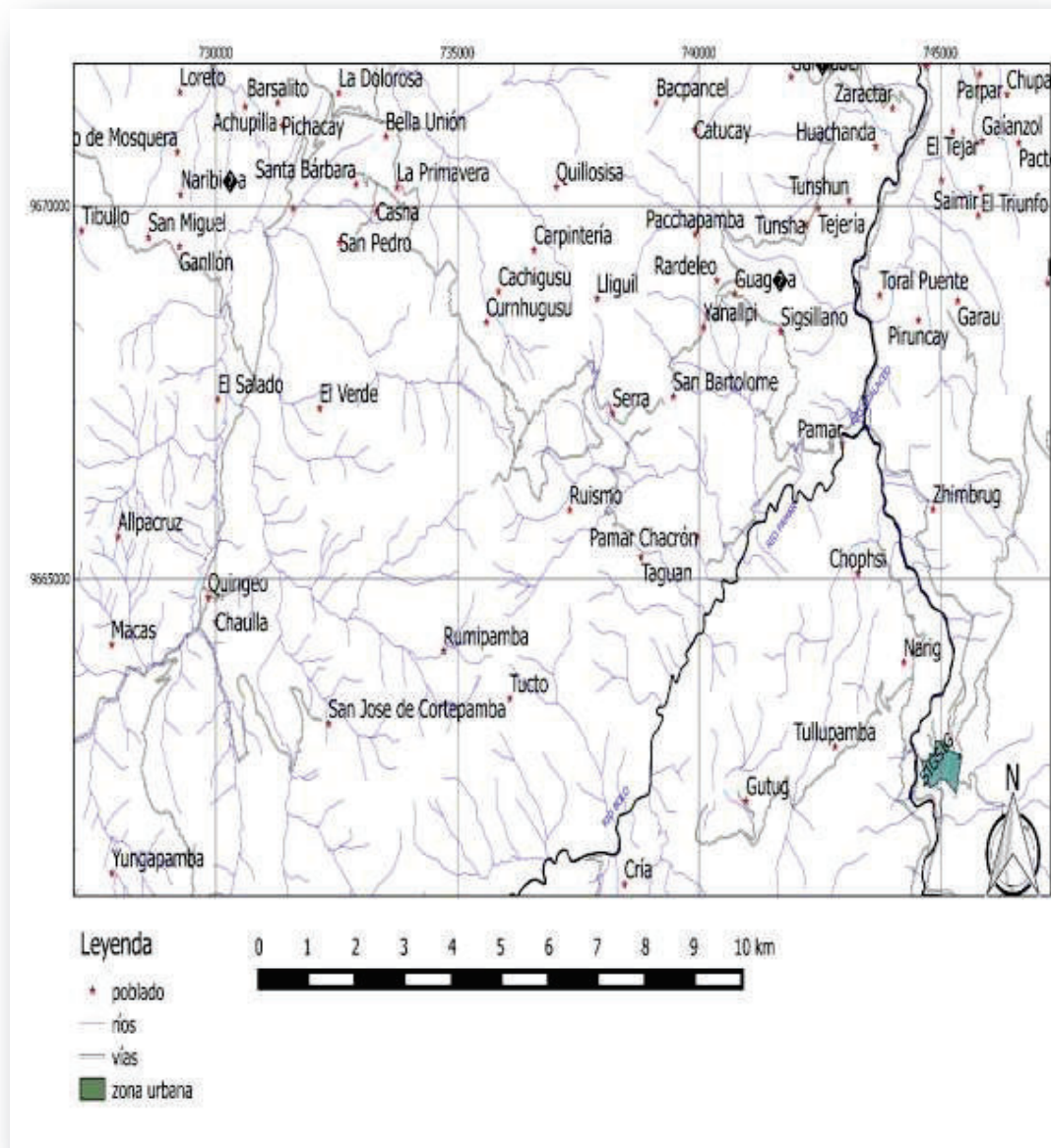


Figura 3.1 Mapa de localizaciones de la zona de estudio.

La litoestratigrafía fue definida mediante varias jornadas de levantamientos geológicos durante trabajo de campo en afloramientos expuestos a lo largo de carreteras, caminos y laderas. Se realizó la cartografía geológica con más de cien puntos de observación y caracterización litológica en distintos afloramientos con la ayuda de cartas topográficas a escala 1:50000 (Figura 3.1).

En este trabajo se discriminaron cinco tipos de unidades litológicas tanto de basamento como de relleno sedimentario y volcanoclástico. En orden cronológico se describen a la base los metamórficos del Terreno Alao - Paute (Figura.3.2) seguidos por las series turbidíticas de la Formación Yunguilla inmediatamente sobreyacidas por los volcánicos de la Formación Chinchín, que gradúan hasta las secuencias sedimentarias de la Formación Quingeo y finalmente los depósitos volcano-sedimentarios de la Formación Tarqui.



Figura 3.2 Terreno Alao - Paute, vía Gualaceo - Paute, lavas metamorizadas, esquistos pelíticos y cuarcitas, UTM: 0747756/9682495.

3.2. BASAMENTO

Las cuencas de los valles de Ludo - Sigsig y Quingeo localizadas al sureste del Ecuador están subyacidos por un basamento metamórfico correspondiente al Terreno Alao - Paute (Figura 3.2 y 3.3) definido en Cordillera Real (Litherland et al., 1994) de edad Jurásico Medio a Superior. Estas rocas forman fajas alargadas compuestas por lavas metamorizadas, esquistos verdes, esquistos pelíticos, cuarcitas y mármoles.



Figura 3.3 Terreno Alao - Paute, vía Gualaceo - Paute, lavas metamorizadas, UTM: 0747756/9682495.

3.2.1. FORMACIÓN YUNGUILLA

La Formación Yunguilla aflora en forma de paquetes sedimentarios bien estratificados a lo largo de la carretera Cumbe - Quingeo hasta el área de Macas (Figura 3.4) aproximadamente, siguiendo las carreteras de segundo orden hacia Cruz Loma, Loma de Quingeo pasando por el sector de La Tranca

hasta la zona de Tablón en la Loma de Quichuna en dirección NNE - SSO formando el límite Oeste de la Cuenca de Quingeo.



Figura 3.4 Foto panorámica tomada desde Loma Común, Formación Yunguilla sector Cruz Loma.

Las rocas de la Formación Yunguilla poseen un color gris oscuro cuando no están meteorizadas y un color rojizo en zonas climáticas sometidas a un fuerte intemperismo (Figura 3.5). Está compuesta por secuencias turbidíticas, con buena estratificación cuya composición detrítica principal se compone de feldespatos (arcosas) en capas granodecrecientes que gradan de tamaño arena a limos arcillosos que alcanzan los 50 centímetros de espesor, como se observa en la figura 3.6. En la vía Macas - Allpacruz, sector Cruz Loma la Formación Yunguilla presenta nódulos calcáreos (Figura 3.7) y familias de diaclasas que se acuñan en direcciones preferenciales. En el camino que atraviesa la Loma Huairapungo se puede apreciar la inclinación regional de las capas en dirección Oeste, con un predominio de las fracciones finas como lutitas de 30 centímetros de espesor intercaladas con limolitas y areniscas de pocos centímetros compuestas por abundantes micas (Figura 3.6).



Figura 3.5 Formación Yunguilla, Cretácico Superior, lutitas grises con estratificación no muy meteorizada, ambiente fluvial (UTM: 0722985 / 09658416).



Figura 3.6 Formación Yunguilla, camino que atraviesa la Loma Huairapungo, capas basculadas hacia el Oeste, capas de lutitas de 30 centímetros de espesor, capas de limolitas y arenisca de pocos centímetros, gran cantidad de micas, UTM: 722707/9657647.

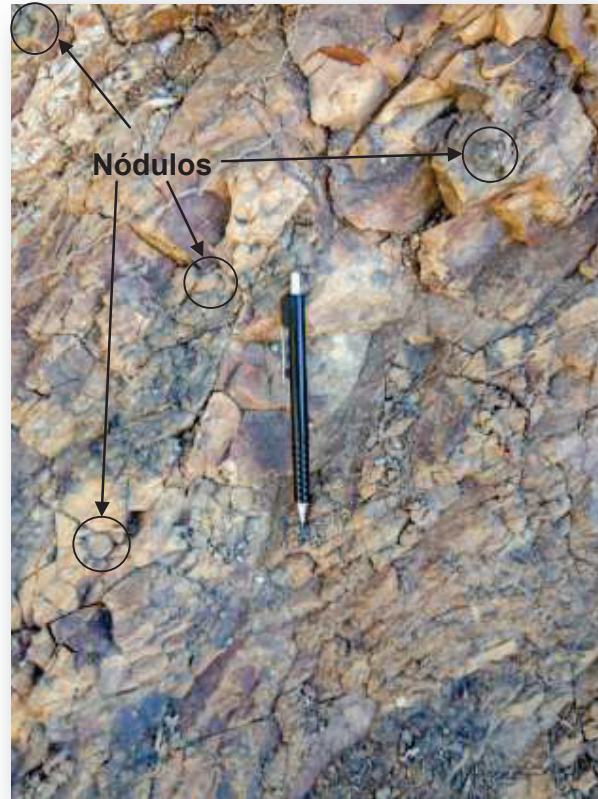


Figura 3.7 Nódulos de la Formación Yunguilla, en el sector Macas, Allpacruz, UTM: 727763 / 9665947.



Figura 3.8 Formación Yunguilla meteorizada en la zona cercana a Cumbe, UTM: 0722706/09657664.

A lo largo de la vía que conecta las poblaciones de Cumbe y Quingeo (tres kilómetros desde Cumbe) (Figura 3.8) se puede observar estructuras tipo slumps de ocurrencia local en los afloramientos de la Formación Yunguilla como se observa en las figuras 3.9, 3.10.

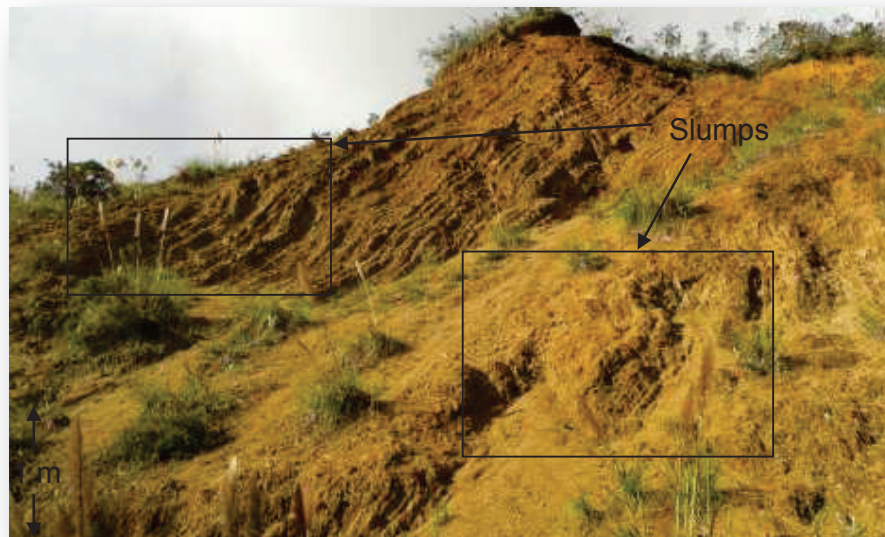


Figura 3.9 Slumps de la Formación Yunguilla, vía Cumbe-Quingeo, UTM: 0722687/09657693.

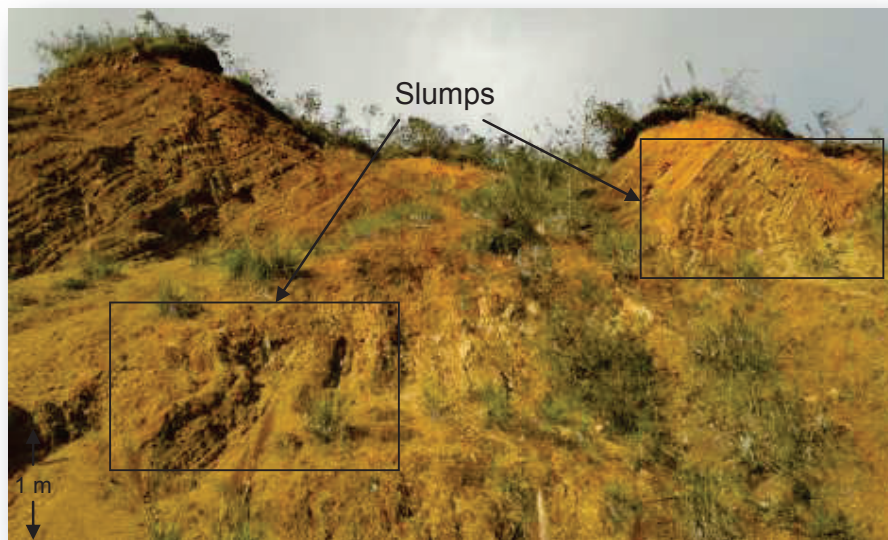


Figura 3.10 Slumps de la Formación Yunguilla, vía Cumbe - Quingeo, UTM: 0722687/09657693.

Las estructuras de slumps se encuentran fosilizadas en una secuencia lutítica - limosa de color café claro variando a amarillenta que presenta sericita y cuarzo.

La figura 3.11 presenta parte de la secuencia no deformada por slumps con capas estratificadas de lutitas, con pequeños horizontes de calizas, micas y cuarzo proveniente de la Cordillera Real.



Figura 3.11 Formación Yunguilla, capas basculadas en dirección Oeste, con gran cantidad de micas, UTM: 722647/9657508

La sección delgada que se realizó de la Formación Yunguilla tomada en el punto UTM: 0744403 / 9663905 ubicada en la vía Quingeo - Cumbe (dos kilómetros de la población de Cumbe), se observó una mineralogía compuesta por cuarzo en un 25%, feldespato potásico con un 25% y un 15% de clorita en una matriz compuesta en su totalidad de arcilla, con una textura lutítica / limosa cuyos porcentajes indican una composición de arcosa (Figura 3.12).

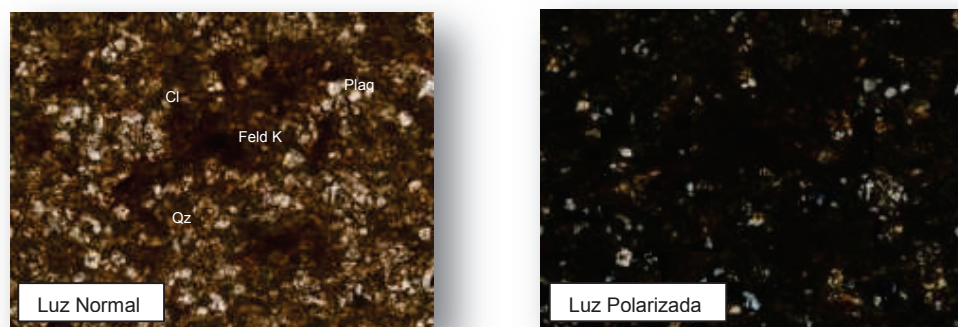


Figura 3.12 Lámina delgada de la muestra de la Formación Yunguilla, arcosa, minerales: cuarzo, feldespato potásico, clorita. Matriz; arcilla. Aumento 2,5x.

Las relaciones estratigráficas de la Formación Yunguilla con los sedimentos de la cuenca de Quingeo son probablemente discordante debido a las relaciones angulares entre los planos de estratificación de ambas formaciones. Posiblemente se ubica parcialmente sobre las rocas metamórficas (Terreno Alao - Paute) de la Cordillera Real aunque el contacto no sea visible. Hacia el Este está sobreyacida por la Formación Chinchín mientras que hacia el Oeste muestra un contacto fallado manifestado como un cabalgamiento que deforma a la Formación Quingeo. La Formación Yunguilla está formando el borde Oeste de la cuenca de Quingeo debido a que se encuentra cabalgando de Oeste a Este a la Formación Quingeo. En este sector la Formación está cubierta parcialmente y de forma discordante por los depósitos volcánicos de la Formación Tarqui.

La Formación Yunguilla posee un espesor estimado que varía de 1000 a 2500 metros de Sur a Norte dentro de la zona de estudio. Dicho espesor se pudo determinar cartográficamente por medio de relaciones geométricas entre las curvas de nivel y los afloramientos observados. La fuente de aporte detrítico de cuarzo y micas provendría de las rocas metamórficas de la Cordillera Real. La Formación Yunguilla fue datada por Bristow (1973), con una edad de 97.8 ± 6.7 Ma.

3.3. RELLENO VOLCÁNICO Y SEDIMENTARIO

3.3.1. FORMACIÓN CHINCHÍN

La Formación Chinchín aflora en gran parte de los valles de Ludo y Sigsig, principalmente en las zonas de El Tablón, Cochapamba, Garaushi, en las carreteras Gualaceo - Sigsig, Gualaceo - Quingeo, en las caminos de segundo orden que se dirigen hacia Ludo, Delegsol, Chopshi, Gutún, Buena Vista, Rumipamba, Cochapamba y en las Lomas de Chacopamba, Pallupamba, Pinllo, Pucacruz, Shuishe (Figura 3.13).

La Formación Chinchín se compone de una secuencia de lavas andesíticas, tobas y brechas volcánicas que conforman el límite Este de la cuenca de

Quingeo y conforma el relleno volcánico de las cuencas adyacentes de Ludo y Sigsig. Las brechas volcánicas que afloran en la vía Gualaceo - Sigsig pertenecientes a la Formación Chinchín están compuestas de fragmentos subangulosos de rocas volcánicas variando su tamaño desde 30 centímetros hasta 5 centímetros, que se encuentran soportados por una matriz de ceniza color café claro, los fragmentos volcánicos son andesitas y dacitas con un mal sorteo. Como se observa en la figura 3.14 ciertos niveles de brechas descansan localmente de forma discordante sobre tobas volcánicas de la misma formación.



Figura 3.13 Foto panorámica tomada desde Loma Chacopamba, Formación Chinchín, camino a Gael.



Figura 3.14 Brechas de la Formación Chinchín, dos litologías una brechosa y otra tobácea, UTM: 743946 / 09667297.

Afloramientos de la vía a Gael (Figura 3.15) muestran parte de una secuencia formada a la base por niveles de tobas con intercalaciones de areniscas volcánicas. Estas intercalaciones tienen un espesor variable entre diez a quince centímetros, con un espesor total de tres metros. A continuación se encuentra una toba lítica con una potencia de ocho metros con los líticos volcánicos que poseen un tamaño aproximado de diez a veinte milímetros de forma angulosos a subangulosos. Hacia el tope la secuencia se encuentra discordantemente sobre una brecha piroclástica con fragmentos angulosos de rocas volcánicas con un tamaño desde 25 centímetros hasta 10 centímetros, esta brecha posee un potencia de cinco metros que se encuentran soportados por una matriz de ceniza y arenisca color café claro con cierta tonalidad gris, se observa un fallamiento local de tipo normal (Figura 3.16).

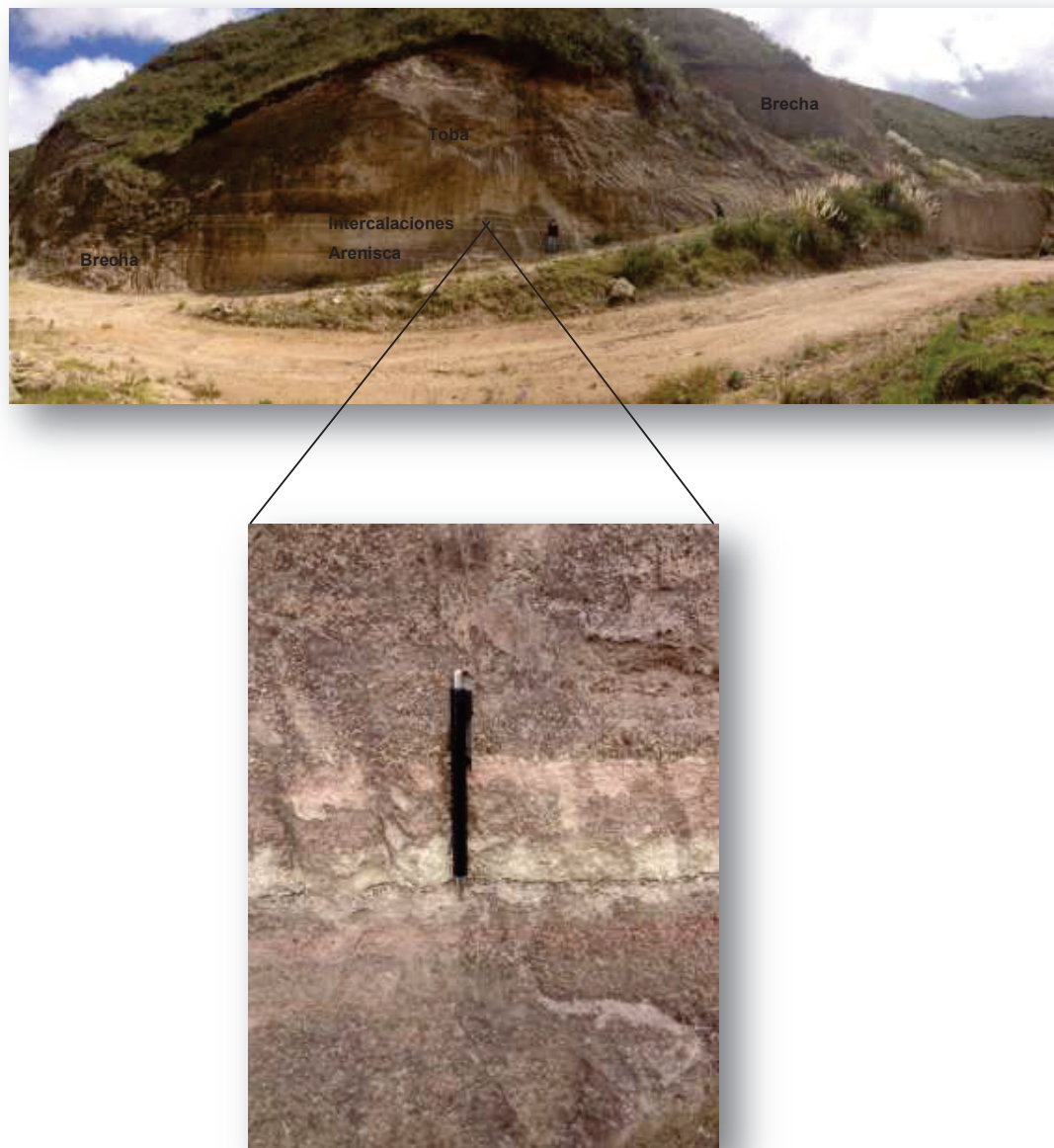


Figura 3.15 Formación Chinchín, vía Delegsol, conglomerados, tobas, capas pequeñas de areniscas intercaladas, UTM: 747071/ 09667784.



Figura 3.16 Formación Chinchín, Falla local normal, UTM: 747071/ 09667784.

Se realizó una columna estratigráfica de una secuencia observada en un afloramiento de la Formación Chinchín ubicado en la vía a Gael (Figura 3.17).

Análisis microscópicos realizados en muestras de la Formación Chinchín del punto UTM: 0743946 / 09667297 ubicada en la vía Gualaceo - Sigüig, muestran una mineralogía compuesta por piroxeno en un 10%, plagioclasa con un 20% en una matriz de vidrio, con una textura piroclástica / cinerítica y una microestructura desordenada. Estos porcentajes indican que se trata de una toba cristalina vítrea (Figura 3.18).

