

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

ANÁLISIS DE TERRAZAS FLUVIALES EN EL RÍO
GUAYLLABAMBA, SECTOR PERUCHO, PROVINCIA DE
PICHINCHA

TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL
TÍTULO DE INGENIERO GEÓLOGO

OPCIÓN: PROYECTO DE INVESTIGACIÓN

JUAN ANDRÉS PÁEZ MOLINEROS

paez.juan2012@gmail.com

juan.paez@epn.edu.ec

DIRECTORA: Dra. ANA CABERO DEL RÍO

ana.cabero@epn.edu.ec

Quito, febrero 2019

DECLARACIÓN

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

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

JUAN ANDRÉS PÁEZ MOLINEROS

CERTIFICACIÓN

En mi calidad de tutor del proyecto de investigación sobre el tema ANÁLISIS DE TERRAZAS FLUVIALES EN EL RÍO GUAYLLABAMBA, SECTOR PERUCHO, PROVINCIA DE PICHINCHA, del Sr. Juan Andrés Páez Molineros, estudiante de Carrera de Ingeniería Geológica, de la Escuela Politécnica Nacional, considero que este trabajo reúne los requisitos y méritos para ser sometido a la evaluación del TRIBUNAL EXAMINADOR designado por la máxima autoridad de la Facultad de Ingeniería en Geología y Petróleos.

DRA. ANA CABERO DEL RÍO

AGRADECIMIENTOS

Agradecer primero a Dios y a la Virgen de Guadalupe a quienes mi madre me ha encomendado, y que de alguna manera me han otorgado la oportunidad de vivir esta bonita experiencia.

A mis padres, por enseñarme a que cada meta que me proponga, la culmine, por siempre estar presentes en cada paso que doy, por consentirme. Los mejores momentos de mi vida han sido gracias a ustedes.

A mi primita Lis, por siempre estar conmigo, por todos los consejos y vivencias que hemos pasado. Te quiero mucho

A la Dra. Ana Cabero, por el tiempo, la paciencia, los consejos, y dedicación. Convirtiéndose en un pilar fundamental en el desarrollo de este proyecto. ¡Gracias inmensas, es una gran profe y persona!!! Algún día llegaré a ser como usted.

Al profe Pedro Reyes, por darme la oportunidad de trabajar con este proyecto, gracias por sus consejos y amistad.

Al Instituto Espacial Ecuatoriano, por la información y tutoría facilitada, en especial al Ing. Milton Ramírez por su apoyo en todo este trabajo.

A Samy y Dianita por siempre estar en cada locura que se me ha ocurrido (Aso - AAPG), gracias por estar siempre ahí, son grandes personas y me alegra mucho tener su amistad, espero que sea para siempre.

A todos mis amigos que hice en la poli, se convirtieron en mi segunda familia, haciendo que este proceso sea más divertido Muchas gracias Sebas, Mafer, Jhoss, Vale, Guido, Tiburón, Vicky, Cosa, ¡a todos! Por haber hecho de cada momento muy especial.

A mis amigos de toda la vida, Kass, Santi, Edu, Alex, Andrés, Dianita... porque a pesar de la distancia todavía nos mantenemos unidos.

DEDICATORIA

A mi hermano pequeño Danny.

Te quiero.

CONTENIDO

DECLARACIÓN.....	I
CERTIFICACIÓN.....	II
AGRADECIMIENTOS.....	III
DEDICATORIA.....	IV
CONTENIDO.....	V
ÍNDICE DE FIGURAS.....	VII
ÍNDICE DE TABLAS.....	IX
LISTA DE ANEXOS.....	X
Resumen.....	XI
Abstract.....	XII
Capítulo 1.....	1
1. Introducción.....	1
1.1 Antecedentes y Justificación.....	2
1.2 Objetivo General.....	2
1.3 Objetivos Específicos.....	2
1.4 Alcance.....	3
1.5 Área de estudio.....	4
1.5.1 Ubicación.....	4
1.5.2 Morfología.....	4
1.5.3 Contexto climático y demográfico.....	5
1.6 Trabajos previos.....	6
Capítulo 2.....	8
2. 1 Marco geológico regional.....	8
2. 3 Geología local.....	14
2.1.1 Geodinámica Actual.....	8
2.2 Geología Regional.....	10
2.2.1 Cordillera Real.....	10
2.2.2 Cordillera Occidental.....	12
2.2.3 Depresión Interandina.....	12
2.3.1 Síntesis Geológica.....	14
Capítulo 3.....	17
3.1 Marco Teórico.....	17
3.1.1 Dinámica fluvial.....	17
3.2 Tipos de ríos.....	22

3.2.1 Corriente rectilínea.....	22
3.2.2 Corrientes Meandriformes.....	23
3.2.3 Corrientes trenzadas o braided.....	23
3.2.4 Corrientes anastomasadas.....	24
3.3 Evolución de la dinámica fluvial –terrazas fluviales.....	25
3.3.1 Causas de la formación de las terrazas.....	26
3.3.2 Tipos de terrazas.....	27
Capítulo 4.....	31
Metodología.....	31
4.1 Etapa 1: Recopilación, análisis y secesión de información.....	32
4.2 Etapa 2: Cartografía Geomorfológica y análisis con SIG, mediante fotografías aéreas, modelos digitales de elevación, etc.....	32
4.2.1 Geoforma.....	33
4.2.2 Digitalización de relieves geomorfológicos- Terrazas Aluviales.....	33
4.2.3 Determinación de las características del Río Guayllabamba.....	38
4.2.4 Perfil del Río Guayllambamba.....	39
4.2.5 Curva Hipsométrica de la Cuenca del Río Guayllabamba.....	40
4.3 Etapa 3: Análisis de Campo.....	43
4.4 Etapa 4: Verificación e interpretación de procesos.....	44
4.4.1 Simbología y Cartografía final de las terrazas.....	44
Capítulo 5.....	45
Resultados.....	45
5.1 Geología.....	45
5.1.1 Unidad Pallatanga,.....	45
5.1.2 Formación Pisque.....	47
5.2 Análisis de Niveles de Terrazas.....	50
5.2.1Terrazas T1.....	52
5.2.2 Terrazas T2.....	54
5.2.3 Terrazas T3.....	55
5.2.4 Terrazas T4.....	56
5.2.5 Terrazas T5.....	58
5.2.6 Terrazas T6, T7 y T8.....	60
Discusión.....	63
Conclusiones.....	71
Recomendaciones.....	72
Bibliografía.....	74

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.	4
Fig. 2. Geología regional, costa fuera y costa dentro del Ecuador. Tomado de Gutscher, et al, (1999).	9
Fig. 3. Esquema geológico estructural del Ecuador. Tomado de Berc et al (2005).	10
Fig. 4. Segmento del Valle Interandino, señalando los principales volcanes cuaternarios de cada segmento, al igual que los sistemas Hidrogeológicos. Tomado de Villagómez (2003).	14
Fig5. Estructuras del central del Valle Interandino Quito-San Antonio-Guayllabamba. Tomando de Villagómez (2003).	15
Fig. 6. Estratigrafía de la secuencia sedimentaria Quito-San Antonio-Guayllabamba. Tomado de Winkler et al (2002).....	15
Fig. 7. Energía de corriente. Modificado de Burbank & Andreson (2006).....	19
Fig. 8. Representación esquemática del umbral de energía crítica como equilibrio entre fuerzas erosivas y resistivas Burbank & Andreson (2006).	21
Fig. 9. Tipologías de ríos en función del grado de sinuosidad y multiplicidad del canal. Modificado de HEC (2012).....	22
Fig. 10. Vista en planta de una corriente meandriforme. Modificado de HEC (2012). .	23
Fig. 11. Tipos de actividad lateral y características típicas de una llanura de inundación.	24
Fig. 12. Planicie de inundación, formación de terrazas (1, 2, 3, 4, 5). Modificado de Huggett (2007).....	25
Fig. 13. Tipos de terrazas. a) Terrazas de acumulación o agradacionales. b) Terrazas erosivas o degradacionales. Tomado de Burbank & Andreson (2006).....	28
Fig 14. Formación de terrazas pares. Tomado de (De León, 1999).	28
Fig. 15. Formación de terrazas impares. Erosión lateral y socavación vertical. Tomado de De León (1999).....	30
Fig. 16. Modelo Digital de Elevación. Fuente: Instituto Geográfico Militar.....	34
Fig. 17. Mapa de sombras del área del estudio.	34
Fig. 18. Mapa de pendientes del área de estudio.	35
Fig. 19. Mapa reclasificado de pendientes.....	35
Fig. 21. Polígonos de las superficies de las Terrazas.	36
Fig. 20. Ortofotografía del área de estudio. Fuente: Instituto Espacial Ecuatoriano	36
Fig. 22. Niveles de terrazas, desde el más alto en rojo, hasta el más bajo en verde oscuro.....	38

Fig. 23. Perfil Longitudinal del Río Guayllabamba, desde los 1430 hasta los 1670 m.s.n.m, en el entorno del área de estudio.	39
Fig. 24. Tipos de curvas Hipsométricas según Langbein (1947).....	40
Fig. 25. Imagen tomada del ArcGis de la Tabla de resultados obtenidos.....	41
Fig. 26. Curva Hipsométrica del Río Guayllabamba en la zona de estudio.	43
Fig. 27. Puntos de muestreo en la zona de estudio en Google Earth.	44
Fig. 28. Afloramiento correspondiente a la unidad Pallatanga, ubicado en la carretera La Culebrilla, en dirección San Antonio-Perucho. UTM:785627.614E 9463.994N 17N.	46
Fig 29. Rocas verdes de origen ígneo, Basaltos pertenecientes a la Unidad Pallatanga, observadas en el afloramiento. UTM: 785627.614N 9463.994N 17N.....	46
Figura 30. Clastos de basaltos de la unidad Pallatanga, afloramiento de la Fig. 29 ...	47
Fig. 31. Volcano sedimentos pertenecientes a la Formación Pisque, sector entrada a la parroquia Perucho. UTM:786765.38E 11624.89N 17N. Afloramiento [1]. Ver ubicación Anexo 4.	48
Figura 32. Unidades fluviales, correlacionadas con las superficies de Terrazas T4 y T5, que afloran en la carretera La Culebrilla de San Antonio a Perucho. UTM: 786068.836E 9694.907N 17N. Afloramiento [2]. Ver ubicación Anexo 4.....	49
Figura 33. Clastos alterados del afloramiento de la Fig. 32.....	49
Figura 34. Contacto entre Terraza Fluvial T5 y depósitos fluviales previos (ver Fig. 32 y Fig. 33), es un contacto erosivo. Se observa un lente conglomerático entre las dos unidades. UTM: 786130.61E 9631.74N 17N. Afloramiento [3]. Ver ubicación Anexo 4.	50
Fig. 35. Perfil longitudinal A-A' donde se muestra los niveles de terrazas con su respectiva altura. Ver el mapa (Anexo2) para localización del Perfil. Debido a la escala y ubicación del perfil la terraza T8 no puede ser representada.	51
Fig. 36. Brechas dacíticas pertenecientes al volcán Pululahua intercalado con volcánicos de la Formación Pisque, correspondiente al depósito de la Terraza T1 en el área de Perucho. UTM: 787292.35E 11677.83N 17N.	53
Fig. 37. Replano de la Terraza T1 donde se asienta la parroquia de Perucho. UTM: 786860.78E 11724.99N 17N. Afloramiento [4]. Ver ubicación Anexo 4.....	54
Fig. 38. Vista de las superficies aterrazadas T2. UTM: 785573,99E 12733,70N 17N. Fotografía tomada desde Este. Afloramiento [5]. Ver ubicación Anexo 4.	55
Fig. 39. Vista del nivel de terraza T3. UTM: 785573,99E 12733,70N 17N. Fotografía tomada desde el Este. Afloramiento [6]. Ver ubicación Anexo 4.	56
Fig. 40. Vista del nivel de terraza T4. UTM: 784822,28E 13507,83N 17N. Fotografía tomada desde el Norte. Afloramiento [7]. Ver ubicación Anexo 4.....	57

Fig. 41. Depósito de la terraza perteneciente al nivel T4. UTM: 786181,87E 9849,86N 17N. Tomar de referencia para la escala la línea de color amarillo que representa el letrero vial de 2m. Afloramiento [8]. Ver ubicación Anexo 4.	57
Fig. 42. Vista del nivel de terraza T5, en la confluencia del Río Guayllabamba y Perlaví. UTM: 784822,28E 13507,83N 17N. Fotografía tomada desde el Sur. . Afloramiento [9]. Ver ubicación Anexo 4.	58
Fig. 43. Terraza perteneciente al nivel T5. UTM: 784010,06E 14658N 17N. Fotografía tomada desde el Este. Afloramiento [10]. Ver ubicación Anexo 4.	59
Fig. 44. Capa de Ceniza perteneciente al Pululahua, datada de 2480 años por (Hall & Mothes, 1994), acumulada en el tope de la terraza T5. El martillo mide 28cm. UTM: 784010,06E 14658N 17N. Fotografía tomada desde el Oeste. Afloramiento [11]. Ver ubicación Anexo 4.	60
Fig. 45. Vista del nivel de terraza T8 y T7. UTM: 785047,24E 12888,68N 17N. Fotografía tomada desde Este. Afloramiento [12]. Ver ubicación Anexo 4.	61
Fig. 46. Terraza fluvial perteneciente al nivel T6. Cerca del Puente sobre el Río Guayllabamba, en el camino la Culebrilla. UTM:786067,43E 10012,26N 17N. Afloramiento [13]. Ver ubicación Anexo 4.	61
Fig. 47. Modelo de incisión de la roca (BedRock). Tomado de Burbank & Andreson (2006).	61
Fig. 48. Modelo de relleno e incisión para la formación de terrazas. Tomado de Burbank & Andreson (2006).....	61
Fig. 49. Perfil longitudinal donde se indica la compleja secuencia de agradación y degradación en la formación de terrazas fluviales. Tomado de Burbank & Andreson (2006).....	61
Fig. 50. Modelo evolutivo de la zona de estudio.	61

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. Descripciones de las formaciones presentes en la zona de estudio.	16
Tabla 2. Tabla de datos entre la estadística zonal y la identificación de los polígonos.	37
Tabla 3. Tabla resumen para la obtención de la curva hipsométrica del Río Guayllabamba en la zona de zona de estudio.....	42
Tabla 4. Rango de alturas y disposición lateral de las terrazas con respecto al río Guayllabamba.....	50
Tabla 5. Puntos de descripción analizados en campo. (Ver localización en Fig.27)	52

LISTA DE ANEXOS

Nº	Descripción	Página
1	Estado del Arte	79
2	Mapa de Terrazas Cuaternarias en la Parroquia de Perucho.	85
3	Mapa Geológico de Terrazas Cuaternarias en la Parroquia de Perucho.	87
4	Mapa de Localización de Afloramientos de Terrazas Cuaternarias en la Parroquia de Perucho.	89

Resumen

A lo largo del Río Guayllabamba, en la Parroquia de Perucho se desarrolla una secuencia de terrazas fluviales y volcanosedimentarias de tipo Fill y Strath. En esta zona de trabajo se realizó la clasificación y cartografía de niveles de terrazas, basada en datos altimétricos, estratigráficos y cronológicos, mediante el tratamiento de datos en ArcGis.

Mediante un estudio hipsométrico se llegó a la conclusión que la zona de estudio conforma una cuenca sedimentaria, con el espacio y la dinámica fluvial suficiente para la depositación de sedimentos. La geología local, que constituye el basamento de las terrazas, está compuesta por: basaltos verdes (Santoniano) de la Unidad Pallatanga, tobas (Pleistoceno Inferior) – Formación Pisque. Sobre estas unidades se acumulan, brechas dacíticas (Holoceno) de la Formación Pululahua, y los depósitos Cuaternarios (Pleistoceno) – Terrazas Fluviales y coluviales. La clasificación de las terrazas se realizó partiendo de un estudio geomorfológico en imágenes satelitales y en campo, considerando la disposición, geometría y depósitos de las terrazas.

Se han diferenciado y cartografiado ocho niveles de terrazas denominadas desde las más altas (1875m) hasta las más bajas (1450m) T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7 y T8. Las terrazas se cartografiaron considerando su génesis, sus componentes estratigráfico y tectónico. Las más altas (T1, T2, T3) se las considera de tipo Strath con una componente piroclástica más joven recubriéndola, las terrazas intermedias (T4, T5) siendo terrazas agradacionales (Fill) con una componente tectónica influyendo en su formación, y las más bajas (T6, T7, T8) son terrazas de tipo Fill/strath, por su complejidad en la etapa de formación. Se propone un modelo evolutivo de sedimentación y erosión en el valle del Río Guayllabamba para los últimos 50ka, considerando la disposición de las terrazas, su litología y cobertura.

Palabras claves: Cartografía geomorfológica, terrazas, Fluvial, Río Guayllabamba.

Abstract

Along the Guayllabamba River, in the town of Perucho, a sequence of fluvial and volcanosedimentary terraces of the Fill and Strath type is developed. In this work area, the classification and cartography of terrace levels was made, based on altimetric, stratigraphic and chronological data, through the data processing in ArcGis.

Through a hypsometric study, it was concluded that the study area forms a sedimentary basin, with sufficient space and fluvial dynamics for sediment deposition. The local geology, which constitutes the basement of the terraces, is composed of: green basalts (Santonian) of the Pallatanga Unit, tuffs (Lower Pleistocene) - Pisque Formation. On these units accumulate, dacitic (Holocene) gaps of the Pululahua Formation, and the Quaternary (Pleistocene) deposits - Fluvial and colluvial terraces. The classification of the terraces was made based on a geomorphological study in satellite images and in the field, considering the disposition, geometry and deposits of the terraces.

Eight levels of terraces have been differentiated and mapped from the highest (1875m) to the lowest (1450m) T1, T2, T3, T4, T5, T6, T7 and T8. The terraces were mapped considering its genesis, its component stratigraphic and tectonic components. The highest ones (T1, T2, T3) are considered Strath type with a younger pyroclastic component covering it, the intermediate terraces (T4, T5) being pleasant terraces (Fill) with a tectonic component influencing their formation, and the lowest (T6, T7, T8) are terraces of type Fill / strath, due to their complexity in the training stage. An evolutionary model of sedimentation and erosion in the valley of the Guayllabamba River is proposed for the last 50ka, considering the disposition of the terraces, whether lithology and coverage.

Keywords: Geomorphological cartography, terraces, fluvial, Guayllabamba River.

Capítulo 1

1. Introducción

El presente trabajo analiza las características de las superficies de terrazas en torno a la parroquia de Perucho. El área de estudio abarca aproximadamente veinte kilómetros cuadrados. En el sector de Perucho al noroeste de la ciudad de Quito, el río Guayllabamba drena gran parte de la sierra norte, atraviesa los depósitos del valle Interandino previo su arribo al valle excavado sobre las rocas de basamento, expuestas en la Cordillera Occidental. El valle aluvial en este sector presenta al menos niveles de terrazas fluviales depositadas durante el descenso gradual e intermitente del cauce del río, lo cual parece estar controlado por el levantamiento de la Cordillera Occidental. En este contexto, el presente trabajo pretende en primera instancia, definir y cartografiar los niveles de terraza presentes en la zona utilizando modelos digitales de precisión, en segunda instancia entender las características de los depósitos de las terrazas y finalmente, analizar la deformación de las mismas en base a su disposición, con el fin de entender los procesos morfo-tectónico y/o climáticos implicados en su generación.

Una terraza fluvial es una superficie plana inactiva ubicada sobre el curso actual de un río. Las terrazas de los ríos son ejemplos comunes de características geomorfológicas preservadas. Las terrazas fluviales representan episodios de abandono del cauce original de un río debido a cambios en el nivel de base de erosión que comúnmente se traducen en procesos de incisión sobre el lecho.

Existen dos tipos de terrazas, aquellas construidas debido al relleno del cauce, llamadas terrazas agradacionales, y aquellas formadas por la erosión del río en el basamento rocoso, llamadas terrazas erosivas (strath terraces). Las terrazas se clasifican de acuerdo al proceso predominante, pudiendo ser agradación o erosión sobre el cauce. Las terrazas de agradación se forman cuando uno de los siguientes parámetros tiende a cambiar: el gradiente del río, el caudal, el suministro de material detrítico desde la cuenca hidrográfica y el nivel de base controlado por la tectónica y/o el eustatismo.

Se considera que la agradación fluvial predomina generalmente durante períodos frío glaciares, mientras que el encajamiento se produce de manera más generalizada en condiciones cálidas o interglaciares. Sin embargo, la respuesta compleja de los sistemas fluviales a los cambios climáticos, en términos de agradación e incisión, y la

características morfoclimáticas de los escenarios regionales específicos requieren estudios específicos (Stokes, 1984).

1.1 Antecedentes y Justificación

Una terraza fluvial es una superficie plana inactiva ubicada sobre el curso actual de un río, constituyen uno de los rasgos geomorfológicos más representativos en muchos valles fluviales. Estas son consideradas unidades aloestratigráficas en las que los sedimentos que las constituyen son un registro de los fenómenos y procesos moldeadores del relieve durante su depositación (Pazzaglia, 2013). Las edades y las alturas de los suelos de las terrazas por encima de los canales activos están en gran parte controladas por las tasas regionales y locales de elevación, y por las fuerzas de perturbación climáticas tardías del Cuaternario (Bull, 1990).

Existen dos tipos de terrazas, aquellas construidas debido al relleno del cauce, llamadas terrazas agradacionales, y aquellas formadas por la erosión del río en el basamento rocoso, llamadas terrazas degradacionales (strath terraces).

Las terrazas que presentan un mejor desarrollo en el área de estudio se encuentran a lo largo del Río Guayllabamba al Noroeste, y del Río Pisque hacia el Oeste. Trabajos previos en el Río Guayllabamba describen hasta la fecha 8 niveles de terrazas (IGM, 1982) entorno al área de estudio, pero sin características detalladas de sus litologías, por ejemplo. Hacia el sur del área de estudio, (Villagómez, 2003) describe 4 niveles de terrazas a lo largo del Valle Interandino Central. Hacia el norte del área de estudio existe un informe geológico de (Nuñez, 2011) que describe siete niveles de terrazas en valle del río Ambi que confluye con el Guayllabamba.

Considerando la información previa, y el potencial del área de trabajo, este estudio mejorará al análisis cartográfico y litológico de las terrazas fluviales en torno a la Parroquia de Perucho contribuyendo a la interpretación de los procesos geológico-climáticos implicados en su génesis.

1.2 Objetivo General

Determinar la litología, morfometría y distribución de las terrazas fluviales del Río Guayllabamba, para analizar la génesis y evolución de las mismas en el contexto geológico del valle interandino.

1.3 Objetivos Específicos

-Estudio y caracterización de los niveles de terrazas, a través de un modelo digital de elevación para obtener las alturas con respecto al nivel de mar y en relación con el cauce del río.

-Realizar descripciones litológicas generales, basándonos en la litología de la terraza, la composición de los clastos, estructuras sedimentarias, identificación de fósiles, materia orgánica (si fuera el caso), etc.

-Realizar un estudio tectónico de la zona, con salidas de campo con el fin de verificar el contexto dinámico de la zona, para determinar si las terrazas han sufrido algún tipo de deformación.

-Síntesis y análisis de resultados.

-Caracterización geomorfológica de las terrazas fluviales, generando un mapa a escala 1:10000.

1.4 Alcance

La geomorfología es una ciencia que estudia la génesis, evolución y dinámica de los distintos elementos del relieve. Sus resultados se sintetizan en mapas geomorfológicos en los cuales se clasifica y describe el relieve de acuerdo a parámetros establecidos en la geomorfología. Considerando que existen varios tipos de mapas geomorfológicos, el proyecto se enfocará principalmente en la realización de mapas analíticos donde su enfoque primordial es el mapeo morfogenético, que brindará información tanto geológica como topográfica de la zona. El objetivo del mapeo morfogenético es la representación cartográfica de unidades de relieve en función de sus orígenes, tipo, edad y geometría del relieve (Tapia & López, 2001).

Las terrazas fluviales contienen evidencias poderosas para descifrar las condiciones tectónicas y climáticas combinadas que controlaban, directa o indirectamente, la incisión Cuaternaria de los ríos, marcan la posición de un río descendente a lo largo del tiempo y proporcionan un registro de la incisión del río y el momento de las perturbaciones al sistema fluvial. Una detección de terrazas fluviales basadas en DEM requiere una definición morfológica de la terraza lo suficientemente amplia como para abarcar todos los rastros que dan testimonio de las antiguas llanuras aluviales, donde se tomen en consideración todos los aspectos necesarios para la constitución de estos marcadores geomorfológicos importantes (Hancock et al, 1999)

La descripción sedimentológica de las terrazas accesibles en la zona de estudio contribuirá a la interpretación de la evolución climática/tectónica de la zona, y al diseño de futuros muestreos sistemáticos para dataciones en las mismas.

El conjunto de los datos permitirá elaborar una cartografía geomorfológica a detalle del área de estudio y un modelo de evolución de los procesos implicados en la formación de las terrazas.

1.5 Área de estudio

1.5.1 Ubicación

El área de estudio se ubica en la Provincia de Pichincha, Cantón Quito, en el segmento correspondiente al valle interandino central (Quito-Guayllabamba) (Villagómez, 2003). Comprende la localidad de Perucho. El área abarca aproximadamente 20 km² (Fig. 1).

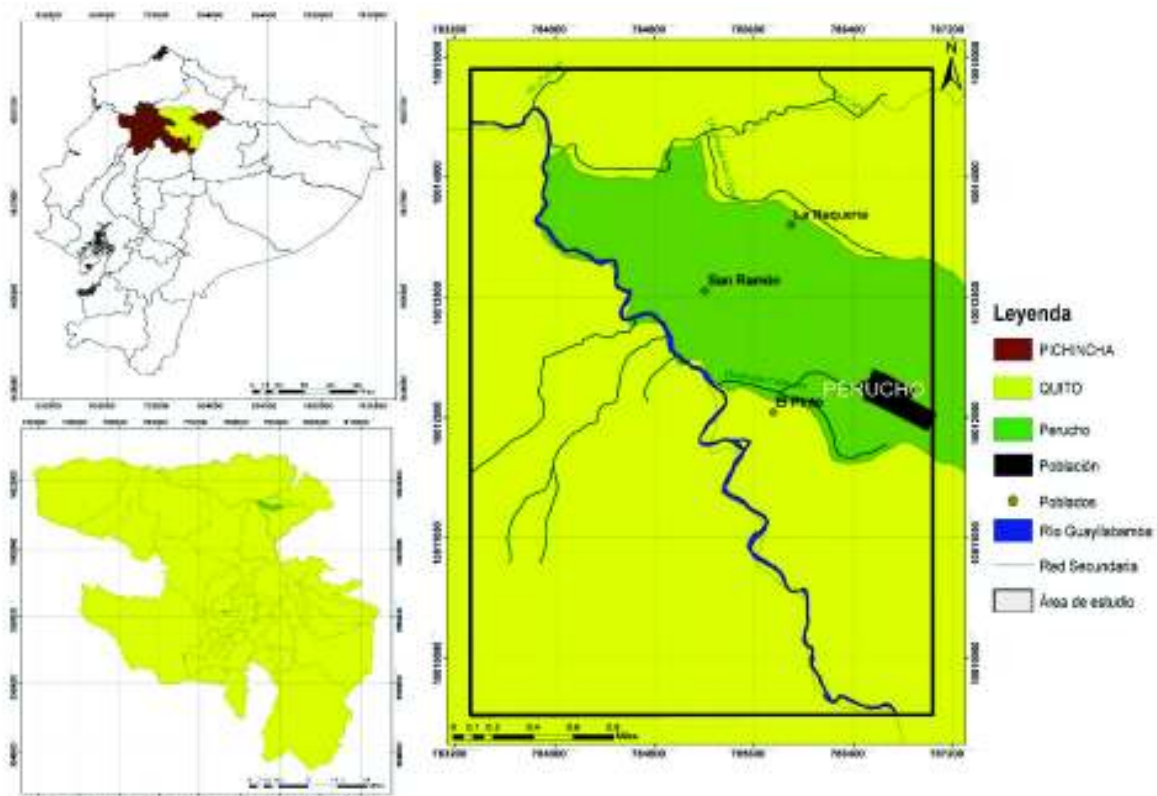


Fig. 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio.