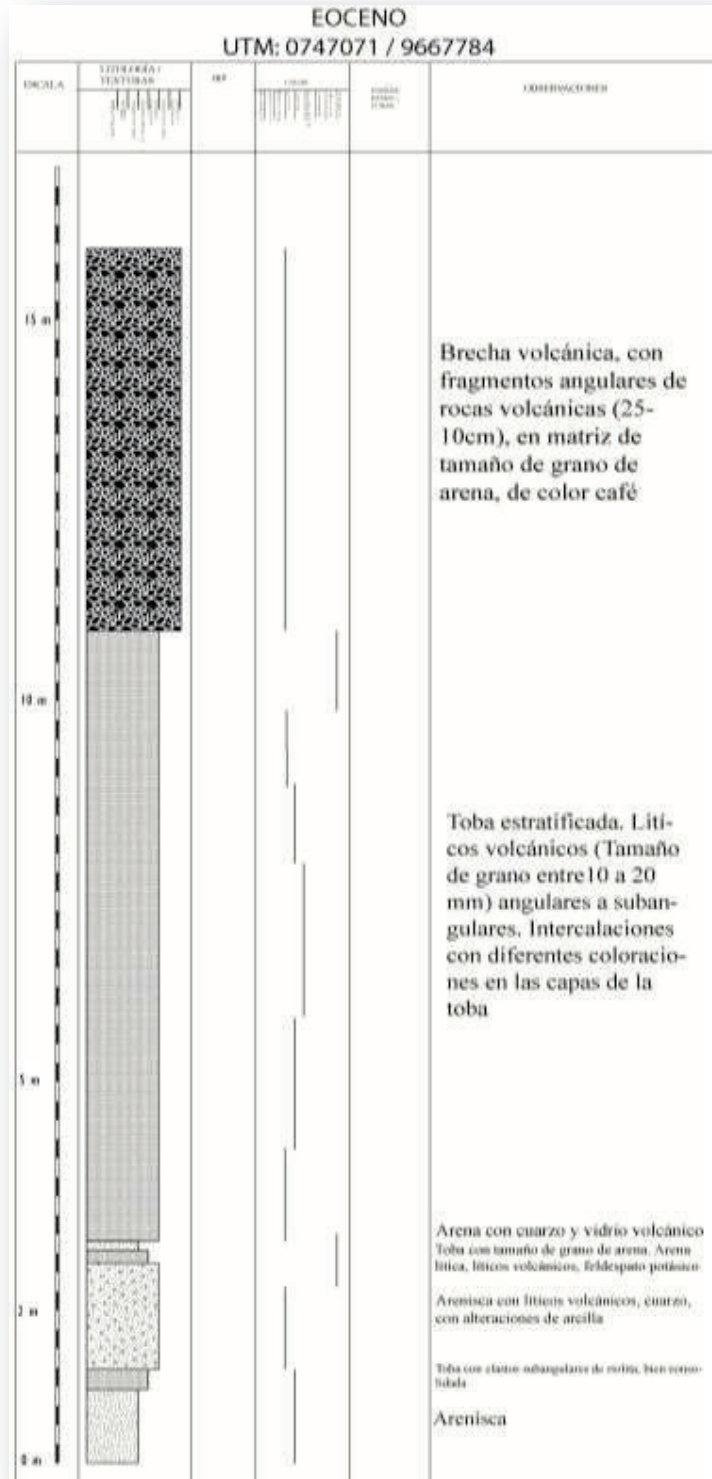


Figura 3.17 Columna estratigráfica de la Formación Chinchín vía a Gael, UTM: 0747071/9667784.

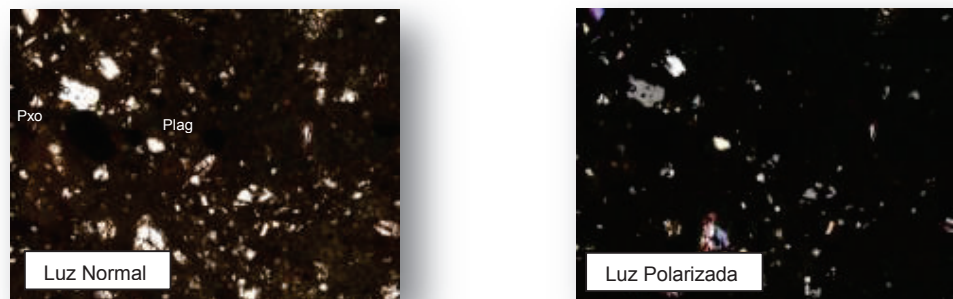


Figura 3.18 Laminas delgadas de Formación Chinchín, Toba cristalina vítrea, minerales: plagioclasa, piroxeno, matriz: vidrio. Aumento 2,5x.

En la vía Sigsig - Ludo sector de Narig, se observaron afloramientos semejantes a los de vía Gualaceo - Sigsig pero con significativa meteorización afectando a la toba y una coloración anaranjada en las brechas (Figura 3.19).

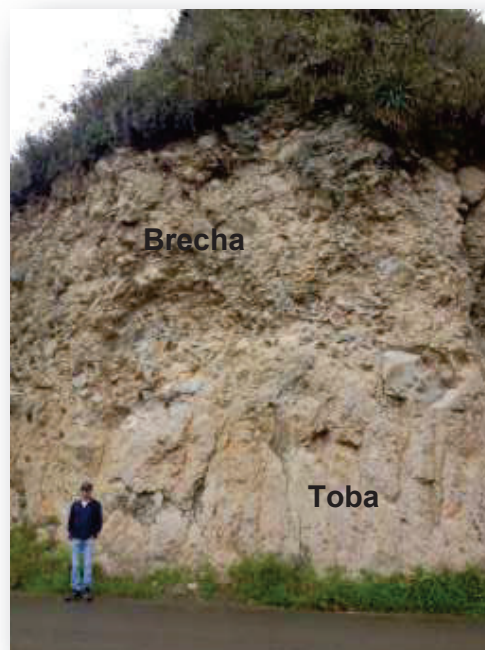


Figura 3.19 Formación Chinchín, vía Sigsig - Ludo sector de Narig, UTM: 0744492 / 09662943.

Otras secciones delgadas de la Formación Chinchín realizadas en muestras tomadas en el punto UTM: 0744492 / 09662943 ubicada en la vía Sigsig - Ludo sector Narig, muestran tobas con una mineralogía compuesta por cuarzo en un 10%, plagioclasa 10%, hornblenda 5% y circón 2%, contenida en una matriz de arcilla, con una textura piroclástica / tuffítica y una microestructura desordenada, porosa. Estos porcentajes indican que se trata de una toba de composición acida con fuerte alteración (Figura 3.20). Otras secciones delgadas sobre líticos de brechas indican una mineralogía compuesta por plagioclasa 25%, hornblenda 25%, feldespato potásico 5%, con una textura porfídica / seriada y una microestructura leve orientada de los cristales. Estos porcentajes son coherentes con una andesita hornbléndica (Figura 3.21).

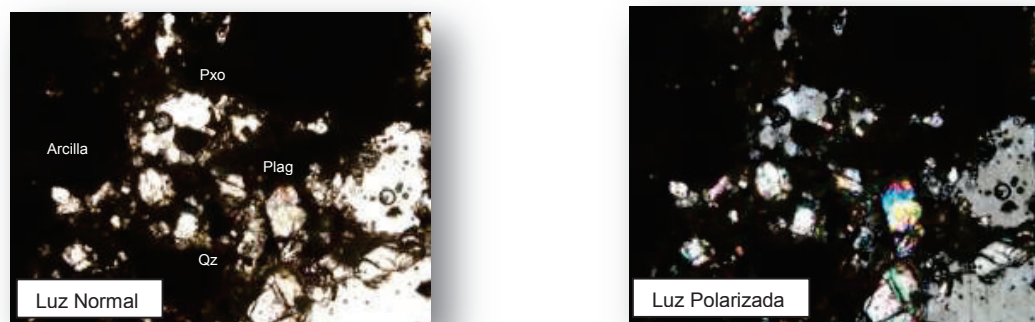


Figura 3.20 Laminas delgadas de Formación Chinchín, Toba de composición acida alterada, minerales: plagioclasa, piroxeno, cuarzo, matriz: arcilla. Aumento 2,5x.

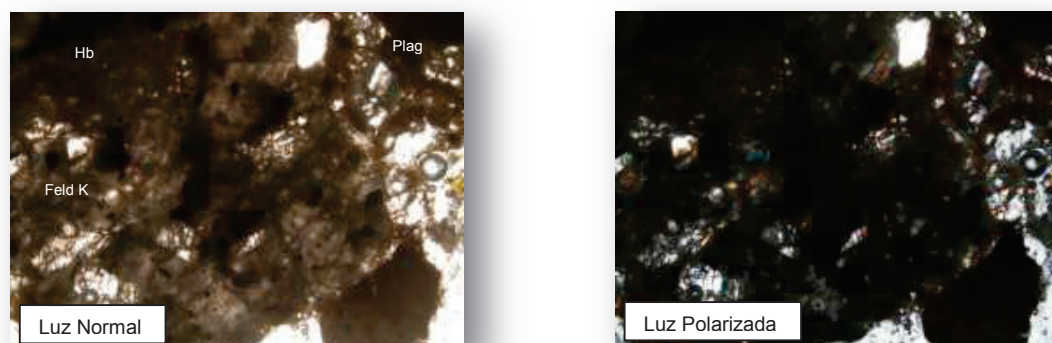


Figura 3.21 Laminas delgadas de Formación Chinchín, Andesita hornbléndica, minerales: plagioclasa, hornblenda, feldespato potásico, matriz: vidrio, arcilla. Aumento 2,5x.

Las brechas de la Formación Chinchín en el sector de la Loma Nauchum presentan un espesor de ocho metros y se caracterizan por una presencia mayoritaria de guijarros pequeños (<10 mm) y en menor proporción guijarros grandes (>32 mm) los cuales presentan componentes volcánicos y en menor proporción metamórficos y sedimentarios. Presenta un sorteo moderado, matriz soportada variando a clasto soportada. Los líticos tobáceos se componen de cenizas finas compactadas de tamaño grava fina con pobre estratificación y retrabajamiento en un ambiente fluvial. Se observan estructuras de plegamiento que indican un régimen compresivo (Figura 3.22).

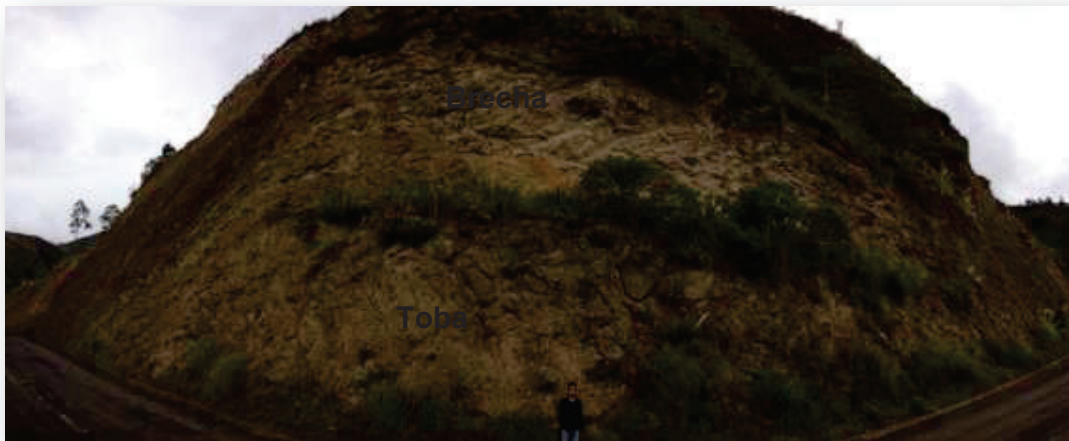


Figura 3.22 Brechas de la Formación Chinchín en el sector de la Loma Nauchum, UTM: 743409 / 09697544.

A lo largo de la vía Quingeo - Cumbe (Figura 3.23) la Formación Chinchín se caracteriza por la presencia de flujos de lavas andesíticas de color café claro con tonalidades verdes por la alteración a clorita y epidota además de secuencias de tobas finas y brechas con fragmentos volcánicos retrabajados fluvialmente debido a que se encuentran rellenando canales. Los colores de estos piroclastos y brechas van de un blanco a café claro con tonalidades amarillentas. Con respecto a las lavas, éstas se encuentran cloritizadas y epidotizadas en ciertas localidades dándole al afloramiento tonos verdosos especialmente en las zonas cercanas a Quingeo, mientras que en las zonas cercanas a Ludo las lavas se encuentran intensamente fracturadas (Figura 3.27), pero no se observan alteraciones similares a las que aparecen en las

zonas cerca de Quingeo. Una sección delgada realizada en una muestra recolectada en el punto UTM: 733980 / 9671004 en la vía Quingeo - Cumbe, muestra una mineralogía compuesta por plagioclasa en un 30%, clinopiroxeno 20%, ortopiroxeno 5%, anfíbol 5% dentro de una matriz de vidrio, con una textura porfírica y una microestructura desordenada indicando una andesita levemente cloritizada (Figura 3.24).

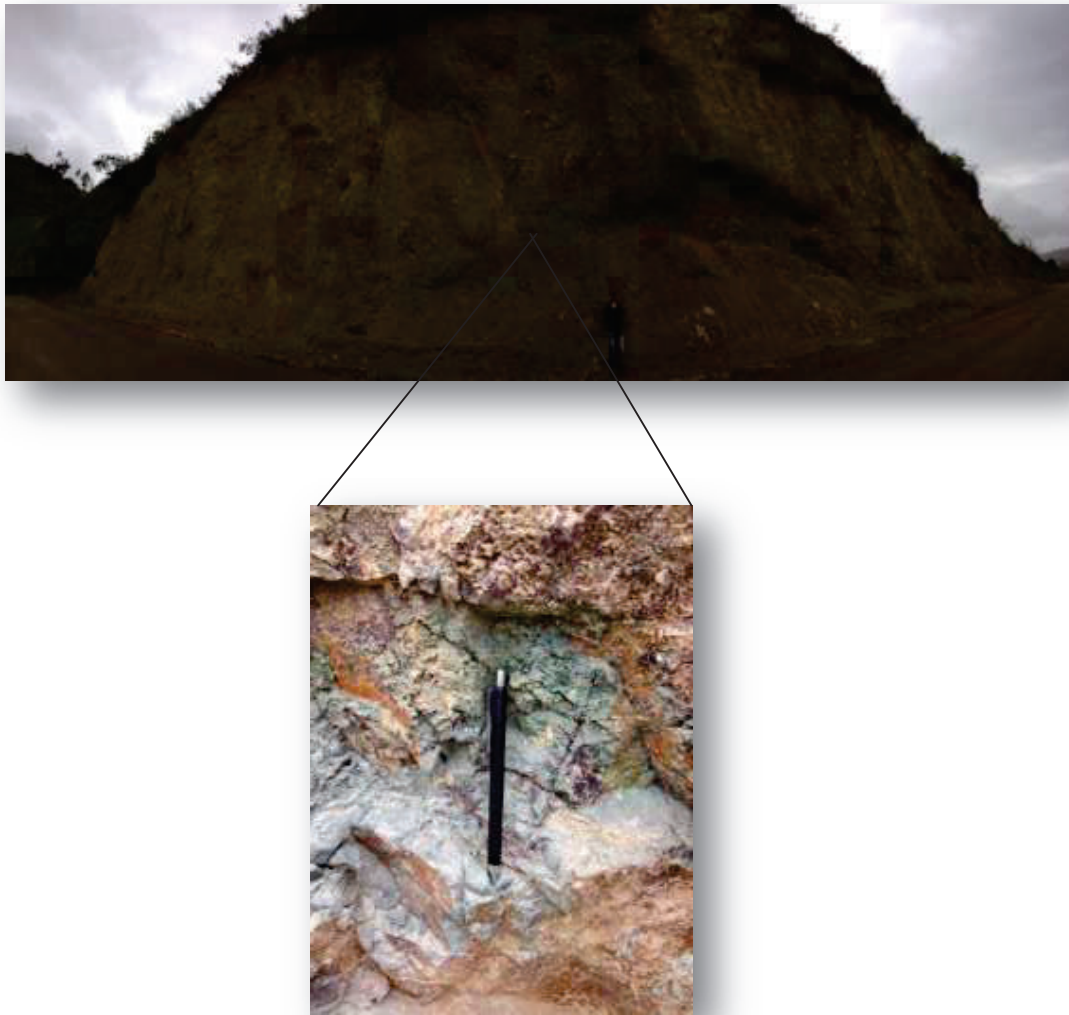


Figura 3.23 Lavas de la Formación Chinchín alteradas. UTM: 733980 / 09671004.

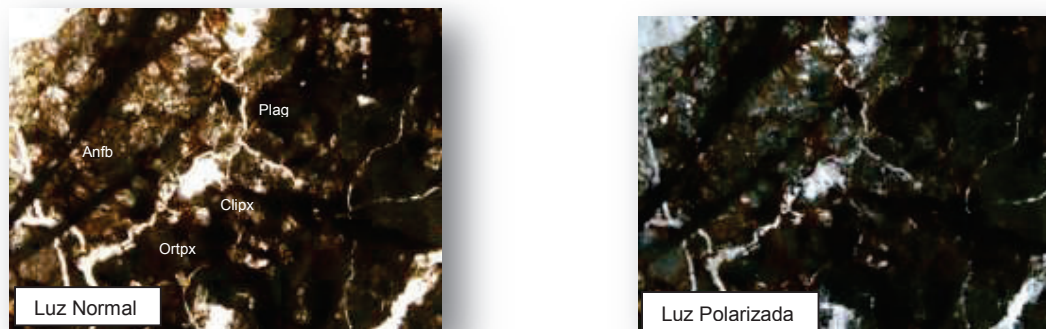


Figura 3.24 Laminas delgadas de Formación Chinchín, Andesita levemente cloritizada, minerales: plagioclasea, clinopiroxeno, ortopiroxeno, anfíbol, matriz: vidrio, arcilla. Aumento 2,5x.



Figura 3.25 Lavas dacíticas de la Formación Chinchín, vía Quingeo - Rumipamba UTM: 731474/9668777.

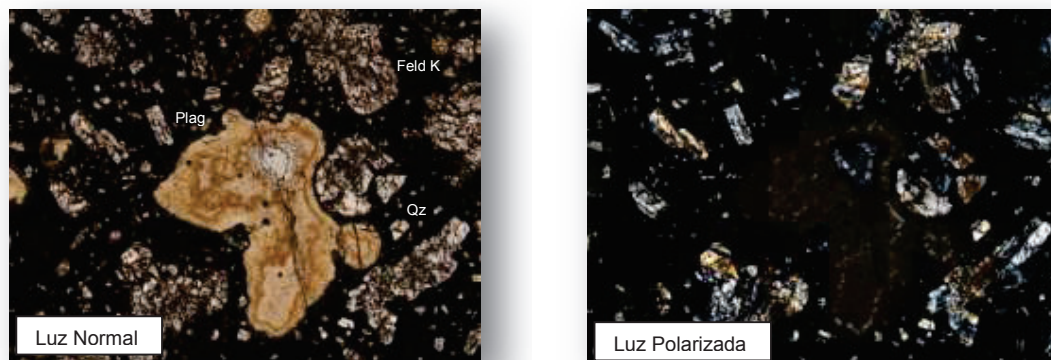


Figura 3.26 Laminas delgadas de Formación Chinchín, Dacita, minerales: plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, matriz: vidrio. Aumento 2,5x.

En la vía Quingeo – Rumipamba (Figura 3.25), una muestra tomada en el punto UTM: 731474 /9668777 muestra una mineralogía compuesta por plagioclasa en un 40%, cuarzo 5%, feldespato potásico 5% en una matriz vítrea, con una textura porfírica/glomeroporfídica y una microestructura desordenada sugiriendo una dacita (Figura 3.26).



Figura 3.27 Lavas de la Formación Chinchín en la vía Ludo - Tucto, UTM: 734934 / 9660823.

Afloramientos de lavas andesíticas son reportadas en el sector aledaño a Ludo, en la vía Ludo – Tucto, donde poseen un color café claro, en ciertas partes con

una tonalidad más oscura debido a la meteorización. Presentan fuerte compactación, diaclasamiento y basculamiento (Figura 3.27). Una sección delgada realizada en este sector en el punto UTM: 734325 /9670151 presenta una mineralogía compuesta por plagioclasa en un 35%, clinopiroxeno 10%, feldespato potásico 3%, clorita 15%, anfíbol 5% dentro de una matriz de vidrio y plagioclasa microlítica, con una textura porfídica/seriada y una microestructura desordenada dando una petrografía de andesita (Figura 3.28).

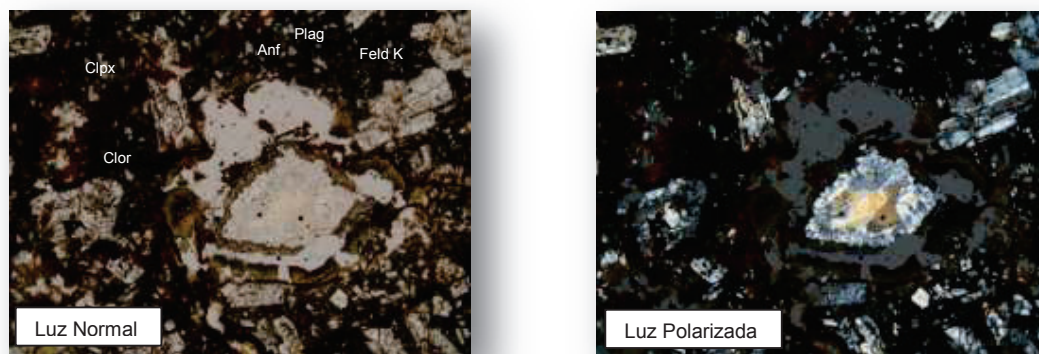


Figura 3.28 Laminas delgadas de Formación Chinchín, Andesita, minerales: plagioclasa, anfíbol, feldespato potásico, clinopiroxeno, clorita, matriz: vidrio, plagioclasa. Aumento 2,5x.

Es espesor de la Formación Chinchín es variable y difícil de determinar, debido a la ausencia de afloramientos accesibles en los contactos con las formaciones adyacentes como los metamórficos y la Formación Quingeo. En la zona de Ludo y Sigsig, el contacto con la Formación Tarqui es discordante. La edad estimada de la Formación Chinchín es de 42.8 ± 3.8 Ma Steinmann (1997).

3.3.2. FORMACIÓN QUINGEO

Esta Formación aflora a lo largo de la del Río Quingeo, en las zonas cercanas a los poblados de Macas, Quingeo, Cochapamba, San Antonio y a lo largo de la carretera Cuenca-Cumbe. La Formación Quingeo tiene un espesor aproximado de 1.200 m, el cual se determinó por relaciones trigonométricas y cartográficas tomando en cuenta un buzamiento medio entre 60° a 70° hacia el Oeste (Figura 3.29).



Figura 3.29 Formación Quingeo, foto panorámica, tomada desde la Loma Conferencia.

Estratigráficamente la Formación Quingeo está ubicada entre las formaciones volcánicas Chinchín y Tarqui, mientras que estructuralmente se encuentra limitada por las formaciones Chinchín y Yunguilla. Es posible un contacto transicional entre Quingeo y Chinchín según ciertos afloramientos. Hacia el Oeste se encuentra limitada por la Formación Yunguilla que se encuentra cabalgando a los sedimentos de la Formación Quingeo.

En la vía Quingeo - Macas - Cumbe se observan básicamente dos tipos de litología repetitivos en la Formación Quingeo. La primera litología es una secuencia de areniscas de tamaño de grano tipo arena fina, con pequeños estratos de color café y una cierta tonalidad amarillenta, con buen sorteo y cemento arcilloso (Figura 3.34.a).

La segunda litología es una limolita roja, con detritos metamórficos (esquistos filitas), cuarzo y tamaño de grano limo (Figura 3.34.b).



Figura 3.30 Capa de conglomerados sobre la Formación Quingeo, UTM: 727938/9666401.

En el sector de Allpacruz se observaron lutitas de color violeta en contacto concordante con conglomerados de color café claro de fuerte buzamiento. Los guijarros son subredondeados con cuarzo y clastos derivados de la Formación Yunguilla (Figura 3.30).

En el sector de San Antonio en la vía hacia Quingeo se observan numerosos afloramientos caracterizados por lutitas y limolitas masivas de color violeta que se presentan poco consolidadas y de estructura masiva pobremente estratificada con potencias de hasta cinco metros (Figura 3.31).

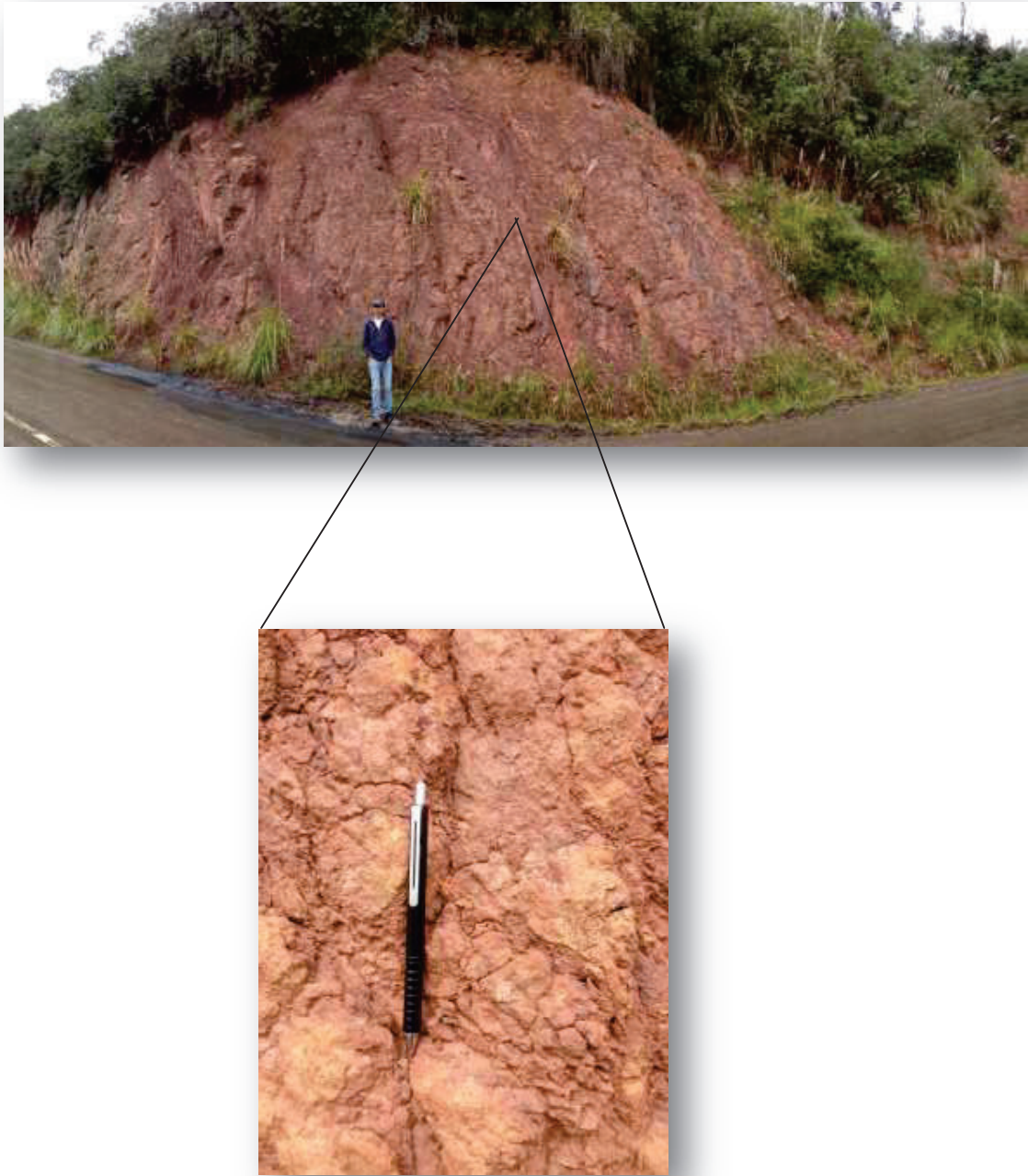


Figura 3.31 Limolitas de la Formación Quingeo, vía Quingeo - Macas - Cumbe, UTM: 732500 / 9671448.

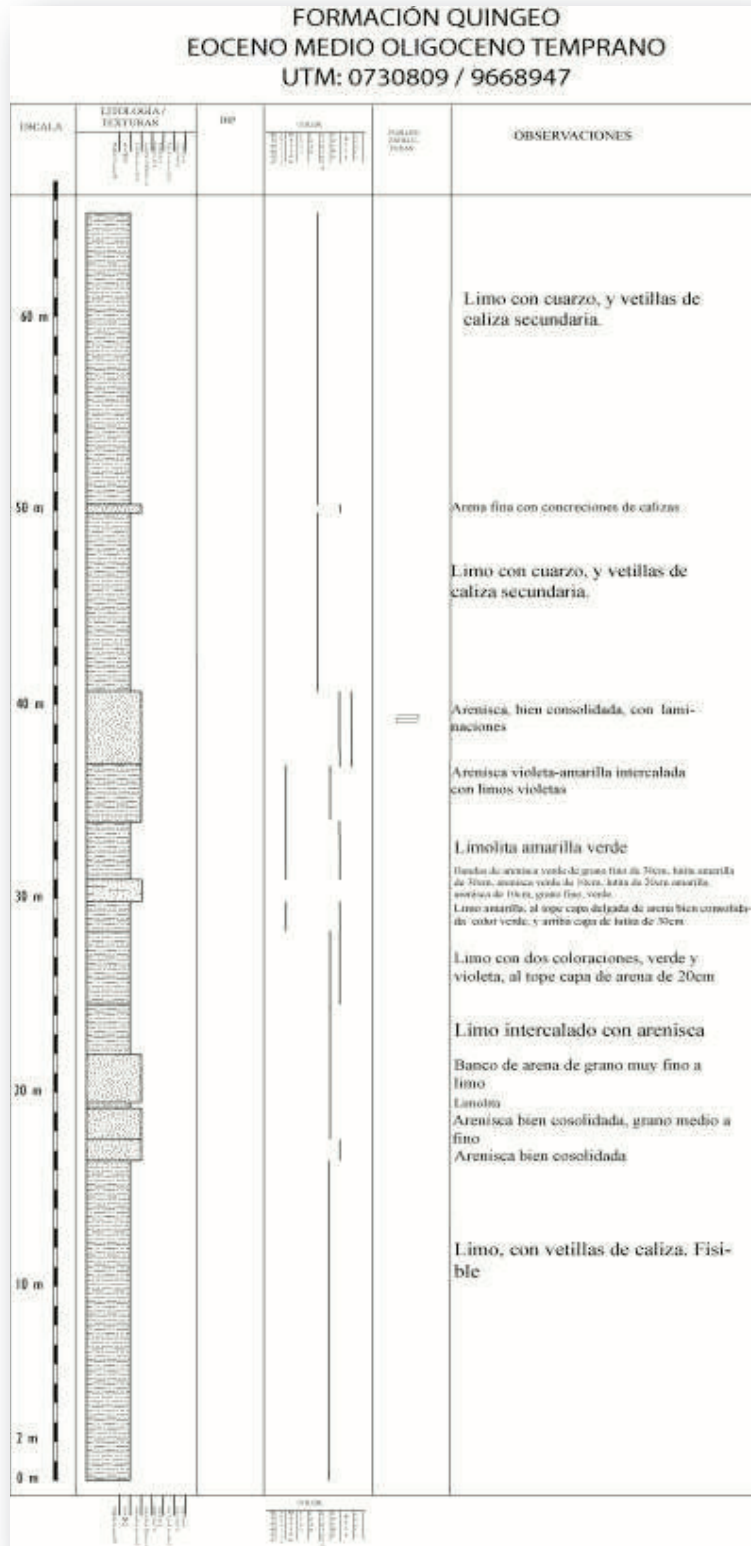


Figura 3.32 Columna estratigráfica de la Formación Quingeo en el sector de la Loma La Cuesta de Ganllón, Loma Shayhua.

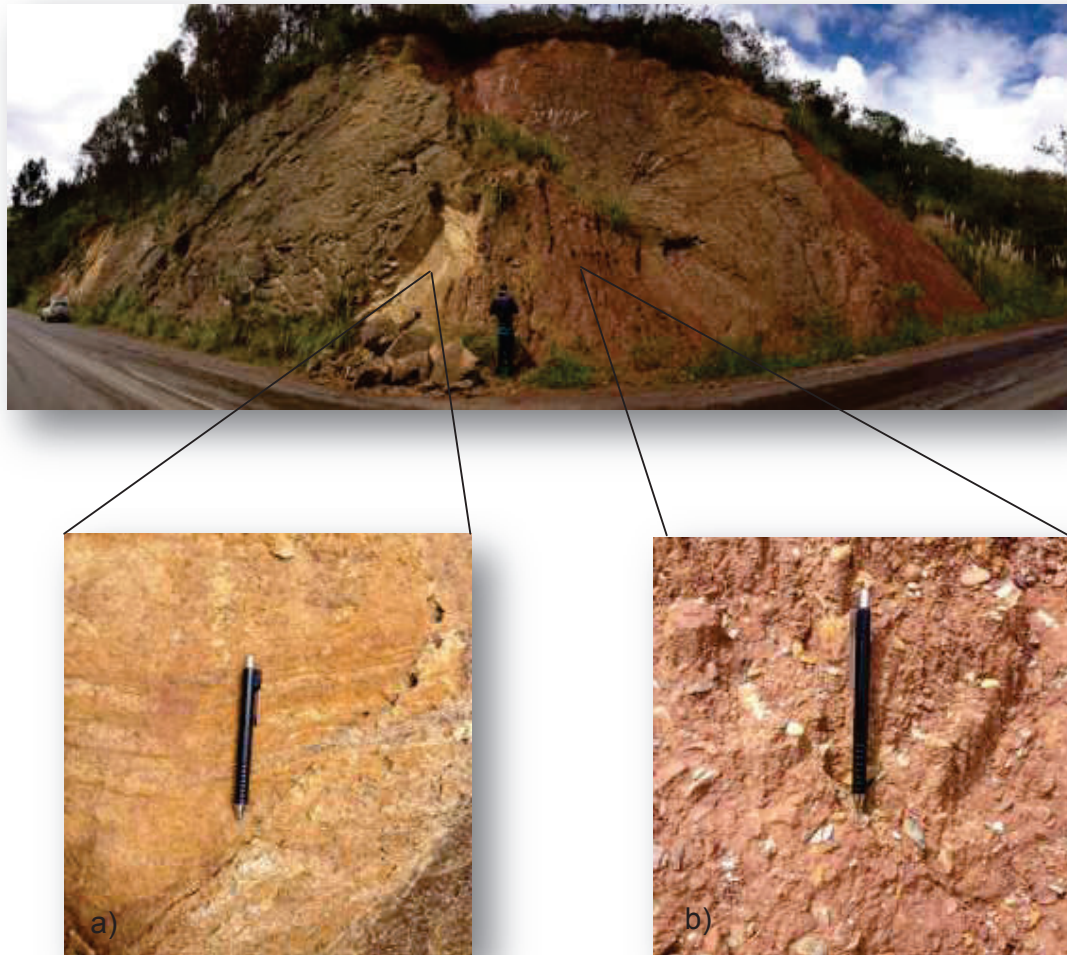


Figura 3.34. Areniscas y limolitas de la Formación Quingeo, vía Quingeo - Macas - Cumbe, UTM: 732074/9671083.

Se realizó una columna estratigráfica de 65 metros de espesor de la Formación Quingeo en la loma La cuesta de Ganllón (Figura 3.32), donde se observó desde la base una capa de limolita de 16 metros con vetillas de caliza, seguida por capas intercaladas de areniscas de grano medio a fino y limolitas con espesores de 3 a 5 metros y de 5 hasta 30 metros respectivamente.

Otra columna estratigráfica de la formación Quingeo fue realizada en la Loma Conferencia (Figura 3.33), donde se observó una secuencia de lutitas, limolitas y areniscas un afloramiento de 100 metros espesor. Los espesores de estas secuencias van desde 2 a 3 metros para las areniscas, de 1 a 3 metros para

las lutitas y para las limolitas van de 3 a 20 metros, existe la presencia de vetillas de caliza en las capas de limolitas.

En esta localización, una sección delgada realizada sobre una muestra tomada en el punto UTM: 732074 /9671083 ubicada en la vía Quingeo presenta una mineralogía compuesta por cuarzo en un 20%, anfíbol 2% dentro de una matriz de arcilla, con una textura lutífica/limosa indicativos de lutita (Figura 3.35).

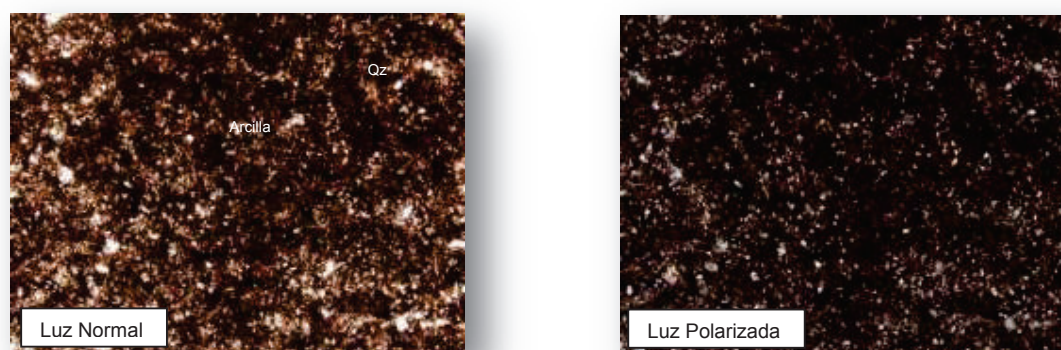


Figura 3.35. Laminas delgadas de Formación Quingeo, Lutita, minerales: cuarzo, matriz: arcilla. Aumento 2,5x.

En el sector Macas se encuentra una secuencia de lutitas - limos y areniscas. Las lutitas y limolitas tienen un color gris con cierta tonalidad verdosa, tamaño de grano limo - arcilla, poco consolidados, buen sorteo, cemento silicio (Figura 3.36.a). Las areniscas presenta muscovita, y tienen un color café claro, tamaño de grano arena gruesa, bien consolidada, buen sorteo, cemento silicio (Figura 3.36.b). Las dos litologías se encuentran altamente fracturadas. Los espesores desde la base son: una capa de cuatro metros de lutita - limo, seguida por una capa de dos metros de arenisca, a continuación se repite la capa de lutita - limo con una potencia de un metro y finaliza con cinco metros de la misma arenisca.

En el sector Runamacas desde la Loma Común, se observa una secuencia que muestra a la base una limolita de color verde con tonalidad gris y un espesor de tres metros, con lentes de arenisca color café claro, tamaño de grano limo, con una matriz arcillosa, poco compactada; seguida por capas de areniscas de color café claro, con una potencia de cuatro metros, tamaño de grano de arena fina - media, cemento silicio y detritos milimétricos; a continuación se tienen

capas de aproximadamente un metro de potencia con tobas color café claro. Toda la secuencia se encuentra basculada (Figura 3.38).



Figura 3.36 Secuencia de lutita - limo y arenisca de la Formación Quingeo, vía Quingeo - Cumbe, sector Macas, UTM: 7286554 / 9664130.

Cerrando esta secuencia se tiene conglomerados con guijarros redondeados entre 4 mm a 60 mm, pobremente sorteados, con proveniencia mayormente de la Formación Yunguilla, además de cuarzo y líticos de rocas volcánicas andesíticas. Los conglomerados son matriz - soportados con fracciones arenosas a limosas. Las secuencias de arenisca están intercaladas con

limolitas de color púrpura y pequeñas capas de ceniza volcánica algo consolidada (Figura 3.37).



Figura 3.37 Formación Quingeo, sector Runamacas desde la Loma Común, UTM: 729067/9665563.

Medidas de paleocorrientes realizadas por Steinmann (1997), indicaron un transporte de sedimentos de Este a Oeste. Los fragmentos de rocas metamórficas, y cuarzo presentes en esta formación son provenientes de la Cordillera Real.

Dataciones realizadas por Steinmann(1997) definen una edad de 42 a 35 Ma (Eoceno medio a tardío).



Figura 3.38 Formación Quingeo, sector Runamacas desde la Loma Común, UTM: 729067/9665563.

3.3.3. FORMACION TARQUI

La Formación Tarqui aflora en parte centro Este de la zona de estudio a lo largo de la vía Sigsig - Ludo en los sectores de Chopshi, Tullopamba, Cucero, Sarar, en la vía de Sigsig - Delegsol en los sectores de Pashy, en la vía que va a Rumipamba en los sector Trampa Gusu, Plan Grande, Guardeleg, Castillo Sayachina, Quillosisa, Tushi, en las Lomas de Nauchun, Jurga, Garau, Piedra Escrita, Qui Quio, Tolopa, Cimarron, Guandug, De Verde, Retaguillas, Riquitacon, Gulag Loma, Shadan Pamba, Chamana, Shalo, Picota, Chapo, Quipan, Barrio Blanco, Condorcaca, Obispoloma, Huagrachapana, Tierras Blancas. Hacia el Oeste aflora en las áreas de Ugshapamba, Curiquina, en las Lomas de El Verde, Eraloma, Bayán, Iguila, Manzano, Yacupiona, Nelgapamba.



Figura 3.39 Formación Tarqui, foto panorámica, tomada desde el sector de Pausha.

Los depósitos de la Formación Tarqui en la vía Gael se caracterizan por poseer tobas de color rojizo (producto de la caolinitización), poco consolidadas, tamaño de grano arena - limo, con fragmentos de líticos volcánicos tipo andesita de tamaño centimétrico y una potencia de cuatro metros (Figura 3.39, 3.40).

Vía Sigsig - Ludo se observaron afloramientos de la Formación Tarqui compuestos de tobas de color café claro con tonalidad rojiza, poco consolidadas, con líticos de andesitas y dacitas de tamaño arena gruesa con un porcentaje menor al 1% y una matriz vítrea con una potencia de cuatro metros (Figura 3.41).



Figura 3.40 Formación Tarqui, vía Gael, tobas rojizas, UTM: 747002/9666513.

Una sección delgada realizada en una muestra recolectada en el punto UTM: 739468 /9660055 en la vía Sigisig - Ludo muestra una mineralogía compuesta por hornblenda 15%, plagioclasa zonada 20%, feldespato potásico 5% dentro de una matriz de ceniza, con una textura cinerítica y una microestructura desordenada. Estos porcentajes indican una petrografía de toba (Figura 3.42).



Figura 3.41 Formación Tarqui, vía Sigsig - Ludo, tobas de color café claro con tonalidad roja, UTM: 741472/9660163.

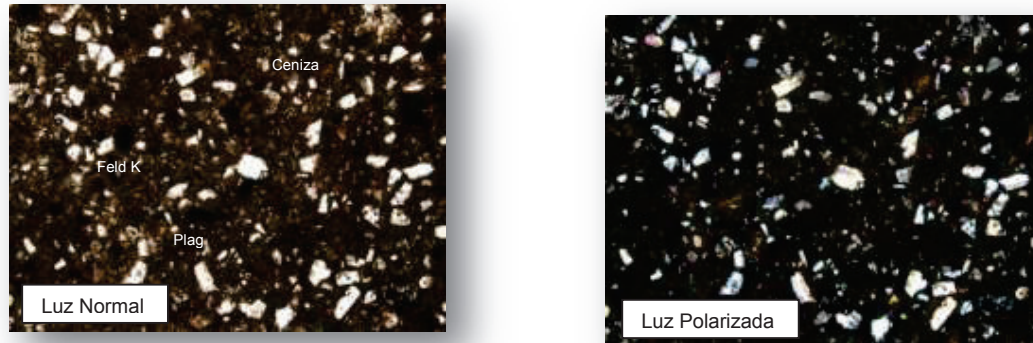


Figura 3.42 Laminas delgadas de Formación Tarqui, Toba, minerales: hornblenda, plagioclasa, feldespato potásico, matriz: ceniza. Aumento 2,5x.



Figura 3.43 Formación Tarqui, vía Sigisig - Ludo, toba color café claro con tonalidad roja, UTM: 737746 /9659331.

La Formación Tarqui en la vía Sigisig - Ludo, presenta capas de tobas de color café claro con tonalidades rojizas y espesores de al menos seis metros. Las capas se encuentran meteorizadas con fuerte alteración (caolinitización), presentando fragmentos de roca volcánicas tamaño arena y algunos fragmentos centimétricos con matriz soportada vítrea (Figura 3.43).



Figura 3.44 Formación Tarqui, vía Quingeo - Cumbe, sector Macas, UTM: 728756/9663948.

En la vía Quingeo - Cumbe sector Macas se exponen los volcánicos de la Formación Tarqui discordantes sobre la Formación Quingeo donde se caracteriza por la presencia de una toba de color blanco poco alterada con tamaño de grano tipo arena, medianamente consolidada y líticos milimétricos a centimétricos con un porcentaje menor al 1%. Estos líticos son de composición riolítica - dacítica, subangulosos con un mal sorteo y una potencia de al menos ochenta metros (Figura 3.44).

Baldock y Longo (1982) proponen 1200 m, aunque en la zona de Cuenca no sobrepasaría 300 m. Los depósitos de caída de ceniza cubren la topografía

preexistente y se hallan discordantes sobre las Formaciones Yunguilla, Chinchín y Quingeo.

Estos depósitos volcanoclásticos son considerados de edad Mioceno a Plioceno (6.8 a 5.1 Ma) y sobreyacen a las formaciones más antiguas que conforman esta zona. (Steinmann.1997).

3.3.4. FORMACION TURI

La Formación Turi aflora en la vía Cuenca - Santa Ana, al límite de la zona de estudio. La Formación Turi está constituida de conglomerados mal sorteados con clastos redondeados de diámetros hasta 40 cm, depositados en canales poco profundos con matriz es arenosa.



Figura 3.45 Formación Turi, vía Cuenca- Santa Ana, UTM: 731760/ 9676079.

El espesor observado en este afloramiento es de seis metros. La estructura de los depósitos es subhorizontal y se observan intercalaciones de areniscas con clastos de rocas volcánicas, raramente rocas metamórficas. Estos clastos volcánicos provendrían de la Cordillera Occidental (Figura 3.45).

Las edades de esta formación según Steinmann (1997) varían en el rango de 9.6 a 8 Ma (Mioceno Tardío) y fueron obtenidas en base a su posición estratigráfica dentro de la cuenca, entre las formaciones Mangán y Tarqui.