1.5.2 Morfología

La morfología de la zona de estudio es una consecuencia de la actividad volcánica desarrollada en los Andes Ecuatorianos durante el Plio-cuaternario (Villagómez, 2003)

las constantes erupciones, flujos piroclásticos, avalanchas de escombros, lahares y deslizamientos son los principales procesos que han modelado y modificado el paisaje del callejón Interandino (Villagómez, 2003).

La Cordillera de los Andes está formada por dos grandes cinturones con un rumbo aproximado NNE, al más antiguo lo denomina Cordillera Real, y al más joven Cordillera Occidental, estos definen estructuralmente el Valle Interandino situado entre las dos Cordilleras. (Winkler et al, 2002)

El Valle Interandino, se extiende de norte a sur del Ecuador continental, se caracteriza principalmente por sus elevaciones montañosas como volcanes y nevados. La parte central de la región presenta un ancho aproximado de 40 km, formada por una serie de cuencas, subcuencas y microcuencas, repartidas en varios segmentos, así:

-Segmento Otavalo-Chota (Norte), que corresponde a la Cuenca del Chota, (Abegglen, 2001) la define como una secuencia sedimentaria del Plio-Pleistoceno.

-Segmento Quito-Guayllabamba (Centro), conformada por las sub-cuencas Quito y San Antonio, y a la Depresión Guayllabamba, definida según Villagómez (2003) como una secuencia sedimentaria correspondiente al periodo: Plioceno Tardío-Holoceno.

-Segmento Latacunga-Riobamba (Sur), conformado por las cuencas Ambato-Latacunga y Alausí-Riobamba, definida según Lavenu (1992) correspondiente a depósitos estimados desde el Plioceno- Holoceno y Mioceno-Pleistoceno, respectivamente.

Procesos combinados, tectónicos y volcánicos, además de episodios continuos de relleno y erosión, dan como resultado un escalonamiento de unidades y formaciones de origen diverso y complejo, los rellenamos que sobrepasan el nivel máximo de aguas del Río Guayllabamba, además del encajamiento de los ríos sobre todos estos depósitos, dando lugar a la formación de gargantas que atraviesan las Cordilleras. Los límites entre estos relieves son diferenciables, la separación de las cuencas está dada por elevaciones transversales cuyas alturas varían entre 3000 a 3400 metros, formadas por edificios volcánicos alineados por encima de fracturas transversales de orientación aproximada ONO-ESE (Winckfil, 1982).

1.5.3 Contexto climático y demográfico

El Distrito Metropolitano de Quito (DMQ) (Provincia de Pichincha), en su mayoría se encuentra ubicado en la Cordillera Occidental, dentro de la cuenca del río Guayllabamba y la cuenca alta del río Esmeraldas. Abarca un área aproximada de 423000 hectáreas con altitudes que varían entre los 500 a 4790 msnm. Las elevaciones más

representativas cercanas son: el Cayambe, Pambamarca y Cotopaxi, al oriente; Sigcholaqua, Rumiñahui, Ilinizas, al sur; Guagua y Rucu Pichincha, al occidente; Pululahua, Yanahurco, al sur. Las principales redes hidrográficas que atraviesan a la ciudad de Quito son: el río Monjas, río San Pedro y el río Machángara.

El extenso rango altitudinal y las condiciones orogénicas han dado cabida la apertura de seis clases de formaciones vegetales divididas en 17 subclases, que van desde bosques secos a húmedos, y como consecuencia se puede distinguir 15 zonaciones de clima, que se diferencia desde el tropical lluvioso en zonas bajas hasta el nival en zonas un poco más altas.

Dadas las proyecciones establecidas a partir del Censo de Población y Vivienda 2001, aproximadamente el 16% de la población ecuatoriana vive en Quito, traducido en 2456938 de habitantes en el 2015, con una proyección de aumento para el 2020 de 2.698.477 habitantes. Repartidos en ocho administraciones zonales divididas en 65 parroquias entre urbanas, suburbanas y rurales (Flacso, 2011).

1.6 Trabajos previos

Existen numerosos trabajos geológicos enfocados al estudio del valle interandino central, así como de las subcuencas que lo conforman, a continuación, se resume los mismo.

ESTUDIO GEOLÓGICO ESTRUCTURAL ENTRE PERUCHO Y GUAYLLABAMBA, PROVINCIA DE PICHINCHA – BESABE R. - 1980

Se realizó la descripción del fallamiento de rocas y sedimentos cuaternarios aflorantes en el graben interandino, mediante fotointerpretación y estadística de fallas medidas. Las rocas y sedimentos del área se dividen en tres unidades: rocas sedimentarias y sedimentos lacustres con aporte volcánico; estratos subhorizontales de rocas y sedimentos lacustres y grandes depósitos de volcanosedimentos; y por último la cobertura formada por cangahua y cenizas volcánicas recientes. Las fallas medidas no se pudieron acoplar a un modelo tectónico único.

MAPA GEOLÓGICO GUAYLLABAMBA, ESCALA 1:25000 – INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR – 1982.

Establece aspectos litológicos, estructurales y perfiles longitudinales de la zona de Guayllabamba, además de indicar 8 niveles principales de terrazas, su litología general

y edad (asociadas todas al Holoceno), muestra una serie de estructuras tectónicas tales como fallas, escarpes, movimientos de masa, etc.

EVOLUCIÓN GEOLÓGICA PLIO-CUATERNARIA DEL VALLE INTERANDINO CENTRAL DEL ECUADOR – VILLAGOMEZ DIEGO - TESIS DE GRADO – 2003.

Explicación de la evolución del valle interandino central partiendo desde su apertura (Plioceno Tardío-Pleistoceno Temprano). Además de presentar un mapa geológico de la zona, describe cada una de las unidades, Formaciones y Miembros tanto su litología como su disposición estructural con respecto a la evolución del valle, considerando las implicaciones tectónicas que tienen dichos datos para la evolución del área.

MODELACIÓN DEL ACUÍFERO DE PUSUQUÍ – SANDRA PROCEL – TESIS DE GRADO EPN- 2008

El trabajo describe el comportamiento del acuífero de Pusuquí (ubicado al sur de la zona de estudio), mediante características hidrogeológicas generando un modelo hidrodinámico del mismo. Además, presenta una descripción detallada de las unidades y Formaciones que se encuentran en la zona, así como la evolución de las mismas.

GEOLOGÍA DEL CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA ENTRE VILLADORA Y BELLAVISTA, RÍO GUAYLLABAMBA – G. NUÑEZ - TESIS DE GRADOS – 2011.

El trabajo muestra un estudio de las unidades cuaternarias que conforman el valle del río Guayllabamba y de sus principales afluentes como son el río Alambi e Intag. Mediante un sondeo realizado se determinó que el relleno que conforma las terrazas fluviales es de aproximadamente 336m en la zona de San Lorenzo. Presente a detalle la actividad tectónica de la zona y su influencia en la morfología del paisaje.

ESTUDIO GEOLÓGICO DE LAS FORMACIONES CUATERNARIAS EN LA ZONA DE SAN ANTONIO DE PICHINCHA, POMASQUI – PACHECO DANIEL – TESIS DE GRADO - 2013

El trabajo muestra un estudio con enfoque tectónico, respecto al sistema de fallas de Quito, además de la evolución geológica de la zona, descripciones litológicas de Formaciones, unidades y Miembros.

ESTRATIGRAFÍA CUATERNARIA DE LA CUENCA SAN ANTONIO DE PICHINCHA – PACHECO D, ANDRADE D Y ALVARADO A. - 2014.

Trabajo realizado por el Instituto Geofísico de la EPN, en el cual se caracteriza cronoestratigráficamente a la cuenca de San Antonio, definiendo litológicamente a cada

unidad, Formación y Miembro. Cabe recalcar que la mayoría del material de esta la zona es volcánico que proviene de volcanes como Casitahua, Pululahua, Mojanda Fuya-fuya, etc.

Capítulo 2

2. 1 Marco geológico regional

2.1.1 Geodinámica Actual

El territorio Ecuatoriano forma parte de los Andes septentrionales, desarrollándose dentro de un contexto cinemático complejo, donde se involucran las placas: Cocos, Caribe, Nazca y Sudamericana, además del bloque Nor-Andino y Panameño (Pacheco, 2013).

El margen continental ecuatoriano, situado en el segmento Nor-Andino, está separado del segmento central por un cambio distinto en el ángulo de convergencia entre la placa oceánica Nazca y la línea de costa de la placa Sudamericana (Fig. 2).

La tectónica ecuatoriana cuaternaria es resultado de un estado de esfuerzos compresivos con dirección aproximada E-W, que corresponde a la subducción (oblicua) de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana a partir del Oligoceno Tardío (Fig.2) (Gutscher et al, 1999), cuya velocidad se estima entre 70 mm/a y 57 mm/a y una dirección de convergencia entre N81°E y N120°E. Esta compleja interacción tiene como consecuencia levantamiento, volcanismo y deformación a lo largo del margen continental conformando la Cordillera Real y Cordillera Occidental. Como resultado de este proceso de subducción se forma el Arco Volcánico Ecuatoriano, siendo sus edificios volcánicos la fuente principal de los rellenos de la Depresión Interandina, los cuales han sido deformados por esfuerzos de carácter compresivo. Dicha deformación tectónica es evidenciada por un engrosamiento vertical junto con un acortamiento horizontal de corteza continental (Aspden & Litherland, 1992).

Como consecuencia del movimiento de la placa Nazca sobre el punto caliente Galápagos, se forma la Cordillera de Carnegie, una importante estructura batimétrica, en dirección E-W, acorde con el movimiento de la placa Nazca frente a la placa Sudamericana, que subduce entre los 0.5°N y 2.0°S (Lonsdale, 1978; Gutscher et al, 1999). Basándose en velocidades de esparramiento y levantamiento en ciertas zonas

costeras, datan la llegada de la Cordillera aproximadamente hace 1Ma (Lonsdale, 1978; Pennington, 1981; Spikings et al, 2001), se explica que la colisión inicial de Carnegie fue hace aproximadamente 15 Ma, esto a través de estudios comparativos de tasas de exhumación en función de las tasas de convergencia de las cordilleras; con su respectivo acoplamiento hace 9 Ma.

El fenómeno de subducción es responsable de diversas deformaciones y levantamientos observados en la costa ecuatoriana (Dumont et al, 2005; Pedoja et al, 2006; Witt et al 2006). Además de influenciar en la actividad sísmica y volcánica ocasionando cambios composicionales y de distribución de los volcanes en los Andes Ecuatorianos (Barberi et al, 1988; Hall & Beate, 1991).

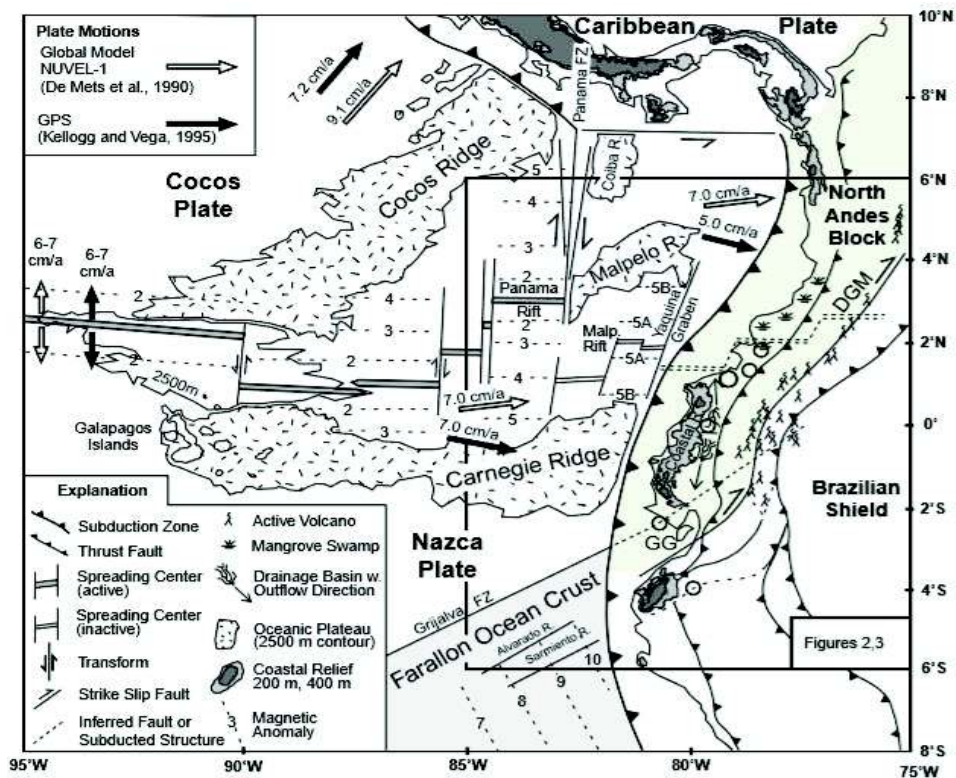


Fig. 2. Geología regional, costa fuera y costa dentro del Ecuador. Tomado de Gutscher, et al, (1999).

2.2 Geología Regional

El Ecuador continental se encuentra conformado por cinco regiones naturales principales, cada una con sus respectivas características morfológicas y geológicas (Fig.3). La Costa (Coastal plain), compuesta por un basamento oceánico cubierto por depósitos de ante-arco del Paleógeno-Neógeno (Feininger & Bristow, 1980). La Cordillera Occidental (Western Cordillera) compuesta por rocas volcánicas e intrusivas, máficas y ultramáficas con afinidades geoquímicas de plateau oceánico junto con depósitos turbidíticos (Benitez, 1995; Villagómez, 2003). La Depresión Interandina (Interandean Depression), limitada por las Cordillera Real y Occidental, compuesta principalmente por una potente secuencia de depósitos volcánicos de edades Plioceno-Pleistoceno, cubriendo en su totalidad al basamento (Winkler, y otros, 2005). La Cordillera Real (Eastern Cordillera), conformada por rocas metamórficas del Paleozoico-Mesozoico y separada de la Depresión Interandina por la Sutura de Peltetec (Aspden & Litherland, 1992; Litherland et al, 1994). La Cuenca Oriente (Oriente Basin), incluyendo a la Zona Subandina (Subandean Zone), que se desarrollan sobre el Cratón Guayanés localizada en la placa Sudamericana (Jaillard, 2004).

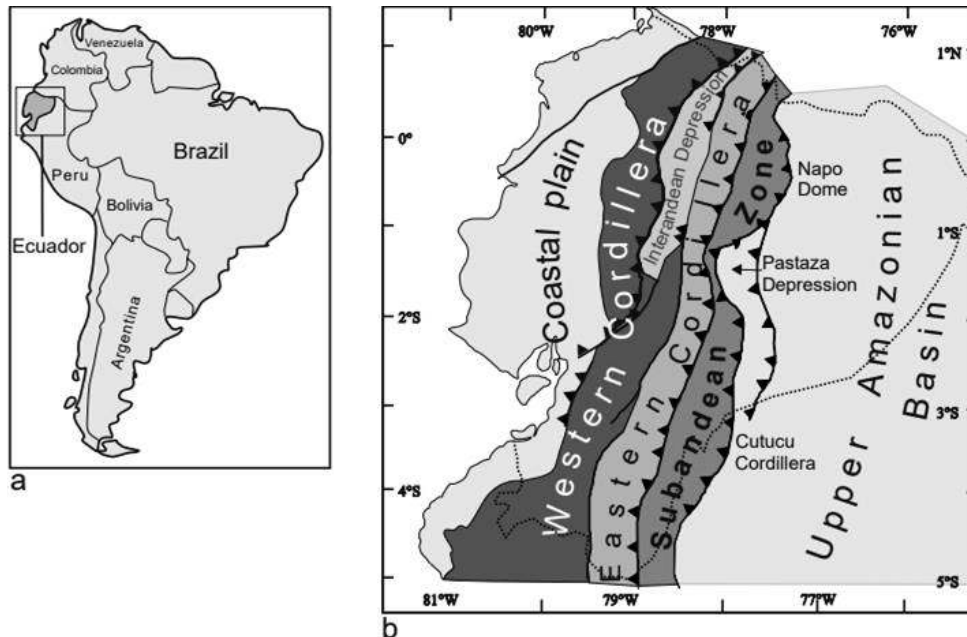


Fig. 3. Esquema geológico estructural del Ecuador. Tomado de Berc et al (2005).

2.2.1 Cordillera Real

La Cordillera Real, formada por cuerpos intrusivos, es la continuación de la cordillera central en Colombia, limita a la depresión Interandina hacia el este, compuesta por

cinturones alargados sublineares de composición metamórfica correspondientes a terrenos autóctonos y alóctonos pertenecientes al Paleozoico-Cretácico Inferior, intruídos por granitoides de tipo S, I, como consecuencia de procesos magmáticos, cubiertos por depósitos volcánicos del Cenozoico (Aspden & Litherland, 1992).

Las rocas pertenecientes a la Cordillera Real han pasado por eventos tectónicos y magmáticos sucesivos dentro del periodo Mesozoico – Cuaternario. Considerando el modelo propuesto por Aspden & Litherland (1992), el más aceptado, estaría dividida en cinco unidades, que se encuentran separadas por fallas de consideración regional, tales como: Falla Peltetec, Frente de Baños, Falla Llanganates y Falla Cosanga, estas unidades litotectónicas o terrenos de oeste a este son: Guamote, Alao, Loja, Salcedo y Zamora (Litherland et al, 1994). Dentro del propósito del trabajo se describen las dos unidades más occidentales que se involucran alrededor de la zona de estudio.

La división Guamote formaría parte de una secuencia alóctona continental depositada en un ambiente marino, se compone principalmente de cuarcitas y lutitas de origen continental de edades pertenecientes al Jurásico-Cretácico Temprano (Aspden & Litherland, 1992) considerados como sedimentos de margen pasivos. Esta división está formada por unidades como, Punín (Cuarcitas pálidas-oscuras y en menor proporción filitas), Cebadas (pizarras oscuras con filitas y cuarcitas) y Guasuntos (pizarras, filitas y cuarcitas) (Litherland et al, 1994)

La división Alao, presenta una geoquímica de arco volcánico no muy diferenciado. Estudios realizados en zircones indican una edad aproximada de 1500 Ma, que se asocia al Cratón Sudamericano lo que sugiere que el arco Alao se encontraba pegado al continente. Presenta volcano-sedimentos metamorizados bastante deformados que afloran en la parte occidental de la Cordillera Real (Litherland et al, 1994). Los límites estructurales de la división, al este y oeste coinciden con el frente de Baños y la Falla de Peltetec, respectivamente. Se encuentra en medio del terreno Guamote y Loja (Litherland et al, 1994). Se data alrededor de 115 +/- 12 Ma y 142 +/- 36 Ma, según dataciones K-Ar. La división es conformada por las siguientes unidades: Peltetec, es una secuencia ofiolítica desmembrada de edad Jurásico Tardío -Cretácico Temprano, incluye, cherts y filitas, basaltos, doleritas, serpentinitas y gabros. Maguazo, compuesto por turbiditas ricas en volcanoclastos y rocas verdes andesíticas. (Litherland, Aspden, & Jemielita, 1994). Alao-Paute, formada por rocas verdes de composición andesítica junto con tobas. El Pan, consta de esquistos grafitosos con turbiditas y filitas (Litherlan et al, 1994).

2.2.2 Cordillera Occidental

La cordillera Occidental está compuesta por bloques alóctonos de origen oceánico que se acrecionaron al margen occidental de la placa Sudamericana durante el Cretácico Tardío- Paleógeno Temprano (Vallejo et al, 2009). Cada uno de los bloques alóctonos está formado de un basamento máfico oceánico que incluyen plateau basáltico, arco de isla y secuencias volcano-sedimentarias (Hughes & Pilatasig, 2002).

La Cordillera occidental consta de dos principales terrenos como basamento de carácter volcánico, los cuales están cubiertos por depósitos volcánicos y volcanoclásticos pertenecientes al Oligoceno-Holoceno. El terreno Pallatanga, es el más viejo, consiste de rocas de plateau oceánico del Cretácico Temprano-Tardío (Hughes & Pilatasig, 2002), definidas como rocas ígneas, turbiditas, pillow lavas, hialoclasitas y sedimentos profundos. Probablemente formadas en el punto caliente de Galápagos (Spikings et al, 2001). El terreno Macuchi, es el más joven, de edad Eoceno, siendo una secuencia de arco de isla volcanosedimentaria de composición basáltica a andesítica (Hughes & Pilatasig, 2002) subyacidas por rocas tipo MORB (Boland et al, 2000) o con afinidad de plateau oceánico (Chiaradia & Fontboté, 2001). La acreción de la unidad Macuchi ocurrió durante el Eoceno Tardío a lo largo del borde oriental en la zona de cizalla Chimbo-Toachi en un régimen transpresivo dextral (Hughes & Pilatasig, 2002). La primera acreción entre el terreno Pallatanga y el margen continental fue aproximadamente hace 85 Ma a 60 Ma, el cual tuvo lugar a lo largo de la zona de sutura donde se encuentra el melange tectónico Pujilí.

2.2.3 Depresión Interandina

Es una depresión morfotectónica orientada aproximadamente N-S a NNE-SSW, limitada por la cordillera Real al este y por la cordillera Occidental al oeste, abarca un área de unos 300km de largo por 25km de ancho (Winkler et al, 2005). Inicia su formación a partir del Mioceno Tardío-Plioceno, aparentemente desde el Norte (Winkler et al, 2002).

La depresión interandina se encuentra limitada por la Falla Peltetec hacia el oriente, la cual se formó en el Jurásico Tardío como consecuencia de la acreción de los terrenos que forman parte de la Cordillera Real (Litherland, et al., 1994), o del Bloque Pallatanga en el Cretácico Tardío (Spikings, et al., 2005). La zona de sutura Calacalí-Pujilí-Pallatanga define el límite occidental de la depresión (Winkler et al, 2005).

Según Villagómez (2003) la apertura de la Depresión Interandina ocurre en el Pleistoceno Temprano a consecuencia de un régimen extensional E-W. Dando lugar a la formación de una cuenca que se llenó con depósitos volcánicos, aluviales, fluviales y

lacustres casi de manera inmediata. Durante el Pleistoceno Medio el régimen tectónico cambia a compresional en el mismo sentido, en respuesta a desplazamientos dextrales a lo largo de la falla Calacalí-Pallatanga, límite al borde occidental del valle.

Al sur, la Depresión Interandina cambia de dirección hacia el oeste donde va desapareciendo. La sutura Calacalí – Pujilí – Pallatanga curva en dirección al golfo de Guayaquil la cual topográficamente corta a la Cordillera Occidental (Lavenue, et al., 1996), donde las Cordilleras Real y Occidental forman una sola cadena montañosa y la actividad volcánica cuaternaria cesa.

La definición del basamento del valle interandino está pobremente descrita, por la gran cantidad de material volcánico y sedimentario que lo rellena. La poca presencia de afloramientos que contienen rocas pertenecientes al basamento de la depresión, las cuales son parecidas a las de las Cordilleras Occidental y Real, han puesto a consideración una serie de teorías expuestas a continuación.

Se ha propuesto la existencia de un micro-continente de rocas metamórficas (Chaucha-Arenillas) que subyace a la Depresión Interandina (Aspden & Litherland, 1992). Otra teoría sugiere una continuación de la Cordillera Real bajo la depresión en el sector sur de Riobamba (Hughes & Pilatasig, 2002); basadas en anomalías negativas de Bouguer, presencia de rocas metamórficas en el flanco este de la Cordillera Occidental en sectores como el Río Guyallabamba y el oeste de Ambato, presencia de rocas metamórficas en el melange de Pujilí, y la presencia de xenolitos metamórficos en lavas pertenecientes al complejo volcánico Pichincha (Buret, 1949).

La interacción entre procesos tectónicos y volcánicos ha dado cabida a la formación de cuencas sedimentarias entre el Mioceno y Pleistoceno (Lavenue, Baudino, & Égo, 1996), las cuáles han sido rellenas por secuencias de materiales volcánico-clásticos, volcánico-sedimentarios, fluvio-lacustres y aluviones (Villagómez, 2003).

Las cuencas se agrupan en tres segmentos (Fig. 4), de norte a sur son: Cuenca del Chota, sedimentos datados entre 5 Ma y 0.5 Ma (Winkler et al, 2005) correspondiente al segmento norte. La Cuenca Quito - San Antonio – Guayllabamba, secuencia de sedimentos datados entre el Pleistoceno Tardío – Holoceno (Villagómez, 2003), correspondiente al segmento central. La Cuenca Ambato – Latacunga, depósitos pertenecientes desde Pleistoceno al Holoceno (Lavenue, 1992; Lavenue, Baudino, & Égo, 1996) y la Cuenca Alausí – Riobamba, con material datado del Mioceno – Pleistoceno (Lavenue, 1992; Lavenue, Baudino, & Égo, 1996), correspondientes al segmento sur.

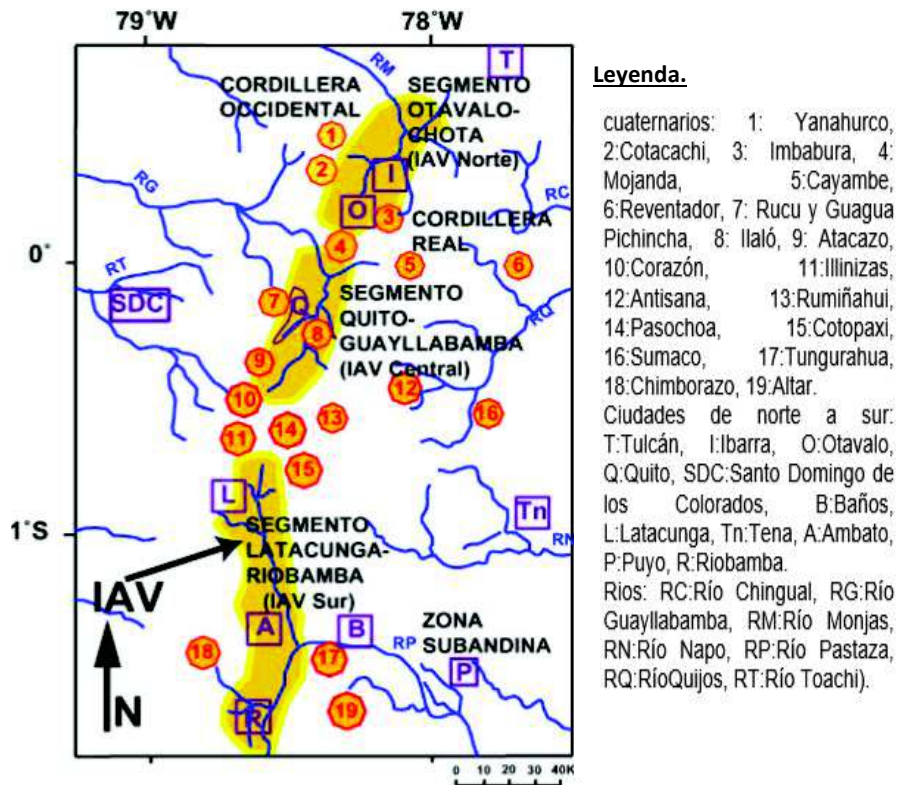


Fig. 4. Segmento del Valle Interandino, señalando los principales volcanes cuaternarios de cada segmento, al igual que los sistemas Hidrogeológicos. Tomado de Villagómez (2003).

2. 3 Geología local

Considerando el propósito del trabajo, se describe a continuación el Valle Interandino Central. Para la descripción se ha tomado en su totalidad, información propuesta por Villagómez (2003).