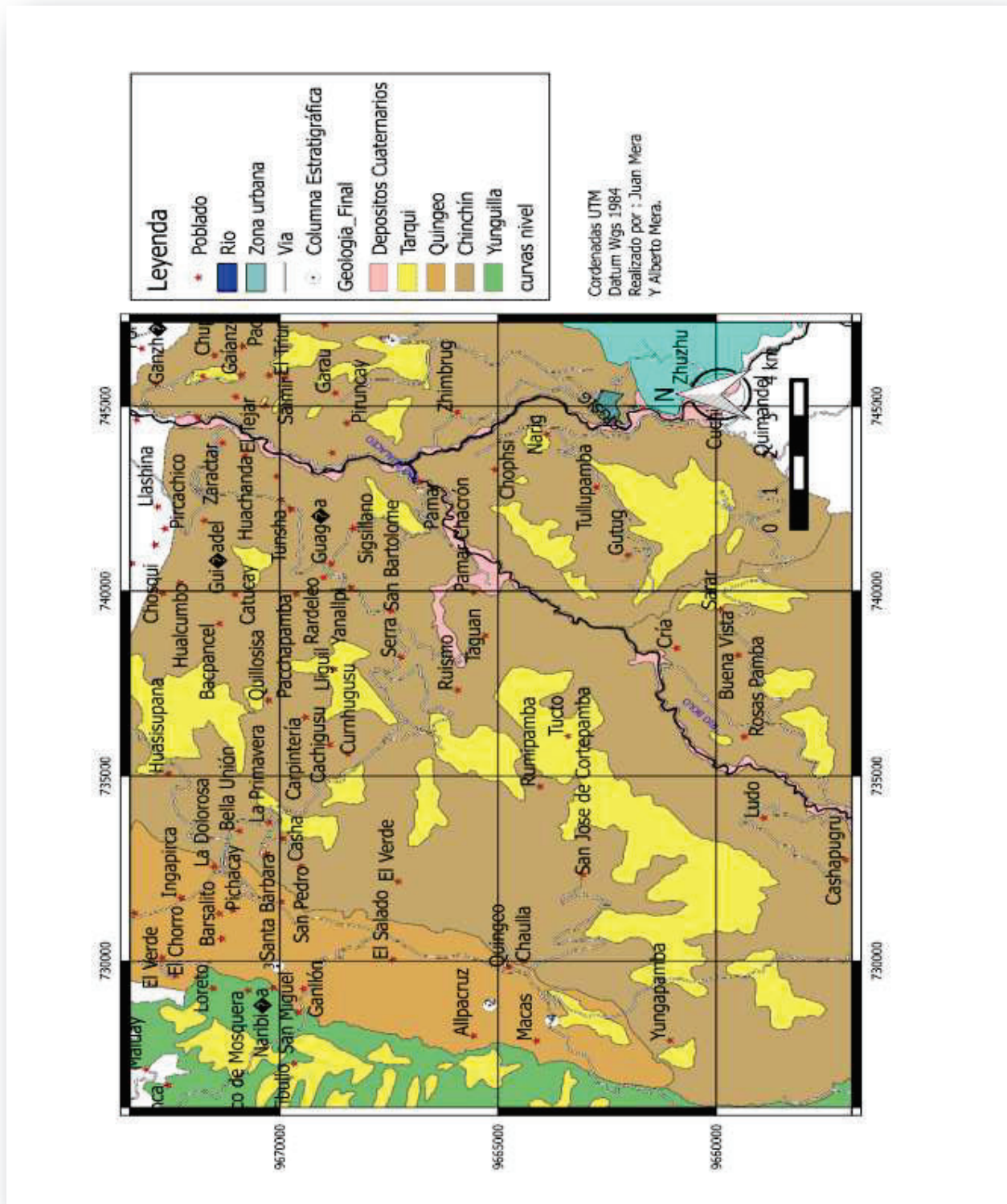


Figura 3.46 Mapa de ubicación y litológico de las formaciones que afloran en la zona de estudio.

CAPITULO 4

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

4.1. INTRODUCCIÓN

Numerosos trabajos han sido realizados en las cuencas intramontañosas del Sur del Ecuador. Modelos tectónicos propuestos por Steinmann (1997), Hungerbühler (2002) y Noblet (1988), basados en geometrías de los depósitos, muestran evidencia de actividad extensional durante la apertura de la cuenca. Estructuras de cabalgamientos y pliegues representan las direcciones de acortamiento compresivo y la historia de la deformación post – sedimentaria que afectó a la zona de estudio. En este trabajo se empleó imágenes satelitales con relieve de Google Earth®, a una escala variable; además de fotografías aéreas pancromáticas a escala 1:60000 (PROYECTO CARTA NACIONAL), imágenes satelitales de la página web: www.sigtierras.gob.ec, las cuales permitieron observar estructuras, litologías que sirvieron como herramienta para la realización del trabajo de campo. Varias fallas y pliegues que afectan el área de estudio fueron definidos por sensores remotos y trabajo de campo permitiendo inferir las direcciones aproximadas de los esfuerzos que han deformando la cuenca. Su apertura se produjo por la acción de esfuerzos extensivos con dirección E - O, cuya evidencia es restringida y poco preservada en la cuenca. Ciertas estructuras syn - sedimentarias son de influencia local y no proveen suficiente información regional. La morfología del área resalta gran parte de la estructura geológica actual del área y delimita ciertos dominios litoestratigráficos característicos de rocas volcánicas y sedimentarias.

4.2. GEOMORFOLOGÍA LOCAL

El área de estudio posee un relieve montañoso con valles en forma de V hacia las cabeceras y valles con fondo plano hacia las depresiones. En la zona de Quingeo las laderas se encuentran altamente meteorizadas o en proceso de erosión y la pendiente por lo general es suave y las planicies son restringidos a

los valles. En la zona de Ludo - Sigsig los valles tiene una forma en "V" con pendientes pronunciadas, rugosas y fondos estrechos. Los ríos que atraviesan el sector son: Río Quingeo en la parte Oeste y en la zona de Macas cambia su nombre a Río Pillanchiquir, Río Pamar que luego cambia su nombre a Río Bolo en la parte Este, estos ríos tienen una orientación NNE. En la zona de Ludo – Sigsig está atravesada por el Río Pamar, que cambia de nombre a Río Bolo en la Quebrada de Rumipamba, en dirección NNO - SSE.

Para el estudio morfológico se dividió la zona en dos depresiones morfológicas. La depresión de Quingeo que se ubica del centro hacia el Oeste con una dirección NNE - SSO y la depresión de Ludo - Sigsig del centro hacia el Este (Figura 4.1).

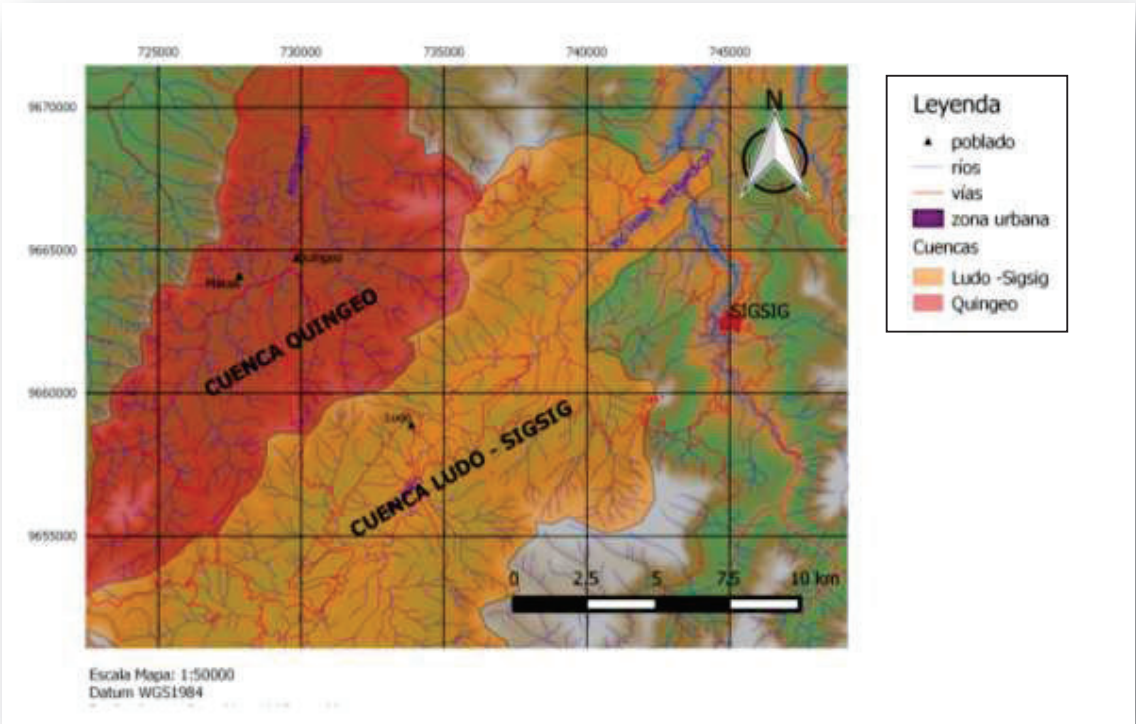


Figura 4.1 Imagen realizada en ArcGis donde se puede observar las dos depresiones que conforman la zona de estudio.

La depresión de Quingeo muestra una ladera occidental de moderada a fuerte pendiente caracterizada por rocas sedimentarias basculadas donde se define claramente la estratificación con buzamiento contrario a dicha ladera, mientras que la ladera oriental es de pendiente suave y la estratificación se encuentra a favor de la ladera. La depresión de Ludo - Sigsig está rodeada por laderas de fuerte pendiente cuyas rocas volcánicas pobremente estratificadas definen los flancos de un sinclinal y anticlinal contiguos sin inversión de relieve.

Ambas depresiones forman un área de aproximadamente 536,35 km² con tres cinturones montañosos paralelos en dirección NNE que limitan dichas depresiones, hacia el Oeste las morfologías dominantes está representadas por las Lomas: Pupucsha, San Miguel, Huandu, El Verde, Ventanas, Eraloma, Las Cruces, Tuntún, Cerro Cucho, Bayán, Tolapa, Bombilla, Milacruz, Iguila, Yacupiano, Quingeo, Chalapish, Jatunloma, Novia Quichuna, Nelgapamb, Jatunrum, Tacalshapa, Blanca mientras que hacia el Este dividiendo las dos depresiones se tienen las Lomas: Cruz de Yantashitono, Chusalonga, Huandu, Pucagallo, Verdeloma, Chapo, Rodeo, Picota, Chamba, Shalo, Tranca Loma, Riquintacar, Shadan Pamba, Punahuaiou, Chamana, Ruisho, Gulag Loma, Latigloma, Rishi, Lanalpa, Shiquilquil.

Hacia el Sur se encuentran las Lomas: Siranchuglla, Cruz de Amorgeo, Yuraca Chupallas, Puca Huicundu, Shuish, Guandug, Chumbiahuana, Pinilla, Pucacruz (Figura 4.2). La cota máxima de 3200 metros y la cota mínima de 2375 metros aproximadamente.

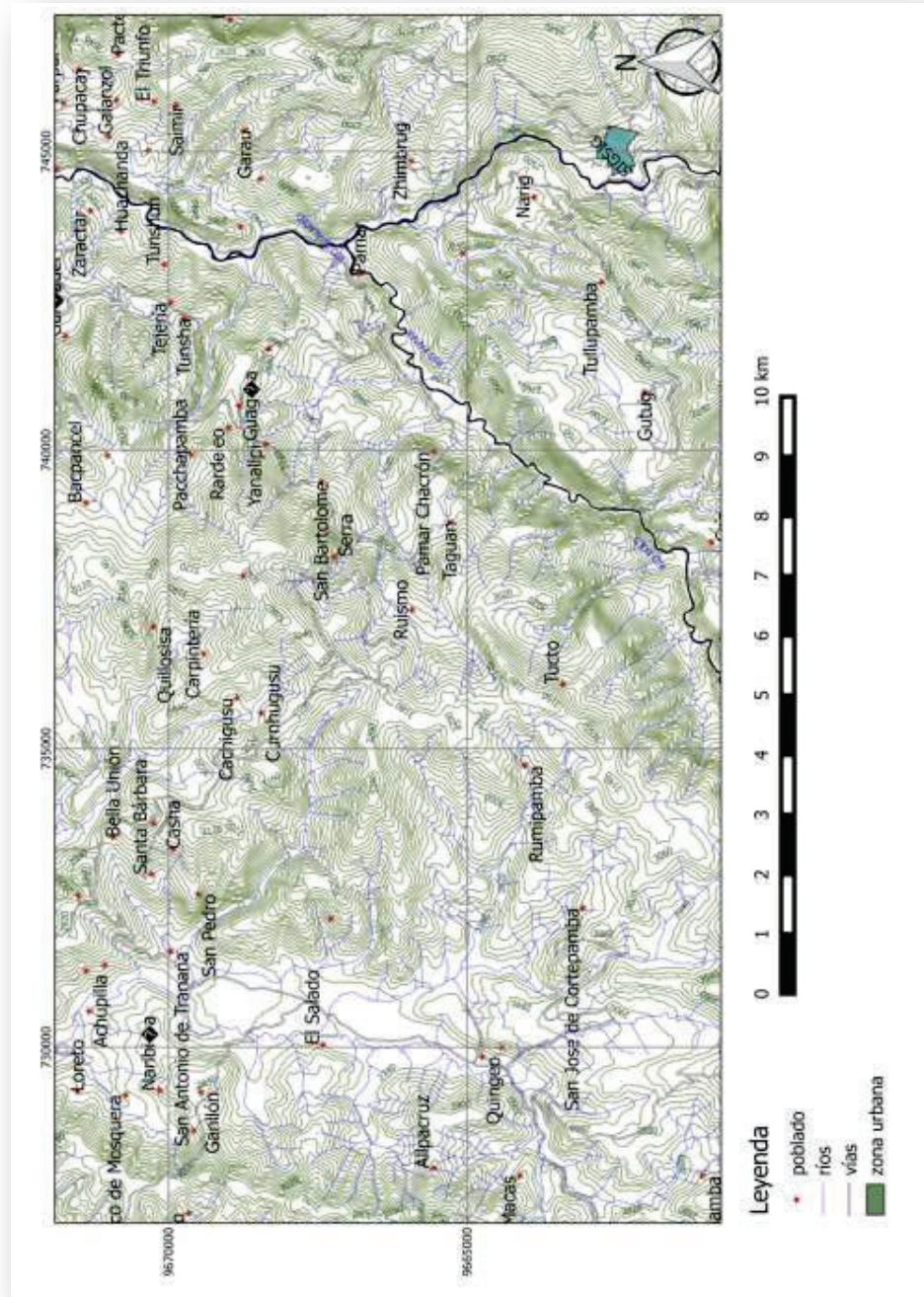


Figura 4.2 Mapa topográfico de la ubicación de las poblaciones y ríos de la zona de estudio.

4.3. CUENCA DE QUINGEO

La Cuenca de Quingeo se encuentra ubicado en la parroquia San Pedro de Quingeo en el cantón Cuenca, a una altura de 2800 m.s.n.m., está atravesada por el Río Quingeo de Norte a Sur, en la zona de Macas cambia el nombre a Río Pilanchiquir y con una longitud de 20 kilómetros, está delimitada hacia el Oeste por el cabalgamiento de la Formación Yunguilla, mientras que hacia el Este se encuentra delimitada por el contacto transicional con la Formación Chinchín, mostro una orientación NNE - SSO, desde la zona cercana al poblado de Garmushi a lo largo del río Quingeo, llegando a verse afloramientos hasta unos 4km al Este del Valle en la zona de estudio (Figura 4.1).

4.3.1. MORFOLOGÍA

La morfología del valle de Quingeo consta de una depresión asimétrica contorneada de laderas variablemente inclinadas. Hacia el Oeste los sedimentos forman un relieve de cresta estructural cuyo frente escarpado ha retrocedido en la misma dirección y donde los sedimentos se disponen contrarios a la inclinación de la ladera; mientras que hacia el Este de la depresión por donde circula el Río Quingeo la ladera forma un flanco monoclinal más amplio y de menor pendiente donde los sedimentos se disponen paralelos a dicha ladera. Un ejemplo esquemático es presentado en la figura 4.3.

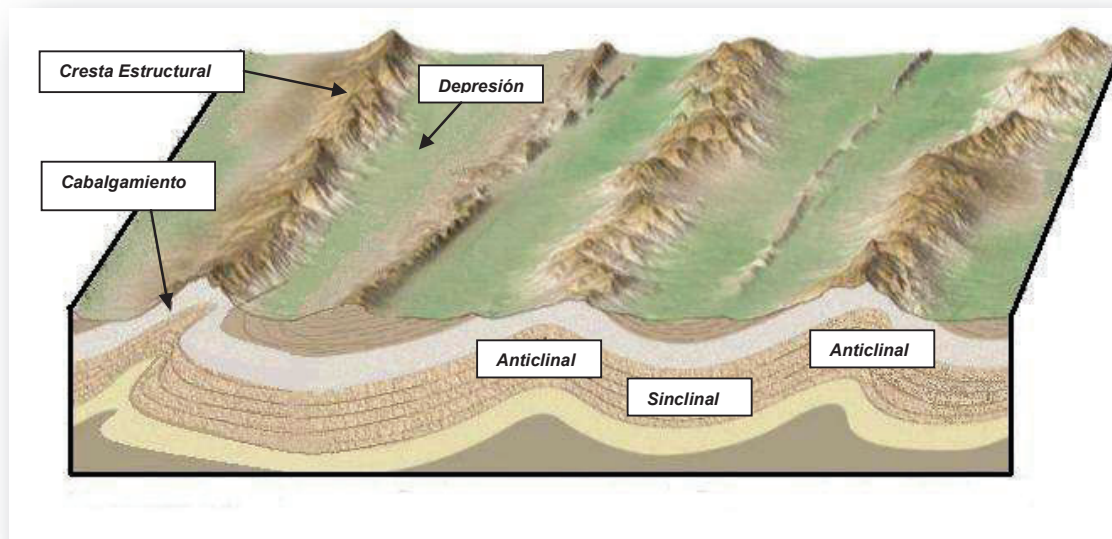


Figura 4.3 Esquema comparativo del cabalgamiento y de las estructuras presentes en la zona de estudio, tomado y modificado de Pearson Prentice Hall (2005).

4.3.2. ESTRUCTURA

La disposición estructural de los sedimentos muestra un basculamiento general de los mismos hacia el Oeste mediante una combinación de plegamiento regional y fallamiento local. Los sedimentos del flanco occidental del valle presentan buzamientos con ángulos que varían entre 45° y 78° en dirección hacia el Oeste. Hacia el tope se encuentra la formación Yunguilla cuya disposición es controlada por una falla de cabalgamiento con vergencia Este (Figura 4.5). El valor del ángulo de buzamiento va decreciendo desde 78° en margen Este hasta 45° en el margen Oeste de la cuenca (Figura 4.6).

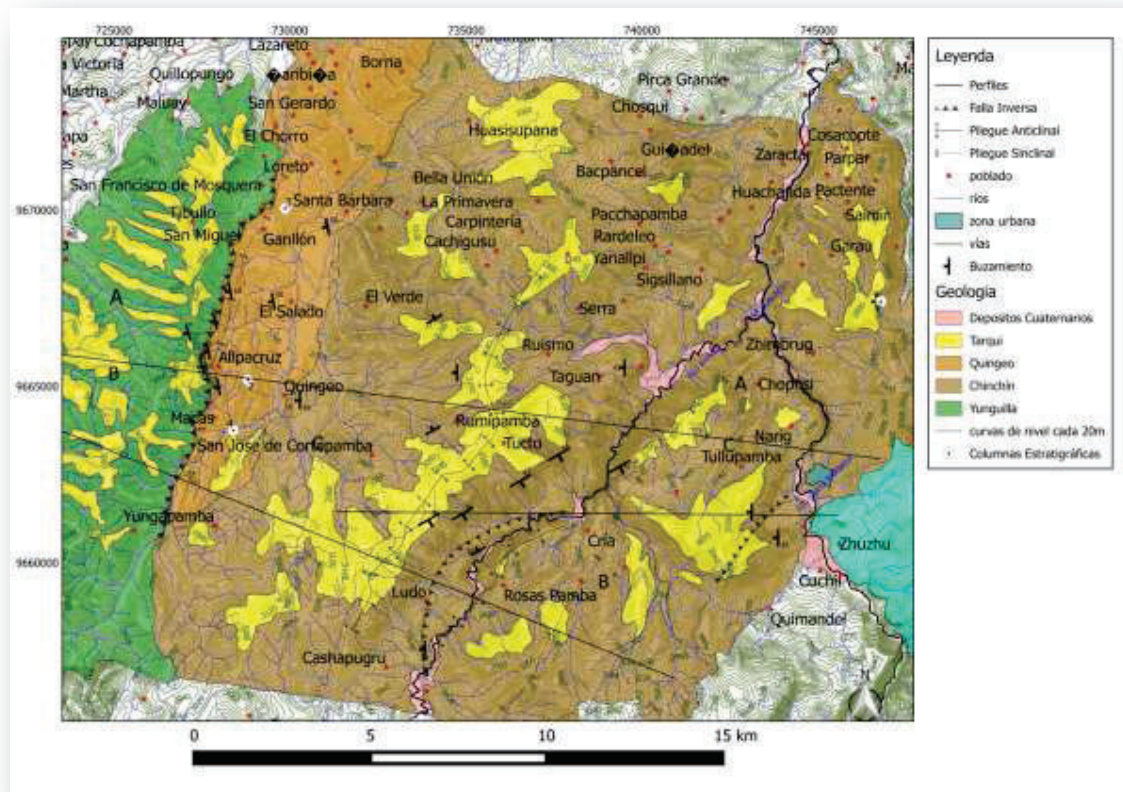


Figura 4.4 Mapa geológico de la zona de Quingeo.

4.3.3. CABALGAMIENTO OCCIDENTAL

Es una estructura inversa cuyo plano buza hacia el occidente y conforma el límite de la cuenca al Oeste. Según Steinmann (1997), es una falla inversa o cabalgamiento de bajo ángulo ($>20^\circ$). Esta falla produce el sobrecorrimiento de la Formación Yunguilla sobre la Formación Quingeo por medio de un sinclinal de arrastre observado en la Loma Común a lo largo de la Quebrada Torre Huaico (Figura 4.6). Dicho sinclinal tiene un plano axial que buza aproximadamente 35° hacia el Oeste. La secuencia cabalgante de la Formación Yunguilla forma presenta un buzamiento de alto ángulo hacia el Oeste. Según Steinmann (1997) esta falla ha estado activa desde hace 9 Ma (Figura 4.8).

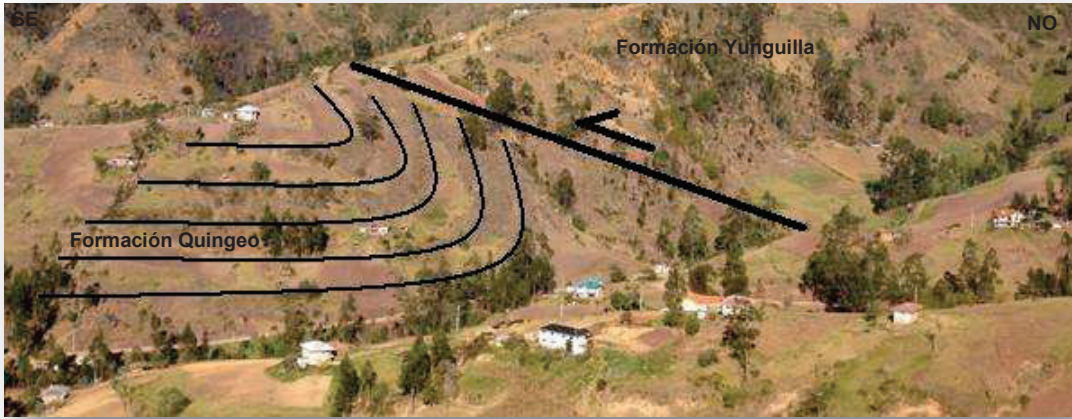


Figura 4.5 Foto panorámica de la zona desde la Loma Común sector Alpacruz donde se observa el cabalgamiento de la Formación Yunguilla sobre la Formación Quingeo, (UTM: 0728258/ 09665384).

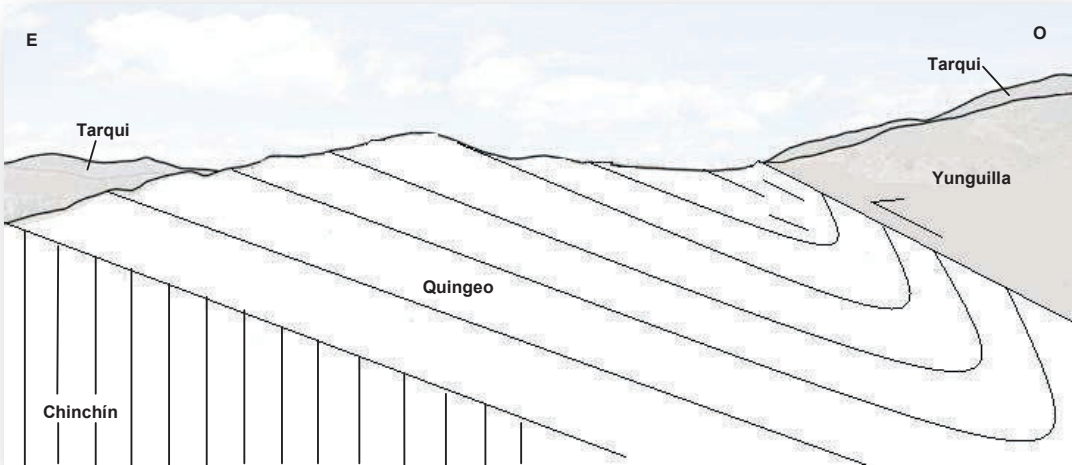


Figura 4.6 Esquema del cabalgamiento de la Formación Yunguilla sobre la Formación Quingeo.