2.3.1 Síntesis Geológica.

Se supone que la secuencia sedimentaria de la cuenca Quito – San Antonio – Guayllabamba (Fig. 5) yace sobre las rocas del basamento Cretácico, parte del Bloque Pallatanga (Lavenu, Baudino, & Égo, 1996; Villagómez, 2003), pero no existen evidencias que respalden esta teoría; no existen edades radiométricas, por lo general las edades asignadas en la mayoría de trabajos provienen de correlaciones con edificios volcánicos cercanos, datados principalmente por Barberi et al (1988).

La Cuenca de Quito se encuentra formada por depósitos volcánicos y volcanoclásticos que se encuentran próximos a los edificios Atacazo – Ninahuilca y Pichincha. El relleno sedimentario se encuentra dividido en dos grandes secuencias. La secuencia inferior consiste de lavas, tobas, lahares, sedimentos de tipo aluvial, fluvial, deltáico y lacustre

que corresponden a las Formaciones Pisque y San Miguel, depositadas en un leve régimen extensional E-W, desde el Pleistoceno Temprano al Pleistoceno Tardío. La secuencia superior compuesta por depósitos volcánicos primarios, lahares, flujos hiperconcentrados y depósitos fluviales correspondientes a las Formaciones Guayllabamba, Chiche, Mojanda y Cangahua, depositadas en un régimen compresional E-W desde el Pleistoceno Medio al Holoceno (Fig. 6).

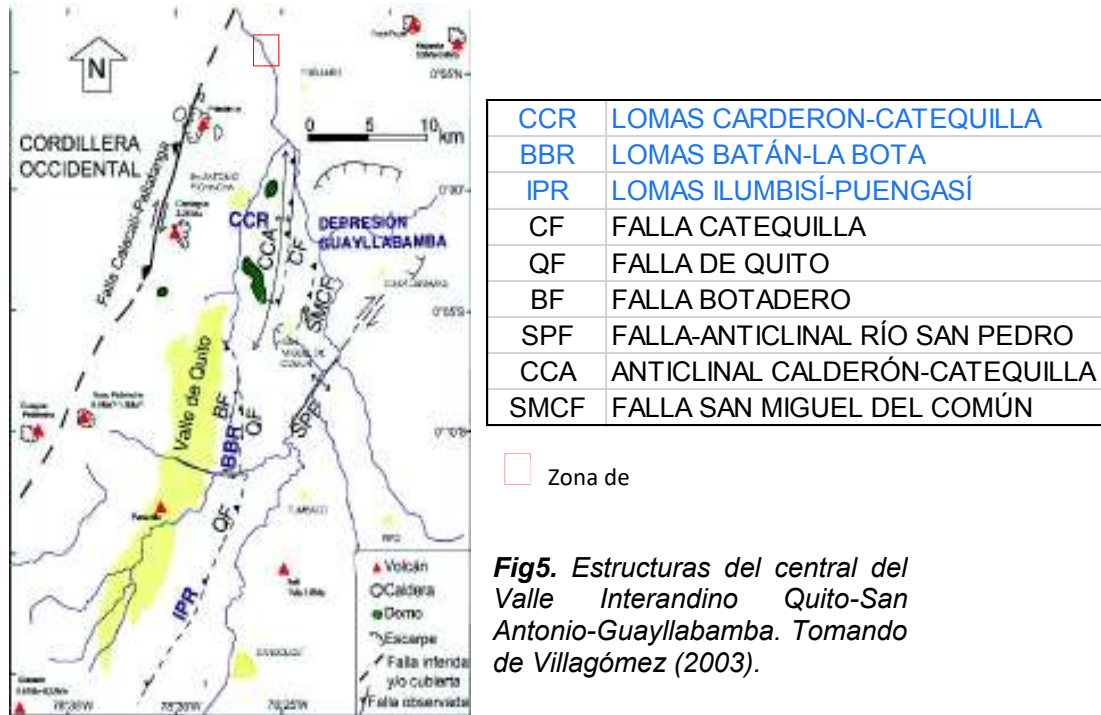


Fig5. Estructuras del central del Valle Interandino Quito-San Antonio-Guayllabamba. Tomado de Villagómez (2003).

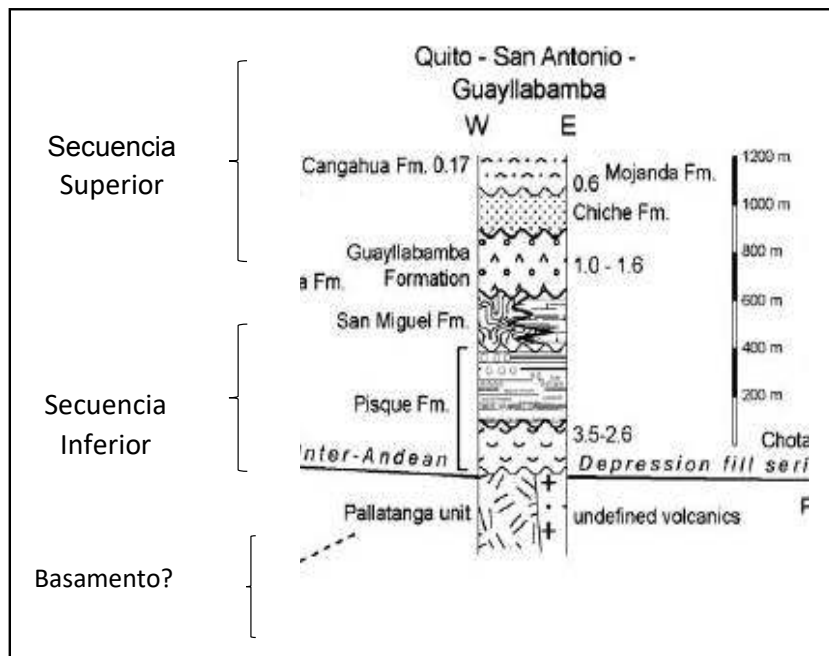


Fig. 6. Estratigrafía de la secuencia sedimentaria Quito-San Antonio-Guayllabamba. Tomado de Winkler et al (2002)

Dentro del contexto sedimentario de la cuenca Quito-San Antonio-Guayllabamba, se describen a continuación las unidades sedimentarias presentes en el área de estudio (Tabla 1).

Tabla 1. Descripciones de las formaciones presentes en la zona de estudio.

Denominación Geológica o Formación Superficial	Edad	Descripción del tipo de roca o depósito superficial.	Fuente
Unidad Pallatanga	Santoniano Cretácico Superior	Formada por basaltos, microgabros, areniscas volcánicas, pocas lavas en forma de almohadilla. La edad no se encuentra bien definida por lo que P. Duque, 2000; correlaciona a la Formación Piñon como justificación.	(Pacheco, Estudio geológico de las formaciones cuaternarias en la zona San Antonio de Pichincha-Pomasqui, 2013)
Formación Pisque-Mb. Aluvial	Pleistoceno Inferior	Constituida por secuencias progradantes de abanico aluvial. En la base conglomerados matrizsoportados con bloques volcánicos andesíticos-basaltos no canalizados con base planar, hacia arriba facies de debris flow con tendencia granoestratoeciente y al tope facies inner fan, con algunos rellenos de canal.	(Villagómez, 2003)
Formación Pululahua	Holoceno	El complejo volcánico se caracteriza por la formación domos de lava desde la época del pre-Holoceno. Las lavas son clasificadas como andesitas ácidas a dacitas. Daniel Pacheco 2013, divide a esta formación en miembros: Mb. Brechas dacíticas, Mb. Lacustres no defromados y Mb. Piroclásticos del Pululahua.	(Pacheco, Estudio geológico de las formaciones cuaternarias en la zona San Antonio de Pichincha-Pomasqui, 2013)
Depósitos Holocénicos	Holoceno	Terrazas de origen fluvio-lacustre alrededor del río, donde se observan depósitos de limos y arenas intercaladas con ceniza. Además de encontrar depósitos coluviales y lacustres.	(Villagómez, 2003)

Capítulo 3

3.1 Marco Teórico

Para entender de mejor manera la génesis de las terrazas aluviales es importante tener en cuenta la dinámica implicada en su desarrollo, independientemente de los factores (clima, tectónica) involucrados.

3.1.1 Dinámica fluvial

La dinámica fluvial es uno de los parámetros a tomar en consideración, en donde la **corriente** es un término que permite definir un flujo canalizado de cualquier tamaño, cuya velocidad determina junto, con otros factores, si el flujo de la corriente es laminar o turbulento. En el flujo laminar las partículas de agua fluyen paralelamente a la corriente del río, la velocidad por lo general es mínima, muy baja. En el flujo turbulento por el contrario las partículas de agua fluyen de manera desordenada y confusa, en este caso la velocidad es mucho mayor, por lo que origina remolinos, el movimiento pluridireccional erosiona el cauce del río, en donde el sedimento se mantiene suspendido dentro del agua haciendo su transporte más eficaz corriente abajo.

La **velocidad** es un vector, por lo cual se debe de considerar su magnitud y sentido, porque el movimiento del agua no es uniforme dentro de una corriente. La capacidad de la corriente para erosionar y transportar los sedimentos depende de la velocidad. Varios factores controlan la velocidad de la corriente, que a su vez condicionan el nivel de erosión (Pedraza, 1996). El **gradiente**, también llamado pendiente de un cauce fluvial, se define como la caída vertical de una corriente a lo largo de una distancia determinada, esto quiere decir que cuando la pendiente del cauce es pronunciada existirá mayor energía disponible para el flujo de corriente. La irregularidad y el tamaño del cauce son factores que condicionan la cantidad de fricción (resistencia de la corriente), en campo, un aumento en el tamaño del cauce reduce el diámetro del perímetro, haciendo referencia a un perfil longitudinal. La irregularidad por su parte, se enfoca en el tipo de flujo, dependiendo del canal, si el canal es liso, el flujo será uniforme, y siendo más común, un canal irregular presentará un flujo turbulento (Tarbuck & Lutgens, 2005).

El **caudal** es el volumen de agua que atraviesa por una sección por unidad de tiempo determinada, el caudal se define como el producto entre el área transversal y la velocidad de una corriente, en la mayoría de los ríos los caudales no son constantes, porque las variables como la precipitación y deshielo cambian. Cuando el caudal cambia es consecuencia de la variación de los factores antes mencionados. Existe una relación

inversamente proporcional entre el tamaño del cauce y la cantidad de agua en contacto con el borde del cauce, esto quiere decir que cuando el río aumente la cantidad del volumen de agua, en contacto con el lecho es menor, lo que significa que se reduce la fricción media. Una manera más práctica de entender una corriente es por medio del estudio de su **perfil longitudinal** que es una sección topográfica que va desde su origen o cabecera hasta su desembocadura, típicamente el gradiente es decreciente y constante, siendo el perfil general una línea cóncava en sentido ascendente (Gutiérrez, 2008).

El **nivel de base**, se define como la menor elevación a la cual una corriente puede profundizar su cauce, nivel al cual una corriente desemboca en el océano, un lago u otra corriente, se puede distinguir un nivel base general o principal que es el mar, y el nivel base local como lagos, bandas de rocas resistente, etc (Gutiérrez, 2008). El reajuste en las actividades de las corrientes es provocado por un cambio en el nivel de base. Por ejemplo, cuando una corriente desemboca en un lago, su velocidad se reduce a cero por lo que su capacidad de erosionar cesa, es decir la corriente ajusta su perfil al cambio de nivel de base, definiendo una corriente o **perfil en equilibrio**, siendo un estado en el cual las variables involucradas y el nivel base permanecen constantes para mantener la velocidad necesaria, para el transporte de sedimentos. Un sistema en equilibrio no erosiona ni deposita sedimento, solo lo transporta (Pedraza, 1996).

La energía de la corriente (stream power) es aquella que determina la dinámica de los sedimentos dentro del lecho del río, se refiere a la tasa de pérdida de energía potencial (pérdida de altitud a lo largo del curso del río) por unidad de longitud de la corriente, es proporcional a la pendiente de la superficie de agua y a la descarga del río (Fig. 7). Cuando la corriente crece, el suministro de energía del canal del lecho también lo hace, tal que más energía se encuentra disponible para superar la fricción y como resultado el canal se erosiona o existe el transporte de sedimentos (Burbank & Andreson, 2006).

La unidad de energía de corriente o energía de corriente específica representa la energía de corriente por unidad de área del lecho del río y está relacionada con la tensión de cizallamiento del lecho del río y la velocidad promedio. Los cambios en la energía de corriente afectarán al comportamiento de un río tanto si se está agradando como erosionando (Whipple & Tucher, 1999).

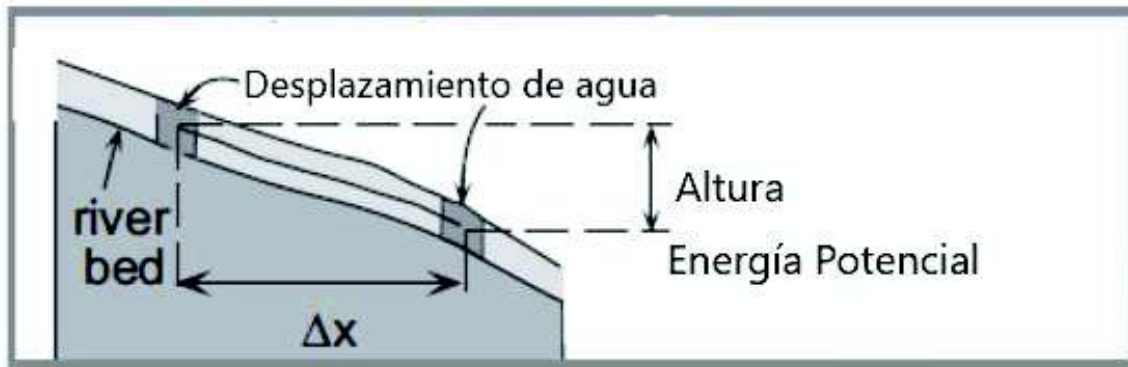


Fig. 7. Energía de corriente. Modificado de Burbank & Andreson (2006).

La **erosión** de un cauce a consecuencia de una corriente es ocasionada por tres principales procesos, la corrosión, corrosión o abrasión y cavitación. La corrosión implica procesos químicos como resultados de la meteorización del lecho de roca soluble y de las paredes del curso fluvial. Cuando la corriente se define como un flujo turbulento, el agua tiende a formar remolinos, si es lo suficientemente fuerte puede **transportar** partículas del cauce y recogerlas en el agua en movimiento, como consecuencia erosiona los materiales poco consolidados tanto del lecho como de los márgenes del lecho. Cuanto mayor sea la energía de la corriente, mayor será la eficacia de recolección de granos/sedimentos, es decir, la relación entre la energía de la corriente y la eficacia es directamente proporcional. Como resultado de todo este proceso se tienen pilancones o marmitas que son depresiones redondeadas, por la acción abrasiva de los granos a consecuencia de torbellinos de alta energía donde este proceso se repite constantemente. La **cavitación** se produce cuando la velocidad de las corrientes es increíblemente alta, un ejemplo de esto se encuentra en la base de las cascadas o cataratas, resultado de esto se tiene la formación de cavidades o burbujas en depresión. Por esta razón es que a las corrientes de los ríos se las considera como uno de los agentes erosivos más importantes en la faz de la Tierra. La meteorización produce cantidades importantes de sedimentos que son liberadas hacia la corriente por la escorrentía laminar, los procesos gravitacionales y las aguas subterráneas para su respectivo transporte (Tarbuck & Lutgens, 2005).

El transporte depende principalmente de la energía de la corriente que involucra factores tales como la velocidad, pendiente, etc. Para el transporte de sedimentos es importante considerar la carga de los sedimentos, las corrientes transportan su carga de tres formas: en disolución (carga disuelta) que es proporcionada principalmente por aguas subterráneas, que es agua rica en minerales por todos los procesos que tiene pasar hasta llegar a la corriente fluvial. La carga en suspensión, es el tipo de carga que

transporta casi todas las corrientes, por lo general material como arena fina, limo y arcilla son transportados de esta manera. En el caso de inundaciones el material que se transporta en suspensión aumenta considerablemente. El tipo y cantidad de material que es transportado por suspensión es controlado por factores, como: la velocidad del agua y la velocidad de **sedimentación**, esta se define como la velocidad a la cual una partícula o sedimento cae a través de un fluido móvil (Tarbuck & Lutgens, 2005), esto dependerá del tamaño de la partícula, es decir, si la partícula tiene un tamaño considerable más rápido se dirige al lecho. Al igual que el tamaño; la forma y el peso específico de los sedimentos también influyen en la velocidad de sedimentación. Cuando más fuerte sea la turbulencia, más lenta será la velocidad de sedimentación, debido a que las partículas o sedimentos se mantendrán más tiempo en suspensión y serán transportados a mayor distancia. Y por último la carga de fondo, que son sedimentos del fondo del cauce del río, este material es demasiado grande como para ser transportado por suspensión, estos granos se mueven a lo largo del fondo del cauce por rodamiento, saltación y deslizamiento, este tipo de carga se mueve de manera intermitente al contrario de las otras cargas, siempre y cuando la energía de corriente permita hacerlo, precisamente en periodos de inundación.

Dentro del estudio del transporte de una corriente es importante definir dos criterios, **capacidad y competencia**. Capacidad es la máxima carga de partículas sólidas que puede transportar una determinada corriente, es decir, si el caudal del río es grande, la capacidad de arrastre de sedimentos también es grande. Competencia de una corriente indica el tamaño máximo de un sedimento que una corriente puede transportar. La competencia de una corriente la define la velocidad de la misma, es decir, cuando la velocidad de la corriente es muy grande, más grande son los sedimentos que puede transportar (Tarbuck & Lutgens, 2005). Cuando aumenta la carga, el tamaño, o la rugosidad, aumenta la resistencia del lecho del río a la erosión.

Un río puede ser considerado en equilibrio y puede estar en el límite crítico de energía (Fig. 8), cuando la energía de corriente es suficiente para transportar la carga de sedimentos que se está suministrando desde río arriba, mientras la altura del lecho del río permanezca constante. En general, si otros factores se mantienen estables (clima), y aumenta la pendiente del río, el caudal que a su vez decrece en rugosidad, carga o tamaño de los sedimentos causará un cruce en el límite de energía crítica donde el lecho del río empieza a erosionar. En contraste, cambios en el sentido opuesto de los parámetros antes mencionados, causarán un almacenamiento y acumulación de los sedimentos “aplastando” así al lecho del río en un modo agradacional.

El concepto de límite de energía crítica es muy útil en la interpretación de la génesis de las terrazas aluviales, porque indica el vínculo potencial entre las diferentes variables y conceptos como: cambio en el clima o tectónicos podrían causar que el río cambie de agradacional a erosional o viceversa.

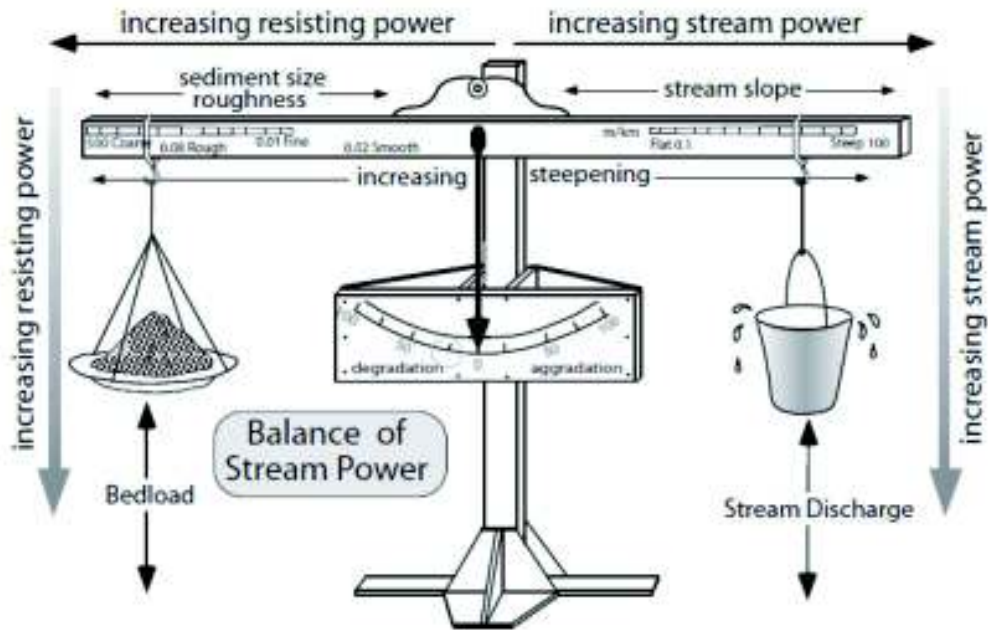


Fig. 8. Representación esquemática del umbral de energía crítica como equilibrio entre fuerzas erosivas y resistivas Burbank & Andreson (2006).

El material que un río desprende para posteriormente transportar se deposita aguas abajo, tanto en los valles como en pie de monte y llanuras costeras (Gutiérrez, 2008).

El material transportado decrece aguas abajo, esto se debe al decaimiento de la capacidad de transporte del fondo del cauce ocasionado por cambios en los aspectos fluviales implicados tales como, la pendiente y abrasión. Por ello en la cabecera del río es muy común la presencia de cantos rodados, a medida que avanza prevalecerán gravas, luego arenas y por último arcillas y limo, estos últimos comúnmente se los encuentra en zonas de planicie como terrazas de ríos antiguos. La reducción de la pendiente y los cambios en el tamaño del sedimento, hacen que el transporte de estos también cambie conforme el río avanza (Sánchez & Maza, 1996).

Los sedimentos fluviales pueden depositarse fundamentalmente en tres sitios de apreciación geológica: a) discontinuidades topográficas generadas por fallas, sobreexavación glaciar o fluvial, abombamientos corticales, etc. Bajo estas circunstancias se originan abanicos aluviales, entre otros. b) En rellenos de valle, que, partiendo de procesos complejos de entender, dan lugar a la formación de llanuras de inundación donde el cauce del río discurre, y terrazas aluviales donde por consecuencia

de otros procesos, el río se reactiva y sobreexcava la llanura. c) En depósitos marginales, a consecuencia de sedimentación en aguas estancadas, donde la velocidad de sedimentación es rápida (Gutiérrez, 2008) y la distribución de los sedimentos va en función de la energía de la corriente.

3.2 Tipos de ríos

Es importante mencionar los factores que afectan la estabilidad de la corriente, que dan paso a la erosión vertical y que permiten entender la disposición de los sedimentos fluviales, estos factores nos permiten establecer la tipología de los ríos (Fig. 9), basándose principalmente en la sinuosidad y multiplicidad del canal (braiding). La sinuosidad es el índice que representa cuánto se aleja la trayectoria del río de una línea recta. Se define como la relación entre la línea que une los puntos de menor altura (thalweg) con la longitud del valle. En términos generales se establece la intensidad de la sinuosidad dependiente de ciertos rangos: baja (1-1,3), moderada (1,3-2) y alta (> 2) (Sánchez & Maza, 1996).










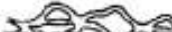


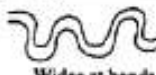



SINUOSITY (Sect 2.3.10)	 Straight Sinuosity (1-1.05)	 Sinuous (1.06-1.25)	 Meandering (1.25-2.0)	 Highly Meandering (>2.0)
BRAIDED STREAMS (Sect 2.3.11)	 Not braided (<5 percent)	 Locally braided (5-35 percent)	 Generally braided (> 35 percent)	
ANABRANCHED STREAMS (Sect 2.3.12)	 Not anabranching (<5 percent)	 Locally anabranching (5-35 percent)	 Generally anabranching (> 35 percent)	
VARIABILITY OF WIDTH AND DEVELOPMENT OF BARS (Sect 2.3.13)	 Narrow point bars	 Equiwidth	 Wider at bends	 Random variation
		 Wide point bars	 Irregular point and lateral bars	

Fig. 9. Tipologías de ríos en función del grado de sinuosidad y multiplicidad del canal. Modificado de HEC (2012).

Son corrientes con alta energía, se encuentran generalmente en zonas de alta pendiente y poseen una gran capacidad erosiva, se consideran una etapa de transición a otro tipo de río generalmente a meandriforme, debido a que los canales rectos son relativamente estables solo cuando el tamaño y la carga del sedimento son pequeños, además, el gradiente, la velocidad de la corriente y la variabilidad de flujo sean bajos. Se puede diferenciar dos tipos tomando en cuenta su sinuosidad: Rectilíneos (< 1,2) y Sinuosos (1,2-1,5) (HEC, 2012).

3.2.2 Corrientes Meandriiformes

Normalmente poseen una pendiente relativamente baja, en donde el thalweg oscila transversalmente e inicia la formación de curvas las cuales pueden presentar erosión en los márgenes exteriores, especialmente en zonas río abajo. En una corriente meandriiforme la alternancia de barras y el thalweg cambia continuamente, por lo tanto la corriente no se distribuye continuamente a través de la sección transversal, sino que se mueve de un banco a otro, dando al cauce la forma de un meandro (Fig. 10) (HEC, 2012).

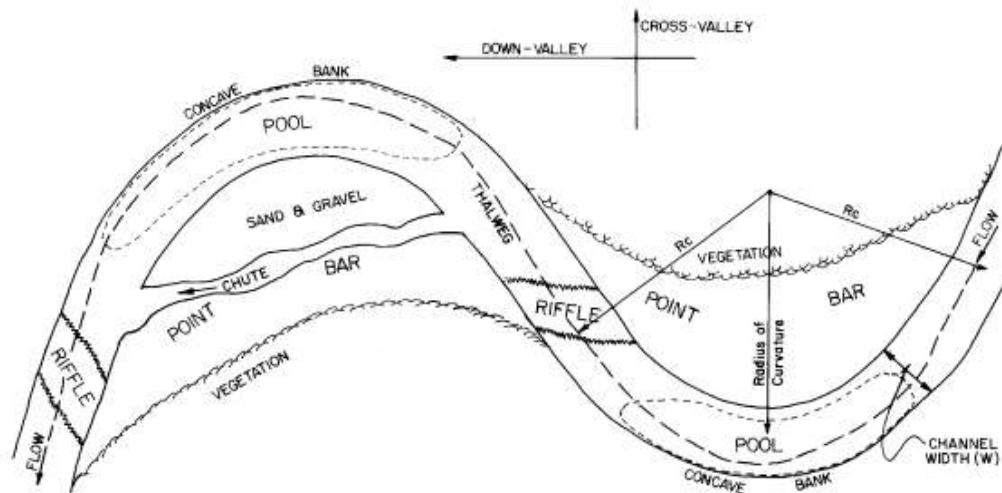


Fig. 10. Vista en planta de una corriente meandriiforme. Modificado de HEC (2012).

Las curvas en las corrientes meandriiformes son conectadas por cruces que son bastante superficiales en comparación con las depresiones que se encuentran en las curvas (Fig. 10). Cuando el flujo es bajo se forman bancos de arena en los cruces siempre y cuando el canal no esté bien confinado. Gran parte del sedimento erosionado del banco exterior se deposita en el cruce y en la barra de la siguiente curva, el arrastre de estos sedimentos en la curva hace que esta migre aguas abajo y en ocasiones lateralmente (HEC, 2012).

3.2.3 Corrientes trenzadas o braided

Este tipo de corrientes consta de canales múltiples entrelazados, generalmente estos ríos poseen una pendiente muy elevada, además de una carga considerable de sedimentos, y cantidades relativamente pequeñas de limos y arcillas en los bancos y lecho. Poseen menor energía en comparación con las corrientes rectilíneas adaptando su trayectoria al relieve y a los sedimentos en el fondo del cauce. La característica principal de estos ríos es que se encuentran sujetos a procesos de sedimentación,

debido a que, en temporadas de crecida, el agua recubre todos los canales y existe un aumento en la velocidad de la corriente lo que conlleva a que grandes cantidades de sedimento se depositen en canales antiguos, rellenándolos (HEC, 2012). Cuando todo esto termina, en la temporada de estiaje se forman nuevos cauces trenzados, por lo explicado anteriormente. Generalmente el tipo de material es grueso. Varias islas y barras en el canal medio son características de este tipo de corrientes que transportan grandes cantidades de sedimentos, la presencia de barras obstruye el flujo produciendo socavación, ya sea erosión lateral de los bancos o de los canales que rodean la barra ampliando el canal principal, y pueden formar generalmente barras de arena o pequeñas islas de grava (Fig. 9) (Tarbuck & Lutgens, 2005).