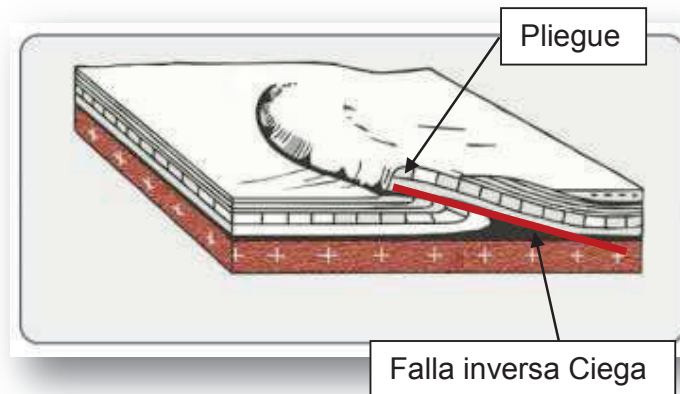


Figura 4.7 Cabalgamiento por falla inversa esquema.

4.3.4. FLANCO ORIENTAL DE LA CUENCA

El límite Oriental de la Cuenca forma un relieve de cuesta estructural inclinada en la misma dirección de la ladera y forma parte de un producto del plegamiento anticlinal de la Formación Chinchín localizado hacia el Este (Figura 4.1, 4.3, 4.9). El contacto con la Formación Quingeo es irregular y transicional desde el sector de Piricocha hasta el sector de la Tranca con una dirección NNE - SSO (Figura 4.8).



Figura 4.8 Contacto entre la Formación Quingeo y la Formación Chinchín, a un kilómetro de la población de Quingeo, UTM: 730541/9664998.

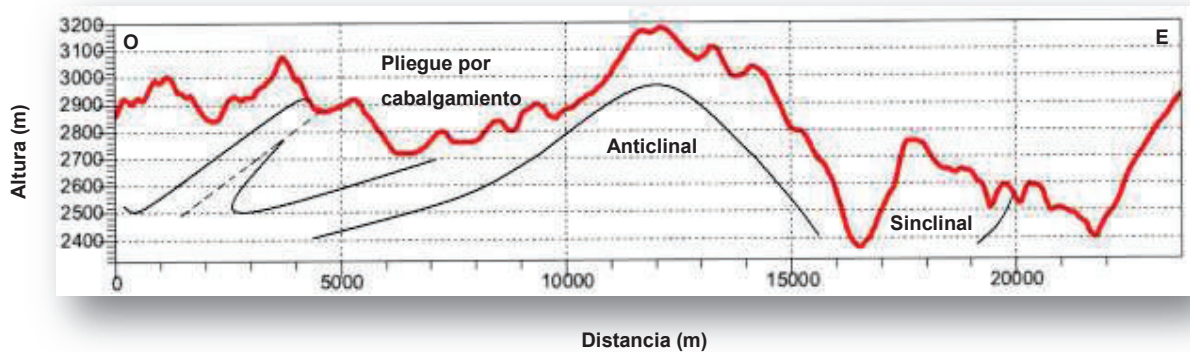


Figura 4.9 Perfil esquemático de las estructuras de la zona de estudio, UTM: 723279 / 9665958, 746709 / 9662964.

4.4. CUENCA DE LUDO - SIGSIG

La cuenca de Ludo - Sigsig se ubica hacia el SO de la ciudad de Gualaceo, en el cantón de Sigsig y abarca las parroquias de Ludo, Cuchil, y Sigsig a una altura de 2682 metros sobre el nivel del mar. Esta cuenca está atravesada por el Río Bolo de Norte a sur y su extensión es de unos 90 km² en la zona de estudio.

4.4.1. MORFOLOGÍA

En este valle dominan los materiales volcánicos de las formaciones Chinchín y Tarqui. La morfología de los depósitos volcanoclásticos de la Formación Chinchín está asociada de una estructura sinclinal asimétrica plegada sobre cuyo fondo fluye el Río Bolo y cuyas laderas constituyen los flancos de dicha estructura de plegamiento con el flanco occidental más inclinado que el oriental (Figura 4.10). En el sector de Chopshi, desde la Loma Chacopamba se tiene una vista panorámica de la estructura sinclinal producto del plegamiento de esta cuenca (Figura 4.15).



Figura 4.10 Morfología del área de Ludo – Sigsig, tomado de Google Earth (2016).

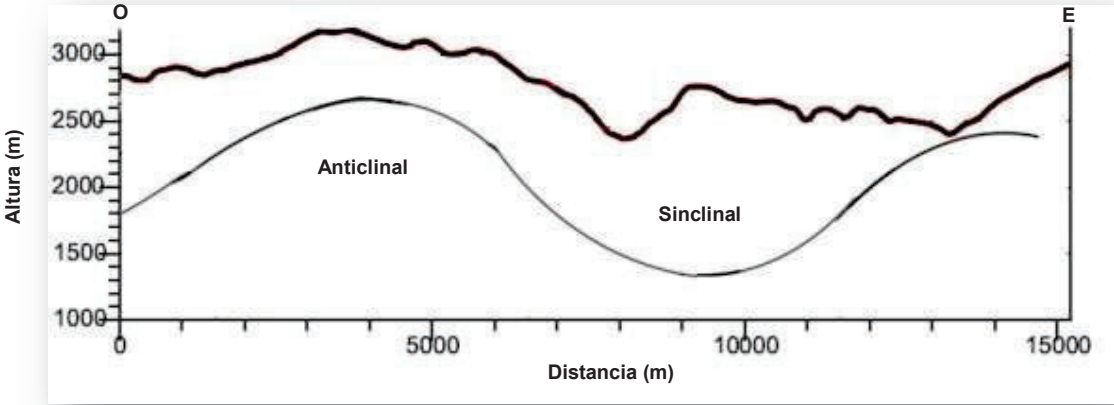


Figura 4.11 Perfil esquemático de las estructuras de la zona de estudio. UTM: 723279 / 9665958, 746709 / 9662964.

4.4.2. ESTRUCTURAS

La Formación Chinchín constituye el basamento de la cuenca Ludo - Sigsig, mientras que la Formación Tarqui que aflora cubriendo las partes altas y los valles o donde no se ha erosionado por completo. Estructuras de diaclasamiento y fracturas por lo general afectan a las rocas volcánicas de la Formación Chinchín (Figura 4.14). A diferencia del valle de Quingeo, la formación Chinchín en este sector presenta una importante alteración.



Figura 4.12 Foto y esquema de las estructuras mirando al suroeste de la ciudad de Sigsig.

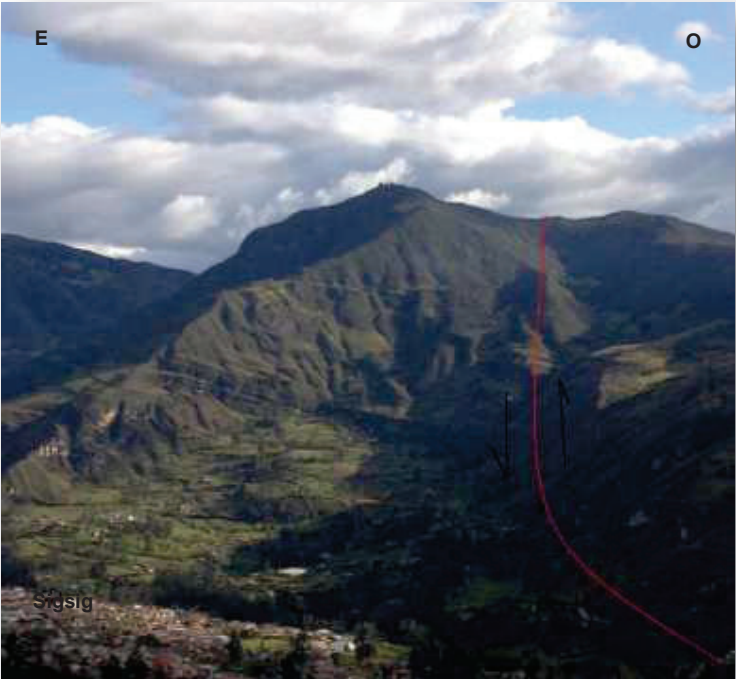


Figura 4.13 Foto panorámica y esquema de la falla inversa, zona cercana a la ciudad de Sigsig.



Figura 4.14 Lavas de la Formación Chinchín altamente diaclasadas, sector Ludo.

Desde la población de Sigsig se observa una estructura de falla inversa. Esta falla genera el levantamiento del bloque occidental respecto al oriental y presenta un buzamiento hacia el Oeste (Figura 4.13). Los depósitos de la Formación Tarqui se encuentran discordantes sobre la Formación Chinchín en este sector (Figura 4.12, 4.13).



Figura 4.15 Foto panorámica desde la Loma de Chacopamba mostrando el sinclinal.

La parte oriental del valle de Ludo se conecta con el valle de Sigsig por medio de un anticlinal. La charnela coincide con las divisorias entre las dos cuencas y en los flancos afloran erosionadas las capas de los depósitos volcanoclásticos de la Formación Chinchín, gran parte de ellos a lo largo del Río Pamar y Río Bolo (Figura 4.11).

El drenaje de la cuenca de Ludo - Sigsig y las medidas estructurales de los buzamientos de los dos flancos de esta estructura permite identificar el eje del anticlinal en las montañas de Norte a Sur Loma Rishi, Loma Ruisho, Loma Punahuaicu, Loma Riquintacar, Loma Shalo, Loma Picota. La geometría de los drenajes indica que existe una variación de resistencia litológica en las rocas del Oeste, las cuales son menos resistentes y se encuentran alteradas con respecto a las rocas hacia el Este respecto al eje de dicha estructura (Figura 4.16). El drenaje situado al Oeste del eje de la estructura es dendrítico espaciado y concuerda con la litología de tobas poco compactadas, alteradas y lavas alteradas y altamente meteorizadas. Hacia el Este se tiene un drenaje subparalelo no muy espaciado típico de quebradas con pendientes pronunciadas, y rocas muy consolidadas, más compactas y de mayor resistencia a la meteorización.

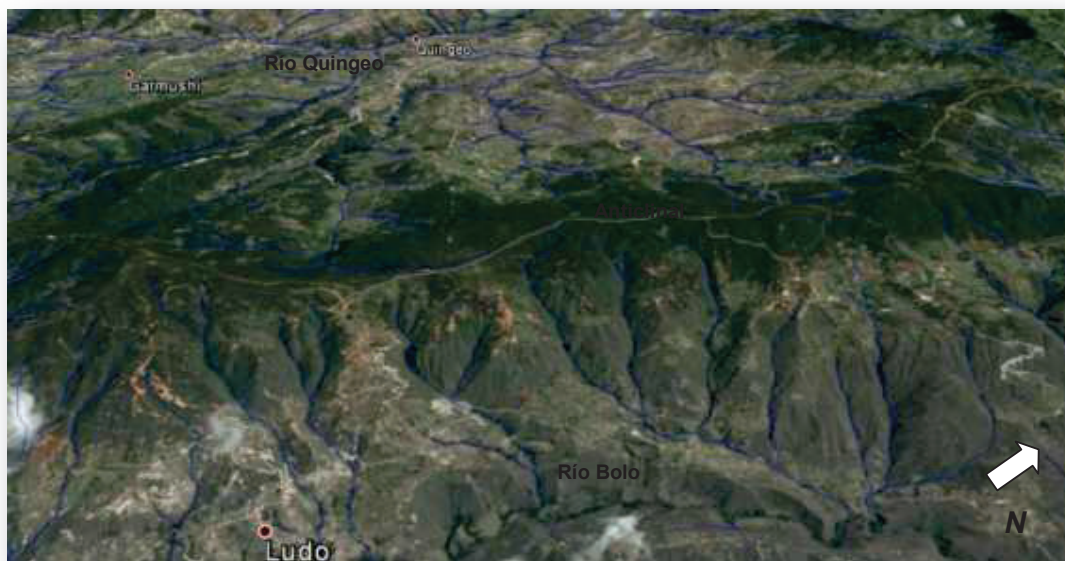


Figura 4.16 Drenaje del área de Ludo – Quingeo - Garmushi, tomado de Google Earth (2016).

4.4.3. FALLAS

Al Suroeste de la ciudad de Sigsig en la Loma Iguila (Figura 4.12), ciertos niveles volcánicos de la Formación Chinchín presentan buzamiento (271/20) hacia el Oeste, mientras que capas adyacentes de la misma formación contrastan con un buzamiento hacia el Este de al menos unos 80 grados. Se deduce una falla inversa con vergencia Este para este sector (Figura 4.13).

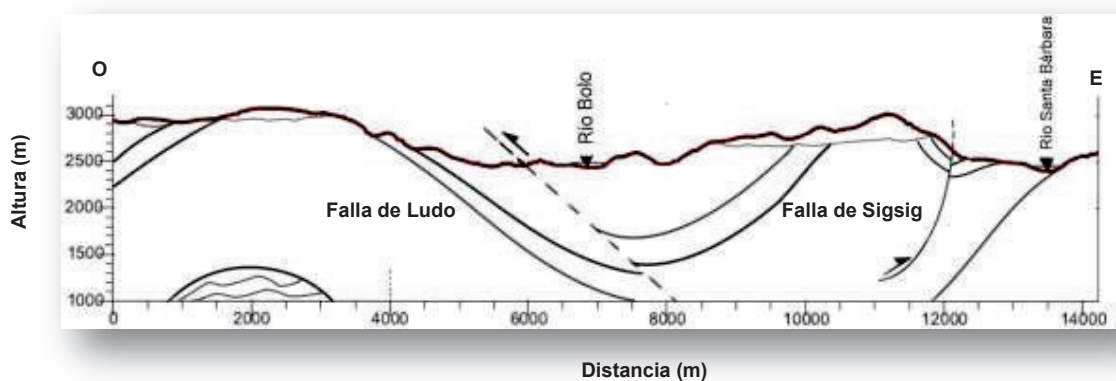


Figura 4.17 Perfil esquemático de las fallas y pliegues de la zona de estudio. UTM: 731320 / 9661450; 745535 / 9661354.

En la vía Sigsig - Delegsol se reporta un afloramiento de la Formación Chinchín donde se observa fallamiento local y acuñaamiento de estratos (Figura 4.18). Unos dos kilómetros al Sur del poblado de Ludo, aflora una secuencia de la Formación Chinchín donde se observa una falla inversa afectando a una secuencia de tobas y microconglomerados, cuyo plano de movimiento presenta una medida 308/30. Este fallamiento muestra la superposición de volcánicos estratificados con el desarrollo de un pliegue de arrastre, sobre lavas muy consolidadas dentro de la Formación Chinchín (Figura 4.19). Esta estructura representa la prolongación sur de la falla de Ludo y afecta a los anticlinales y sinclinales previamente desarrollados.



Figura 4.18 Afloramiento de la Formación Chinchín donde se puede observar algunas estructuras como acuñamiento de capas, fallas normales que le afectan localmente, UTM; 747071/9667784.



Figura 4.19 Fallamiento inverso en la Formación Chinchín (UTM: 734096; 9657922).

4.4.4. PLIEGUES

En general, las cuencas de Ludo - Sigsig presentan una estructura conformada por dos pliegues paralelos cuyos ejes que presentan una dirección NNE - SSO. Esta alineación coincide con la morfología actual de los valles y representa un fuerte acortamiento horizontal debido a la compresión (Figura 4.20, 4.21, 4.23).



Figura 4.20 Pliegue sinclinal con dirección N - S, camino Ludo - Rumipamba, (UTM: 737356; 9666455).



Figura 4.21 Pliegue sinclinal en dirección hacia el Sur.

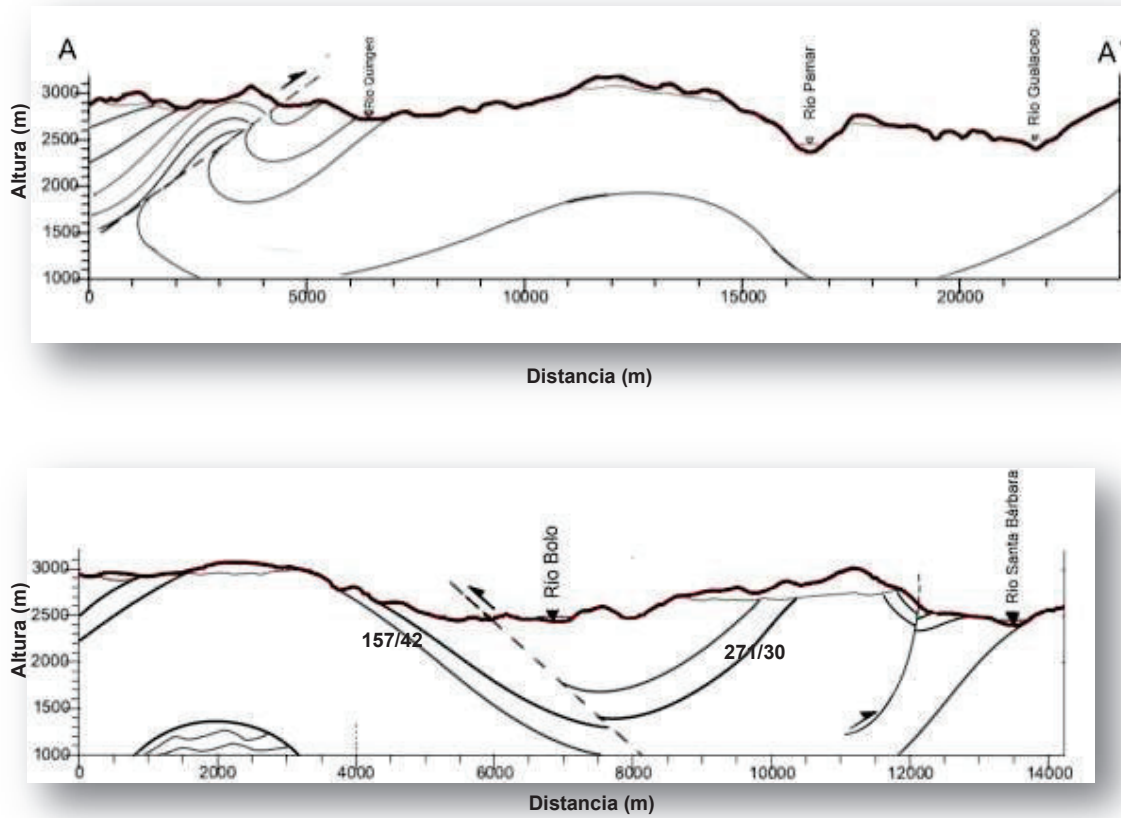


Figura 4.22 Perfiles de las estructuras presentes en la cuenca de Ludo - Sigüig.

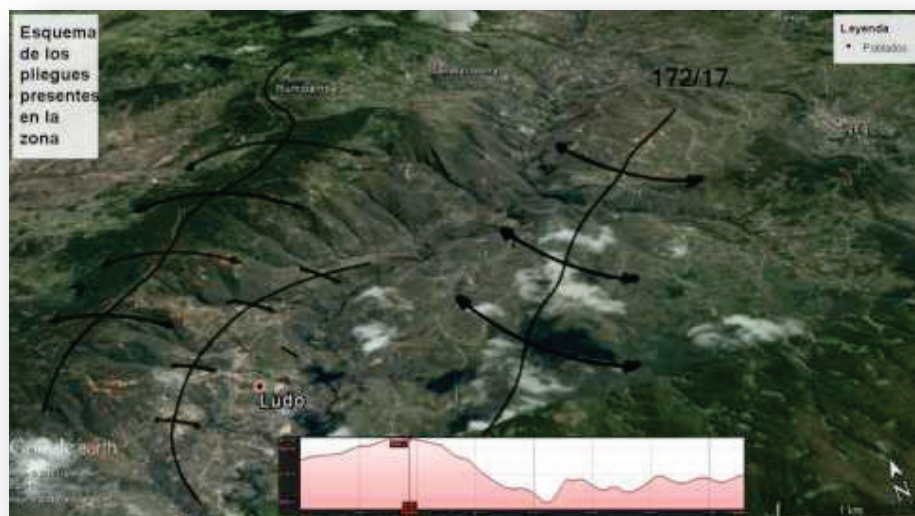


Figura 4.23 Esquema de los pliegues presentes en la zona y un perfil topográfico de la misma, tomado Google Earth (2016).

Como se puede observar en las figuras (4.20, 4.21) en la zona entre Sigsig y Ludo se presenta una estructura sinclinal. Medidas de buzamientos tomadas en trabajo de campo y ploteadas se tiene que la orientación del plano axial sería de 172/17, las medidas promedio para los flancos: izquierdo es de 157/42 y derecho es de 271/30.

Hacia el Oeste de la Cuenca se tiene la presencia del pliegue anticlinal que sigue la secuencia de plegamiento de la zona con dirección NNE - SSO, los buzamientos de los flancos se hallan en el rango de 30 a 45 grados de Oeste a Este, respectivamente. El eje del anticlinal se extiende desde el poblado de Rumipamba hasta unos dos kilómetros al oeste de Ludo. Un segundo anticlinal de menor tamaño se encuentra ubicado en toda la región del poblado de Ludo y presenta la misma dirección de los pliegues antes mencionados los cuales estarían asociados a fallamiento inverso (Figura 4.19) (Figura 4.23).

CAPITULO 5

5. MODELO

5.1. INTRODUCCIÓN

En la zona de Quingeo - Ludo - Sigsig se observaron estructuras tectónicas anteriormente no reportadas, junto con nuevas litologías y una distinta distribución cartográfica a la precedente. De esta manera es posible proponer un modelo de evolución tectónica coherente con dichas observaciones. El modelo propuesto se basa en varios trabajos anteriores. Lavenu (1995), en base de análisis tectónicos de los depósitos en las cuencas Neógenas del sur, determinó un campo de esfuerzos compresivo en dirección NNE - SSO a NE - SO durante el Mioceno Temprano y una posterior rotación hacia la dirección E - O a partir del Mioceno Temprano al Mioceno Tardío. Noblet (1988), describe la cinemática de la cuenca de Cuenca en base a un sistema de fallas de rumbo en un régimen transtensivo y las características del relleno sedimentario. Este autor propone además una subdivisión en dos mega secuencias: la primera granodecreciente asociada a la apertura de la cuenca y la segunda granocreciente relacionada con el cierre de la cuenca y además dos episodios intermitentes de actividad volcánica, el primero desde el Oligoceno al Mioceno y el segundo desde el Mioceno al Plioceno. Los últimos depósitos de la cuenca determinan dos direcciones de acortamiento que serían responsables de los movimientos dextrales que provocaron el cierre de la cuenca.

Hungerbühler (1997), estableció la cronoestratigrafía de las cuencas intramontañosas en base a la datación de formaciones volcánicas, sedimentarias y algunas intrusiones utilizando trazas de fisión. Durante el Paleoceno - Mioceno el escenario geodinámico estuvo dominado por rocas volcánicas acidas - intermedias y piroclásticas. En el Eoceno domina la sedimentación detrítica representada por series sedimentarias continentales. Finalmente durante el Neógeno es predominante tanto la actividad volcánica como la sedimentación detrítica. Este último escenario se reproduce en dos etapas: la etapa inicial denominada pacífico - costera en la cual se produce el relleno de la cuenca con sedimentos marinos someros entre 15 a 10 Ma dentro de un ambiente extensivo, mientras que la etapa subsiguiente se desarrolla en

un ambiente compresivo entre 9 a 5 Ma por medio de una inversión tectónica y posterior levantamiento de la zona subandina junto con sedimentación continental dentro de la cuenca.