3.2.4 Corrientes anastomasadas

Este tipo de corrientes se diferencian de las trenzadas en que el flujo se encuentra dividido por islas mucho más grandes en relación con el ancho del canal en lugar de barras, los canales secundarios o individuales están más fijos y separados que las trenzas de una corriente trenzada (Fig. 9).

A pesar de que una corriente pueda parecer inestable, no es justificativo necesario de que no sea un canal de equilibrio. La relación entre la profundidad, el ancho y la pendiente del canal con la descarga, no asegura que los canales aluviales hayan alcanzado el equilibrio. Al pasar del tiempo la variación de los parámetros fluviales hace que los ríos tiendan a obtener la forma de un meandro típico, dejando ciertas partes abandonadas dando pie a que se formen relieves aluviales (Fig. 11).

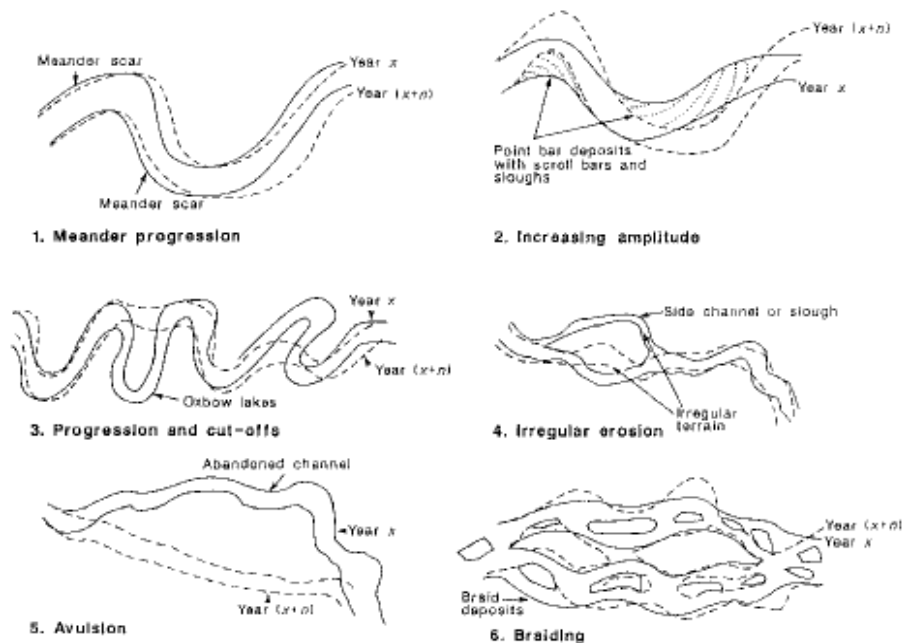


Fig. 11. Tipos de actividad lateral y características típicas de una llanura de inundación.

3.3 Evolución de la dinámica fluvial –terrazas fluviales

Definición: Las terrazas fluviales son relieves geomorfológicos de superficies planas o casi planas, es decir presentan una pendiente relativamente suave a muy suave (0-5%), formadas por un relleno superficial y un escarpe (Gutiérrez, 2008), se forman a partir de una llanura de inundación antigua, que se encuentran por encima del nivel máximo de aguas del cauce del río, a consecuencia de su incisión (Fig. 12) (Pedraza, 1996). Las terrazas aluviales presentan litologías formadas por depósitos aluviales (SIGTIERRAS, 2015).

Las terrazas fluviales comprenden dos etapas de formación: 1) Formación de una llanura aluvial, 2) Sobre excavación de un nuevo cauce.

La primera etapa establece una socavación y aluvionamiento haciendo referencia específicamente a depósitos fluviales constituidos por partículas desgastadas de tamaño medio a grueso como consecuencia de un ensanchamiento o migración lateral del cauce principal del río (especialmente en ríos trenzados), bajo un escenario de equilibrio dinámico en donde los sedimentos transportados son suministrados por la parte más alta del río, bajo un periodo de estabilidad climática y tectónica formando una llanura aluvial (espacios de escala kilométrica de topografía plana).

La segunda etapa se genera, por algún tipo de perturbación que cambia las condiciones que la originaron, enfocando el río su acción erosiva lateral y sobre excavando un nuevo cauce del río, dejando colgada a la llanura aluvial/planicie de inundación previa, generando un desnivel con respecto al lecho del río, como resultado se produce un escalonamiento de las llanuras que son las terrazas aluviales. La presencia de un número significativo de terrazas nos demuestra la existencia de cambios frecuentes en los parámetros que controlan la actividad fluvial, cambiando el sentido de la capacidad moldeadora del río, haciendo referencia a la incisión/socavación y acumulación (Munoz, 1995).

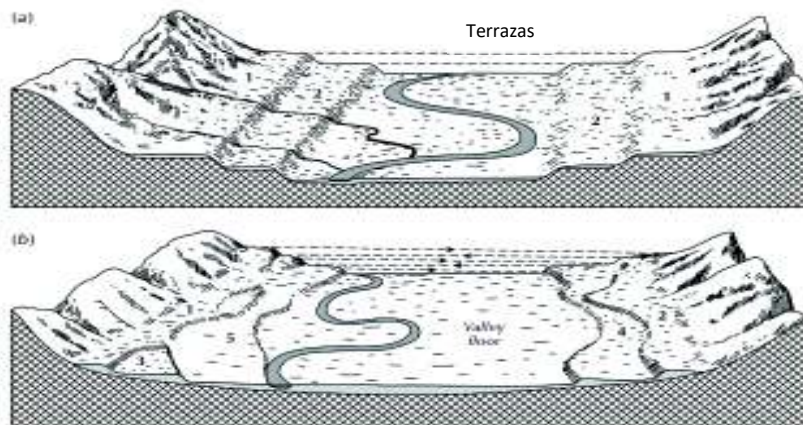


Fig. 12. Planicie de inundación, formación de terrazas (1, 2, 3, 4, 5). Modificado de Huggett (2007).

Procesos involucrados en la creación de terrazas como: excavación, aluvionamientos sobreexcavación, inicialmente fueron asociados a fluctuaciones del nivel base y la influencia de estas aguas arriba, estableciendo un perfil longitudinal de equilibrio, en donde este regula la energía de la corriente lo que determina si esta excava, transporta, sedimenta, etc., por lo tanto, determina la capacidad del río a incidir o ensanchar su propia llanura.

Para evidenciar el desarrollo de los sistemas de terrazas aluviales presentes en un sin número de ríos, los geomorfólogos se han enfocado en tres factores de formación, considerando las variables involucradas dentro de una corriente. a) factores eustáticos, b) tectónicos y c) climáticas.

3.3.1 Causas de la formación de las terrazas:

Los factores eustáticos hacen referencia a las variaciones del nivel del mar, es decir, varía el nivel de base general de los sistemas aluviales, estas variaciones moldean a las terrazas y reajustan el perfil longitudinal, todo ascenso o transgresión generalmente por deglaciación implica una disminución en la pendiente de los cauces y la velocidad de la corriente, a lo que respondería con una fase de aluvionamiento, esto como parte de un proceso de adaptación a una posición más elevada de su nivel base. Por el contrario, cuando existe un descenso o regresión por glaciación, la pendiente aumenta y como consecuencia la velocidad del flujo también aumenta, como resultado se encuentran procesos de incisión durante el tiempo necesario para ajustar un perfil a un nivel de base más bajo. Partiendo de esta perspectiva como modelo general tectónico, la superficie de las terrazas correspondería a un proceso transgresivo del nivel del mar y cada uno de los escalones corresponde a procesos de regresivos del nivel del mar.

El factor climático indica la variabilidad del caudal y la carga de los ríos, estableciendo balances morfogenéticos que permitan la acumulación y por ende la construcción de aluviones como consecuencia de la variación de las condiciones que afectan a la alimentación hídrica, rexistasia (variación de la temperatura), y la cobertura vegetal (Gutiérrez, 2008)

El clima establece balances que permiten que los cauces de los ríos adquieran una capacidad de incisión, se crean cambios en las condiciones de alimentación hídrica de los cauces haciéndolos más abundante; por ejemplo, la biostasia, donde aumenta la temperatura, por lo tanto, la humedad; y la energía de los ríos crece; además de que las precipitaciones aumentan el caudal, disminuyendo la carga de sedimentos, produciendo la incisión.

Los controles tectónicos ocasionan la re-activación del relieve, ocasionando un levantamiento, donde aumenta la energía potencial, desplazando el dominio del curso fluvial aguas abajo, causando incisión permanente y generando terrazas de tipo Strath, que en casos extremos llegan a controlar la dinámica fluvial. Cuando el control tectónico causa que la energía potencial disminuya, a consecuencia de un hundimiento, el dominio fluvial migra aguas arriba con relleno permanente (Pedraza, 1996), generando terrazas de tipo Fill.

3.3.2 Tipos de terrazas

Dependiendo de la génesis de las terrazas y de los factores involucrados en la formación de estas, se puede diferenciar dos tipos principales de terrazas, erosivas o degradacionales y de acumulación o agradacionales.

Terrazas de acumulación (Fill terrace), según (Nuñez, 2011) se identifican por un depósito aluvial grueso enterrado hacia el fondo del valle, comúnmente un valle antiguo que se encuentra sepultado por este tipo de terrazas tiene un contacto basal irregular hacia el centro y contactos planos enchapados en las paredes del valle. Los depósitos aluviales no erosionan a la roca (bedrock), nada más depositan todo el material arrastrado en su propio cauce. Cuando que el canal del río deja su agradación y empieza a buscar su elevación anterior, da paso a la incisión vertical del material aluvial en donde el relleno del valle se conserva como terraza (Fig. 13).

Terrazas erosivas (Strath Terrace), se caracterizan principalmente por una base de erosión subhorizontal, marcando el contacto entre la terraza y la roca (bedrock/basamento), siendo de carácter aluvial el material de la terraza (Nuñez, 2011).

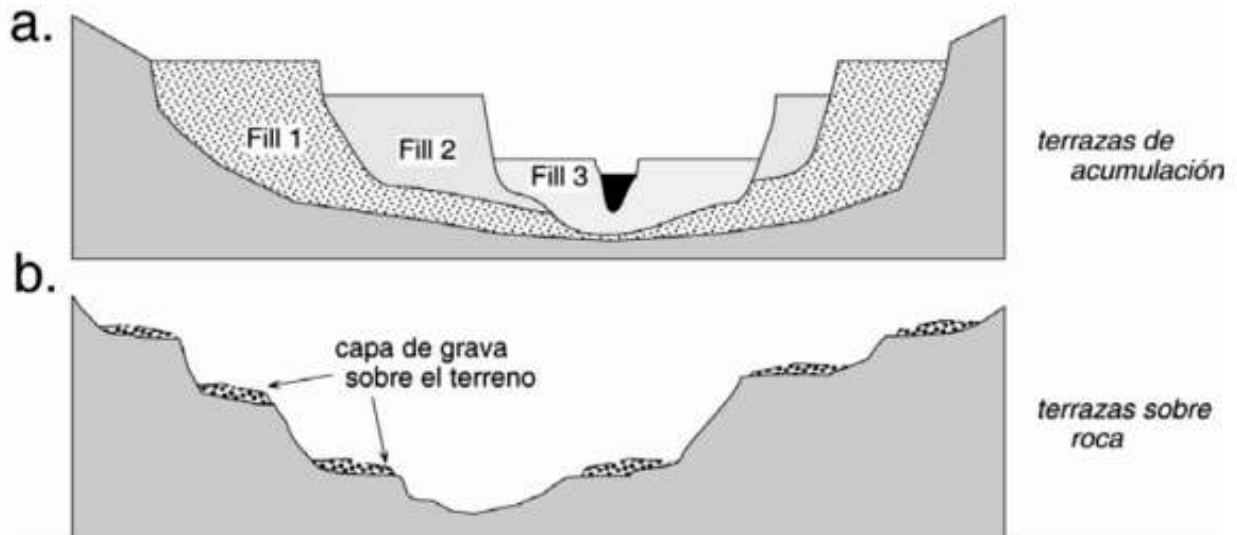
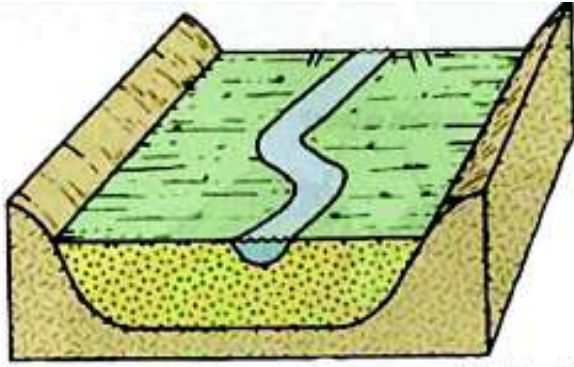


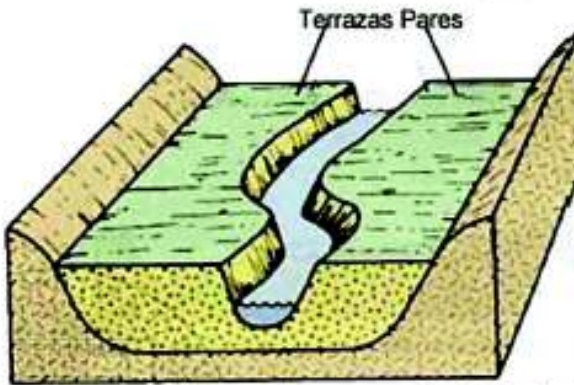
Fig. 13. Tipos de terrazas. a) Terrazas de acumulación o agradacionales. b) Terrazas erosivas o degradacionales. Tomado de Burbank & Andreson (2006).

De estos tipos de terrazas se extienden más variedades de superficies aterrazadas dependiendo de su disposición:

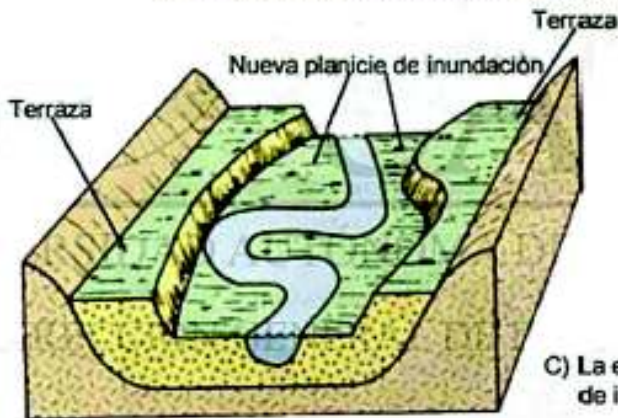
Terrazas pares o simétricas, son aquellas cuya su disposición es igual a ambos lados del río, se forman cuando existe un encajamiento vertical por parte de río, donde corta una capa gruesa de la planicie de inundación antigua originando las terrazas pares (Fig. 14). Con el tiempo, el río puede variar de depositación a erosión, cortando partes de su planicie de inundación, ampliando el piso del lecho del río, formando bancos que generalmente son cubiertos por limos pertenecientes a la planicie de inundación (De León, 1999).



A) El río deposita un grueso paquete de sedimentos



B) El río erosiona su propia planicie de inundación cortando hacia abajo. La superficie de las antiguas planicies de inundación forman las terrazas pares.



C) La erosión lateral forma una nueva planicie de inundación debajo de las terrazas.



Las terrazas pares pueden ser superficies planas, producto de la erosión del sustrato rocoso

Fig. 14. Formación de terrazas pares. Modificado de De León (1999).

Terrazas impares o asimétricas, son aquellas cuya disposición es diferente en ambos lados del río, es decir, puede variar la cantidad de terrazas en un solo lado del río, asimismo sus alturas no son iguales. Esto sucede cuando el río está cortando hacia abajo el lecho y erosionando lateralmente, conjuntamente se retrae y avanza la corriente (Fig. 15) (De León, 1999).

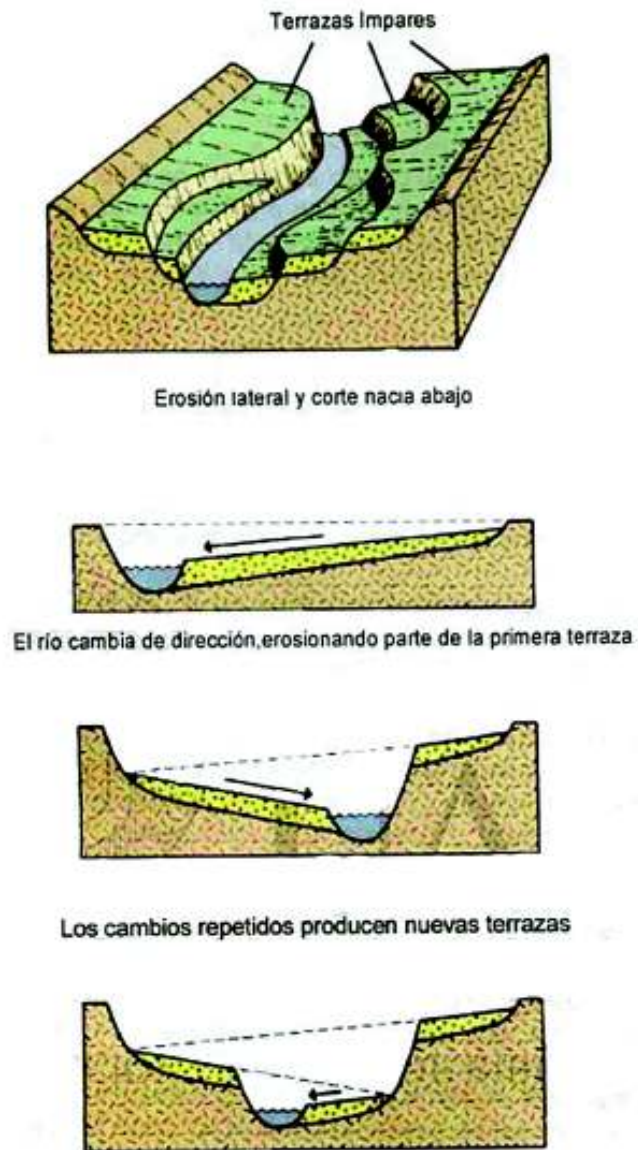


Fig. 15. Formación de terrazas impares. Erosión lateral y socavación vertical. Tomado de De León (1999).

Capítulo 4

4. Metodología

El trabajo de titulación se lo realizó en cuatro fases:

Etapa 1: Recopilación, selección y análisis de información

Esta etapa incluye principalmente la revisión, evaluación y análisis de la información disponible correspondiente a la zona de estudio, tanto levantamientos geomorfológicos como geológicos o geopedológicos, con el fin de establecer una línea base para el desarrollo de la investigación. El material incluye, publicaciones científicas, libros, tesis de grado, memorias técnicas y mapas geológicos, con esto se elaboró un estado del arte (ANEXO 1). Además de programas para la localización como el Google Earth y ArcGis.

Por otra parte, se preparan los insumos básicos para la elaboración próxima de la cartografía, tales como Modelos Digitales de Elevación (DEM), fotografía aérea análoga, ortofotografías.

Etapa 2: Cartografía Geomorfológica y análisis con SIG, mediante fotografías aéreas, modelos digitales de elevación, etc.

El levantamiento geomorfológico pretende en primera instancia establecer unidades geomorfológicas en base a su génesis, morfología y morfometría (Zuidam, 1985).

Se realizó un primer reconocimiento de las terrazas fluviales a través de fotografías aéreas y digitalización de superficies identificadas por medio de un diagrama de sombras (mapa de Relieve) y pendientes obtenido a partir de un modelo digital de elevación de 5m de resolución proporcionado por el Instituto Geográfico Militar (IGM).

Etapa 3: Análisis de Campo

Una vez determinadas las terrazas “digitalmente”, se realizó una salida de campo con objetivo de verificar las características y límites de las terrazas. Además, de encontrar cortes en donde se pueda establecer la litología para determinar unidades y procesos principales, así como un análisis de los sedimentos.

Etapa 4: Verificación e interpretación de procesos.

Mediante el análisis de los datos obtenidos en campo, se realizan los cambios oportunos. Además de un tratamiento en los datos tanto litológicos como de procesos, dentro de estos se encuentran los cambios producto de una actividad tectónica. Con los resultados obtenidos se realizaron perfiles longitudinales y transversales; así como la interpretación de los procesos para establecer la génesis y evolución geológica de cada una de las terrazas. Con el conjunto de datos se elabora la cartografía final y el modelo evolutivo de la zona.

4.1 Etapa 1: Recopilación, análisis y secesión de información

Esta etapa incluye principalmente la revisión, evaluación y análisis de la información disponible correspondiente a la zona de estudio, tanto levantamientos geomorfológicos, como geológicos o geopedológicos, con el fin de establecer una línea base para el desarrollo de la investigación. Se recopiló abundante información sobre la base teórica, metodológica y de ejecución para el proyecto; pero existe poca información dentro de la línea de investigación en lo que concierne a nuestro país. Como método de organización se realizó un estado del arte, en donde se especifica cada uno de los trabajos utilizados, que incluye todos los datos tanto del autor como de la investigación realizada (Anexo 1).

Dentro del análisis y selección de información se tomó en consideración la línea de investigación y la zona de estudio, donde se seleccionaron artículos que abarcan los temas de geomorfología y dinámica de ríos, en los cuales se pudo obtener la información correspondiente para completar el marco teórico. Los artículos relacionados a la zona de estudio, considerando al Valle interandino central, además de estudios internacionales que siguen la misma línea de investigación, sirvieron de guía para nuestro estudio (Anexo 1).

4.2 Etapa 2: Cartografía Geomorfológica y análisis con SIG, mediante fotografías aéreas, modelos digitales de elevación, etc.

El levantamiento geomorfológico pretende en primera instancia establecer unidades geomorfológicas en base a su génesis, morfología y morfometría (Zuidam, 1985), para ello es necesario generar información primaria correspondiente a terrazas aluviales, a partir de los análisis de la cartografía geológica y topográfica disponibles. Se realizó un primer reconocimiento de las terrazas fluviales a través de fotografías aéreas y digitalización de superficies identificadas por medio de un diagrama de sombras (mapa de Relieve) y pendientes obtenido a partir de un modelo digital de elevación de 5m de resolución considerando los siguientes aspectos y procesos.

4.2.1 Geoforma

Geoforma o unidades geomorfológicas, son elementos territoriales, de carácter poligonal que tras su identificación por fotointerpretación y su comprobación en campo, conforman los componentes básicos del Mapa geomorfológico (SIGTIERRAS, 2015).

Cada geoforma lleva asociada un conjunto de características o atributos, que se refieren a distintos aspectos asociados al mismo, en relación a:

-Sistema de jerarquía adaptado: Región, Dominio Fisiográfico y contexto Morfológico.

-Características geológicas: Formación geológica y litología asociada sobre la que se desarrolla la geoforma.

-Génesis, que designa el proceso principal responsable de la formación de esa geoforma.

-Morfología, conjunto de aspectos cualitativos que describen la forma de la cima, la forma de la vertiente y la forma del valle del polígono.

-Morfometría, conjunto de aspectos cuantitativos de la geoforma, referidos a pendientes, desnivel relativo y longitud de vertiente.

-Designar el nombre de la geoforma, según las características y definición de esta.

4.2.2 Digitalización de relieves geomorfológicos- Terrazas Aluviales

Las terrazas aluviales son relieves geomorfológicos de superficies planas o casi planas, es decir presentan una pendiente relativamente suave a muy suave (0-5%), formadas por un relleno superficial y un escarpe (Gutiérrez, 2008). Se forman a partir de una llanura de inundación antigua, que se encuentra por encima del nivel máximo de aguas del cauce del río, a consecuencia de su incisión (Pedraza, 1996). Las terrazas aluviales presentan litologías formadas por depósitos aluviales (SIGTIERRAS, 2015).

Para digitalizar inicialmente las terrazas se siguió el siguiente procedimiento en ARcGIs:

1. Ajuste del DEM, a medida de la zona establecida. (Clip (**Data management**)) (Fig. 16).

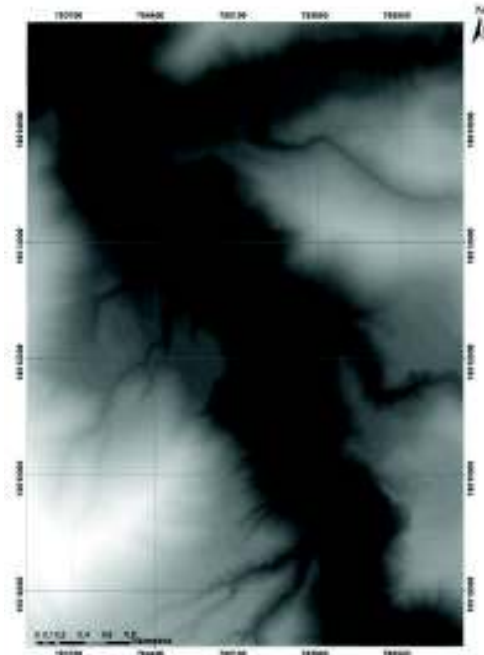


Fig. 16. *Modelo Digital de Elevación.*
Fuente: Instituto Geográfico Militar.

2. Relleno al DEM, con el fin de tapar algunos “huecos” muy visibles. En este caso el DEM era de buena calidad y no se realizó este paso, ya que no cambiaba. (Opcional-Fill).
3. Seguidamente se realiza un mapa de sombras con el fin de ver el relieve de la zona. (**HillShade**) (Fig. 17).



Fig. 17. *Mapa de sombras del área del estudio.*

4. Se realiza un mapa de pendiente partiendo del DEM cortado (**Slope**) (Fig. 18).

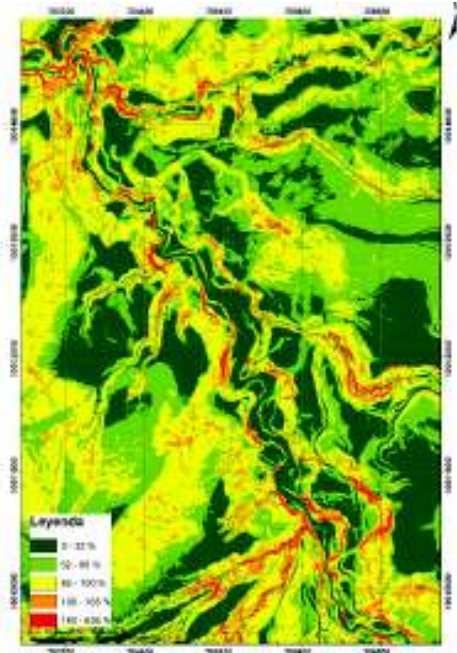


Fig. 18. Mapa de pendientes del área de estudio.

5. Una vez obtenido el mapa de pendientes, se realizó una re-clasificación con parámetros establecidos por la literatura, estos parámetros son niveles estándar de las pendientes, en general. Los valores de pendiente a utilizar son: 11-25-40-70-600. Estos intervalos abarcan todos los valores encontrados en el mapa de pendientes y los clasifica en este caso en 6 categorías. (**Reclass**) (Fig. 19).