Steinmann (1997), mediante estudios de AFTA (apatite fission track analysis) determina dos facies sedimentarias: una facies marina - costera en el Mioceno Inferior y otra facies continental desde el Mioceno Medio al Tardío, estableciendo una cronoestratigrafía para las cuencas de Cuenca y Quingeo. Además de estimar la duración de los eventos tectónicos, se determina edades para el episodio de sedimentación costera a los 9 Ma y un episodio compresivo E - O desde los 9.5 Ma que exhumó la región y concentró la sedimentación en pequeñas cuencas. Este trabajo se basó mayormente en el modelo planteado por Steinmann et al., 1997 en lo que respecta al relleno de la Cuenca de Quingeo y las estructuras asociadas a la compresión.

5.2. SÍNTESIS LITOLÓGICA DEL ÁREA ESTUDIADA

El basamento de la cuenca de Quingeo está compuesto por lavas metamórficas del Terreno Alao - Paute en el Jurásico Medio a Superior, seguida por el depósito de las secuencias turbidíticas de la Formación Yunguilla en el Cretácico Tardío.

Posteriormente se produce un episodio volcánico representado por la Formación Chinchín que forma gran parte del relleno de las cuencas adyacentes de Ludo y Sigsig durante el Paleoceno aproximadamente 65 Ma. A continuación se produce el depósito de los sedimentos de Quingeo caracterizados por conglomerados, areniscas, durante el Eoceno hasta Oligoceno. Entre el Mioceno inferior y una parte del Mioceno medio se tiene un hiato sedimentario. En la zona de estudio no se observa las Formaciones de Biblián, Loyola, Azogues y Mangán que se observa en la cuenca de Cuenca (Figura 5.1, 5.2).

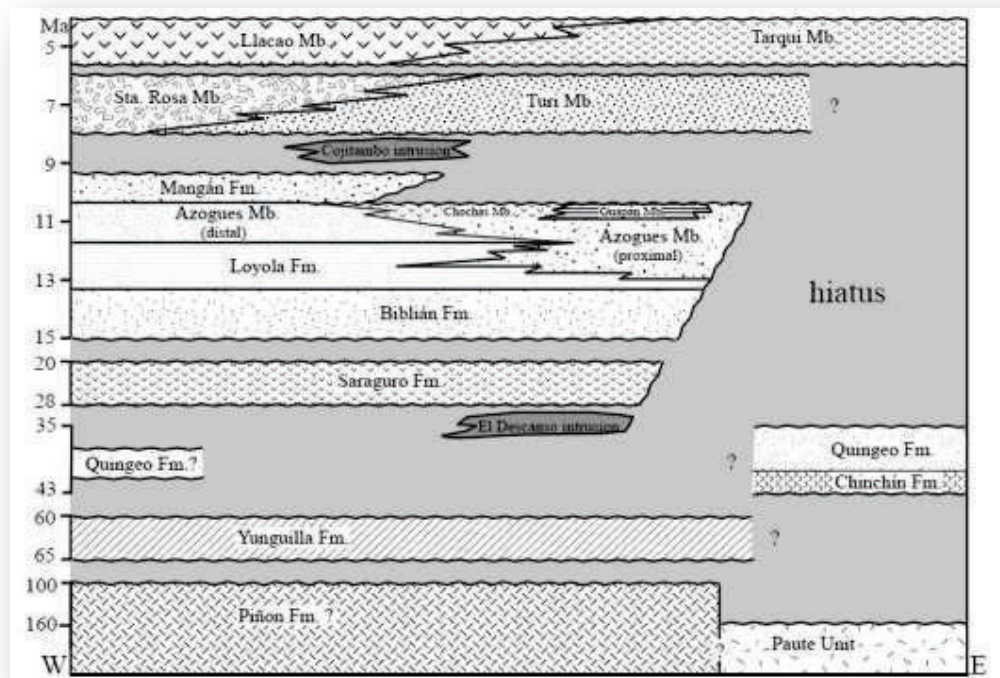


Figura 5.1 Diagrama espacio tiempo de las formaciones, tomado Steinmann (1997).

La Formación Turi está constituida de conglomerados y areniscas con clastos de rocas volcánicas y raramente metamórficas. Según Steinmann (1997), la sedimentación en la cuenca de Quingeo inicio hace 42 Ma con una velocidad de sedimentación mínima de 0,17 mm / año y una potencia aproximada de 1400 m. Los sedimentos de Quingeo están cubiertos por los volcánicos de la Formación Tarqui sugiriendo un considerable intervalo de tiempo entre las dos fases de sedimentación. Steinmann (1997), estima una tasa de sedimentación en Tarqui de alrededor de 0,1 mm / año y una potencia total de la Formación de Quingeo aproximadamente de 4400 m. El espesor de la Formación Tarqui es de aproximadamente 300 m en la zona de Cuenca.

Finalmente se depositan las Formaciones de Turi y Tarqui en un ambiente de arco volcánico continental. La Formación Tarqui está constituida por brechas y tobas caolinitizadas (Figura 5.1, 5.2).

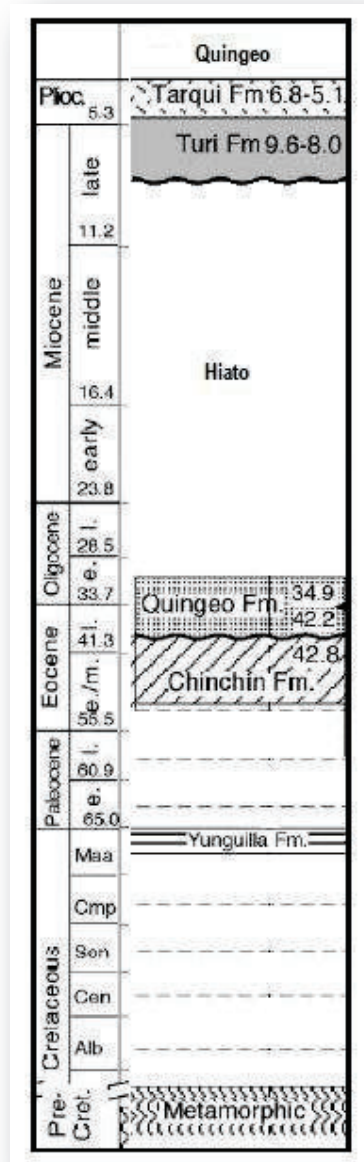


Figura 5.2 Cuadro de correlación cronoestratigráfica del sur de Ecuador, clave trazas de fisión edades y rangos se indican dentro de la escala de tiempo de Berggren et al 1995, tomado y modificado Hungerbühler (1997).

5.3. EVOLUCIÓN TECTÓNICA

5.3.1. INTRODUCCIÓN

La evolución de las Cuencas de Quingeo, Ludo y Sigsig ha sido determinada utilizando la información proveniente del trabajo de campo, medidas estructurales locales estudio de fotografías aéreas, análisis de láminas delgadas e imágenes satelitales.

Durante millones de años han existido varios eventos tectónicos de extensión y compresión que han dado lugar a la creación de la Cuenca de Quingeo, Ludo y Sigsig. Steinmann (1997) determinó edades para las formaciones presentes en la cuenca y realizó estudios de paleocorrientes y fragmentos de rocas metamórficas a fin de concluir que la fuente de las secuencias fluviales de la Formación Quingeo corresponde a la Cordillera Real, durante un período erosivo ocurrido entre el Eoceno Medio a Eoceno Superior (42 - 35 Ma). Las distintas estructuras encontradas en estas cuencas sugieren la existencia de un régimen extensional al inicio de su evolución, seguido de un episodio de deformación post-sedimentaria observable en distintos afloramientos de las cuencas de Cuenca y Quingeo, donde prevalecen cabalgamientos con vergencia tanto Este como Oeste (Hungerbühler & Steinmann, 1996).

5.3.2. CUENCA DE QUINGEO, LUDO Y SIGSIG

Durante el Maastrichtiano se depositó la Formación Yunguilla cuyos sedimentos son probablemente derivados de la Cordillera Real, producto de un abanico submarino dentro de una cuenca de ante arco (Figura 5.3). La ausencia de actividad magmática a escala regional a lo largo del margen continental ecuatoriano entre los 85 - 65 Ma (Figura 5.3, a), indica un cambio en el sentido de la subducción de Este hacia el Oeste.

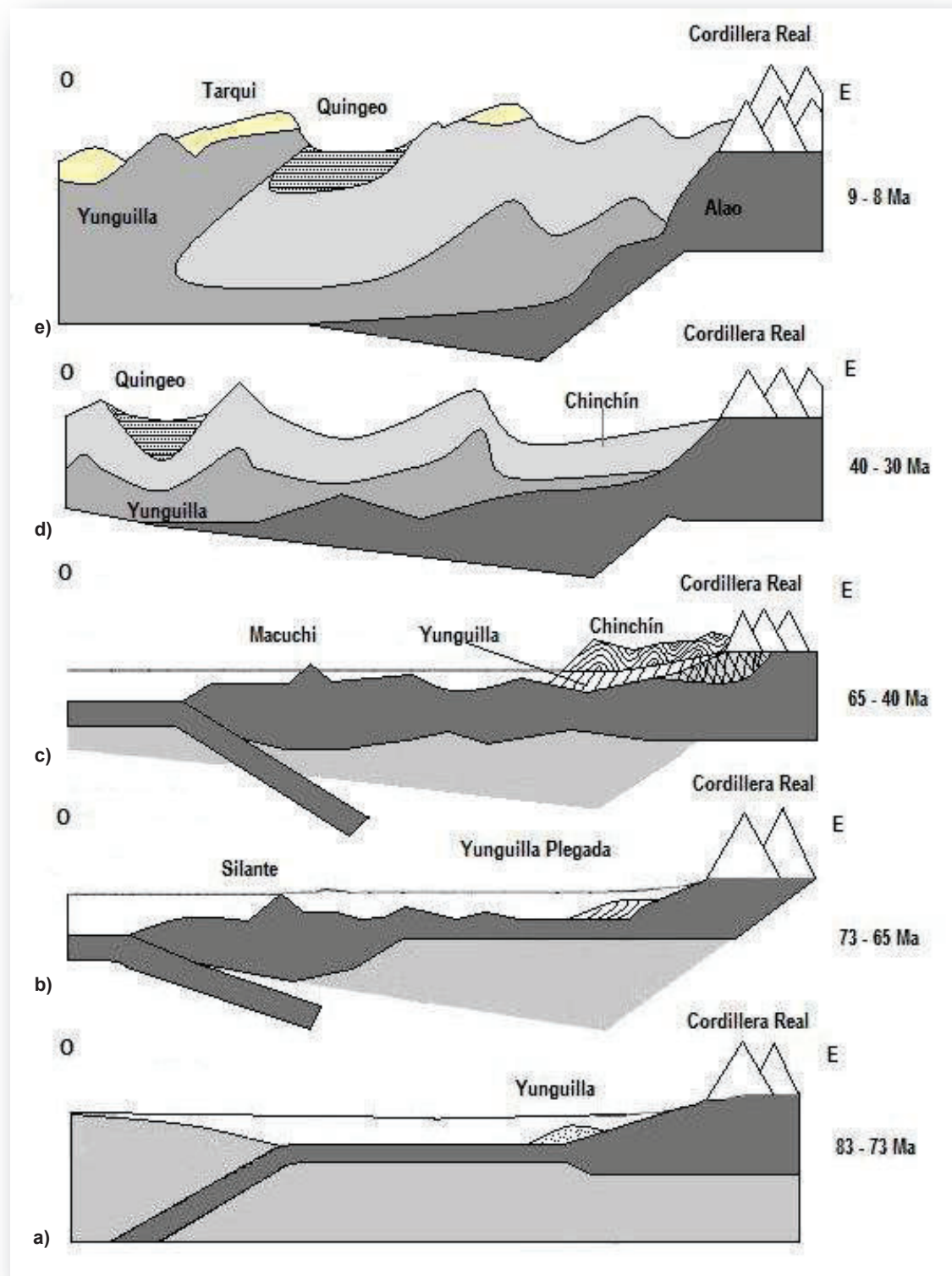


Figura 5.3 Esquema de la evolución de la zona de estudio.

Según Vallejo (2009) este régimen produjo el cierre de la cuenca oceánica entre el margen continental Sudamericano y el Plateau Caribe, producto de esto la Formación Yunguilla fue comprimida y deformada (Figura 5.3, b). Durante este período también se produjo un rápido enfriamiento y exhumación de la Cordillera Real (>1 km/año) (Spikings et al., 2000, 2005). Al final del Maestrichtiano se evidencia un cambio en la geoquímica del volcanismo desde una firma de arco de isla toleítico a una firma calco-alcalina. Edades radiométricas en la Formación Silante sugieren que se produjo un cambio de ambiente marino a terrestre junto con el volcanismo de arco continental antes de los 60 Ma (Vallejo et al., 2009), que coincidiría con la subducción al Este.

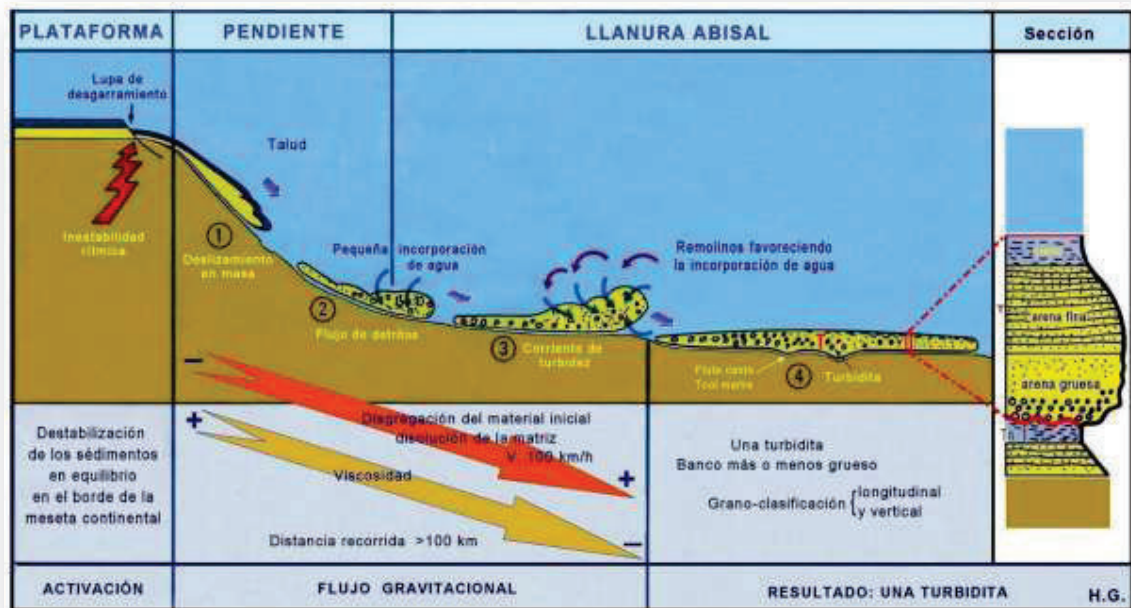


Figura 5.4 Esquema de la formación de las series turbidíticas.

Durante Paleoceno temprano, el terreno Piñón se acrecionó contra el margen continental generando un evento tectono-metamórfico en la Cordillera Real, (Aspden et al., 1992; Litherland et al., 1994).

La subducción hacia el Oeste a finales del Maestrichtiano e inicios del Paleoceno estaría relacionada al volcanismo del Arco Macuchi en la Cordillera Occidental y al volcanismo de la Formación Chinchín en la zona continental intramontañosa que ocurrieron durante el Paleoceno al Eoceno además de

algunas intrusiones Oligocénicas (El Descanso, Tuhual). Este volcanismo de composición intermedia que afloran en la zona de estudio corresponde a la Formación Chinchín. Durante el depósito de esta formación se produjeron eventos explosivos, lo cual generó capas de volcánicos y brechas. Los clastos posiblemente tienen su fuente en la Cordillera Real.

La Formación Chinchín durante el Paleoceno a Eoceno Medio, se formó por un volcanismo básico a intermedio seguido de una sedimentación fluvial y un período de deformación en régimen compresivo (Figura 5.3, c). Esta secuencia se encuentra plegada desde el Oeste con forma de anticlinal y hacia el Este como un sinclinal. Existen fallas locales posiblemente asociadas al plegamiento. En el Eoceno Tardío (40 Ma), la velocidad de convergencia entre la placa Farallón y la placa Sudamericana se incrementó, dando lugar a un régimen de esfuerzos extensivo local con dirección E – O permitiendo la subsidencia y formación de las cuencas intramontañosas, incluida la cuenca de Quingeo a una alta tasa de sedimentación (Pilger et al., 1983 & Steinmann et al., 1997). Del Eoceno al Oligoceno la cuenca de Quingeo se relleno con sedimentos provenientes de la Cordillera Real.

La ausencia de material volcánico en estos depósitos continentales sugiere una amplia distancia respecto al arco volcánico. Alrededor de 30 Ma finaliza la sedimentación de la Formación Quingeo y continúa hacia a un período de erosión. Los materiales que no fueron erosionados en la Formación Quingeo se preservan en el borde oriental de la cuenca (Figura 5.4 y 5.3, d).

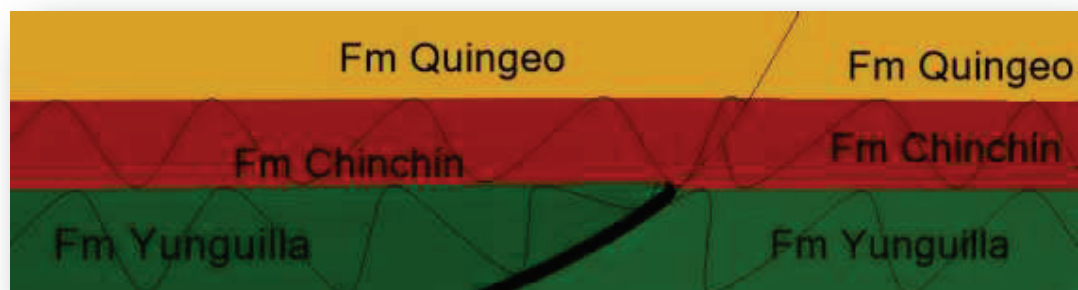


Figura 5.5 Esquema de inicio de la Falla inversa Sta. Ana – Tuhual.

Durante el Oligoceno Tardío se produjo la ruptura de la Placa Farallón (Pardo - Casas & Molnar, 1987) esto desencadenó en una baja tasa de convergencia entre la Placa Sudamericana y la Placa Nazca dando como resultado un régimen extensivo con dirección E - O en el arco volcánico del Ecuador y además una extensa actividad volcánica de la Formación Saraguro. Desde los 25 Ma hasta la actualidad, la Placa Nazca ha seguido su movimiento hacia el Este, hasta los 18 Ma donde se da un régimen extensivo alternante con un corto periodo compresivo probablemente relacionado al aumento del ángulo del slab bajo el continente. Este período de compresión causó la exhumación y erosión de la Formación Quingeo. Un régimen compresivo en dirección E - O aproximadamente a los 9.5 Ma produjo el acortamiento de la cuenca de Cuenca y el levantamiento de la Cordillera Occidental, esta compresión es interpretada por un bajo ángulo del slab que puede corresponder al rompimiento de una parte del slab con un mayor ángulo debido a su propio peso (Steinmann et al., 1997). El resultado de la compresión actual es registrado por el levantamiento de la Cordillera Occidental y erosión en estas cuencas. Evidencias de la compresión se encuentran en estructuras compresivas afectaron a la cuenca, como es el caso de la falla inversa Sta. Ana - Tahual, la cual provoca el cabalgamiento de la Formación Yunguilla sobre la Formación Quingeo e indicaría eventos tectónicos compresivos aproximadamente a inicios del Oligoceno. Luego se tiene un hiato sedimentario durante el Mioceno inferior hasta el Mioceno medio, en el cual también hubo otro régimen compresivo el cual afecto a la Formación Quingeo por exhumándola (Figura 5.6).



Figura 5.6 Esquema de la falla inversa Sta. Ana – Tahual que produce el cabalgamiento, las Formaciones Chinchín y Yunguilla fueron plegadas antes de la deposición de Quingeo.



Figura 5.7 Esquema del desarrollo del cabalgamiento de la Formación Yunguilla sobre la Formación Quingeo.

Otra evidencia del régimen compresivo es la inexistencia de las Formaciones Biblián, Loyola, Azogues y Mangán durante el Mioceno en la cuenca de Quingeo debido al levantamiento rápido que generó relieves paleotopográficos. Se puede decir que por cada fase de sedimentación hubo un evento de deformación asociado (Figura 5.7). En el Mioceno superior se depositan las Formaciones Turi y Tarqui siendo ésta última la más joven y que sella el relleno la cuenca. Estas dos formaciones se depositaron en un ambiente de arco volcánico continental.

Aproximadamente los 9,5 Ma (Steinmann et al., 1997) está documentado un evento compresivo relacionado al acortamiento del área de la cuenca, el levantamiento de la Cordillera Occidental (que puede ser identificada por la discordancia angular en las Formaciones Loyola y Mangan y los conglomerados de la Formación Turi) y el cambio de procedencia de los clastos de la parte Oriental hacia la fuente Occidental. Se tiene una gran actividad volcánica posterior a los 6 Ma dando lugar al depósito de la Formación Tarqui, la cual se encuentra erosionada y está cubriendo una parte de la Cordillera Occidental y gran parte de la cuenca de Quingeo y Ludo - Sigsig (figura 5.3,e)

CAPITULO 6

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- La cartografía geológica realizada a una escala 1:50000 permitió definir la estratigrafía generalizada de la Formación Chinchín por medio de tres miembros: un miembro inferior compuesto predominantemente por potentes niveles de lavas andesíticas variablemente cloritizadas formando el límite Este de la Cuenca de Quingeo; un miembro intermedio compuesto por una secuencia de tobas cristalinas y piroclastos; y un miembro superior formado por una brecha piroclástica con fragmentos líticos volcánicos de gran tamaño. Estos tres miembros constituyen la evidencia de un episodio volcánico de arco continental en el área durante el Eoceno - Oligoceno.
- La construcción de columnas estratigráficas detalladas permitió determinar la secuencia sedimentaria de la Formación Quingeo dominada por potentes niveles de limolitas color violeta y areniscas gruesas a la base, seguidas de areniscas masivas intercaladas con limolitas amarillentas y hacia el tope la presencia de tobas y limolitas violetas intercaladas con conglomerados de aporte metamórfico además de cantos de la Formación Yunguilla.
- Mediante medidas estructurales de campo e imágenes satelitales, se estableció que la estructura dominante del área corresponde a una serie de anticlinales y sinclinales con dirección NNE - SSW afectando a una gran parte de litologías de durante un régimen compresivo. Estos pliegues coinciden con la dirección tanto de las divisorias (anticlinales) como de los valles (sinclinales) actuales.
- Evidencia de fallamiento inverso en el límite oriental de la cuenca en el sector de Sigsig se presenta como una estructura de vergencia Oeste con alto ángulo de buzamiento y afectando a la Formación Chinchín, evidencia de ello representa el valle colgado en la Loma Iguila ubicada al Oeste del Río Santa Barbará. Fallamiento similar pero con convergencia al Este se encuentra en el sector de Ludo con buzamiento medio y afectando a la Formación Chinchín.

- En este trabajo se corrobora la existencia del cabalgamiento situado sobre el límite Oeste de la cuenca de Quingeo donde la Formación Yunguilla sobreyace tectónicamente a dichos sedimentos generando un pliegue de corrimiento con vergencia Este en la zona de contacto, producto de un régimen compresivo que afecta a toda la zona previo a la depositación de la Formación Tarqui, la cual no se encuentra deformada.
- La estratigrafía general del área inicia en el Maastrichtiano con la depositación de las series turbidíticas de la Formación Yunguilla sobre los metamórficos del terreno Alao, posteriormente se produce un evento de volcanismo (básico a intermedio) y una sedimentación fluvial afectada por un régimen compresivo de la Formación Chinchín a finales del Paleoceno al Eoceno. Durante el Eoceno al Oligoceno la cuenca de Quingeo se rellena con sedimentos provenientes de la Cordillera Real, desde los 25 Ma hasta la actualidad. La placa Nazca ha seguido su movimiento hacia el Este, hasta los 18 Ma donde se da un régimen extensivo alternante con un corto periodo compresivo. Este período de compresión causó la exhumación y erosión de la Formación Quingeo. En el Mioceno superior se depositan las Formaciones Turi y Tarqui siendo ésta última la más joven y que sella el relleno la cuenca. Estas dos formaciones se depositaron en un ambiente de arco volcánico continental.

BIBLIOGRAFÍA

- Aspden J., Litherland M., 1992. The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205, pp. 187-204.
- Aspden, J.A., Litherland, M., 1992. Geología e Historia Colisional Mesozoica de la Cordillera Real, Ecuador. *Boletín Geológico Ecuatoriano*, Vol. 4, N° 1, pp. 33 – 53.
- Bourgois, J. y Egüez, A. 1990. Evolution geodynamique de la Cordillère Occidentale des Andes d'Equateur; la découverte de la formation Eocene d'Apagua. *C.R. Acad.Sci. París*, 311, pp. 173-180.
- Bristow, C.R., 1973. Guide to the Geology of the Cuenca Basin, Ecuadorian Geological and Geophysical Society. Quito, 54 p.
- Bristow, C.R. and Hoffstetter, R., 1977. *Lexique Stratigraphique International (2nd ed.): Amérique Latine Fascicule 5a*, Ecuador: Paris, Centre National de la Recherche Scientifique, 410p.
- Dunkley, P. N. y Gaibor, A., 1997a. Geology of the Cordillera Occidental of Ecuador between 2°00' and 3°00'S, CODIGEM-BGS, Quito, Ecuador, 145 pp.
- Daly, M.C., 1989. Correlations between Nazca-Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador, *Tectonics*, 8 (4), 769-790.
- Egüez, A. & Noblet, C., 1988. Nuevos datos sobre la estratigrafía de la cuenca de Cuenca (Sur del Ecuador): Implicaciones geológicas y geodinámicas. *Monografía de Geología 6*, Vol. XIII, No. 3. EPN, pp 33 – 47.
- Figueroa et al., 2014. Diseño e implementación de un módulo SNMP para el control y monitoreo de nodos de la Empresa ETAPA EP.
- Gutscher, M.-A., Malavieille, J., Lallemand, S. and Collot, J.-Y., 1999. Tectonic segmentation of the North Andes margin: impact of the

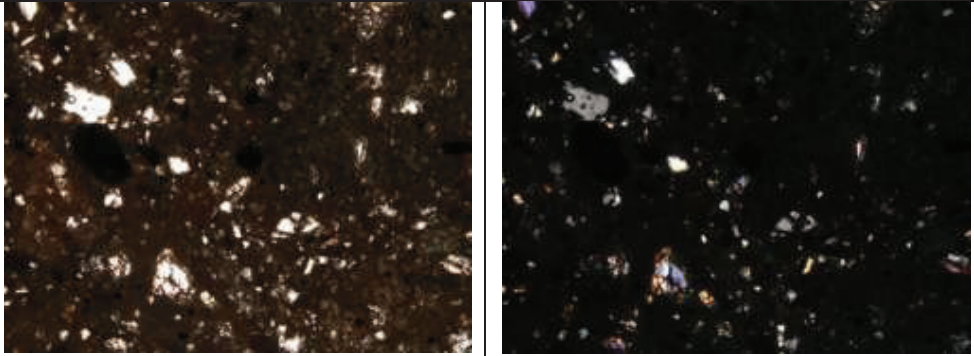
Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters* 168, 255–270.

- Hughes, R.A and Pilatasig, L.F., 2002. Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador. *Tectonophysics* 345: pp. 29 – 48.
- Hungerbühler, D., Steinmann, M., Winkler, W., Seward, D., Egüez, A., Peterson, D., Helg, U. & Hammer, C., 2002. Neogene stratigraphy and Andean geodynamics of southern Ecuador. *Earth-Science Reviews*, pp. 75 – 124.
- Hungerbühler, D., 1997. Tertiary basins in the Andes of southern Ecuador (3°00–4°20'): sedimentary evolution, deformation and regional tectonic implications. PhD Thesis, Institute of Geology ETH Zürich, Switzerland, 182 pp.
- Lavenu, A. and Noblet, C., 1990. Análisis sedimentológico y tectónico de la cuenca intramontañosa terciaria de Cuenca (sur de Ecuador). *Boletín Geológico Ecuatoriano*, v. 1, p. 11-25.
- Lebrat, M., Megard, F., Dupuy, C. y Dostal, J., 1987. Geochemistry and tectonic setting of pre-collisional Cretaceous and Paleogene volcanic rocks of Ecuador: *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, pp. 469 – 578.
- Litherland, M., Aspden, J.A. y Jemielita, R.A., 1994. The metamorphic belts of Ecuador. *British Geological Survey, Overseas Memoir* 11, 147 pp., 2 maps, Keyworth.
- Murillo et al., 2006. Análisis comparativo entre velocidad de autolimpieza y esfuerzo tractivo en alcantarillados.
- Noblet, C., Lavenu, A. and Schneider, F., 1988. Étude géodynamique d'un bassin intramontagneux tertiaire sur décrochements dans les Andes du sud de l'Equateur: L'exemple du bassin de Cuenca: *Géodynamique*, v. 3, p. 117-138.

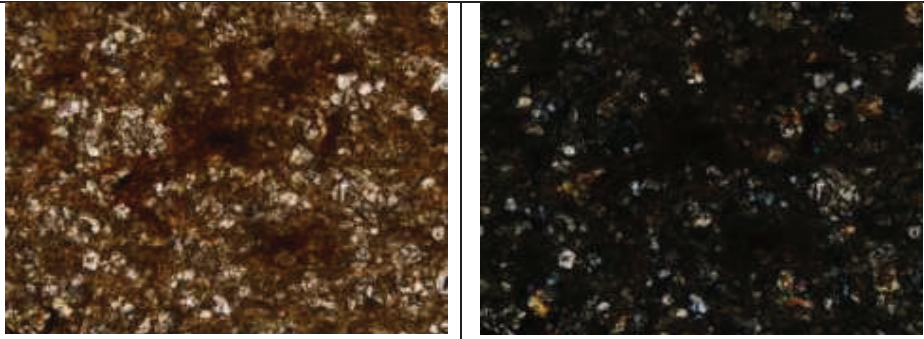
- Pardo Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6, 3, pp. 233 – 248.
- Publicación “Azuay por dentro” en REIBAN, 2011.
- Steinmann, M., 1997. The Cuenca Basin of Southern Ecuador: tectonosedimentary history and the Tertiary Andean Evolution. PhD. Thesis, ETH Zurich, 176 p.
- Vallejo et al., 2009. Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. 20 p.
- Verdezoto, P.A., 2006. Levantamiento geológico del sector comprendido entre las latitudes 2° 37' s y 2° 50' s, provincias de cañar y azuay, con especial enfoque sobre las secuencias miocénicas. Proyecto de titulación de Ingeniero Geólogo, 126 p.
- Winkler, W., Steinmann, M. and Hungerbühler, D., 1995. Un événement tectonique néogène majeur dans les Andes du Sud de l'Equateur. Déformation synsédimentaire dans le bassin de Nabón. By R. Baudino, A. Lavenu & J. Delfaud.: *Comptes Rendus Academie de Sciences, Paris*, v. 321, p. 515-518.
- Winter, T., Avouac, J.-P. and Lavenu, A., 1993. Late Quaternary kinematics of the Pallatanga strike-slip fault (Central Ecuador) from topographic measurements of displaced morphological features: *Geophys. J. Int.*, v.115, p. 905-920.

ANEXOS

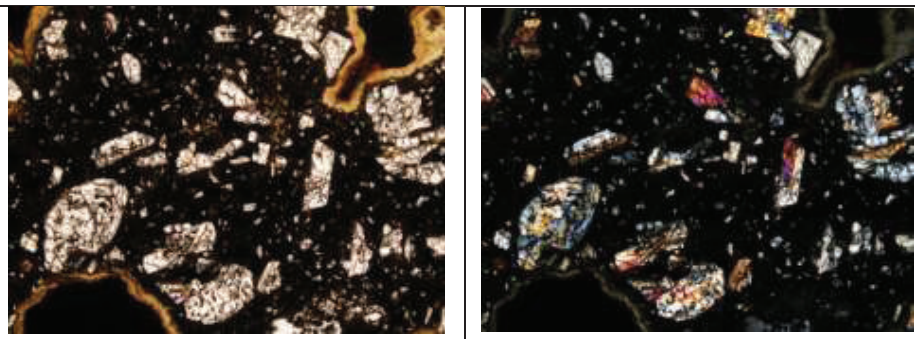
ANEXO 1: DESCRIPCIÓN DE LÁMINAS DELGADAS

Nombre de la muestra:	27MM - SS - 001	Localidad:	743946 / 9667297
Descripción microscópica			
Textura:	Piroclástica: cinerítica		
Microestructuras:	Desordenada.		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Piroxeno	10	Birrefringencia de segundo orden, incoloro, subhedral, anhedral.	
Plagioclasa	20	Incoloro, subhedral, maclada	
Matriz	30	Anhedrales	
Secundarios:	Opacos 5% Óxidos 5%		
Fotografías:			
Nombre:	Toba cristalina vítrea		

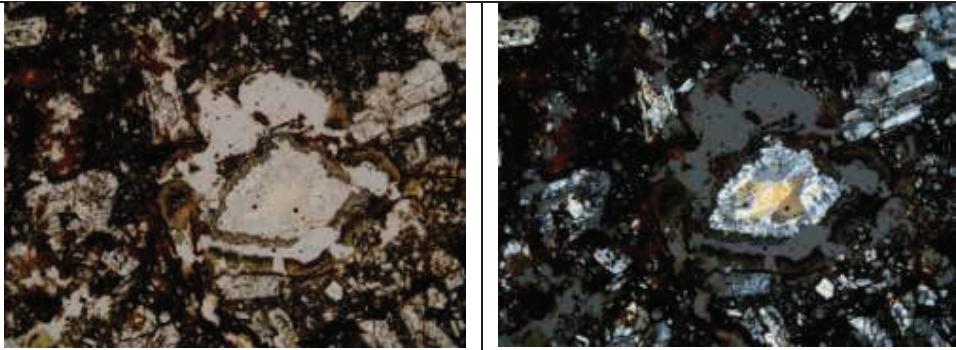
Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados.

Nombre de la muestra:	28MM - SS - 005	Localidad:	744403 / 9663905
Descripción microscópica			
Textura:	Lutítica / Limosa		
Microestructuras:	Desordenada		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Cuarzo	25	Subhedral - anhedral, relieve bajo, birrefringencia baja.	En secciones de la lámina se observa con birrefringencia alta, lámina muy gruesa.
Feldespato potásico	25		
Clorita	15	Verde oscuro, birrefringencia de primer orden, anhedral.	
Matriz	33		
Matriz:	Arcilla 100%		
Secundarios:	Opacos 2%		
Fotografías:			
Nombre:	Arenisca de grano fino cuarzo feldespático (arcosa).		

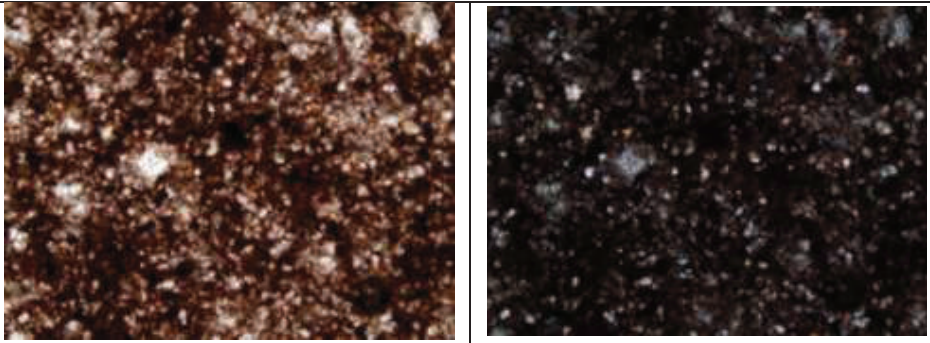
Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados.

Nombre de la muestra:	29MM - QG - 0012 c	Localidad:	731474 /9668777
Descripción microscópica			
Textura:	Porfídica: glomeroporfídica		
Microestructuras:	Leve orientación de los componentes.		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Clinopiroxeno	10	Incoloro, relieve muy alto, birrefringencia de 3° orden, extinción oblicua, anhedral, clivaje ortogonal.	
Plagioclasa	35	Incoloro, subhedral, relieve bajo, macla polisintética, zonada en algunas muestras.	
Matriz	40		
Matriz:	Plagioclasa 30% Vidrio 70%		
Secundarios:	Óxidos 15		
Fotografías:			
Nombre:	Andesita		

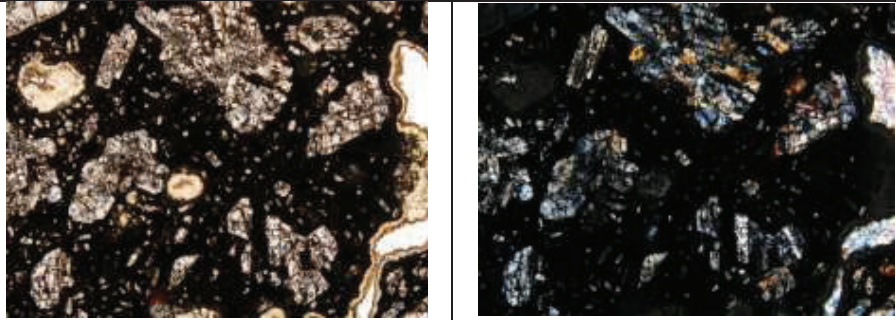
Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados.

Nombre de la muestra:	29MM - QG - 010	Localidad:	734325 /9670151
Descripción microscópica			
Textura:	Porfídica: seriada		
Microestructuras:	Desordenada		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Feldespato potásico	3	Maclado, subhedral a anhedral, crema opaco translúcido, bajo relieve	Alterado
Plagioclasa	35	Incoloro, subhedral, relieve bajo, macla polisintética, birrefringencia de 1° orden	Alterado a sericita
Clinopiroxeno	10	Incoloro, relieve muy alto, birrefringencia de 3° orden, extinción oblicua, anhedral, clivaje ortogonal	
Clorita	15	Verde oscuro, birrefringencia de primer orden, anhedral.	Cristales alterados
Anfiboles	5	Verde amarillento, relieve medio, subhedral a anhedral	
Matriz	30		
Matriz:	Plagioclasa 30% Vidrio 70%		
Secundarios:	Opacos 2%		
Fotografías:			
Nombre:	Andesita		

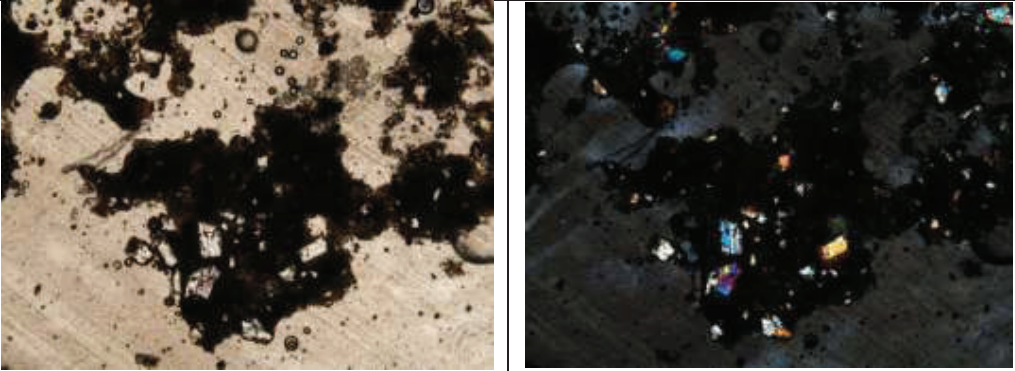
Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados.

Nombre de la muestra:	30MM - GQ - 013	Localidad:	729666 /9661578
Descripción microscópica			
Textura:	Porfírica: porfídica		
Microestructuras:	Desordenada		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Plagioclasa	10	Incolora, birrefringencia baja	
Cuarzo	25	Incoloro, relieve bajo, anhedral, uniáxica positivo, birrefringencia de 1° orden, extinción paralela y ondulatoria	
Matriz	65		
Matriz:	Arcilla 100%		
Cemento	Ferruginoso		
Fotografías:			
Nombre:	Limolita		

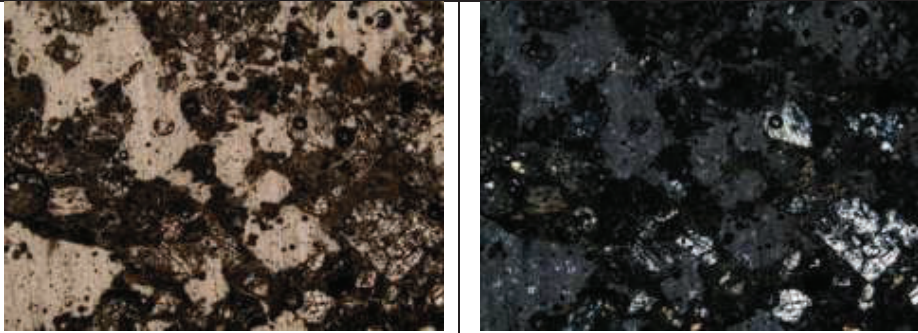
Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados.

Nombre de la muestra:	29MM - QG – 012 b	Localidad:	731474 /9668777
Descripción microscópica			
Textura:	Porfídica: Glomeroporfídica		
Microestructuras:	Desordenada		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Plagioclasa	40	Incolora, maclada, relieve bajo, zonada	
Cuarzo	5	Anhedral, incoloro, bajo relieve,	
Feldespato K	5	Incolora, maclada, relieve medio, zonada, colores de interferencia de 1er orden.	
Matriz	43		
Matriz:	Vidrio 100%		
Secundarios:	Cuarzo 15% Opacos 2%		
Fotografías:			
Nombre:	Dacita		

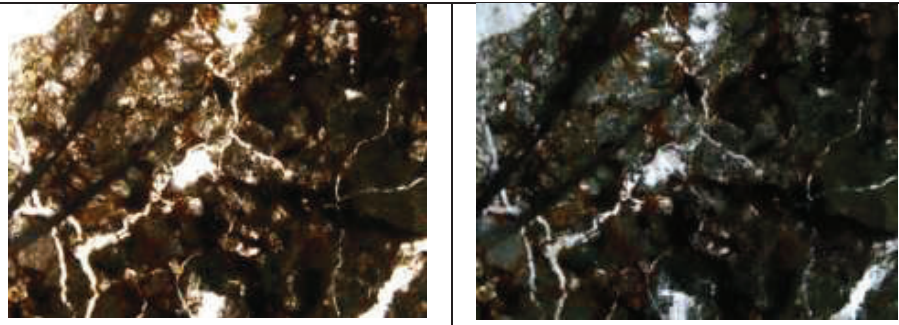
Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados.

Nombre de la muestra:	29MM-QG - 011 a (8)	Localidad:	733980 /9671004
Descripción microscópica			
Textura:	Limosa - Arcillosa		
Microestructuras:	Desordenada		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Feldespato K	20	Incolora, subhedral, birrefringencia de 2° orden, maclado	
Anfíbol	1	marrón, birrefringencia de 1° y 2° orden, anhedrales alargados	
Matriz	62	Limosa - arcillosa	
Matriz:	Limo 100%		
Secundarios:	Zircón 7% Opacos 10%		
Fotografías:			
Nombre:	Limolita		

Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicols cruzados.

Nombre de la muestra:	28MM-LD-007 (1)	Localidad:	741472 /9660163
Descripción microscópica			
Textura:	Arenosa limosa - arcillosa		
Microestructuras:	Desordenada		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Plagioclasa	5	Incolora, macla polisintética, relieve bajo, birrefringencia de 1° orden, subhedrales.	Algunos cristales se encuentran alterados
Feldespato K	15		
Anfíbol	5	Incoloro, birrefringencia de 1° orden, clivaje ortogonal, anhedral, extinción paralela.	
Cuarzo	3	Anhedral.	
Matriz	69	Arcillosa, limosa.	
Matriz:	Arcilla 40% Limo 60%		
Secundarios:	Opacos 3%		
Cemento	arcilloso		
Fotografías:			
Nombre:	Limolita (arcósica).		

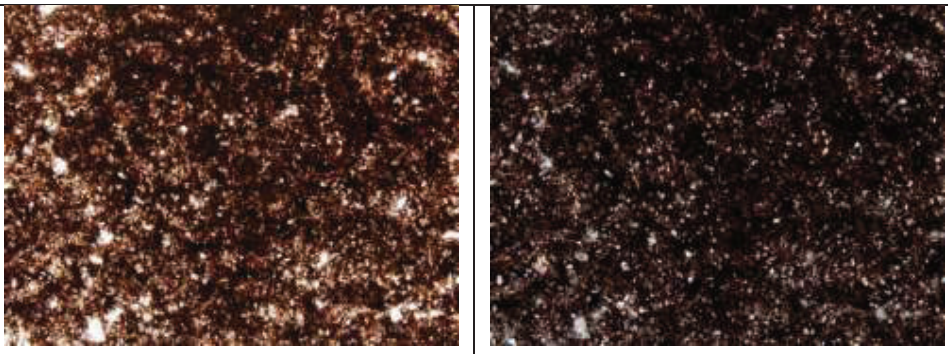
Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados.

Nombre de la muestra:	29MM-QG - 011 b (7)	Localidad:	733980 /9671004
Descripción microscópica			
Textura:	Porfírica: Porfídica		
Microestructuras:	Desordenada		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Plagioclasa (Andesina)	30	Incoloro, subhedrales, macla polisintética,	
Clinopiroxeno	20	Incoloro, subhedral, extinción oblicua, relieve alto	
Ortopiroxeno	5	Incoloro a amarillento, anhedrales a subhedrales, birrefringencia baja, relieve muy alto, clivaje ortogonal. Cristales con macla simple y polisintética	Fracturados, algunos cristales cloritizados
Anfíbol	5	Incoloros con verde pálido a rojo muy pálido, sin pleocroísmo, clivaje a lo largo del eje c, cristal anhedral acicular, extinción ondulatoria	Alterado posiblemente a clorita
Matriz	34	Vidrio y microcristales	
Sericita	5	Cristales finos, birrefringencia de 2° orden	
Matriz:	Clorita 15% Arcilla 30% Calcita 20% Plagioclasa 35%		
Secundarios:	Opacos 1% Óxidos 1%		
Fotografías:			
Nombre:	Andesita levemente cloritizada		

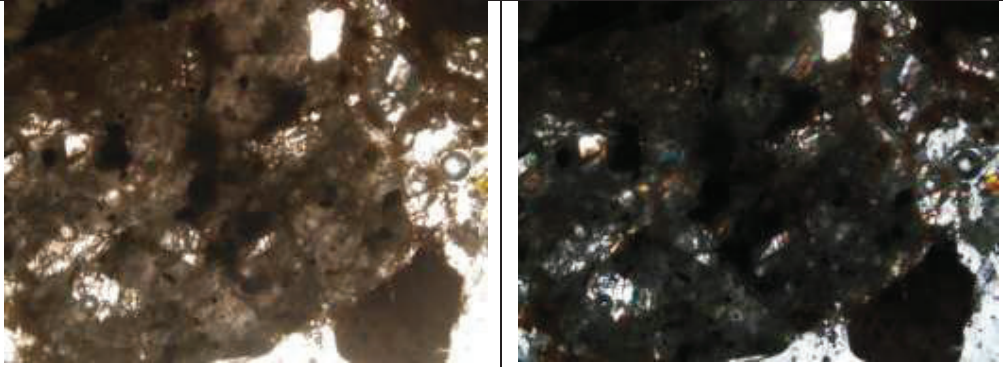
Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados.