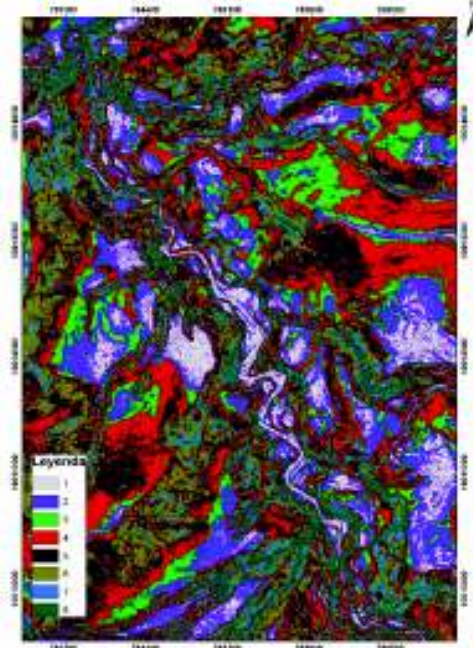


Fig. 19. Mapa reclasificado de pendientes.

6. Posteriormente, se filtra el mapa re-clasificado, con el fin de que los pixeles pequeños que se encuentren relativamente solos, se unen con los pixeles más grandes que se encuentren cerca, para homogeneizar el mapa. (**Majority Filter**).
7. A continuación, se convierte el mapa realizado en el paso anterior de raster a vector. (**Raster to Polygon**).
8. Se calcula el área de los polígonos obtenidos, partiendo de la tabla de atributos donde se agregó un campo denominado m² y por medio de **Calculate Geometry**, se obtiene el área de cada polígono.
9. Se seleccionan todos los polígonos que tengan un área menor a 1000m², para posteriormente adjuntarlos a otros polígonos más grandes (**Selected by attributes**).
10. Después de obtener el mapa de polígonos de la zona, se determinaron las geoformas, en este caso de las terrazas fluviales, para ello, se creó un nuevo shapfile, y con la ortofotografía (Fig. 20) de la zona se delimito adecuadamente la superficie de la terraza y se dibujó manualmente las superficies (Fig. 21). Cabe destacar que el intervalo de las pendientes se determinó mediante la herramienta **Slope** y un **Reclass** de estas mismas, con intervalos de las pendientes preestablecidas en la literatura (0-11%).



Fig. 21. Ortofotografía del área de estudio. Fuente: Instituto Espacial Ecuatoriano

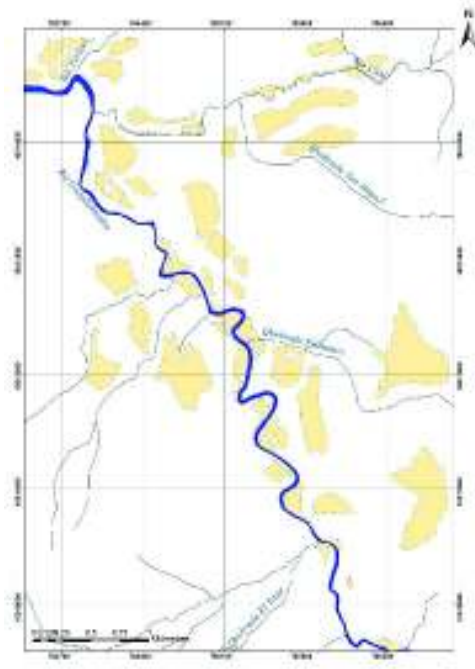


Fig. 20. Polígonos de las superficies de las Terrazas.

11. Sobre el shapfile obtenido en el paso anterior (con las terrazas digitalizadas) a través la tabla de atributos y el campo ID; por medio de **Field Calculator** se

realizan la siguiente operación: FID+1, para identificar a cada polígono realizado en el Shapefile.

- Después, se realiza una estadística zonal (**Zonal Statistic as table**) entre el Shapefile y el DEM, para obtener una tabla de datos en la cual conste: Mediana, media, cota mayor, cota menor, etc., de cada uno de los polígonos.

Tabla 2. Tabla de datos entre la estadística zonal y la identificación de los polígonos.

ID	COUNT	AREA	MIN	MAX	RANGE	MEAN	STD	SUM	VARIETY	MAJORITY	MINORITY	MEDIAN
1	2368	59200	1536	1618	82	1575,987753	12,51280838460	3731939	71	1576	1536	1576
2	315	7875	1501	1517	16	1507,244444	2,66915228072	474782	17	1506	1501	1507
3	587	14675	1464	1486	22	1474,971039	5,59637684966	865808	23	1471	1464	1474
4	990	24750	1571	1600	29	1583,984848	5,99652868670	1568145	30	1578	1571	1583
5	1487	37175	1560	1610	50	1589,62273	11,32842096370	2363769	51	1599	1560	1593
6	49	1225	1436	1438	2	1436,469388	0,57506133905	70387	3	1436	1438	1436
7	4164	104100	1524	1587	63	1556,711816	13,35506914700	6482148	64	1547	1526	1553
8	910	22750	1582	1646	64	1628,894505	11,86378145740	1482294	60	1635	1585	1632
9	587	14675	1504	1526	22	1517,037479	3,84476800372	890501	23	1517	1504	1517
10	89	2225	1444	1447	3	1444,393258	0,61109548951	128551	4	1444	1447	1444
11	77	1925	1444	1450	6	1447,506494	1,00160101218	111458	7	1448	1444	1448
12	81	2025	1448	1452	4	1450,160494	0,86719058408	117463	5	1450	1448	1450
13	1374	34350	1556	1602	46	1570,229258	7,68051959532	2157495	46	1567	1600	1569
14	5465	136625	1658	1728	70	1698,479231	12,91439824840	9282189	71	1689	1658	1696
15	4051	101275	1611	1688	77	1662,348309	13,95167043240	6734173	78	1667	1611	1665
16	1392	34800	1606	1640	34	1618,862069	6,31099644899	2253456	35	1612	1635	1618
17	664	16600	1563	1599	36	1582,165663	6,35446161309	1050558	36	1583	1563	1583
18	627	15675	1612	1642	30	1631,240829	5,92976364789	1022788	31	1635	1613	1633
19	3436	85900	1769	1855	86	1818,371071	15,75329930570	6247923	86	1819	1769	1818
20	6901	172525	1713	1751	38	1730,99261	5,55655700626	11945580	39	1730	1751	1731
21	2933	73325	1673	1710	37	1687,983975	7,78408437796	4950857	38	1684	1710	1687
22	2344	58600	1688	1735	47	1716,548635	10,62923185410	4023590	48	1726	1688	1718
23	1692	42300	1756	1783	27	1769,325059	5,26929738891	2993698	28	1770	1756	1769
24	2758	68950	1783	1814	31	1803,111313	6,08767305720	4972981	32	1803	1783	1803
25	874	21850	1476	1518	42	1496,812357	8,62167101840	1308214	43	1504	1513	1497
26	167	4175	1485	1502	17	1494,401198	3,69505233241	249565	18	1496	1485	1495
27	101	2525	1464	1474	10	1466,534653	1,73241865171	148120	11	1466	1470	1466
28	810	20250	1473	1500	27	1487,161728	5,12435645827	1204601	28	1490	1473	1488
29	346	8650	1468	1480	12	1474,052023	3,15544668613	510022	13	1479	1480	1474
30	189	4725	1479	1488	9	1484,78836	2,08234502473	280625	10	1486	1488	1486
31	508	12700	1492	1505	13	1497,594488	2,38947189127	760778	14	1498	1505	1498
32	321	8025	1502	1509	7	1505,205607	1,37674263006	483171	8	1505	1502	1505
33	1692	42300	1483	1517	34	1492,580378	5,99152615556	2525446	35	1488	1483	1491
34	2028	50700	1478	1506	28	1487,015286	5,31338073727	3015667	29	1485	1505	1485
35	112	2800	1484	1487	3	1484,955357	0,84924749112	166315	4	1484	1487	1485
36	309	7725	1499	1520	21	1510,702265	4,55481125267	466807	22	1510	1520	1511
37	623	15575	1487	1499	12	1492,226324	1,93019775540	929657	13	1493	1499	1492
38	1865	46625	1590	1618	28	1606,43378	5,07699811296	2995999	29	1607	1591	1607
39	841	21025	1573	1605	32	1585,092747	6,97411263411	1333063	33	1579	1574	1583
40	526	13150	1499	1520	21	1510,574144	3,48669616165	794562	22	1511	1519	1511
41	175	4375	1502	1507	5	1504,737143	1,39367668196	263329	6	1506	1507	1505
42	148	3700	1498	1515	17	1502,817568	4,19465097312	222417	17	1499	1513	1501
43	851	21275	1506	1528	22	1520,688602	3,74644044710	1294106	23	1519	1506	1521
44	617	15425	1530	1547	17	1539,145867	2,64938510377	949653	17	1539	1530	1539
45	168	4200	1493	1505	12	1495,410714	2,30767445599	251229	12	1494	1502	1494
46	90	2250	1494	1497	3	1495,988889	0,82319761965	134639	4	1496	1494	1496
47	43	1075	1508	1516	8	1509,883721	1,71463335726	64925	7	1509	1513	1509
48	95	2375	1520	1523	3	1521,768421	1,04077533425	144568	4	1522	1520	1522
49	773	19325	1516	1550	34	1533,285899	5,87711771856	1185230	33	1533	1516	1533
50	1533	38325	1507	1545	38	1519,927593	7,42006600571	2330049	39	1512	1543	1520
51	6151	153775	1747	1863	116	1808,790603	17,96638915150	11125871	115	1813	1747	1806
52	4633	115825	1630	1685	55	1656,072739	8,92763538868	7672585	56	1661	1684	1658
53	1839	45975	1592	1632	40	1611,996194	6,57424958988	2964461	41	1608	1592	1611
54	366	9150	1516	1544	28	1530,31694	4,61916741153	560096	26	1532	1516	1531
55	247	6175	1507	1526	19	1515,072874	3,94223895935	374223	20	1516	1524	1515
56	353	8825	1475	1516	41	1491,368272	8,29726133970	526453	39	1486	1475	1491
57	1071	26775	1562	1628	66	1588,464052	12,63893344660	1701245	64	1602	1562	1588
58	207	5175	1604	1622	18	1612,671498	4,03466970056	333823	19	1616	1621	1613
59	426	10650	1616	1643	27	1627,213615	5,78559832379	693193	28	1630	1641	1627
60	517	12925	1616	1644	28	1630,591876	7,42244047412	843016	29	1639	1616	1630
61	565	14125	1679	1709	30	1697,061947	6,03600287631	958840	31	1698	1680	1698
62	1304	32600	1717	1749	32	1733,621166	7,00760191013	2260642	33	1729	1717	1733
63	1052	26300	1686	1726	40	1699,112167	7,95691608313	1787466	41	1692	1686	1697
67	184	4600	1500	1506	6	1502,233696	1,09084900855	276411	7	1502	1506	1502
72	162	4050	1503	1507	4	1505,148148	1,12887041891	243834	5	1506	1507	1505

13. Una vez obtenida la tabla, se realiza una unión (**Join**), entre el Shapefile y la Tabla, con el objetivo de que el shapefile tenga implícito los datos obtenidos en esta tabla.
14. Se exporta los datos, con el fin de que los datos se mantengan a salvo.
15. Se utilizan el mapa obtenido en el paso anterior para hacer una reclasificación y poder determinar los niveles de terrazas propuestos. La clasificación se realizó mediante la mediana de las alturas, obtenida en propiedades, **Simbology-Quantities** (Fig. 22).

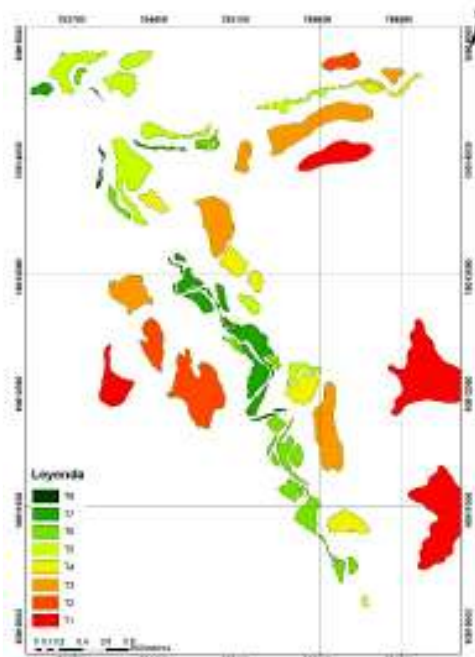


Fig. 22. Niveles de terrazas, desde el más alto en rojo, hasta el más bajo en verde oscuro.

16. Para verificar los datos obtenidos se empleó el programa ArcScene, que es una extensión del ArcGis, utilizando el mapa y el DEM de la zona, poniendo en una perspectiva 3D por medio de **Floating on a Custom and Surface** con una exageración de 2, en cada una de las capas.

4.2.3 Determinación de las características del Río Guayllabamba.

El Río Guayllabamba es el eje hidrológico de la cuenca que lleva el mismo nombre, con sus principales afluentes: San Pedro, Pita y Pisque. Desde el sur el río Guayllabamba recoge las aguas interiores de la cuenca y se estrecha en un gran cañón que cortan la cordillera occidental y se precipita hacia la costa para desembocar en Esmeraldas.

El río Guayllabamba nace, con un recorrido hacia el norte, muy cerca del Aeropuerto Mariscal Sucre, conforme avanza, este sigue su cauce paralelamente con la Panamericana Norte de Quito, apartándose de ella cerca de la parroquia de Guayllabamba recibiendo al Río Pisque. Hacia el oeste, pasa por las parroquias de Puéllaro y Perucho, es allí donde cambia su trayectoria hacia el noroeste alejándose de las poblaciones de la Región Andina.

Para interpretar y analizar correctamente la génesis de las terrazas fluviales es necesario conocer el estado actual del perfil y la curva hipsométrica del Río Guayllabamba. Para ello se realizó el análisis de estos parámetros en ArcGis.

4.2.4 Perfil del Río Guayllabamba

Un perfil longitudinal de un río es la representación gráfica de la línea que traza un curso desde su nacimiento hasta su nivel base, a lo largo de él se aprecian las diferentes competencias de flujo. Mientras mayor sea la competencia del caudal, mayor será la capacidad de erosión y transporte del caudal (Pedraza, 1996; Castro, 2005).

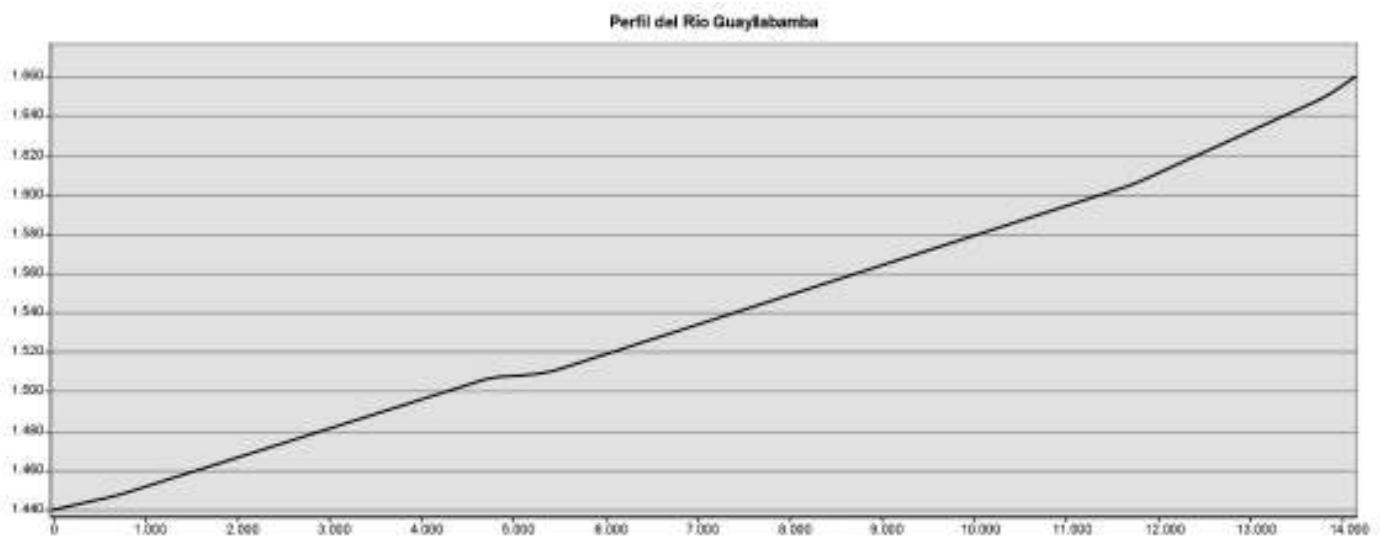


Fig. 23. Perfil Longitudinal del Río Guayllabamba, desde los 1430 hasta los 1670 m.s.n.m, en el entorno del área de estudio.

Para la determinación de la pendiente del río Guayllabamba se consideró un tramo de la zona de estudio. Se tomó en cuenta el delta de las cotas, dividido para la longitud entre cotas del perfil, la pendiente aproximada es de 0,0133 por lo tanto, porcentualmente es 1,33% lo que indica que es MUY SUAVE. Considerando la clasificación propuesta por el SIGTIERRAS, en su catálogo de geoformas.

$$P = \frac{c2 - c1}{d}$$

$$P = \frac{1515 - 1430}{6400}$$

$$P = 0.013$$

Donde,

P: Pendiente

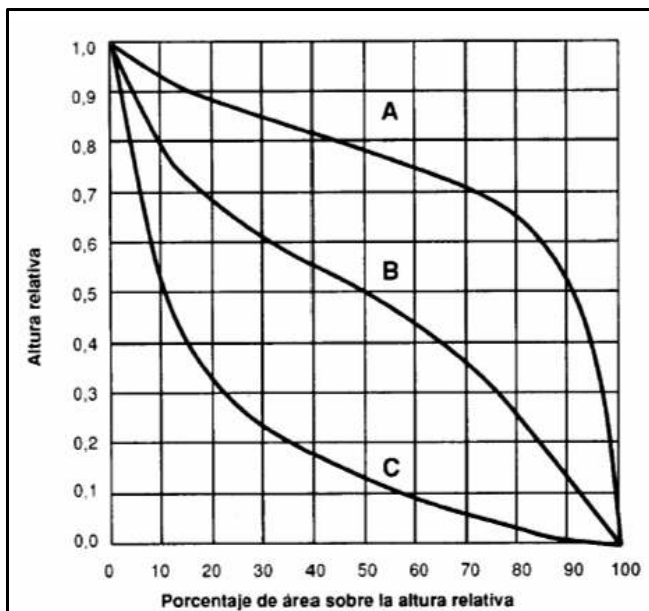
c2: Cota más alta.

c1: Cota más baja

d: Distancia entre cotas.

4.2.5 Curva Hipsométrica de la Cuenca del Río Guayllabamba.

La curva hipsométrica es una representación gráfica de la distribución de las superficies parciales de la cuenca en función de la altitud, y es un reflejo del tipo de cuenca en la que se encuentra el río, y de los procesos que pueden predominar en mismo (Fig. 24).



Curva A: refleja una cuenca con gran potencial erosivo (fase de juventud).

Curva B: refleja una cuenca en equilibrio (fase de madurez).

Curva C: refleja una cuenca sedimentaria (fase de vejez).

Fig. 24. Tipos de curvas Hipsométricas según Langbein (1947).

Para la determinación de los parámetros utilizados es necesario empezar con el tratamiento de los datos en ArcGis; partiendo del Modelo Digital de Elevación, se realiza una re-clasificación (**Reclass**), utilizando el método de intervalos iguales (**Equal Interval**) con 20 clases, para definir el área entre las curvas se aplica una estadística

zonal (**Zonal Statistics as Table**), esto partiendo del Reclass y el DEM, el procedimiento crea una tabla dBASE, que presenta una serie de información (Fig. 25):

Rowid	VALUE	COUNT	AREA	MIN	MAX	RANGE	MEAN	STD	SUM	VARIETY	MAJORITY	MINORITY	MEDIAN
<Null>	1	12075	301875	1428	1478	50	1460,180373	13,060437	17631678	51	1471	1428	1462
<Null>	2	44311	1107775	1479	1528	49	1504,211889	13,956027	66653133	50	1512	1481	1505
<Null>	3	44141	1103525	1529	1578	49	1554,667112	14,495741	68624561	50	1578	1530	1555
<Null>	4	55727	1393175	1579	1628	49	1603,680083	14,409389	89368280	50	1608	1593	1604
<Null>	5	57736	1443400	1629	1678	49	1653,629638	14,370342	95485508	50	1661	1647	1655
<Null>	6	64117	1602925	1679	1728	49	1703,811782	14,586421	109243300	50	1728	1711	1703
<Null>	7	60675	1516875	1729	1779	50	1752,17452	15,268889	106313189	51	1730	1779	1752
<Null>	8	53525	1338125	1780	1829	49	1804,231462	13,958969	96571489	50	1803	1829	1804
<Null>	9	42898	1072450	1830	1879	49	1853,81808	14,433047	79525088	50	1837	1879	1853
<Null>	10	32010	800250	1880	1929	49	1902,609684	14,454859	60902536	50	1884	1926	1902
<Null>	11	24010	600250	1930	1979	49	1953,633819	14,339721	46906748	50	1931	1979	1953
<Null>	12	19706	492650	1980	2029	49	2003,572922	14,367058	39482408	50	1987	2024	2003
<Null>	13	14253	356325	2030	2079	49	2051,733249	14,228137	29243354	50	2031	2063	2050
<Null>	14	6959	173975	2080	2130	50	2103,854146	14,787662	14640721	51	2089	2119	2103
<Null>	15	6179	154475	2131	2180	49	2155,53261	14,431539	13319036	50	2135	2178	2156
<Null>	16	5729	143225	2181	2230	49	2205,290627	14,447279	12634110	50	2210	2189	2205
<Null>	17	4706	117650	2231	2280	49	2253,196133	14,164416	10603541	50	2239	2279	2252
<Null>	18	1939	48475	2281	2330	49	2299,455905	13,185137	4458645	50	2284	2320	2297
<Null>	19	546	13650	2331	2380	49	2352,21978	14,022459	1284312	50	2343	2375	2351
<Null>	20	188	4200	2381	2431	50	2397,136905	12,350017	402719	46	2382	2408	2394

Fig. 25. Imagen tomada del ArcGis de la Tabla de resultados obtenidos.

Con esta tabla se selecciona: el valor, el área, el máximo y mínimo de las alturas, para realizar el cálculo de los parámetros necesarios para la determinación de la curva que son: la altura promedio y el porcentaje acumulado. Se exporta la tabla a una hoja excel para obtener:

La determinación de la altura promedio: es el promedio de la cota máxima y mínima, el cálculo del acumulado se realiza con el total de la suma de las áreas de las 20 clases, este total es el acumulado de la primera clase, a este resultado se le resta el área entre curvas de la primera clase, obteniendo así el acumulado de la segunda clase, al resultado obtenido de esa operación se le resta el área de la segunda clase obteniendo el acumulado de la tercera clase, y así sucesivamente con todas las áreas de cada clase.

El porcentaje acumulado se calcula tomando la suma total de las áreas como el 100% y mediante una regla de tres se obtienen los demás valores. Para el cálculo del porcentaje de áreas entre curvas, se toma la suma total de las áreas como el 100%, y mediante una regla de tres se obtienen los demás valores (Ver Tabla 2).

Como indicación, los valores en porcentaje han sido redondeados, con el fin de obtener números enteros para mejorar el contenido de la tabla (Fig. 25).

Una vez completado la tabla, se realiza la curva hipsométrica (Fig. 26).

Tabla 3. Tabla resumen para la obtención de la curva hipsométrica del Río Guayllabamba en la zona de zona de estudio.

N.º	Cotas			Área (Km2)			
	MIN	MAX	Altura Promedio	Área entre Curvas	Acumulado	% Acumulado	% Área entre curvas
1	1428	1478	1453	0,30	13,79	100	2
2	1479	1528	1503,5	1,11	13,49	98	8
3	1529	1578	1553,5	1,10	12,38	90	8
4	1579	1628	1603,5	1,39	11,28	82	10
5	1629	1678	1653,5	1,44	9,88	72	10
6	1679	1728	1703,5	1,60	8,44	61	12
7	1729	1779	1754	1,52	6,84	50	11
8	1780	1829	1804,5	1,34	5,32	39	10
9	1830	1879	1854,5	1,07	3,98	29	8
10	1880	1929	1904,5	0,80	2,91	21	6
11	1930	1979	1954,5	0,60	2,11	15	4
12	1980	2029	2004,5	0,49	1,51	11	4
13	2030	2079	2054,5	0,36	1,02	7	3
14	2080	2130	2105	0,17	0,66	5	1
15	2131	2180	2155,5	0,15	0,49	4	1
16	2181	2230	2205,5	0,14	0,33	2	1
17	2231	2280	2255,5	0,12	0,19	1	1
18	2281	2330	2305,5	0,05	0,07	1	0
19	2331	2380	2355,5	0,01	0,02	0	0
20	2381	2431	2406	0,00	0,01	0	0
			38590	13,79			

La curva obtenida se comparó con las curvas predeterminadas de Langbein (1947) para clasificarla.

La curva realizada en el caso de estudio coincide con la curva C según Langbein (1947), lo que indica que es una cuenca sedimentaria, y se confirma la presencia de espacio y dinámica fluvial adecuadas para la depositación de sedimentos fluviales dando pie a la formación de relieves geomorfológicos como terrazas fluviales o llanuras de inundación, asociados al desarrollo del valle fluvial.

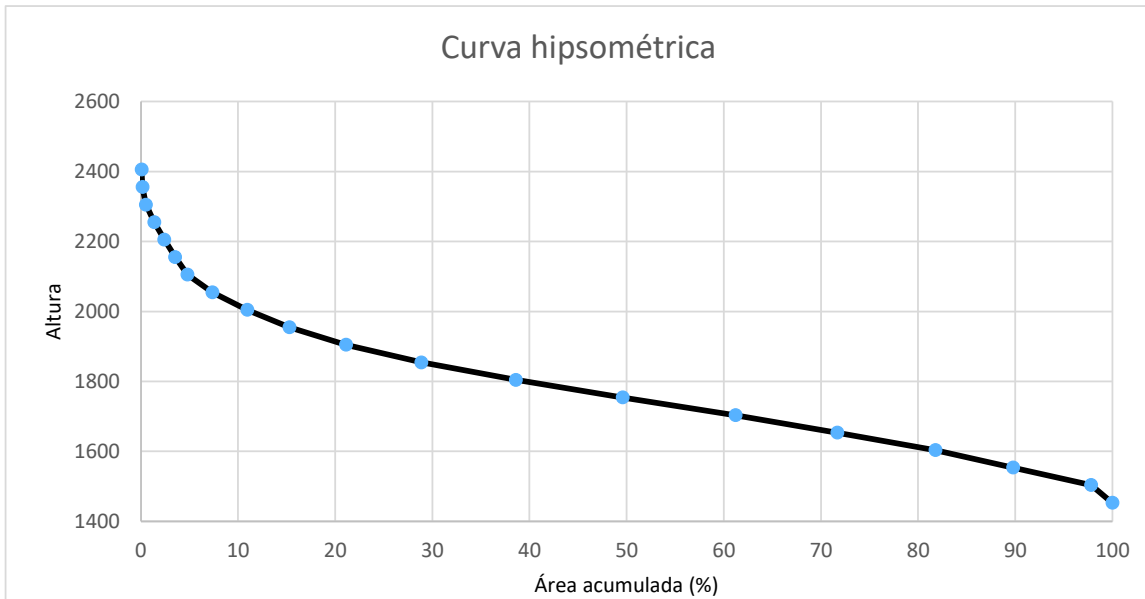


Fig. 26. Curva Hipsométrica del Río Guayllabamba en la zona de estudio.

4.3 Etapa 3: Análisis de Campo

Una vez determinadas las terrazas “digitalmente”, se realizaron salidas de campo para verificar las características de las superficies señaladas, sean efectivamente terrazas. Además, de encontrar cortes en donde se pueda establecer la litología, y determinar unidades y procesos principales, realizando columnas estratigráficas y un análisis correspondiente a los sedimentos.

En la primera salida de campo se marcaron puntos de muestreo, en donde se pudieron observar los niveles de terraza de manera más detallada y se definieron litológicamente algunas zonas de interés.

La ruta de muestreo se realizó con el apoyo de Google Earth, además de mapas topográficos y geológicos de la zona (Fig. 27).

Para la descripción de las Formaciones presentes en el área, se ha tomado de referencia trabajos realizados anteriormente, tales como Villagómez (2003) y Pacheco (2013).



Fig. 27. Puntos de muestreo en la zona de estudio en Google Earth.

4.4 Etapa 4: Verificación e interpretación de procesos.

Mediante el análisis de los datos obtenidos en campo, se realizaron los cambios oportunos. Además de un análisis de los datos tanto litológicos como de procesos, y de los cambios producto de una actividad tectónica. Para la presentación cartográfica de las terrazas se utilizó la metodología y simbología del sistema ITC de Holanda, modificándola en colores y/o símbolos en función de las necesidades de representación de los depósitos analizados en campo. Con los resultados obtenidos se realizaron perfiles longitudinales y transversales y la interpretación de los procesos permitió establecer la génesis y evolución geológica de las terrazas. El sistema ITC es un método de carácter analítico que comprende aspectos morfogenéticos, morfométricos, morfográficos, morfocronológicos y morfolito-estructurales, asimismo examina la geología, litología y aspectos geomofológicos (Mensua & Zuidam, 1985).

4.4.1 Simbología y Cartografía final de las terrazas.

Para la elaboración final del mapa se tomó la base topográfica facilitada por el Instituto Geográfico Militar. Para la definición de los límites de las terrazas se utilizó ortofotografías facilitadas por el Instituto Espacial Ecuatoriano.

Se seleccionaron tramas que siguen el sistema ITC correspondientes a la USGS, descargadas de <https://pubs.usgs.gov/tm/2006/11A02/>. Se subdividieron las tramas considerando la litología de las terrazas, asignando el color rojo a las terrazas con componente piroclástica, de color negro a las de relleno volcano-sedimentario y de color celeste a las terrazas con material fluvial asociado a las de menor altura (Ver mapa Anexo 2).

Capítulo 5

5. Resultados

A partir del análisis de datos y bibliografía, conjuntamente con la verificación en campo, se logró identificar las Unidades y Formaciones que abarcan el área de estudio. Siendo la Unidad Pallatanga (Cretácico Superior - Santoniano) y la Formación Pisque (Pleistoceno Inferior), las unidades que prevalecen en la geología. En el análisis de las terrazas se caracterizó la distribución, altimetría y estratigrafía de cada nivel.

5.1 Geología

5.1.1 Unidad Pallatanga,

Esta unidad aflora en la carretera denominada la culebrilla, camino viejo entre San Antonio de Pichincha y Puellaro, UTM: 785627.614E 9463.994N 17N (Fig. 28), esta unidad está compuesta por brechas matriz soportadas de basaltos en tonalidades verdes oscuras con mal sorteo (Fig. 29), clastos subangulosos y subredondeados (Fig. 30), y matriz de ceniza; además de microgabros y areniscas volcánicas. Según el Léxico de (Duque, 2000) la edad de esta unidad no se encuentra bien definida, pero se justifica a partir de su correlación con la Formación Piñón, por lo que se le asiga una edad de Santoniano (Cretácico Superior). A esta unidad se la interpreta como allóctona y podría corresponder a una secuencia ofiolítica incompleta y desmembrada (Duque, 2000).



Fig. 28. Afloramiento correspondiente a la unidad Pallatanga, ubicado en la carretera La Culebrilla, en dirección San Antonio-Perucho. UTM:785627.614E 9463.994N 17N.



Fig 29. Rocas verdes de origen ígneo, Basaltos pertenecientes a la Unidad Pallatanga, observadas en el afloramiento. UTM: 785627.614N 9463.994N 17N.



Figura 30. *Clastos de basaltos de la unidad Pallatanga, afloramiento de la Fig. 29*

5.1.2 Formación Pisque

Esta unidad aflora en la culebrilla, en la entrada de Perucho, UTM: 786860.78E 11724.99N 17N. Esta Formación sobreyace discordantemente a los basaltos, grabros y micrograbros pertenecientes a la unidad Pallatanga. En la parte inferior presenta lavas basálticas, escorias y brechas hacia el tope. En la parte superior, contiene potentes lahares estratificados, facies volcánicas primarias, abanicos aluviales progradantes, y flujos de lodo en bancos con intercalaciones de areniscas tobáceas. Todo el conjunto se consideran depósitos volcano-sedimentarios y volcanoclásticos (Villagómez, 2003).

En la zona de estudio afloran unidades del Miembro superior. Compuestas por flujos de lodo en bancos decimétrico a métricos con intercalaciones de areniscas tobáceas, tobas blancas y doradas (Fig. 31). Presenta un color en tonalidades naranjas a cafés debido a la oxidación, que se pueden confundir con la cangahua; sin embargo, las unidades de la Formación Pisque se encuentran deformadas. Las capas se encuentran basculadas N10°E, Buzando 22°NO. La edad que se le atribuye según (Villagómez, 2003) es posiblemente Pleistoceno Inferior.



Fig. 31. Volcano sedimentos pertenecientes a la Formación Pisque, sector entrada a la parroquia Perucho. UTM:786765.38E 11624.89N 17N. Afloramiento [1]. Ver ubicación Anexo 4.

En la culebrilla, bajando de San Antonio de Pichincha a Perucho UTM: 786068.836E 9694.907N 17N, antes de llegar al puente Sobre el Río Guayllabamba donde se encuentra la estación hidrológica Guayllabamba, afloran unidades sedimentarias correspondientes a materiales fluviales (Fig. 32 y Fig. 33). Son depósitos posteriores a la Formación Pisque que hoy en día solo afloran adosados a las paredes del valle sin preservar morfología de Terraza. Autores previos (Pacheco, et al., 2014), describen estos sedimentos como una unidad Pleistocena independiente. Por su disposición y composición en este trabajo se han correlacionado con las Terrazas T4 y T5 que se encuentran bien preservadas río abajo (ver apartado de Análisis de Terrazas). Se trata de depósitos de origen fluvial que, por su contenido litológico y disposición, es posterior a la Formación Pisque.



Figura 32. Unidades fluviales, correlacionadas con las superficies de Terrazas T4 y T5, que afloran en la carretera La Culebrilla de San Antonio a Perucho. UTM: 786068.836E 9694.907N 17N. Afloramiento [2]. Ver ubicación Anexo 4.



Figura 33. Clastos alterados del afloramiento de la Fig. 32.



Figura 34. Contacto entre Terraza Fluvial T5 y depósitos fluviales previos (ver Fig. 32 y Fig. 33), es un contacto erosivo. Se observa un lente conglomerático entre las dos unidades. UTM: 786130.61E 9631.74N 17N. Afloramiento [3]. Ver ubicación Anexo 4.

5.2 Análisis de Niveles de Terrazas

En el valle fluvial del Río Guayllabamba entorno a Perucho se definieron ocho niveles de terrazas que varían en altura de 1436 a 1818 metros con respecto al canal actual del río Guayllabamba. Cada una de las terrazas se codificó con la letra “T” seguida de un número consecutivo dependiendo de la altura, iniciando con el número uno que son las terrazas más antiguas y por ende las más altas, y terminando con el número ocho que son las terrazas más bajas y recientes (Tabla 3). Las terrazas fluviales pueden desarrollarse en ambos lados del río por que llevan el nombre de terrazas pares o a su vez en un solo lado del río que lleva por nombre terraza impar (Tabla 3 y Fig. 25).

Tabla 4. Rango de alturas y disposición lateral de las terrazas con respecto al río Guayllabamba.

Terraza	Altura	Disposición
1	1751-1895	Impar
2	1701-1750	Impar
3	1651-1700	Impar
4	1593-1650	--
5	1551-1592	--
6	1501-1550	Par
7	1467-1500	Par
8	1436-1466	Impar

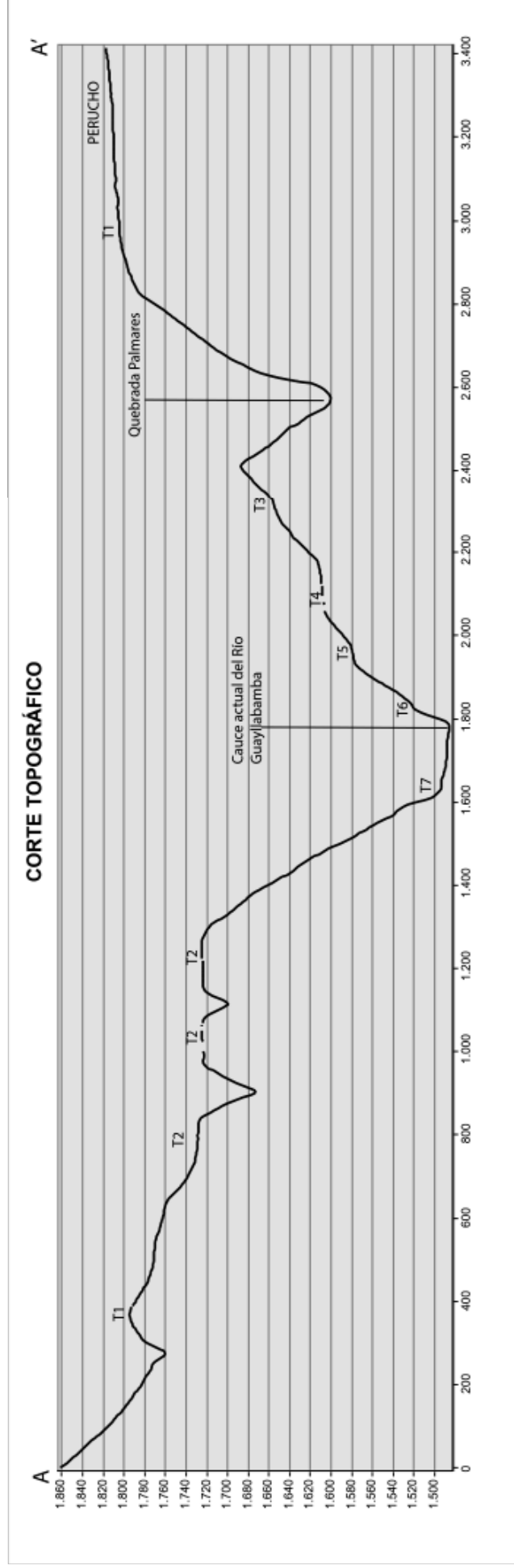


Fig. 35. Perfil longitudinal A-A' donde se muestra los niveles de terrazas con su respectiva altura. Ver el mapa (Anexo2) para localización del Perfil. Debido a la escala y ubicación del perfil la terraza T8 no puede ser representada.

Descendiendo por la carretera llamada la culebrilla desde San Antonio de Pichincha hasta Perucho, en donde se establecieron puntos de muestreo (Tabla 4), considerando la complejidad del acceso a la zona de estudio, se consideraron los puntos estratégicos desde donde se pudo observar a las terrazas, para su descripción más detallada.

Tabla 5. Puntos de descripción analizados en campo. (Ver localización en Fig.27)

Puntos de Fotografías		
Punto	Definición	Descripción
1	Afloramiento-Basamento Sedimentario	Depósitos aluviales un basamento volcano-sedimentario, Formación Pisque.
2	Afloramiento-Terraza Aluvial	Depósitos aluviales.
3	Tobas Basculadas-Formación Pisque	N10°E, Buzando 22°NO
4	Terraza Volcano-sedimentaria (T1)-Perucho	Material volcánico persumiblemete perteneciente a la formación Pululahua.
5	Depósitos Volcánicos-Formación Pululahua.	Replano volcano-sedimentario donde se asienta la Parroquia de Perucho.
6	Depósitos Volcánicos	Superficie de Terraza, vista de diferentes replanos.
7	Unidades Solapadas	Vista de niveles de Terraza a lo largo de Río Guayllabamba. Terrazas con depósitos volcano-sedimentarios. Unidades Solapadas
8	Depósitos Volcánicos	Clastos Volcánicos andesíticos con cementación ...?, pertenecientes a la formación Pululahua.

Los ocho niveles de terrazas se encuentran repartidos a lo largo de los 20 km² que tiene el área de estudio, se puede diferenciar desde ciertos puestos los niveles en campo (Fig. 35). Los parámetros para clasificar los niveles de terraza fueron principalmente la altura con respecto al nivel del mar, esta información gestionó a través del ArcGIS mediante el DEM (ver apartado Metodología).

5.2.1 Terrazas T1

Distribución: El nivel de terraza T1 es el más alto, y por lo tanto se considera como el más antiguo. Corresponde al replano en donde se asienta la parroquia de Perucho, se puede reconocer tres zonas aterrazadas a esta altura. Todos los materiales asociados a esta terraza son de carácter volcano-sedimentario intercalados con depósitos de origen piroclástico pertenecientes al Pululahua, cubiertos posteriormente por Cangahua retrabajada.

Altimetría: Los depósitos de este nivel, se encuentran en la zona de Perucho, con exactitud a unos 1830 msnm, en donde la terraza se levanta 370m sobre la cota del río

actual, hacia el Noreste en la zona de la Quebrada San Miguel la altura aumenta un poco, alcanzando los 1818 msnm, elevándose unos 518m con respecto a la cota más baja del río Cubí (Ver mapa, Anexo 2). La pendiente media de la terraza preservada es de 8.5%

Depósitos-Estratigrafía: El espesor del depósito de esta Terraza oscila entre los 8 a 10 m de espesor. En la base presenta brechas de dacitas del volcán Pululahua sobreyaciendo a depósitos volcánicos pertenecientes a la Formación Pisque de mal sorteo y clastos angulosos (Fig. 36). Contiene feldespato, plagioclasas, horblenda y piroxenos. además de presentar una matriz de color grisáceo, de textura afanítica, con cristales de cuarzo redondeados. El espesor de esta capa es de 4 a 5m. Hacia el tope intercalaciones de tobas en tonalidades marrones, definidas como cangahua retrabajada con un espesor de 2m (Fig. 37).



Fig. 36. Brechas dacíticas pertenecientes al volcán Pululahua intercalado con volcánicos de la Formación Pisque, correspondiente al depósito de la Terraza T1 en el área de Perucho. UTM: 787292.35E 11677.83N 17N.



Fig. 37. Replano de la Terraza T1 donde se asienta la parroquia de Perucho. UTM: 786860.78E 11724.99N 17N. Afloramiento [4]. Ver ubicación Anexo 4.

5.2.2 Terrazas T2

Distribución: El denominado nivel T2, es el segundo nivel más antiguo del valle del Río Guayllabamba en el sector de Perucho. En campo se pueden observar dos superficies de terrazas en la parte SO de la zona de estudio. No presenta continuidad (Figura 31).

Altimetría: Las terrazas presentan una cota promedio de 1724.5m. Con respecto a la cota actual del río las superficies de terrazas tienen una altura aproximada de 284.5m. Y una pendiente de 9.2%.

Depósitos-Estratigrafía: Estratigráficamente la terraza se deposita sobre la Formación Pisque, posee un depósito de aproximadamente 30m de espesor. En la base presenta brechas de sedimentos volcánico-dacíticos mezclados con volcánicos pertenecientes a la Formación Pisque de mal sorteo y clastos angulosos. Hacia el tope se acumulan intercalaciones de tobas en tonalidades marrones, definidas como cangahua retrabajada, con un espesor aproximado de 5m, estos valores se infieren debido a estimaciones visuales lejanas.

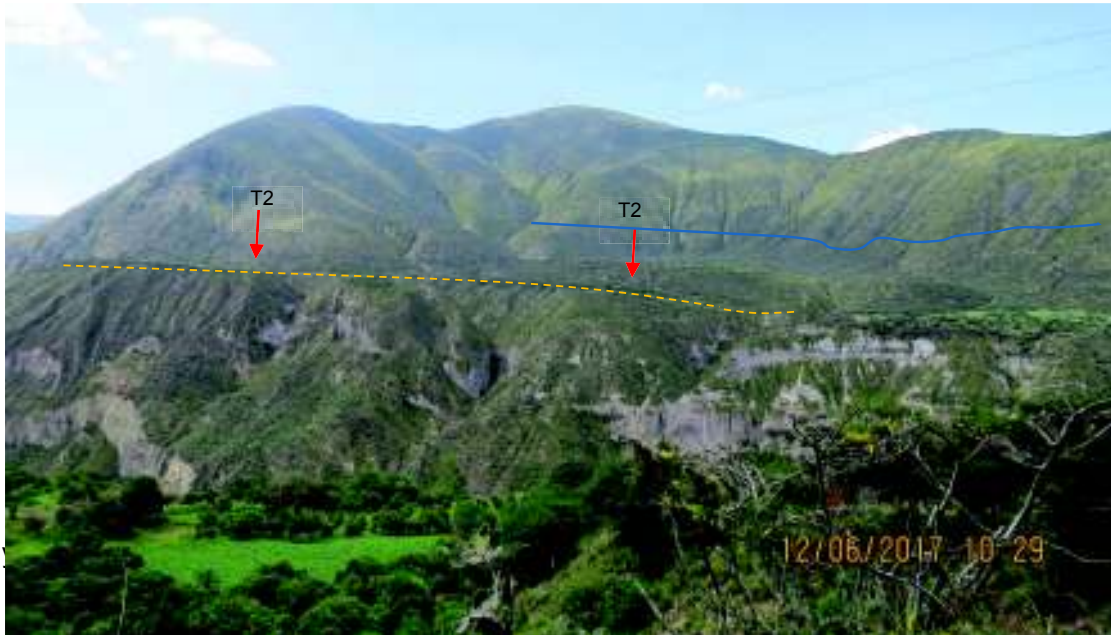


Fig. 38. Vista de las superficies aterrazadas T2. UTM: 785573,99E 12733,70N 17N. Fotografía tomada desde Este. Afloramiento [5]. Ver ubicación Anexo 4.

5.2.3 Terrazas T3

Distribución: La terraza T3 presenta una leve continuidad en la zona del valle del Río Cúbi, cuya incisión sería posterior a las terrazas, esto debido a que las tres superficies aterrazadas presentes en esa zona (Ver mapa Anexo 2) mantienen el mismo nivel de acota. Por otro lado, se preservan más superficies pertenecientes a este nivel cerca del poblado de San Ramón, constituyendo igualmente terrazas impares.

Altimetría: Las terrazas presentan una cota promedio de 1683.2m de una altura. Con respecto a la cota actual del río Cubí las superficies de terrazas tienen una altura aproximada de 117m. Y una pendiente de 8%.

Depósitos-Estratigrafía: Estratigráficamente la terraza se encuentra depositada sobre la Formación Pisque mezclado con material volcano-sedimentario, bajo la superficie aterrazada se conservan depósitos de un espesor de 15m aproximadamente. En la base afloran brechas de sedimentos volcano-dacíticas mezclados con volcánicos pertenecientes a la Formación Pululahua, de mal sorteo y clastos angulosos. Hacia el tope intercalaciones de tobas en tonalidades marrones y blancas, definidas como cangahua retrabajada, con un espesor aproximado de 5m (Fig. 39).



Fig. 39. Vista del nivel de terraza T3. UTM: 785573,99E 12733,70N 17N. Fotografía tomada desde el Este. Afloramiento [6]. Ver ubicación Anexo 4.

5.2.4 Terrazas T4

Distribución: El denominado nivel T4, no presenta continuidad a lo largo del valle del Río Guayllabamba en el sector de Perucho, se pueden observar superficies de terrazas solo en el lado Este del Río (Terrazas impares). En la zona del valle del Río Cubí, también se encuentran restos de superficies pertenecientes a este nivel de terrazas, que predominan al Este del Río Guayllabamba (Fig. 43).

Altimetría: Las terrazas presentan una cota promedio de 1623m de una altura. Con respecto a la cota actual del río Guayllabamba las superficies de terrazas tienen una altura aproximada de 180m. Y una pendiente de 6%.

Depósitos-Estratigrafía: El depósito de estas terrazas está relacionada a material volcano-sedimentario y fluvial (Fig.41). El espesor es de 12m; hacia la base posee material compuesto principalmente de grava cubierta por cangahua, y hacia la parte superior los clastos se encuentran redondeados y con mal sorteo, matrizsoportados. Hacia el tope se observa material volcánico como tobas y limos asociados posiblemente a la llanura de inundación.



Fig. 40. Vista del nivel de terraza T4. UTM: 784822,28E 13507,83N 17N. Fotografía tomada desde el Norte. Afloramiento [7]. Ver ubicación Anexo 4.



Fig. 41. Depósito de la terraza perteneciente al nivel T4. UTM: 786181,87E 9849,86N 17N. Tomar de referencia para la escala la línea de color amarillo que representa el letrero vial de 2m. Afloramiento [8]. Ver ubicación Anexo 4.

5.2.5 Terrazas T5

Distribución: El denominado nivel T5, de la misma forma que el nivel T4, no presenta continuidad a lo largo del valle del Río Guayllabamba en el sector de Perucho, se pueden observar superficies de terrazas solo en el lado Este del Río. En la zona de confluencia del Río Guayllabamba y Río Perlaví (Fig. 42), parte Norte de nuestra zona de estudio, se puede encontrar superficies pertenecientes a este nivel.

Altimetría: Las terrazas presentan una cota promedio de 1579,8 m de una altura. Con respecto a la cota actual del río Guayllabamba las superficies de terrazas tienen una altura aproximada de 140m. Y una pendiente de 6%.

Depósitos-Estratigrafía: En este nivel de terraza se conservan depósitos de material fluvial intercalado con volcánico-sedimentos, hacia la parte inferior de la terraza, se puede observar los materiales fluviales asociados a los niveles de terrazas T4-T5 (Fig. 43). Bajo la superficie aterrazada se observa hacia la base material conglomerático de mal sorteo, matrizsoportado, con matriz tobácea, hacia el tope posee capas de cenizas de color blanco pertenecientes al Pululahua (cenizas datadas por (Hall & Mothes, 1994)) cubiertos por la vegetación y suelo actual (Fig. 44). El depósito de la terraza descrito posee un espesor aproximado de 10m, si bien el espesor total puede alcanzar los 70m.



Fig. 42. Vista del nivel de terraza T5, en la confluencia del Río Guayllabamba y Perlaví. UTM: 784822,28E 13507,83N 17N. Fotografía tomada desde el Sur. . Afloramiento [9]. Ver ubicación Anexo 4.



Fig. 43. Terraza perteneciente al nivel T5. UTM: 784010,06E 14658N 17N. Fotografía tomada desde el Este. Afloramiento [10]. Ver ubicación Anexo 4.

Los depósitos se encuentran deformados, sus clastos presentan una alteración intensa que genera tonalidades amarillentas generales en toda la unidad (Fig. 33). Está compuesta por conglomerados medios a gruesos, clastosoportados, formados por guijarros de procedencia volcánica en su mayoría, y en menor proporción de carácter granítico con poca imbricación. Posee un espesor mínimo estimando de unos 140m, cubierto en algunas partes por material volcánico más joven.



Fig. 44. Capa de Ceniza perteneciente al Pululahua, datada de 2480 años por (Hall & Mothes, 1994), acumulada en el tope de la terraza T5. El martillo mide 28cm. UTM: 784010,06E 14658N 17N. Fotografía tomada desde el Oeste. Afloramiento [11]. Ver ubicación Anexo 4.

5.2.6 Terrazas T6, T7 y T8

Distribución: Estos niveles de terraza son los más cercanos en altitud al cauce el río Guayllabamba, considerados los niveles más jóvenes, se localizan en su mayoría en la parte central de la zona de estudio, tienen una gran continuidad preservados a ambos lados del río (Fig. 45).

Altimetría: Se establecen en cotas promedio de 1525.5 m para T6, 1483,5 m para T7 y 1451 m para T8. Pendiente promedio 5%.

Depósitos y estratigrafía: La terraza T7, T6 preserva material fluvial de procedencia volcánica. La terraza está compuesta por arenas finas que se intercalan con arenas gruesas y conglomerados de unos 3 a 4m. El espesor medido donde aflora la terraza es de cuatro metros (Fig. 46). La terraza se dispone disconforme sobre los depósitos fluviales antiguos, que se han correlacionado con los depósitos de las terrazas T4 y T5. La zona basal de la terraza posee arenas muy poco o nada consolidadas con una laminación horizontal, esta capa tiene una potencia aproximada de un metro, el tamaño de grano es muy fino (Fig. 46). Por encima se dispone material conglomerático de

colores entre grises y amarillentos, donde los cantos se los define como guijarros, por su tamaño que van de ocho mm a 256mm, aquí los clastos están mal seleccionados, posee abundante matriz limosa, se encuentran consolidados, pero no tienen cemento, lo que hace que se pueda disgregar con facilidad. La capa siguiente es una arenisca gruesa, en donde los clastos sub-redondeados de uno a dos milímetros están desordenados con poca selección. Hacia el tope se repite la misma secuencia, pero en capas centimétricas (Fig. 46).



Fig. 45. Vista del nivel de terraza T8 y T7. UTM: 785047,24E 12888,68N 17N. Fotografía tomada desde Este. Afloramiento [12]. Ver ubicación Anexo 4.



Fig. 46. *Terraza fluvial perteneciente al nivel T6. Cerca del Puente sobre el Río Guayllabamba, en el camino la Culebrilla. UTM:786067,43E 10012,26N 17N. Afloramiento [13]. Ver ubicación Anexo 4.*

Discusión

La cartografía de los ocho niveles propuestos en este trabajo se puede comparar, con los niveles de terrazas propuestos en trabajos anteriores en zonas próximas, como el de Villagómez (2003), hacia el sur de la zona de estudio, que propone cuatro niveles de terrazas en todo el Valle Interandino Central. Para propósito comparativo de este trabajo se toma como referencia la Depresión de Guayllabamba, debido a que los otros niveles se encuentran en zonas distantes de esta área de estudio. Señalando en la Depresión Guayllabamba un nivel de 2160m.s.n.m de altura, con depósitos de arenas y limos intercalados con cenizas y edades asociadas al colapso de la depresión de Guayllabamba (Pleistoceno Superior). Hacia el Norte de la zona de estudio está el trabajo de Nuñez (2011), que describe terrazas s a 825m.s.n.m, en el valle del río Guayllabamba, y se hace referencia a valles que confluyen con el Guayllabamba. En el Río Ambi, ubicado en la parroquia de Nanegalito se analiza más detalladamente los niveles de terrazas, donde diferencian siete niveles, estando el más alto a más de 1050m.s.n.m (Nuñez, 2011), la diferencia de alturas en la zona se debe a una alta actividad tectónica. Con respecto al estudio realizado en este trabajo, se diferencian con las otras zonas en alturas, litologías y contexto tectónico.

Las alturas de las terrazas del Norte mantienen una diferencia aproximada de 400m (en promedio) por debajo de la terraza más baja de la zona de estudio. Por otro lado, las terrazas de la zona sur (Depresión Guayllabamba) se diferencian con aproximadamente 300m con la terraza más alta de la zona de estudio.

Litológicamente las tres zonas mantienen cierta similitud, variando un poco en la procedencia de los clastos, en la zona norte la litología está asociada a un relleno fluvial procedente de cuatro volcanes, y material proveniente un batolito, en la zona de estudio tenemos relleno volcano-sedimentario procedente del volcán Pululahua y en la zona sur material fluvial fino intercalado con ceniza.

Tectónicamente, la zona Norte presenta una alta actividad debido a la presencia de las fallas Apuela y Nanegalito que se encuentran en la Cordillera Occidental (Nuñez, 2011), indicando que se encuentra en una zona de levantamiento a nivel regional. En esta zona de estudio la actividad es menor, está presente la falla de Nono y un lineamiento antiguo por donde pasa el río Cubí. En la parte Sur, existe un hundimiento que se la llamó Depresión Guayllabamba, posterior al cual se desarrolla el nivel de terraza que señala Villagómez (2003).

La evolución de las terrazas fluviales a lo largo del Río Guayllabamba, en la zona de estudio, refleja eventos de erosión y sedimentación importantes, asociados a largos periodos de tiempo de actividad erosiva o sedimentaria. Cabe recalcar que en un sistema fluvial siempre existe erosión y sedimentación, pero dependiendo del clima, morfología, tectónica, etc., uno de los factores puede predominar sobre el otro, salvo si el sistema se encuentra en equilibrio, y entonces ni erosiona ni sedimenta.

Se ha construido un modelo de evolución considerando las litologías y los posibles factores de formación de las terrazas fluviales en el lugar de estudio. Cabe destacar que los aspectos considerados se fundamentan principalmente en las características tanto tectónicas como climáticas, que pueden originar periodos cortos y largos de sequía, así mismo tormentas, incendios; además de factores geológicos (actividad tectónica, volcánica), que condicionan la hidrología superficial y subterránea. Estos aspectos condicionan, la geomorfología, es decir, la disposición espacial y geométrica de las geoformas estudiadas, además, de la composición litológica de su relleno.

En la interpretación se ha considerado la presencia de la Falla de Nono (ver mapa Anexo 2), según (Vásconez, 2015) abarca alrededor de 50km desde el norte, en la confluencia del Río Guayllabamba con el Río Perlaví, hasta la Parroquia de Tanlahua, es de carácter inversa por la disposición de las Formaciones en la actualidad, se considera como un ramal del sistema de Fallas de Quito, y posiblemente se encuentre mínimamente activa, provocando que la dinámica del río cambie durante los periodos de mayor actividad. Según (Vásconez, 2015) señala que el bloque Este es el que se levanta, mientras que (Vaca, 2018) dice que el bloque Oeste es el que se eleva, por lo observado en campo se ha tomado la segunda referencia.

Dentro del área de estudio aparecen con ocho niveles de terrazas entre los 1806m y 1451m, que se clasificaron interpretando su génesis. Por encima de estos niveles, y fuera del área de estudio, en el entorno aparecen otras dos grandes superficies aterrazadas a mayor elevación: la superficie de Malchinguí, entorno a los 2660m; y la superficie correspondiente a Tababela, entorno a los 2360m. Dichas superficies representarían el tope de colmatación de las cuencas antiguas previo a la incisión y formación de valles y terrazas pleistocenas-holocenas. Los tres primeros niveles de terraza en el área de estudio, están asociados al predominio de erosión del sustrato previo, que son basaltos en tonalidades verdes pertenecientes a la unidad Pallatanga o rocas sedimentarias de la Formación Pisque, y se interpretaron como terrazas de incisión del sustrato "Strath Terrace" (Fig. 47). Posterior a dicho erosión, la superficie se ha rellenado total o parcialmente con material de procedencia volcánica perteneciente

al Complejo volcánico del Pululahua. La erosión progresiva de los replanos y los depósitos piroclásticos acumulados sobre ellos condicionan el porcentaje de la pendiente actual (9-11%).

Para los dos siguientes niveles (cuatro y cinco), se interpreta una formación a partir del predominio de la agradación e incisión alternantes de un relleno volcano-sedimentario "Fill" (Fig 41), que consta de conglomerados granosoportados, con mal sorteo, y colores amarillento por alteración. Se considera que durante el desarrollo de estos niveles la actividad de la Falla de Nono fue más intensa, provocando que la formación de estos niveles tenga lugar del lado Este del río; al ser una falla inversa, que eleva el lado oeste del río, promueve que la disposición del flujo del río varíe, aumentando la velocidad hacia el lado Este favoreciendo el desarrollo las terrazas T4 y T5.

Los tres últimos niveles corresponden a un proceso grande de agradación con sedimentos fluviales en disposiciones diferentes, posiblemente por represamiento del río por acción de la falla.



Fig. 47. Modelo de incisión de la roca (BedRock). Tomado de Burbank & Andreson (2006).



Fig. 48. Modelo de relleno e incisión para la formación de terrazas. Tomado de Burbank & Andreson (2006).

Para las terrazas más bajas, se interpreta una génesis compleja a partir de una serie de eventos de erosión/incisión y sedimentación/acumulación a medida que avanza el tiempo (Fig. 48). Se considera que la génesis de las terrazas ha estado condicionada por superposición de procesos volcánicos (eventos de aportes sedimentarios procedentes de erupciones), climáticos, y posible actividad de la Falla de Nono; difíciles de individualizar con los datos obtenidos hasta el momento.

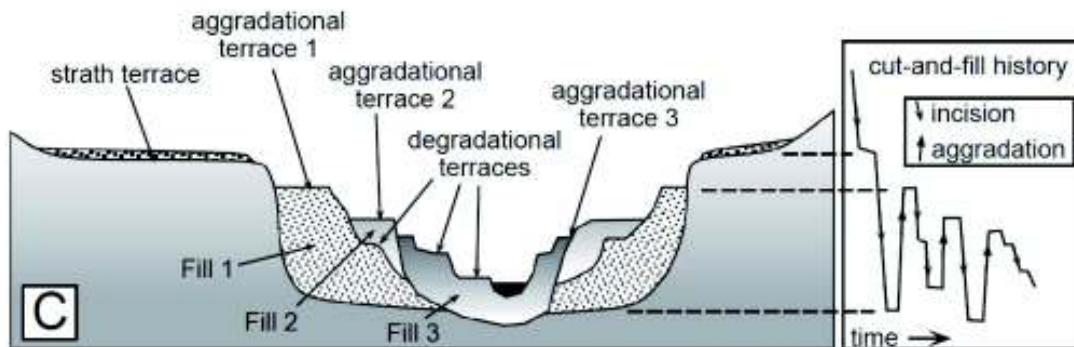


Fig. 49. Perfil longitudinal donde se indica la compleja secuencia de agradación y degradación en la formación de terrazas fluviales. Tomado de Burbank & Andreson (2006)

Los sucesos o eventos que generaron las unidades observadas se han ordenado cronológicamente considerando: la presencia de cenizas, las edades de sedimentos de trabajos previos, las posiciones altimétricas y las dataciones de litologías volcánicas previas. El siguiente modelo geológico (Fig. 43) trata de esquematizar la génesis de todos los niveles de terrazas encontrados en función de los aspectos genéticos antes mencionados.

1er. Etapa

Durante la fase inicial las terrazas se forman por etapas de incisión, siendo la erosión el proceso más predominante, en la parte superior del valle. Según el modelo tradicional planteado por (Burbank & Andreson, 2006), se puede considerar el resultado de un extenso biselado lateral que causa una ampliación en el fondo del valle y el retroceso de las paredes del mismo, erosionando a la formación Pisque y unidad Pallatanga. La formación de los tres primeros niveles de terraza, estaría asociado al proceso antes descrito repitiendo hasta formar estos relieves. La formación Pisque que data del Pleistoceno Inferior según (Villagómez, 2003). La unidad Pallatanga de edad Santoniano según (Pacheco, 2013), subyace discordantemente a la formación Pisque siendo esta menos potente hacia el Oeste por la presencia de la Falla "Nono", se presumen que en esta etapa la falla tiene actividad elevando al bloque del Oeste (Fig. 50.1)

2da. Etapa

En esta etapa de la evolución se interpreta que el río produce mayor erosión vertical, haciendo que el lecho sea más profundo. Se plantea que esta etapa la falla aumenta su actividad, por lo que el bloque del lado oeste se levanta, a medida que esto sucede, la parte superior del bloque se erosiona, pero aún sigue manteniendo algunos replanos de

las terrazas previas (se pierde el replano del nivel de terraza dos en la zona Oeste), aumentando el escarpe/salto de la terraza uno con la terraza tres.

3era. Etapa

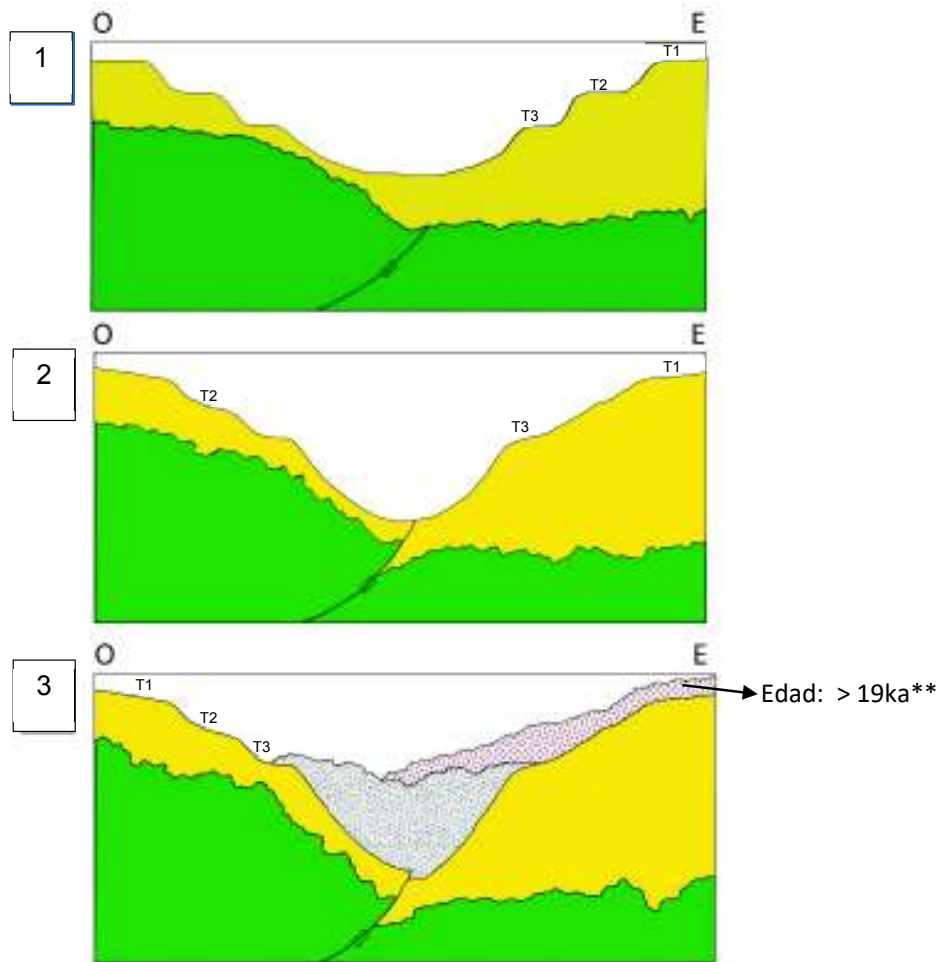
En esta etapa se propone el desarrollo de un relleno volcánico-sedimentario asociado a un alto nivel de transporte por parte del río con poca capacidad, en ese momento, para erosionar. En esta etapa se acumulan depósitos fluviales cuya potencia alcanza hasta 200 m en la zona sur de la zona de estudio hasta una altura de 1700 m.s.n.m, con estructuras de canales antiguos, y estratos ligeramente basculados. Esta cantidad de relleno sedimentario podría estar asociado a eventos de glaciaciones junto con eventos de intensos aportes volcánicos, por la cantidad de material depositado/transportado. Entre este material pudieron aportar sedimentos asociados a procesos de un lahar secundario: Se considera que en aquel momento existía una adecuada fuente de agua, para el Río Guayllabamba, cuya pendiente tiende a aumentar hacia el sur, lo que justificaría el incremento de clastos redondeados en el área sur. En conjunto la velocidad del río debió ser lo suficientemente grande para transportar todos los sedimentos, pero no lo suficiente como para erosionar el valle. La falla de Nono, en esta etapa puede que estuviera lo suficientemente activa permitiendo la acumulación de este material, esto siendo un desencadenante para que la dinámica del río cambiase.

Posterior al evento de relleno, tuvo lugar un evento de carácter volcánico que acumula materia de flujos piroclásticos en las superficies altas. Este flujo piroclástico acumuló ignimbritas dacíticas cuya composición es similar a la de los domos volcánicos del volcán Pululahua (Andrade, 2002), con una viscosidad y fuerza lo suficientemente intensa como para atravesar, el valle desde suroeste, acumular y preservarse en la orilla Este; esto se afirma debido a que se aprecia esta unidad en la terraza donde se asienta la parroquia de Perucho, pero no del otro lado del Río (Fig. 50.3). Este flujo está compuesto principalmente de brechas dacíticas y está datada como un evento mayor de 19ka (ibídem).

4ta. Etapa

El proceso de aporte volcánico-sedimentario disminuyó, por lo que la dinámica erosiva del río vuelva a ser protagonista, ocasionando el inicio de una mayor incisión. Para ello es importante que el caudal del río se mantenga alto, por lo que las condiciones climáticas debieron estar a favor de estas circunstancias. Considerando que las etapas anteriores ocurrieron antes de los 19ka, es posible que la etapa cuarta en adelante hayan ocurrido asociados al final de la última glaciación e inicios del holoceno, bajo etapas de deshielo transición. Es importante recalcar que la actividad de la falla debió

alterar la velocidad del río; es decir, normalmente en un cauce la máxima velocidad del caudal se encuentra en la parte superior central del flujo, en este caso como la falla está levantando el bloque del Oeste, hace que el cauce se desplace hacia el Este. Ocasionalmente la creación de las terrazas de nivel cuatro y cinco solo al lado Este del Río. Difiere mucho con las terrazas de tipo impar, debido a que estas se forman por un proceso intermitente de incisión principalmente.



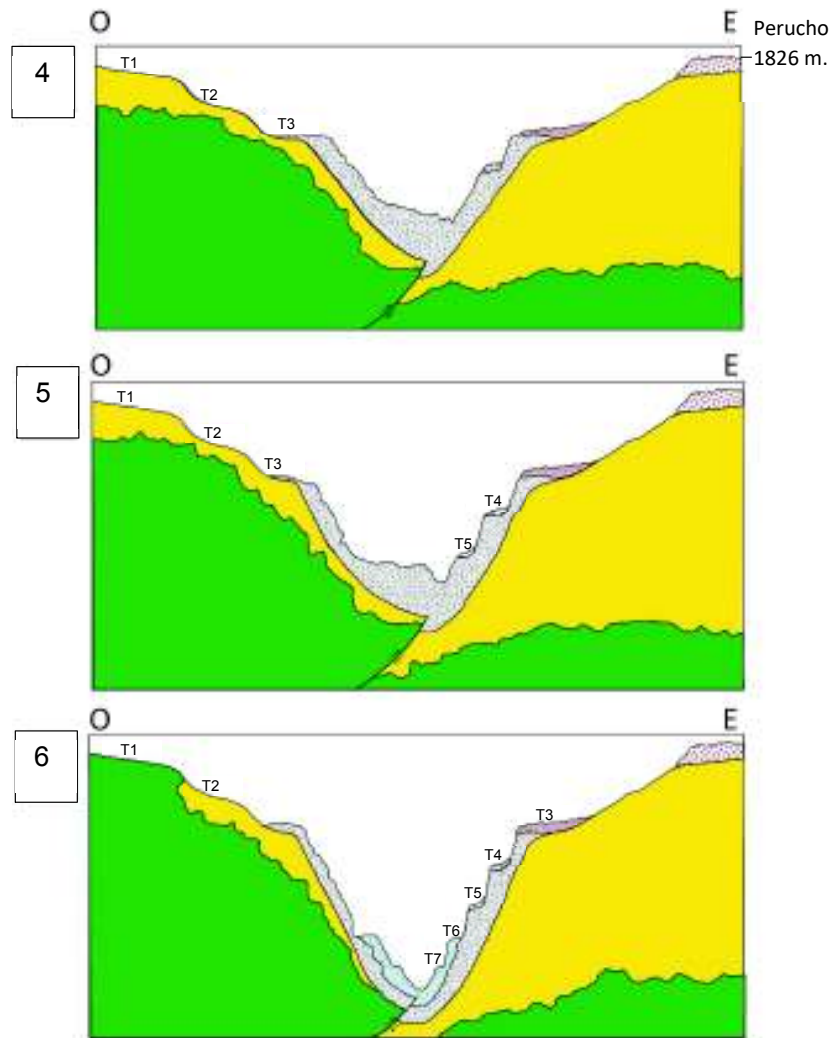


Fig. 50. Modelo evolutivo de la zona de estudio.

Leyenda



Simbología



*Considerando (Vaca, 2018).
 **Considerando (Andrade, 2002)

5ta. Etapa

En esta etapa continúa el proceso de incisión, formándose las superficies erosivas de los niveles cuatro y cinco. Sobre esas superficies, en la terraza T5m se observa el aporte de cenizas pertenecientes al volcán Pululahua. Se caracteriza por una capa de ceniza blanca de unos 11cm de espesor, por encima capas más pequeñas de espesor de color gris y por encima de estas, el suelo, así lo describe (Andrade, 2002); esta capa de cenizas está datada según (Hall & Mothes, 1994) en 2480 años, esto quiere decir que lo que está por debajo de esta es más viejo y lo que está por encima más joven. Por lo que se asume que la edad de las terrazas T4 y T5 es más antigua que los 2480 años, y se interpretan como pertenecientes al Holoceno.

6ta. Etapa

En esta etapa la falla se encuentra mínimamente activa, y se produce la acumulación que da origen a los últimos tres niveles de terrazas, que aparecen a lo largo del valle de la zona de estudio en ambas orillas. Suceden tres episodios de acumulación e incisión, en la cual se forma el aluvión por acción de la agradación, siendo la planicie de inundación del río en aquel entonces, el río se reactiva, aumenta su velocidad por aumento del caudal (ya sea por situaciones climática, variación de aportes, cambio en el gradiente, etc.) erosionando verticalmente a la planicie de inundación, dejándola colgada, y formando la terraza. Estas son las más jóvenes, asociadas al Holoceno tardío, cuya génesis es compleja y no se puede estimar por el momento un único proceso predominante sobre los otros.

En sí el conjunto de terrazas que tenemos en la zona, se las puede diferenciar en tres grupos, las más altas "Strath terraces", con una componente volcánica, las terrazas medias Fill Tectonic o terraza tectónica de relleno y las más bajas como terrazas Fill Strath. Es importante señalar que la actividad tectónica es fundamental al momento de formar terrazas, principalmente las Fill strath, en nuestro caso se registra una mayor actividad en el momento del relleno del valle (Etapa 3).

Una etapa de intenso relleno fluvial también ha sido descrita hacia el norte, en los valles de los ríos Intag, Ambi y Guayllabamba (Nuñez, 2011). En dicho trabajo se describe un episodio de relleno volcanosedimentario asociado a edades más antiguas de 35.500 años, que podría correlacionarse con el evento de relleno observado en el río Guayllabamba.

El proceso de formación de cada una de estas categorías de terrazas, es un conjunto de variaciones en la dinámica del río a consecuencia de factores como la tectónica,

clima, morfología, etc. Pero en cada subdivisión prevalece uno de esos factores en dimensión, ya sea en tiempo o en intensidad. Un indicativo de actividad tectónica es el basculamiento de las estructuras, sin embargo, en esta zona de estudio no se encontró evidencia de este tipo de deformación asociada a los niveles de terraza estudiados y se considera que las pendientes observadas pudieran generarse por procesos normales de erosión asociada a los taludes y al perfil del río. Considerando la edad de la capa de ceniza presente en el nivel terraza T5 de 2480 años y la diferencia de alturas entre la cota actual del río y el nivel de terraza (100m), se puede calcular una tasa de incisión de 4 cm/año, para los últimos tres niveles de terrazas.

Conclusiones

En la zona de estudio se pudo cartografiar ocho niveles de terrazas, donde la más alta se encuentra a 1895 m.s.n.m y la más baja a 1436 m.s.n.m. Considerando su disposición, geometría y génesis se han clasificado en tres grupos: “Strath Terraces” erosivas con relleno volcánico, “Fill Terraces” tectónicas con relleno volcano-sedimentario y “Fill/strath terraces” o terrazas de relleno fluvial.

El basamento sobre el que se asientan las terrazas, se compone de la Formación Pisque y la Unidad Pallatanga, separadas por la Falla Nono y aflorando la una en el bloque Este y la otra en el bloque Oeste respectivamente. La Formación Pisque se encuentra ligeramente basculada con dirección N10°E, buzando 22°NO.

El resultado de una primera etapa de incisión son las terrazas (T1, T2, T3), siendo los niveles de terrazas más altos las cuales contienen una componente volcánica. La T1 posee depósitos pertenecientes a un flujo del Pululahua. Al ser estas las terrazas más antiguas, tienden a que su superficie erosione, teniendo así pendientes considerables, que se ajustan al rango 0-11% considerado en este estudio.

El relleno fluvial que conforman a las terrazas de los niveles medios (T4, T5), define al río con una alta capacidad de transporte, considerando importante y regular su dinámica fluvial (caudal) a consecuencia del clima (lluvias torrenciales, glaciaciones, etc.). Siendo posible que arrastre partículas grandes en tamaño y sobre todo cantidad, debido al gran aporte volcánico de la época.

Los niveles más bajos (T6, T7, T8) se encuentran en ambas orillas del cauce del río actual, siendo los niveles más jóvenes, constituidos por lo general de material fluvial de procedencia volcánica, intercaladas por arenas finas a gruesas; se localizan preferentemente en la parte central de la zona de estudio.

El tiempo exacto de formación de las terrazas, es todavía incierto, con las dataciones realizadas en trabajos previos (Andrade, 2002), (Hall & Mothes, 1994), (Nuñez, 2011)) en unidades pertenecientes a la zona de estudio; se establece que las terrazas más altas (T1, T2, T3) pertenecen al Pleistoceno Superior, las medias (T4, T5) al Holoceno y las más bajas (T6, T7, T8) al Holoceno reciente.

En general, la secuencia de terrazas muestra la existencia de 12 fases de actividad fluvial, cuatro de acumulación y ocho de incisión, todas relacionadas a los factores desencadenantes que forman estas terrazas como el clima, el volcanismo y la tectónica. Las fases de acumulación principalmente se deben a la acción volcánica de la época, junto con momentos de cambios climáticos. Por otro lado, las fases de incisión se relacionan a momentos de incremento de caudal (por causas climáticas) y/o variación de la velocidad (por causas tectónicas).

La actividad tectónica asociada localmente a la Falla de Nono, que provoca el levantamiento del bloque oeste, pudo ser un componente importante en la génesis de estas terrazas, condicionando la dinámica fluvial del río Guayllabamba, permitiendo incrementos de erosión. Así mismo, pudo variar la posición del cauce del río, incisando verticalmente un solo lado del río durante los momentos de mayor actividad de la falla.

El desarrollo de terrazas fluviales a lo largo de la zona de estudio, forma parte de un esquema complejo donde el tiempo, espacio y clima, son los principales factores desencadenantes de la formación de las terrazas, ¿pero por qué esquema?, porque cada uno realiza su función, pero generalmente dependiendo de otro. Los eventos más representativos en la formación de terrazas se han resumido en un modelo evolutivo donde se destacan una etapa de incisión (T1, T2, T3), una etapa de acumulación y tectónica (T4, T5) y una etapa de acumulación con erosión (T6, T7, T8).

Recomendaciones

Es importante que para afirmar las edades de las terrazas se realicen dataciones, en este trabajo no se realizaron debido a la falta de material para datar. Con las edades exactas se puede considerar con más detalle los eventos geológicos relevantes en las etapas de formación de las terrazas y su importancia a nivel regional, y así afianzar de mejor manera el modelo geológico del área de estudio.

En este sentido, se recomienda estudiar a más detalle las fallas existentes en el área para así verificar las dinámicas propuestas. El estudio más detallado de las fallas,

permitirá reafirmar el planteamiento de formación de las terrazas intermedias y recientes, además de aclarar el contexto tectónico de la zona en general.

Debido a la dificultad de acceso a algunas zonas, se recomienda realizar estudios futuros de detalle fotográfico mediante drones, para mejorar las litologías descritas y localizar capas de ceniza datables.

Bibliografía

- Abegglen, P. (2001). *Geologie des intermontanen Beckens von Chota (Pliozan, Nordecuador)-Ostteil*. Eidgenossische Technosche Hochschule, ETH. Zurich: Tesis de maestría.
- Andrade, D. (2002). *Estudio geovolcanológico del Complejo Volcánico Pululahua*. Quito: Tesis de grado, EPN.
- Aspden, J., & Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real. *Elsevier*, 205, 187-204.
- Barberi, F., Coltelli, M., Ferrara, G., Innocenti, F., Navarro, J., & Santacrose, R. (1988). Plio-Quaternary Volcanism in Ecuador. *Geol. Mug.*, 125(1), 1-14.
- Benitez, S. (1995). Evolution géodynamique de la Province Cotiere Sud-équatorienne au Crétacé supérieure - Tertiaire. En *Géologie Alpine* (Vol. 71, pág. 173). Grenoble, Francia: Université Joseph Fourier.
- Berc, B. d., Soula, J., Baby, P., Souris, M., Christophoul, F., & Rosero, J. (2005). Geomorphic evidence of active deformation and uplift in a modern continental wedge-foredeep transition: Example of the eastern Ecuadorian Andes. *Tectonophysics* 399, 351-380.
- Besabe, R. (1980). *Estudio Geológico Estructural entre Perucho y Guayllabamba, Provincia de Pichincha*. Quito : Tesis de grado, EPN.
- Boland, M., Pilatasig, L., Ibandango, C., McCourt, W., Aspen, J., Hughes, R., & Beate, B. (2000). *Geology of the Western Cordillera between 0° - 1° N*. Quito : Prodeminca Report No. 10. CODIGEM - British Geological Survey .
- Bull, W. (1990). Stream-terrace genesis: implicatios for soil development. *Elsevier*, 351-367.
- Burbank, D., & Andreson, R. (2006). Geomorphic Markers. En *Tectonic Geomorphology* (págs. 13-32). Blackwell Publishing .
- Buret, F. (1949). Les enclaves des laves des volcans de Quito, République de l'Equateur. *Bull. Soc. Géol. fr*, 19, 477-491.
- Castro, C. (2005). *Geomofología Dinámica y Climática*. Obtenido de http://www7.uc.cl/sw_educ/geografia/geomorfologia/index.html
- Chiaradia, M., & Fontboté, L. (2001). Radiogenic Lead Signature in Au-Rich Volcanic-Hosted Massive Sulfides Ores and Associated Volcanic Rocks of the Early Tertiary Macuchi Island Arc (Western Cordillera of Ecuador). *Economic Geology*, 1361-1378.
- De León, A. (1999). Investigación sobre las Terrazas Fluviales del Cañón Santa Rosa, Iturbide, N.L., como base para el establecimiento de una Estratigrafía del Cuaternario en el noreste de México. Nuevo León: Tesis de grado, Universidad Autónoma de Nuevo León.
- Dumont, J., Santana, E., Vilema, W., Pedoja, K., Ordoñez, M., Cruz, M., . . . Zambrano, I. (2005). Morphological and microtectonic analysis of Quaternary deformation from Puná and Santa Clara islands, Gulf of Guayaquil, Ecuador (South America). *Tectonophysics* 399, 331-350.

- Duque, P. (2000). *Breve Léxico Estratigráfico del Ecuador. Sistema de Información Geológica y Minera*. Quito : PRODEMINCA.
- Feininger, T., & Bristow, C. (1980). Cretaceous and Paleogene history of coastal Ecuador. *Geologisches Rundschau*, 849-874.
- Flasco. (2011). *Perspectivas del ambiente y cambio climático en el medio urbano: Distrito Metropolitano de Quito*. Quito.
- Gutiérrez, M. (2008). Geomorfología . En *Geomorfología Fluvial I y II* (págs. 275-348). Madrid: Pearson Prentice Hall.
- Gutscher, M., Malavieille, J., Lallemand, S., & Collot, J. (1999). Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Elsevier*, 255-270.
- Hall, M., & Beate, B. (1991). El Volcanismo Plio-cuaternario en los Andes del Ecuador. En *El paisaje volcánico de la Sierra Ecuatoriana - Estudios de Geografía* (págs. 6-16). Quito, Ecuador: Corporación Editora Nacional.
- Hall, M., & Mothes, P. (1994). Tefroestratigrafía Holocénica de los volcanes principales del Valle Interandino, Ecuador: El Contexto geológico del espacio físico Ecuatoriano, ed. R. Marroco. Quito: Corporación Editora Nacional y Colegio de Geógrafos del Ecuador.
- Hancock, G., Anderson, R., Chadwick, O., & Finkel, R. (1999). Dating fluvial terraces with Be and Al profiles: application to the Wind River, Wyoming. *Elsevier*, 41-60.
- HEC. (2012). Stream Stability at Highway Structures. En *Hydraulic Engineering Circular* (Vol. 20).
- Huggett, R. (2007). *Fundamentals of Geomorphology* . New York: Routledge.
- Hughes, R., & Pilatasig. (2002). Cretaceous and Tertiary terrane accretion in the Cordillera Occidental of the Andes of Ecuador . *Tectonophysics* 345, 29-48.
- IGM, I. G. (1982). *Mapa Geológico de Guayllabamba*. Quito.
- Jaillard, E. (2004). Stratigraphy of the late Cretaceous-Paleogene deposits of cordillera occidental of central Ecuador: geodynamic implications. *Elsevier*, 49-58.
- Langbein, W. B. (1947). Topographic characteristics of drainage basins. U. S. Geol.: Survey Water SupplyPap.
- Lavenu, A. (1992). New k/Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism, and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 309-320.
- Lavenu, A., Baudino, R., & Égo, F. (1996). Stratigraphie des Dépôts tertiaires et Quaternaires de la Dépression Interandina d'Équateur (entre 0° et 2°15'S). *Bull. Inst. fr. études andines*, 25(1), 1-15.
- Litherland, M., Aspden, J., & Jemielita, R. (1994). *The metamorphic belts of Ecuador* (Vol. 11). Quito: British Geological Survey.

- Lonsdale. (1978). Ecuadorian Subduction System. *American Association of Petroleum Geologist*, 62, 2454-5477.
- Mensua, S., & Zuidam, R. V. (1985). *Consideraciones sobre el Sistema de la Cartografía Geomorfológica del ITC, aplicado a un mapa Geomorfológico sedimentario, en el Valle del Ebro*. Zaragoza.
- Munoz, J. (1995). *Geomorfología General*. Madrid: Síntesis, S.A.
- Núñez, C. (2011). Geología del Cuaternario y Geomorfolología Tectónica entre Villadora y Bellavista, Río Guayllabamba. Quito: Tesis de grado, EPN.
- Pacheco, D. (2013). *Estudio geológico de las formaciones cuaternarias en la zona San Antonio de Pichincha-Pomasqui*. Quito.
- Pacheco, D., Andrade, D., & Avarado, A. (2014). *Estratigrafía Cuaternaria de la Cuenca de San Antonio de Pichincha*. Quito : EPN.
- Pazzaglia, F. (2013). Fluvial Terraces.
- Pedroja, k., Ortlieb, L., Dummont, J., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M., & Labrousse, B. (2006). Quaternary coastal uplift along the Talara arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Mar Geological*, 73-91.
- Pedraza, J. d. (1996). Procesos Fluviales . En *Geomorfología. Principios, Métodos y Aplicaciones* (págs. 199-246). Madrid : Rueda.
- Pennington, W. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonic of Northwestern South America. *Journal Geophysic Research*, 86(B11), 10753-10770.
- Procel, S. (2008). *Modelación del acuífero de Pusuquí*. Quito: Tesis de grado, EPN.
- Sánchez, J., & Maza, J. (1996). Morfología de Ríos. En *Manual de Ingeniería de Ríos*. CDMX.
- SIGTIERRAS. (2015). Manual de Identificación de Geoformas . En *Cartografía Temática del Ecuador, 1:25000. Geomorfolología*. Quito.
- Spikings, R., Winkler, W., Hughes, R., & Handler, R. (2005). Thermochronology of allocthonous terrnes in Ecuador: Unraveling the acretionary and post-accretionary history of Northern Andes. *Elsevier*, 307, 1995-220.
- Spikings, R., Winkler, W., Seward, D., & Handler, R. (2001). Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Elsevier*, 57-73.
- Stokes, M. (1984). Technique for analysing Late Cenozoic river terrace sequences. En *Geomorphology* (págs. 165-166).
- Tapia, G., & López, J. (2001). Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogenéticas a escala 1:100000. *Ciencias Geológicas*, 50-65.
- Tarback, E., & Lutgens, F. (2005). Corrientes de aguas superficiales . En *Ciencias de la Tierra* (págs. 474-505). Madrid: Pearson Prentice Hall .

- Vaca, A. (2018). *Evaluación de la Estabilidad de Taludes, en San Antonio de Pichincha, mediante la caracterización de macizos rocosos, para el análisis de susceptibilidad por Fenómenos de Remoción de Masa*. Quito : Tesis de Grado.
- Vallejo, C., Winkler, W., Spikings, R., Leonard, L., Friedrich, H., & Francois, B. (2009). Mode and timing of terrane accretion in the forearc of the Andes in Ecuador. *The Geological Society of America* .
- Vásconez, F. (2015). *Mapa Geológico del Complejo Volcánico Pululahua* . Quito.
- Villagómez, D. (2003). *Evolución Geológica Plio-Cuaternaria del Valle Interandino Central en el Ecuador (Zona de Quito-Guayllabamba-San Antonio)*. Quito: Tesis de grado, EPN.
- Whipple, K., & Tucher. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*, 17,661-17,674.
- Winckfl, A. (1982). *Relieve y Geomorfología del Ecuador* . Quito.
- Winkler, W., Spikings, R., Villagómez, D., Egüez, A., Abegglen, P., & Tobler, S. (2002). The Chota basin and its significance for the formation of the Inter-Andean Valley in Ecuador. *Fourth ISAG*, 705-708.
- Winkler, W., Villagómez, D., Richard, S., Abegglen, P., Tobler, S., & Egüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador . *Elsevier*, 5-19.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N., & Sosson, M. (2006). Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean Block tectonic scape. *Tectonics*.
- Zuidam, V. (1985). *Aerial photo-interpretation in terrain analysis and geomorphologic mapping* . Netherlands: Printed Smith Publishers.

ANEXOS

ANEXO 1

Estado del Arte

Nº	Título	Contenido	AUTOR(S)	Año	Observaciones	Temática
1	ESTUDIO PRELIMINAR DE LOS DEPÓSITOS PLIO-CATERNARIOS DEL VALLE DEL RÍO SECO (AMBUQUÍ, IMBABURA)	Artículo académico	Casado	2016	Estudio de caso realizado en el Sistema fluvial Chota. Río Seco.	Identificación de niveles de terraza.
2	ARQUITECTURA ESTRATIGRÁFICA DE UNA TERRAZA FLUVIAL DEL RÍO TAHANDO: DEPÓSITOS FLUVIALES Y FLUJOS PIROCLÁSTICOS. (IBARRA, N ECUADOR)	Artículo académico	Merino Martín	2016	Estudio de caso realizado en taludes, elaboración de columnas estratigráficas.	Evolución geológica de terrazas.

3	LONG-TERM FLUVIAL ARCHIVES IN NW FRANCE: RESPONSE OF THE SEINE ANS SOMME RIVERS TO TECTONIC MOVEMENTS, CLIMATIC VARIATIONS AND SEA-LEVEL CHANGES	Artículo académico	Pierre Antoine; Jean Pierre Lauridou	2000	Estudio de caso, NW Francia. Ríos Seine y Somme.	Tectónica, variaciones climáticas y cambios de nivel del mar en ríos.
4	STREAM-TERRACE GENESIS: IMPLICATIONS FOR SOIL DEVELOPMENT	Artículo académico	Bull William	1990	Modelos conceptuales para estudio de terrazas.	Génesis y evolución.
5	LA SECUENCIA DE TERRAZAS CUATERNARIAS DEL RÍO ALCANADRE: CARACTERIZACIÓN Y CONSIDERACIONES PALEOAMBIENTALES	Artículo académico	Calle M, et al.	2013	Estudio de caso. Río Alcanadre. Provincia de Huesca	Metodología e interpretación del estudio geomorfológico de terrazas.
6	MAPA GEOLÓGICO GUAYLLABAMBA, ESCALA 1:25000	Mapa Geológico	Instituto Geográfico Militar	1982	Aspectos litológicos, estructurales y perfiles longitudinales de la zona.	Niveles, litología y edades de terrazas.
7	FLUVIAL TERRACES	Capítulo de libro.	Pazzaglia Frank	1994	Definiciones generales y aspectos técnicos/teóricos.	Génesis y formación.

8	ESTRATIGRAFÍA CUATERNARIA DE LA CUENCA SAN ANTONIO DE PICHINCHA	Artículo académico	Pacheco Daniel, Andrade Daniel y Alvarado Alexandra.	2014	Existen casos que permiten relacionar las metodologías de trabajo con las del sitio de estudio	Inventario de movimientos, casos de estudio
9	GEOLOGÍA DEL CUATERNARIO Y GEOMORFOLOGÍA TECTÓNICA ENTRE BELLAVISTA, RÍO GUAYLLABAMBA	Trabajo de Titulación	Nuñez Cristian	2011	Estudio técnico para el proyecto de la Hidroeléctrica Chespi-Palma Real	Identificación de niveles de terraza en la zona norte
10	MODELACIÓN DEL ACUÍFERO PUSIQUI- SAN ANTONIO DE PICHINCHA.	Trabajo de Titulación	Procel Sandra	2008	Delimitación de la cuenca San Antonio.	Descripción litológicas, edades, tectónica, etc., de formaciones, unidades y miembros.
11	ESTUDIO GEOLÓGICO DE LAS FORMACIONES CUATERNARIAS EN LA ZONA DE SAN ANTONIO DE PICHINCHA – POMASQUI.	Trabajo de Titulación	Pacheco Daniel	2013	Enfoque tectónico en las unidades con respecto al sistema de fallas de Quito.	Evolución geológica de la zona, descripción litológica de formaciones, unidades y miembros.

12	EVOLUCIÓN GEOLÓGICA PLIO-CUATERNARIA DEL VALLE INTERANDINO CENTRAL EN EL ECUADOR.	Trabajo de Titulación	Villagomez Diego	2003	Mapa Geológico del Interandino Central. (Quito-San Antonio de Pichincha-Guayllabamba)	Descripción litológicas, edades, tectónica, etc., de formaciones, unidades y miembros.
13	STRATIGRAPHY AND PALEONTOLOGY OF UPPER PLESTOCENE DEPOSITS IN THE INTERANDEAN DEPRESSION, NORTHER ECUADOR.	Artículo académico	Ficcarelli G., et al.	1993	Estudio de caso. Provincia de Bolívar	Bosquejo de mapa y perfiles longitudinales geomorfológicos del área.
14	CORRIENTES DE AGUAS SUPERFICIALES	Capítulo de libro.	Tarbuk y Lutegens	2005	Estudio de la geomorfología desde el ciclo higrorológico hasta relieves y sus consecuencias.	Conceptos de parámetros geomorfológicos básicos.
15	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DE LAS TERRAZAS FLUVIALES DEL BAJO GUADALQUIVIR E IMPLICACIONES TECTÓNICAS	Artículo académico	Moral Francisco, Balanyá Juan, Expósito Inmaculada y Rodríguez Miguel	2013	Estudio de caso realizado el Sistema fluvial Bajo Guadalquivir.	Conceptos de parámetros geomorfológicos básicos.

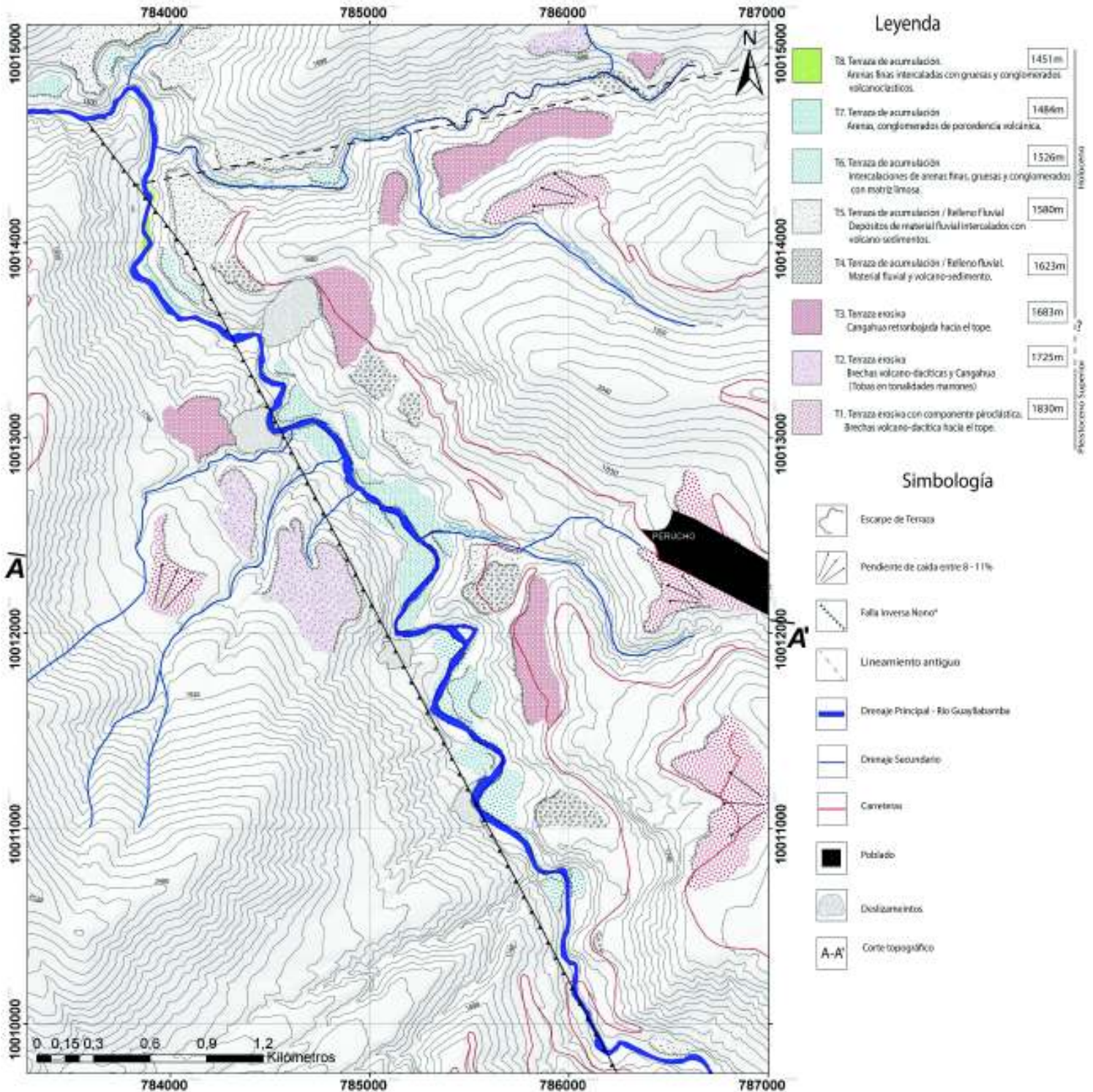
16	A SEDIMENTOLOGICAL MODEL TO CHARACTERIZE BRAIDED RIVER DEPOSITS FOR HYDROGEOLOGICAL APPLICATIONS	Artículo académico	Huggenberger Peter y Regli Christian	2006	Dinámica de una corriente trenzada.	Conceptos de parámetros geomorfológicos básicos.
17	FUNDAMENTALS OF GEOMORPHOLOGY	Libro	Huggett Richard	2007	Identificación y génesis de estructuras geomorfológicas.	Conceptos de parámetros geomorfológicos básicos.
18	GEOMORFOLOGÍA. PRINCIPIOS, MÉTODOS Y APLICACIONES.	Libro	Gilsanz Javier	1996	Identificación y génesis de estructuras geomorfológicas.	Conceptos de parámetros geomorfológicos básicos.
19	GEOMORFOLOGÍA	Libro	Gutiérrez Elorza Mateo	2008	Identificación y génesis de estructuras geomorfológicas.	Conceptos de parámetros geomorfológicos básicos.
20	GEOMORFOLOGÍA GENERAL	Libro	Muñoz Jiménez Julio	1995	Identificación y génesis de estructuras geomorfológicas.	Conceptos de parámetros geomorfológicos básicos.
21	STREAM STABILITY AT HIGHWAY STRUCTURES	Capítulo de libro.	Hydraulic Engineering Circular	2012	Transporte y sedimentación enfocados en la dinámica de la corriente.	Conceptos de parámetros geomorfológicos básicos.

22	MORFOLOGÍA DE RÍOS	Capítulo de libro.	Sánchez Jesús y Maiza José	1996	Estructura y dinámica de los ríos.	Conceptos de parámetros geomorfológicos básicos.
23	MAPEO GEOMORFOLÓGICO ANALÍTICO DE LA PORCIÓN CENTRAL DE LA CUENCA DE MÉXICO. 1:10000	Artículo académico	Tapia Varela Guadalupe y Blanco Jorge	2001	Estudio de caso realizado en la Cuenca de México.	Definición de cartografía geomorfológica.
24	LEVANTAMIENTO DE CARTOGRAFÍA TEMÁTICA ESCALA 1:25000, LOTE 2.	Informe Técnico	SIGTIERRA S	2015	Estudio de caso	Levantamiento geomorfológico. Metodología utilizada.
25	GENERACIÓN DE GEOINFORMACIÓN PARA LA GESTIÓN DEL TERRITORIO A NIVEL NACIONAL. ESCALA 1:25000.	Memoria Técnica	Instituto Espacial Ecuatoriano	2013	Estudio de caso realizado el Quito-Ecuador	Levantamiento geomorfológico. Metodología utilizada.

ANEXO 2



MAPA DE TERRAZAS CUATERNARIAS EN LA PARROQUIA DE PERUCHO



Leyenda

- T8. Terraza de acumulación. Arenas finas intercaladas con gruesas y conglomerados volcánoclasticos. 1451m
- T7. Terraza de acumulación. Arenas, conglomerados de porosidad volcánica. 1484m
- T6. Terraza de acumulación. Intercalaciones de arenas finas, gruesas y conglomerados con matriz limosa. 1526m
- T5. Terraza de acumulación / Relleno fluvial. Depósitos de material fluvial intercalados con volcánico-sedimentos. 1580m
- T4. Terraza de acumulación / Relleno fluvial. Material fluvial y volcánico-sedimento. 1623m
- T3. Terraza erosiva. Cangahua rectorbajada hacia el tope. 1683m
- T2. Terraza erosiva. Bechas volcánico-dáficas y Cangahua (tobas en tonalidades marrones). 1725m
- T1. Terraza erosiva con componente piroclástico. Bechas volcánico-dáfica hacia el tope. 1830m

Simbología

- Escorpe de Terraza
- Pendiente de caída entre 8 - 11%
- Falla Inversa Nono*
- Lineamiento antiguo
- Drenaje Principal - Río Guayabamba
- Drenaje Secundario
- Carreteras
- Poblado
- Dislizamientos
- A-A' Corte topográfico



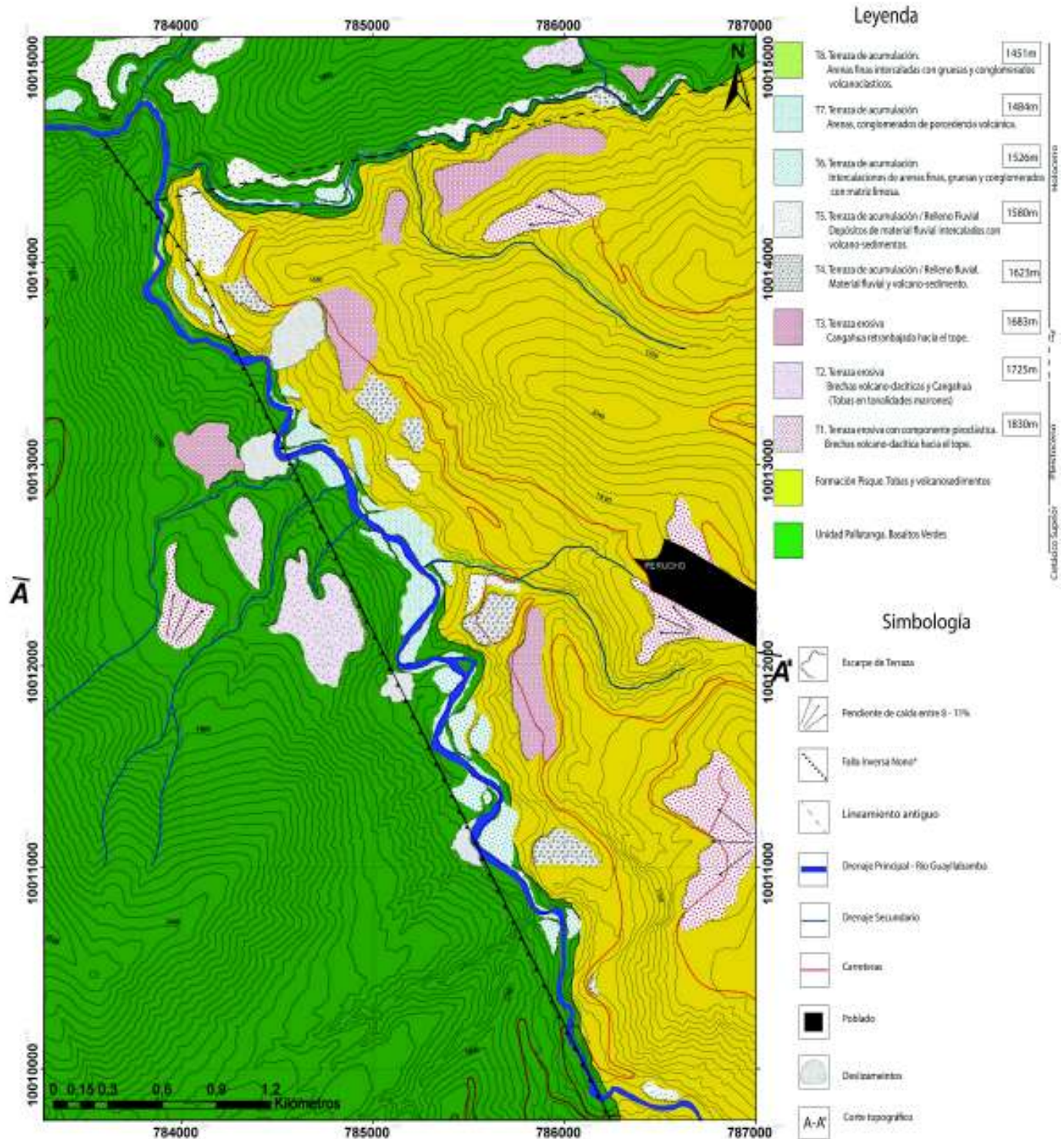
Elaborado por: Juan Andrés Pérez
 Sistema de Coordenadas: WGS 1984 UTM Zone 17S
 Escala: 1:10.000
 Equidistancia curvas de nivel: 30m
 Fuente topográfica: Instituto Geográfico Militar
 Fuente de imágenes espaciales: Instituto Espacial Ecuatoriano
 Fuente tramas: IUSGS

*Considerando (Vaca, 2018). Ver referencia en apartado bibliográfico.

ANEXO 3



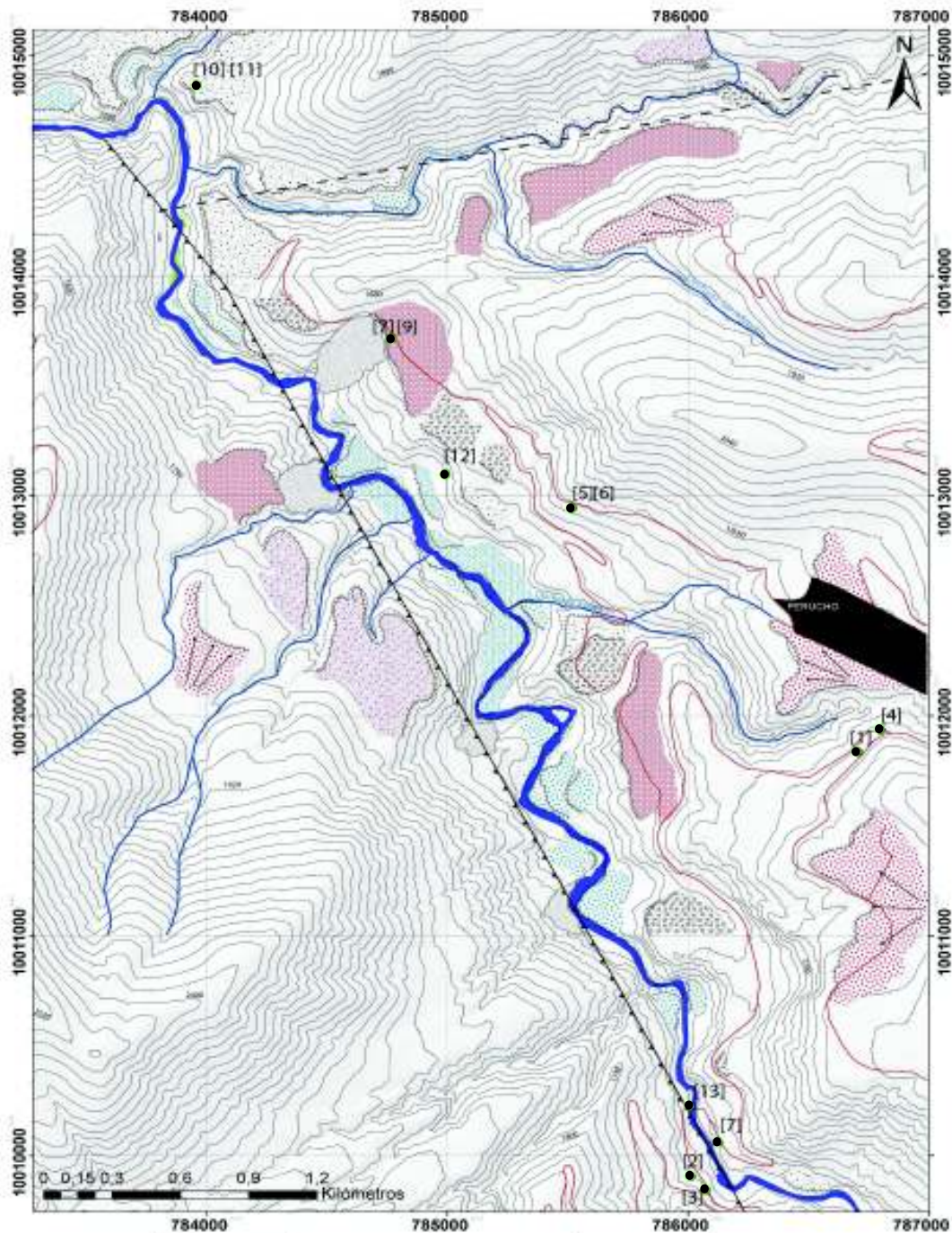
MAPA GEOLÓGICO DE TERRAZAS CUATERNARIAS EN LA PARROQUIA DE PERUCHO



ANEXO 4



MAPA DE LOCALIZACIÓN DE AFLORAMIENTOS DE LAS TERRAZAS CUATERNARIAS EN LA PARROQUIA DE PERUCHO



Afloramiento	Fig.	x	y
[1]	31	786765,38	11624,89
[2]	32	786068,84	9694,91
[3]	34	786130,61	9631,74
[4]	37	786860,78	11724,99
[5][6]	38-39	785573,99	12733,71
[7]	40	784822,28	13507,83
[8]	41	786181,87	9849,86
[9]	42	784822,28	13507,83
[10][11]	43-44	784010,06	14658
[12]	45	785047,24	12888,68
[13]	46	786067,43	10012,26

Elaborado por: Juan Andrés Pérez
 Sistema de Coordenadas: WGS 1984 UTM Zone 17S
 Escala: 1:10.000
 Equidistancia curvas de nivel: 30m
 Fuente topográfica: Instituto Geográfico Militar
 Fuente de imágenes espaciales: Instituto Espacial Ecuatoriano
 Fuente tramos: IUSGS
 Ver leyenda en Anexo 2