Nombre de la muestra:	29MM - QG - 014Qui – Ver	Localidad:	732074 /9671083
Descripción microscópica			
Textura:	Limosa- arcillosa		
Microestructuras:	Desordenada		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Cuarzo	40	Incoloro, relieve bajo, anhedrales, uniáxico positivo	Microgranular
Feldespato	5		
Matriz	32		
Matriz:	Arcilla 100%		
Secundarios:	Opacos 3% Epidota-clorita 20%		
Fotografías:			
Nombre:	Limolita epidotizada		

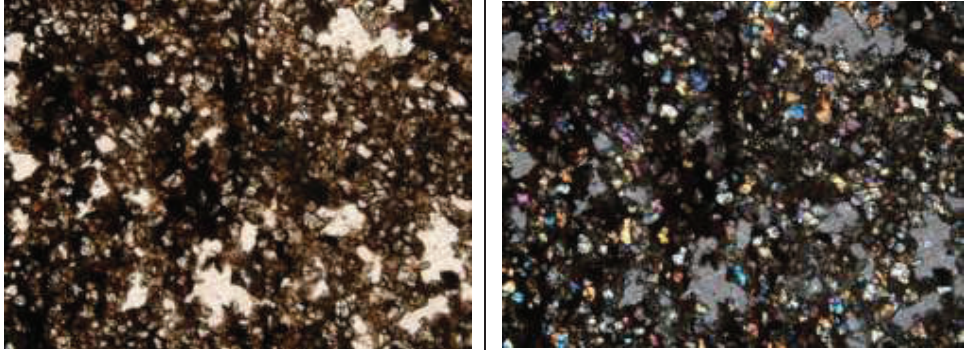
Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados.

Nombre de la muestra:	29MM - QG - 016 Qui falla	Localidad:	732074 /9671083
Descripción microscópica			
Textura:	Lutítica / limosa		
Microestructuras:	Desordenada		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Cuarzo	20	Incoloro, relieve bajo, subhedrales, uniáxico positivo	Microcristales
Anfíbol	2	Verde amarillento, relieve medio, subhedrales a anhedrales	Oxidado
Matriz	75		
Matriz:	Arcilla 100%		
Secundarios:	Opacos 3%		
Fotografías:			
Nombre:	Lutita		

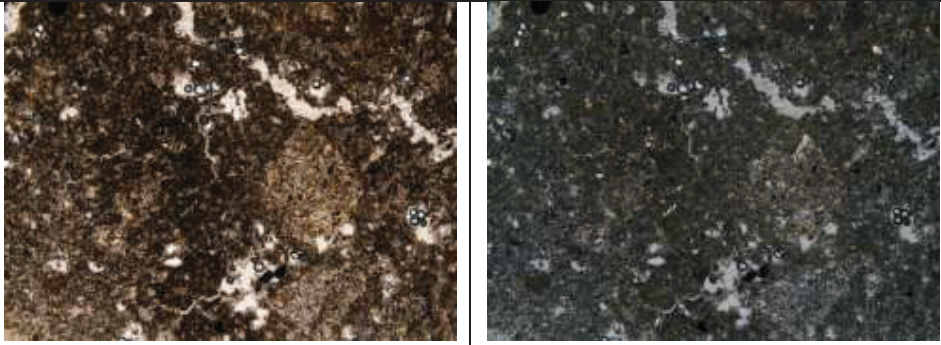
Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados.

Nombre de la muestra:	28MM-SS-004b	Localidad:	744492 /9662943
Descripción microscópica			
Textura:	Porfídica: seriada		
Microestructuras:	Leve orientación de los cristales		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Plagioclasa	25	Incolora, relieve bajo, birrefringencia baja, macla polisintética.	
Hornblenda	25	Verde amarillento, con pleocroísmo muy bajo, subhedral, birrefringencia alta, relieve alto.	Se encuentra alterado en algunas zonas
Feldespatos potásico	5	Relieve alto, extinción oblicua, birrefringencia alta y media, subhedral	En zonas se encuentra maclado
Matriz	43		
Matriz:	Vidrio volcánico 60% Arcilla 40%		
Secundarios:	Opacos 2%		
Fotografías:			
Nombre:	Andesita hornbléndica		

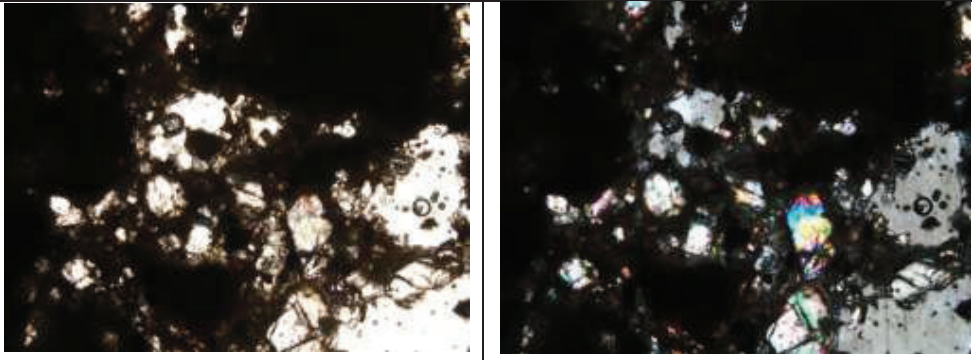
Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados.

Nombre de la muestra:	27MM - QG - 0015 (2)	Localidad:	730428 /9669580
Descripción microscópica			
Textura:	Lutítica / limosa		
Microestructuras:	Desordenada		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Cuarzo	70	Incoloro, relieve bajo, extinción ondulatoria	
Feldespatopotásico	5		Se está alterando a arcilla
Óxidos en vetillas	10		
Cemento	15	Arcilla	
Fotografías:			
Nombre:	Limo cuarzoso		

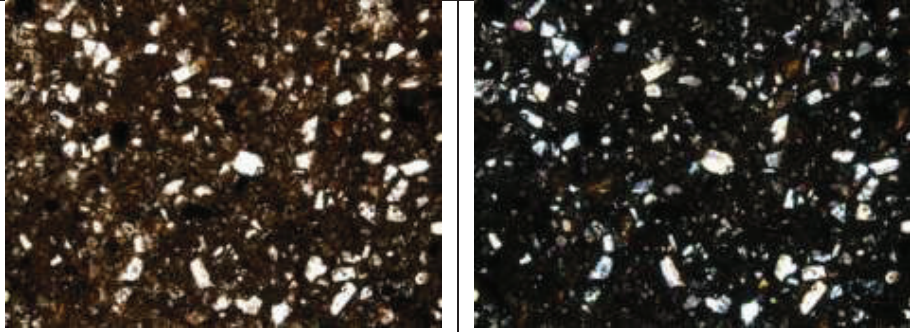
Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados. Se observa un cemento compuesta en su mayoría de arcilla.

Nombre de la muestra:	28MM-LD-008 (4)	Localidad:	744492 /9662943	
Descripción microscópica				
Textura:	Lutítica limosa			
Microestructuras:	Desordenada			
Mineral	Vol %	Propiedades		Otras observaciones
Feldespatos potásicos	8			
Cuarzo	5	Incoloro, uniaxial positivo, extinción ondulatoria		
Arcilla	80			
Secundarios:	Opacos	10%		
	Óxidos	2%		
Fotografías:				
Nombre:	Limo arcilloso			

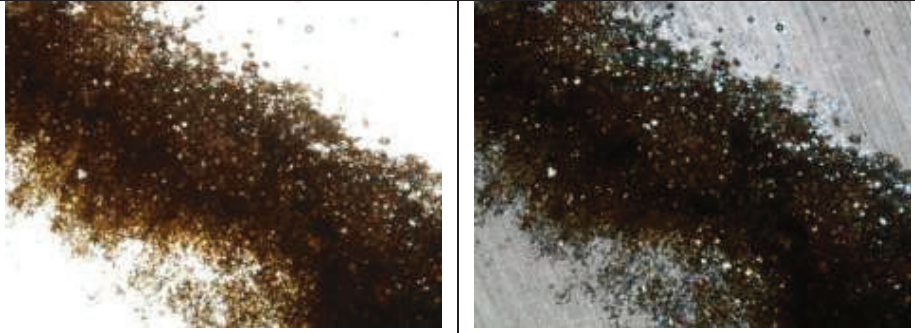
Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicols cruzados.

Nombre de la muestra:	28MM-SS-004 a (3)	Localidad:	744492 /9662943
Descripción microscópica			
Textura:	Piroclástica: Tuffítica		
Microestructuras:	Desordenados, porosa		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Cuarzo	10	Incoloro, bajo relieve, birrefringencia de 1° orden, extinción paralela.	
Plagioclasa	10	Incoloro, relieve bajo, birrefringencia 2° orden	
Hornblenda	5		
Zircón	2		
Matriz	70		
Matriz:	Arcilla 100%		
Secundarios:	Opacos 3%		
Fotografías:			
Nombre:	Toba composición acida alterada.		

Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados.

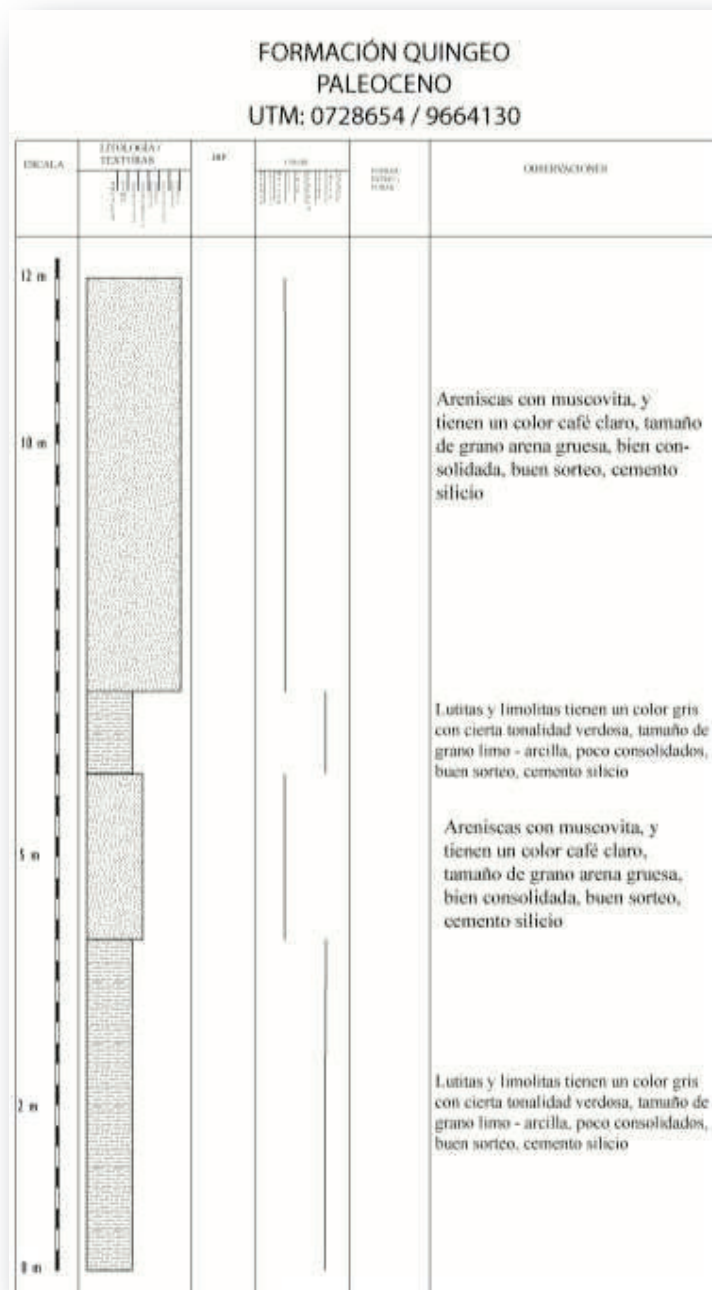
Nombre de la muestra:	28MM -LD - 009 (5)	Localidad:	739468 /9660055
Descripción microscópica			
Textura:	Cinerítica		
Microestructuras:	Desordenada		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Hornblenda	15	Incoloro, relieve medio a alto, extinción paralela, birrefringencia de 2° orden, macla polisintética.	
Plagioclasa (zonada)	20	Incoloro, subhedral, birrefringencia de 1°, relieve bajo.	Se encuentra zonada
Feldespato potásico	5		
Matriz	55		
Matriz:	Ceniza 100%		
Secundarios:	Opacos 5%		
Fotografías:			
Nombre:	Toba		

Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados.

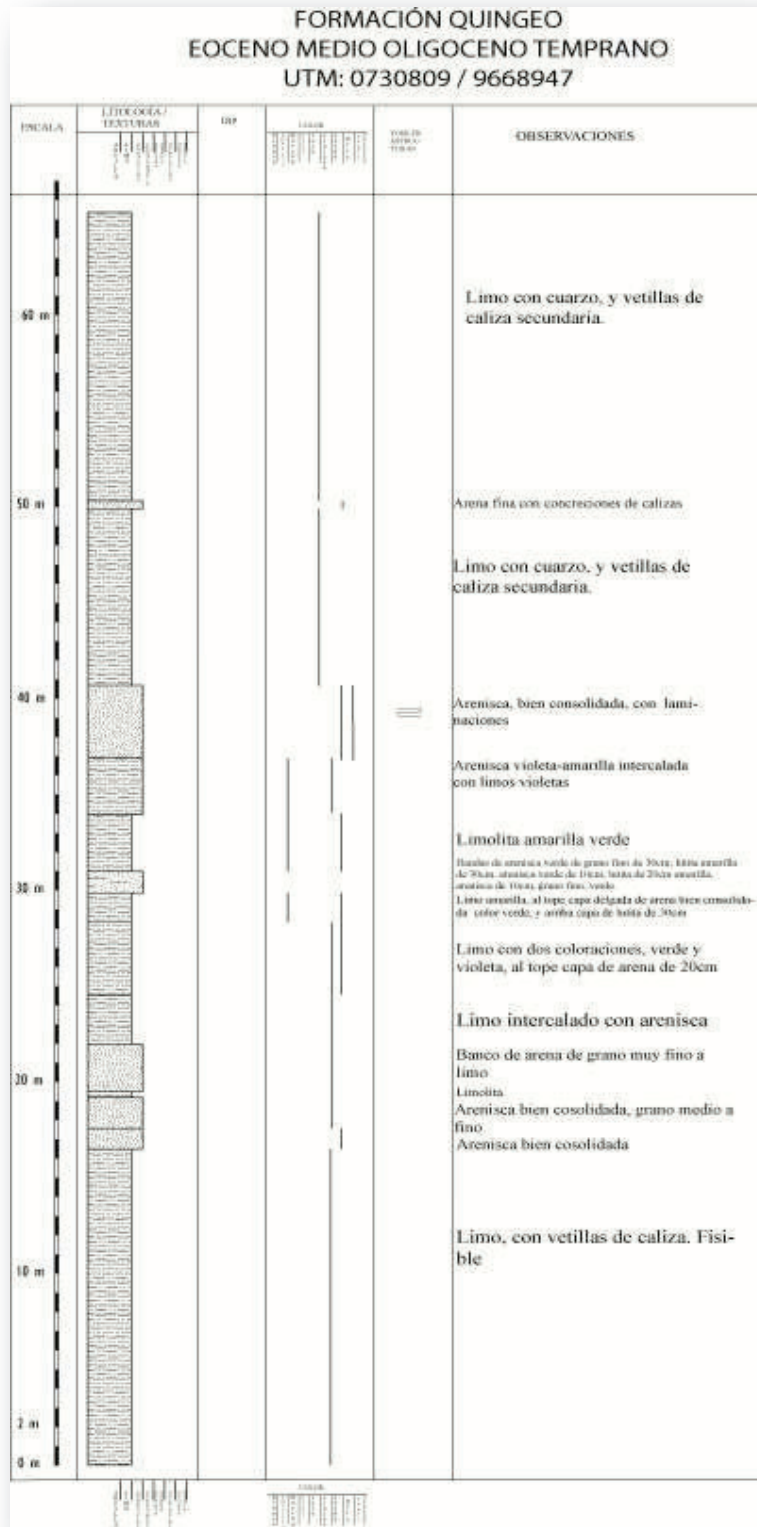
Nombre de la muestra:	28MM - SS - 003	Localidad:	744479 /9662541
Descripción microscópica			
Textura:	Limosa		
Microestructuras:	Laminada , cristales alineados a la laminación		
Mineral	Vol %	Propiedades	Otras observaciones
Plagioclasa	10	Incoloro, relieve bajo.	
Cuarzo	20	Incoloro, relieve bajo	
Feldespato potásico	25		
Matriz	28		
Matriz:	Arcilla 28%		
Secundarios:	Opacos 2% Óxidos 5% Clorita 10%		
Fotografías:			
Nombre:	Limo laminoso.		

Nota: Fotografías tomadas con aumento 2,5x; imagen izquierda tomada con luz normal polarizada; imagen derecha tomada con nicoles cruzados.

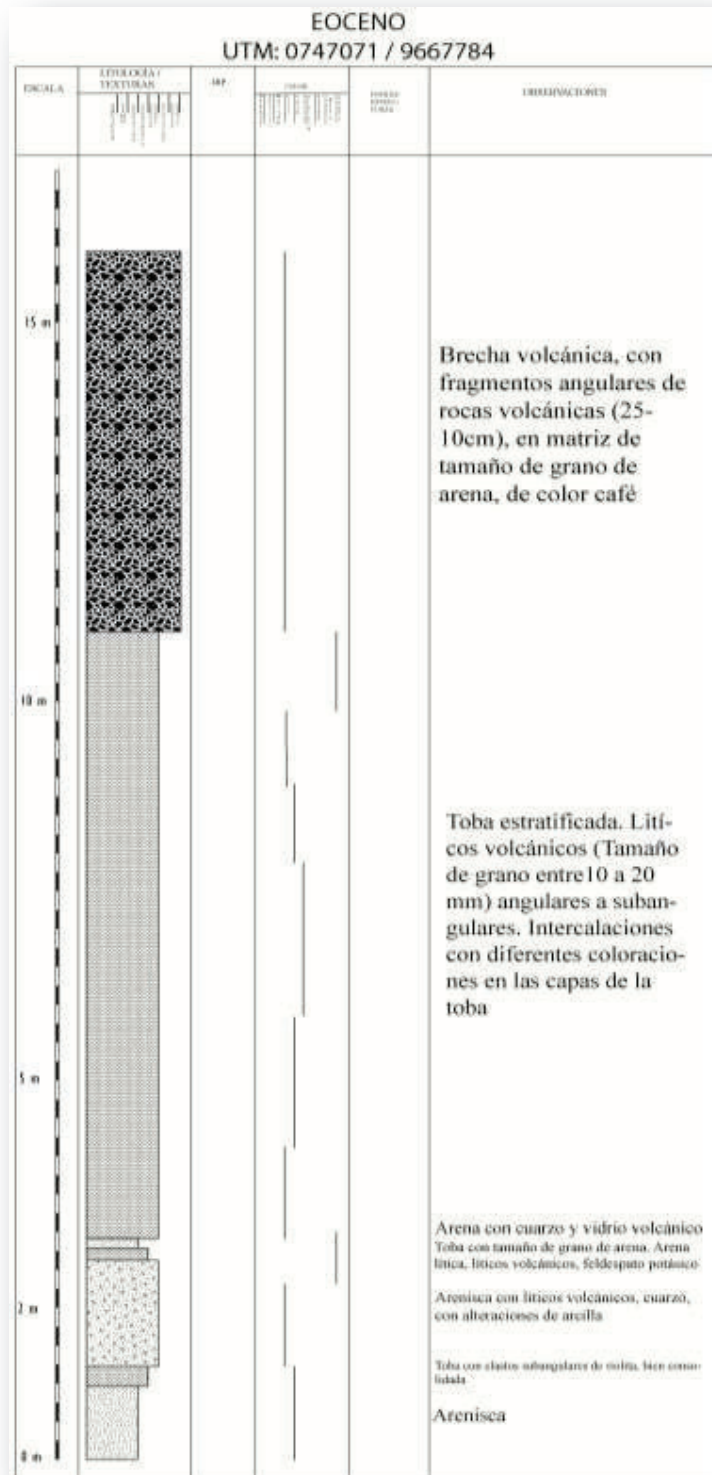
ANEXO 2: COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS



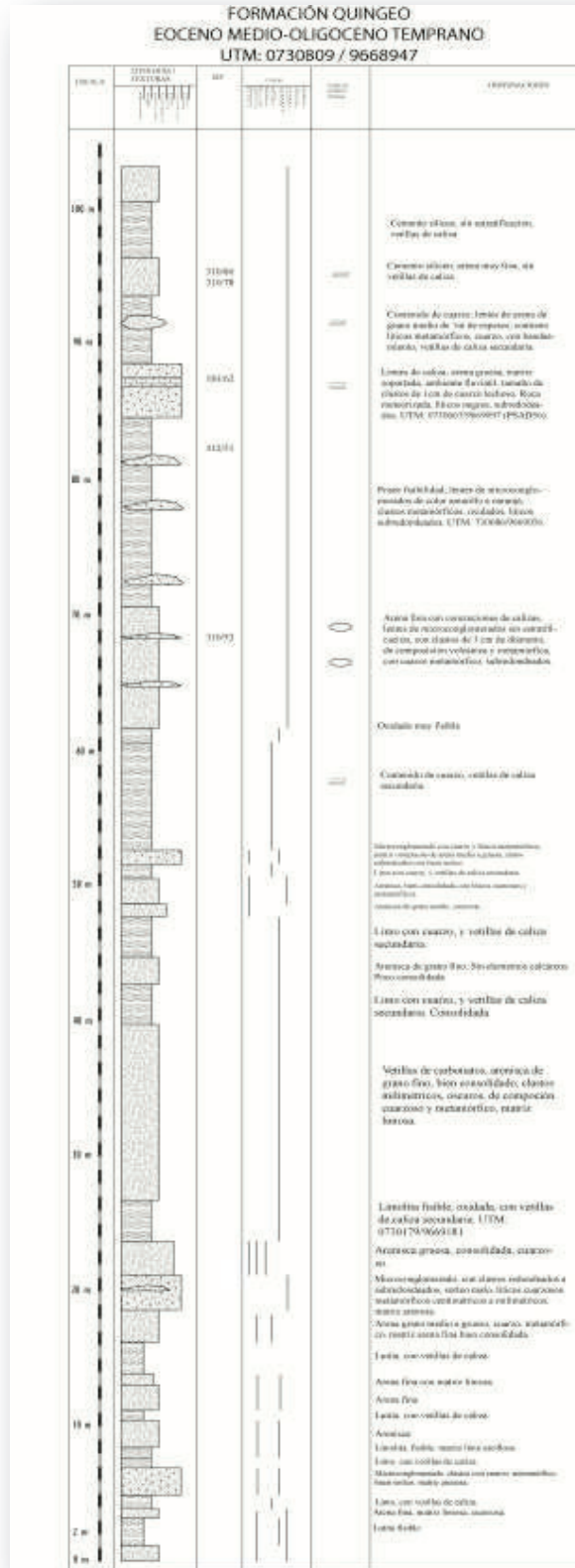
Anexo 1: Columna estratigráfica Formación Quingeo.



Anexo 2: Columna estratigráfica Formación Quingeo.



Anexo 3: Columna estratigráfica Formación Chinchín.



Anexo 4: Columna estratigráfica Formación Quingeo.

ANEXO 3: MAPA GEOLOGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO