

PONTIFICIA UNIVERSIDAD CATÓLICA DEL PERÚ

FACULTAD DE CIENCIAS E INGENIERÍA



**ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD TECTÓNICA EN LA CUENCA
DE MOYOBAMBA, DURANTE EL CUATERNARIO**

Tesis para optar por el título profesional de Ingeniero Geólogo

AUTOR

Juan José Paucar Zuloaga

ASESOR

Dr. Ing. Willem Viveen

Lima, Junio, 2021

RESUMEN

La cuenca de Moyobamba se ubica en la región norte del frente subandino peruano, en el departamento de San Martín. Esta pertenece a un sistema de cuencas asociadas a la orogénesis de los andes y sujetas a diversos procesos de deformación que modifican la morfología de la amazonia. A lo largo de esta cuenca impera un sistema fluvial caracterizado por la presencia de terrazas fluviales. La presente tesis pretende analizar los aspectos geomorfológicos, las implicancias tectónicas y climáticas en la formación de las terrazas aluviales ubicadas en el sector noroccidental de la cuenca. La tesis se enfoca principalmente en los ríos Naranjos, Naranjillos y Soritor ubicados en el sector norte de la cuenca de Moyobamba.

La investigación se desarrolla en base a la interpretación de modelos digitales de elevación de la zona estudiada. Igualmente, se utilizan datos topográficos mediante la técnica de medición del sistema de posicionamiento global (GPS). Además, se desarrollaron dataciones por Luminiscencia ópticamente estimulada (OSL). A partir de los datos obtenidos se generan mapas de terrazas para cada río, perfiles longitudinales y el cálculo de tasas de incisión.

El estudio realizado en esta región pretende proveer nueva información acerca de la geología de la cuenca y establecer una serie de parámetros que determinan la geomorfología encontrada en esta a partir del cálculo de la tasas de incisión de los ríos, el encajamiento del río en diferentes sectores de la cuenca, la evolución morfológica de la cuenca y su deformación a través del tiempo. Finalmente, a partir de los datos recopilados, se analizará el estado de deformación de la cuenca, el cual, aparentemente, sufre un basculamiento que provoca una configuración de los ríos hacia el este y determina la disminución de niveles de terrazas hacia el sur.

DEDICATORIA

A Gladys Zuloaga, mi madre, por sus grandes enseñanzas. Su paciencia, fortaleza, motivación e infinito amor me han acompañado en las etapas mas importantes de mi vida.

A Juan Paucar, mi padre, por su sabiduría y fuerza para sacar adelante a su familia.

A mis hermanos, Johann, Gabriela y Sebastián, por las experiencias compartidas.

A la tierra, por el pan y la belleza.

AGRADECIMIENTOS

Expreso mi entera gratitud a mi asesor, Willem Viveen, por la oportunidad de llevar a cabo la investigación, por el permanente asesoramiento y la paciencia en el transcurso del desarrollo de esta.

A la profesora María del Rosario Gonzales Moradas, por el apoyo brindado durante las campañas de campo y por su altruismo al compartir su conocimiento.

TABLA DE CONTENIDOS

1.	INTRODUCCIÓN	1
1.1.	Contexto general	1
1.2.	Objetivos.....	7
1.3.	Hipótesis	8
2.	CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA CUENCA DE MOYOBAMBA.....	10
2.1.	Contexto Estructural	10
2.2.	Registro Estratigráfico de la cuenca de Moyobamba.....	14
2.3.	Descripción de la zona de estudio	17
3.	METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN.....	19
3.1.	Análisis de imágenes satelitales	19
3.2.	Cartografiado de terrazas fluviales en campo.....	20
3.2.1.	Estrategia de toma de datos con GPS de mano	20
3.2.2.	Medición de puntos por el método estático a través del sistema de posicionamiento global diferencial (GPS TRIMBLE GNSS).....	21
3.3.	Elaboración de columnas estratigráficas	22
3.4.	Dataciones OLS (Datacion por Luminiscencia Opticamente Estimulada).....	23
3.4.1.	Metodología OSL	23
3.5.	Elaboración de perfiles longitudinales y transversales de los ríos para hacer correlaciones.....	25
4.	RESULTADOS.....	26
4.1.	Resultados del Rio Naranjos	26
4.1.1.	Mapa de terrazas y perfiles (longitudinal y transversal) del río Naranjos	26
4.1.2.	Sedimentología y Estratigrafía de los niveles de terrazas del río Naranjos	29
4.1.2.1.	Litofacies T1	29

4.1.2.2.	Litofacies T2	31
4.1.2.3.	Litofacies T4	33
4.1.2.4.	Litofacies T5	35
4.2.	Resultados del río Naranjillos	37
4.2.1.	Mapa de terrazas y perfil longitudinal del río Naranjillos	37
4.2.2.	Sedimentología y Estratigrafía del río Naranjillos.....	39
4.2.2.1.	Litofacies FP y T1	39
4.2.2.2.	Litofacies T2	41
4.2.2.4.	Litofacies T4	45
4.3.	Resultados del río Soritor.....	47
4.3.1.	Mapa de terrazas y perfiles (longitudinal y transversal) del río Soritor	47
4.3.2.	Sedimentología y Estratigrafía del río Soritor	49
4.3.2.1.	Litofacies T1	49
4.4.	Análisis OSL.....	50
4.5.	Cálculo de tasas de incisión	51
4.5.1.	Tasas de incisión en el Río Naranjos.....	52
4.5.2.	Tasa de incisión en el río Naranjillos	53
4.5.3.	Tasa de incisión en el río Soritor.....	53
4.6.	Consideraciones generales sobre las terrazas de la cuenca de Moyobamba.....	54
5.	DISCUSIONES.....	56
5.1.	Influencia tectónica en la formación de terrazas fluviales.....	56
5.2.	Influencia climatológica en la formación de terrazas fluviales	59
5.3.	Evolución de la cuenca de Moyobamba.....	62
6.	CONCLUSIONES	64
7.	BIBLIOGRAFIA.....	66

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. Mapa de ubicación de la cuenca de Moyobamba en los dominios estructurales con la sección balanceada de la figura 1.2(Línea blanca).....	2
Figura 1.2. Sección estructural balanceada de la cuenca sedimentaria de Moyobamba donde se observan las fallas inversas de vergencia oriental. (Tomada de Calderon, 2017).....	3
Figura 1.3. Mapa de sismos percibidos en la superficie durante los años 2008 – 2019, en la zona de estudio (Tomado del Boletín Sísmico del Peru, elaborado por Tavera, 2019).....	4
Figura 2.1. Sección estructural de la zona de subducción y estructuras de los Andes. (Tomado de Tankard, 2002)	11
Figura 2.2. Mapa del continente sudamericano durante el Mioceno Superior, Plioceno y Presente. (Tomado de Roddaz et al, 2014).....	12
Figura 2.3. Mapa local de la zona de estudio. Se muestran la geología estructural de la zona, enfatizando el anticlinal Cerro Blanco y la falla inversa adyacente. Además, se muestran los ríos investigados.....	13
Figura 2.4. Diagrama estratigráfico a través de las cuencas de Huallaga y Marañon (Fuente: Baby et al, 2018)	14
Figura 2.5. Diagrama estratigráfico de la zona Norte del Subandino durante el Paleógeno y Neógeno	16
Figura 4.1. Mapa de terrazas del río Naranjos. NJO-1,2,3 y 4. Los círculos rojos representan la ubicación de las muestras tomadas para dataciones. La superficie regional correspondería al nivel de terraza mas antiguo.....	28
Figura 4.2. Perfil longitudinal de las terrazas del río Naranjos. Se observa un aumento en el espaciamiento vertical hacia el este, en los niveles T4 y T5.	28

Figura 4.3. Perfil transversal A'-A (Ver Figura 4.1) de las terrazas del río Naranjos. Se observan las ubicaciones de las muestras tomadas para cada nivel de terraza (NJO-1, NJO2, NJO-4 y NJO-5).....	29
Figura 4.4.A. Fotografía del afloramiento de la terraza T1. Se observan las facies descritas en la columna levantada para este afloramiento (Fig. 4.4.B)	30
Figura 4.4.B. Columna estratigráfica del nivel Naranjos T1.....	31
Figura 4.5.A Fotografía del afloramiento para la terraza T2. Izquierda: fotografía original. Derecha: Digitalización que nos permite identificar la distribución de los clastos para el desarrollo de la columna estratigráfica respectiva.....	32
Figura 4.5.B. Columna estratigráfica del nivel de terraza T2. Se observa que una muestra fue tomada en este nivel	33
Figura 4.6.A Fotografía del afloramiento para la terraza T4. Se observan diferentes facies en la secuencia, estas serán descritas en la columna estratigráfica (Fig. 4.6.B).	34
Figura 4.6.B. Columna estratigráfica del nivel de terraza T4.....	35
Figura 4.7. Columna estratigráfica y fotografías de los afloramientos para la terraza T5.	36
Figura 4.8. Mapa de terrazas del río Naranjillos. NJL-1,2 representan las ubicaciones de las muestras tomadas para dataciones. La sección transversal N' – N se describe en la figura 4.10.	38
Figura 4.9. Perfil longitudinal de las terrazas del río Naranjillos. Se observa una tendencia a converger hacia el este	38
Figura 4.10. Perfil transversal del rio Naranjillos. Se observan las dataciones NJL-1 y NJL-2	39

Figura 4.11.A Fotografía del afloramiento para la terraza T1. La imagen fue tomada en una calicata hecha en dicho nivel.....	40
Figura 4.11.B Columna estratigráfica del nivel de terraza T1 Naranjillos.....	41
Figura 4.12.A Fotografía del afloramiento para la terraza T2, tomada en las cercanías al puente Naranjillos.....	42
Figura 4.12.B Columna estratigráfica de la terraza T2	43
Figura 4.13.A Fotografía del afloramiento para la terraza T3.....	44
Figura 4.13.B Columna estratigráfica de la terraza T3	45
Figura 4.14.A Fotografía del afloramiento para la terraza T4, en las cercanías a la carretera. 46	
Figura 4.14.B. Columna estratigráfica para el nivel T4 en el río Naranjillos.....	46
Figura 4.15. Mapa de terrazas del río Soritor. Las líneas punteadas representan los transectos extremos	47
Figura 4.16. Perfil longitudinal del río Soritor. Se observa mayor encajamiento hacia el oeste.	48
Figura 4.17. Perfil transversal del río Soritor.....	48
Figura 4.18. Fotografía del afloramiento para la terraza T1, del río Soritor.	49
Figura 4.19. Columna estratigráfica de la zona oeste de Soritor.....	50
Figura 4.20. Tasas de incisión relativas a cada nivel de terraza del río Naranjos	52
Figura 4.21. Tasas de incisión relativas al cauce actual del río Naranjillos	53
Figura 4.22. Tasas de incisión relativas al cauce actual del río Soritor.....	54
Figura 5.1. Variaciones en el número de niveles de terrazas y tasas de incisión en los ríos Naranjos, Naranjillos y Soritor. a) Numero de terrazas. b) Tasa de incisión.	58

Figura 5.2. Relación entre la formación de los niveles de terrazas del río Naranjos y la variación climática durante el Holoceno. H1 y H2 representan las edades de los evento Heinrich. Se muestran las variaciones isotópicas de oxígeno de Shapaja.(Modificado de Cheng et al, 2013).

.....62



INDICE DE TABLAS

Tabla 2.1. Datos Geográficos sobre la ubicación y el caudal promedio de los ríos	18
Tabla 3.1. Clasificación de litofacies, según Miall (2006).....	23
Tabla 4.1. Posición de las muestras datadas mediante OSL.....	51



Capítulo I

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Contexto general

La formación de la orogenia andina, que atraviesa el Perú, está relacionada a la convergencia de las placas de Nazca y la placa Sudamericana en un contexto de subducción desde el Jurásico temprano (James, 1971). El Perú se encuentra conformado por diferentes unidades morfoestructurales como la Cordillera Occidental, Cordillera Oriental, Zona Subandina y el Altiplano (Jaillard et al., 2000) (Figura 1.1). La zona Subandina corresponde a una faja plegada y corrida ubicada en la margen oriental de la orogenia andina, dentro del sistema de cuencas de antepaís (Hermoza et al, 2005). Su origen ha sido relacionado a dos grandes etapas de deformación: tectónica pre andina y tectónica compresiva andina (Gil et al., 2001).

En la zona Subandina, estos fenómenos provocaron la reactivación de fallas inversas del pérmico formando estructuras de dúplex en el basamento. Otro factor que influyó en la propagación de la deformación de los Andes hacia las cuencas del Subandino se debe a la inversión de cuencas extensionales del Triásico – Jurásico, principalmente en el sector noroccidental subandino (Baby et al., 2018). La configuración actual de las cuencas se produjo hace aproximadamente 10 Ma con la aceleración del levantamiento de los andes (Baby et al, 2005). Su evolución estructural es compleja: las cuencas del sector norte se encuentran deformadas por una tectónica de basamento, mientras que hacia el sur éstas son deformadas por una tectónica de cobertura e importantes sistemas de corrimientos (Gil, 2001). La cuenca de Moyobamba, conjuntamente con las cuencas del Marañón y Huallaga, corresponde al sector nororiental del subandino peruano, en la transición andino–amazónica (Espurt et al., 2007). Estas últimas forman parte de un gran sistema de cuencas de retroarco en el que las subcuencas

de Moyobamba y de Huallaga estarían correlacionadas con la zona de deposición del *wedge top* del antepaís (Hermoza et al., 2005).

La cuenca de Moyobamba se encuentra levantada a mayor altura que las otras cuencas: la elevación promedio de su fondo se ubica entre 800-900 metros sobre nivel del mar (m.s.n.m.), mientras que la cuenca Huallaga se ubica entre 400-500 m.s.n.m. Esto sugiere un levantamiento mucho mayor; sin embargo, hasta la fecha no se sabe por qué. Una posible explicación podría ser la migración de sal en el nivel de despegue de la cuenca Huallaga hacia Moyobamba, pero esto no encaja con la alta presencia de sismicidad.

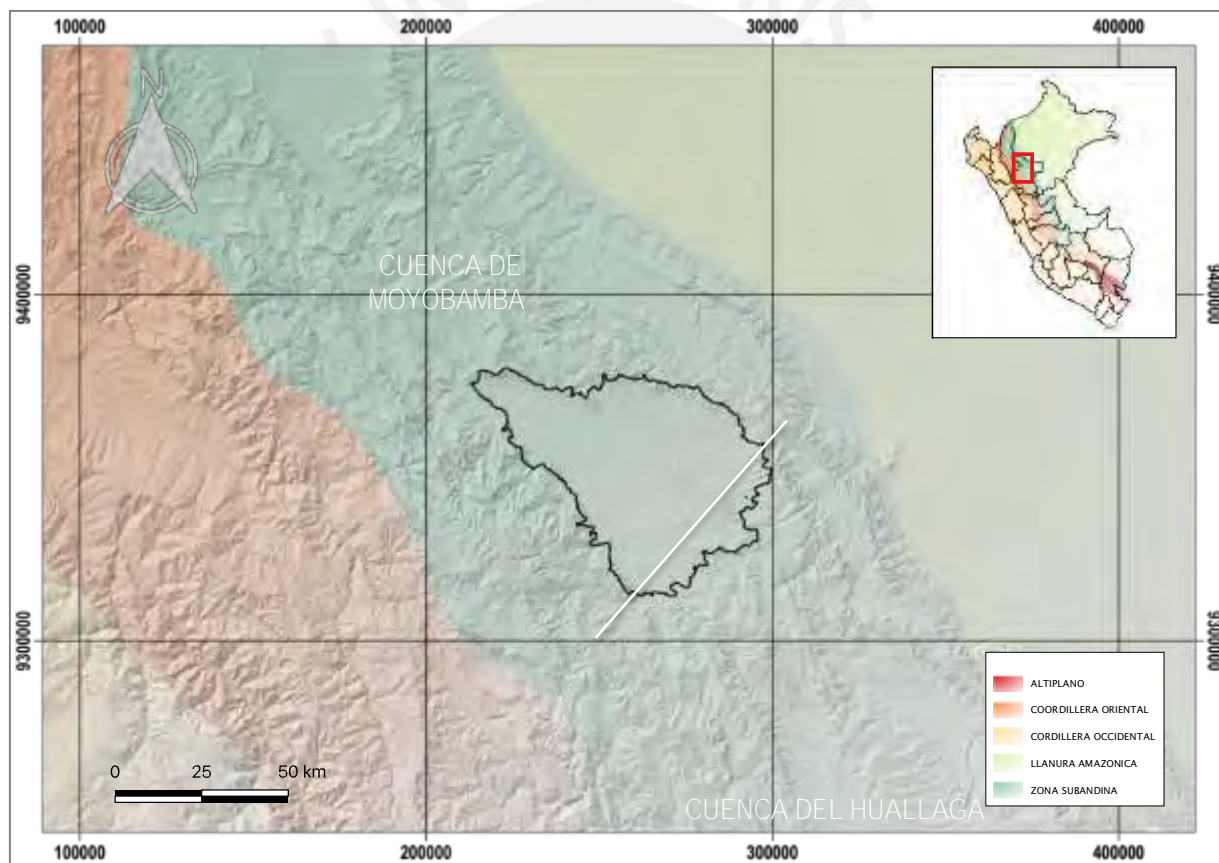


Figura 1.1. Mapa de ubicación de la cuenca de Moyobamba en los dominios estructurales con la sección balanceada de la figura 1.2 (Línea blanca).

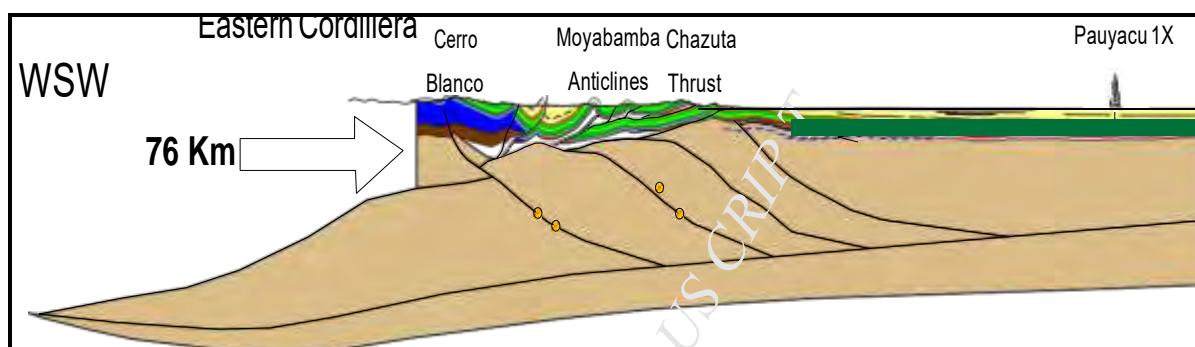


Figura 1.2. Sección estructural balanceada de la cuenca sedimentaria de Moyobamba donde se observan las fallas inversas de vergencia oriental. (Tomada de Calderon, 2017).

La cuenca de Moyobamba experimenta una alta sismicidad y fue afectada por sismos de entre 6 y 7 grados (Silgado, 1978). Por ejemplo, en 1991 se produjo un sismo de magnitud aproximada de 6 grados en escala de Mw de magnitud de momento al oeste de la ciudad de Moyobamba que originó el fallecimiento de 53 personas, 252 heridos y 8000 viviendas afectas en los distritos de Rioja, Moyobamba y Nueva Cajamarca (Tavera et al, 2001) (Figura 1.3). Al respecto, gran parte de la deformación cortical y los eventos sísmicos ocurridos en la cuenca corresponden a la reactivación de corrimientos con vergencia oriental originados a partir de un nivel de despegue, correspondientes al Pérmico Medio. Sin embargo, la reactivación de estos corrimientos también genera la reactivación de fallas corticales de vergencia Occidental de edad Cenozoica, las cuales serían causantes de los sismos superficiales frecuentes (Calderon et al, 2017) (Figuras 1.2 y 2.3). La cuenca tiene una cobertura sedimentaria lacustre y fluvial del Plioceno-Cuaternario bastante potente (Tavera et al, 2001). Esto implica la existencia de un lago durante el Plioceno hasta la posterior apertura de la cuenca, a partir de la cual se configuró la red de drenaje actual hacia el río Huallaga. Igualmente, existen indicios de que la apertura de la cuenca es bastante joven por el poco encajamiento fluvial que ha experimentado el relleno sedimentario cuaternario de la cuenca.

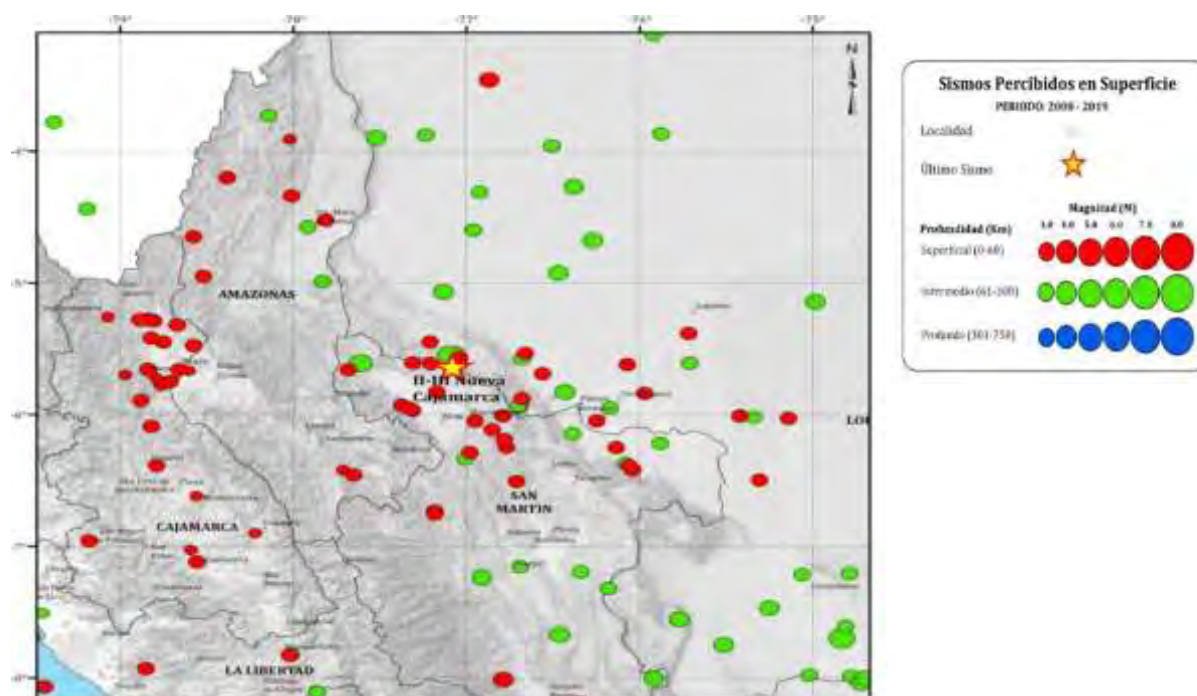


Figura 1.3. Mapa de sismos percibidos en la superficie durante los años 2008 – 2019, en la zona de estudio (Tomado del Boletín Sísmico del Perú, elaborado por Tavera, 2019)

A pesar del aparente levantamiento rápido, la presencia de fallas inversas activas y la presencia de sismos, existe poca información sobre la deformación tectónica reciente. Además, debido a la falta de dataciones no se ha podido cuantificar tasas de acortamiento. De igual forma, la relación entre la actividad sísmica y la presencia de fallas activas son parámetros que aún no han sido establecidos. Eso genera mayor dificultad para entender la actividad tectónica y el proceso evolutivo de la cuenca de Moyobamba durante la última fase del Cuaternario.

La cuenca de Moyobamba es atravesada por el río Mayo, uno de los afluentes más importantes del río Huallaga. En el sector noroeste de la cuenca de Moyobamba, el río Mayo y sus tributarios han desarrollado extensas series de terrazas fluviales (Sánchez et al, 1998). Estas últimas representan un marcador tectono - geomorfológico importante, las cuales registran el levantamiento tectónico e indican si se pueden descartar otros factores de su formación (Bridgland y Westaway, 2008). En ese sentido, las terrazas fluviales son superficies cuya formación se debe a efectos de procesos tectónicos y climáticos, los cuales son factores externos

que intervienen en el proceso de transporte y sedimentación de un río y los cambios de nivel de base de este (Bull, 1991; Pazzaglia, 2013). El factor climático interviene en tanto que la tasa de sedimentación de un río varía de acuerdo a los cambios cíclicos del clima. Es así que, en periodos de menor precipitación disminuye el caudal del río y la carga de sedimentos, mientras que un aumento de precipitación provoca el transporte y la deposición de más sedimentos de un carácter más grueso. Asimismo, cuando existe más caudal, el río erosiona lateralmente las laderas del valle provocando una llanura extensa.

Por otro lado, también se conocen casos en los que en periodos de mayor precipitación, el aumento del caudal del río es tanto que en vez de sedimentación se genera un proceso de incisión de su cauce original. Aparentemente el balance entre caudal y sedimentos en transporte es un factor determinante en el carácter erosivo o sedimentario de un río (Bull, 1991). Entonces, los cambios en el caudal se deben principalmente a los cambios climáticos. Los cambios climáticos se interpretan en función a diferentes factores. Por ejemplo, se ha demostrado que los ciclos de Milankovitch de cien mil y 41 mil años, provocados por el movimiento de la tierra y como consecuencia la cantidad de insolación que recibe, son un factor principal para la formación de terrazas fluviales en el Perú y otras partes del mundo (Baker y Fritz, 2015). Esta última provoca diferencias entre la temperatura del océano y la temperatura continental, afectando el flujo atmosférico de una región y consecuentemente la precipitación causada por dichos cambios, proceso conocido como el Monzón sudamericano (SASM). La insolación también interviene en el cambio de latitud de la zona intertropical de convergencia con sus respectivos agentes climáticos (flujo de vientos, corrientes oceánicas ecuatoriales) (Baker y Fritz, 2015). Por lo tanto, la influencia del factor climático estaría asociado a cambios de ciclos de siglos hasta miles de años; es decir, variaciones en la continuidad de la precipitación durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno. Dichas oscilaciones de escala centenaria a milenaria en el Monzón sudamericano se han relacionado principalmente con cambios en la posición de la

Zona de convergencia intertropical (ITCZ), en la que un cambio hacia el sur condujo a un aumento de la precipitación sobre América del Sur y un cambio hacia el norte a una disminución de la precipitación (Bird et al., 2011).

El levantamiento tectónico, por otro lado, modifica el nivel de base del río. Esto es, el río ajusta su canal para mantener su perfil longitudinal original, compensándolo con tasas de incisión correspondientes a las tasas de levantamiento tectónico (Merritts et al., 1994). Al ocurrir el levantamiento tectónico, el incremento de la gradiente longitudinal del río intensifica la incisión de la llanura, provocando la migración del río hacia niveles inferiores (Hong et al., 2006). De este modo, se produce un escarpe de una terraza fluvial y cuando aumenta el caudal y el transporte de sedimentos de un río por cambios climáticos, se forma una nueva llanura de inundación.

De igual manera, las edades de terrazas fluviales conjuntamente con las alturas de las superficies de cada terraza facilitan el cálculo de las tasas de levantamiento de la zona donde se ubican las terrazas (Pazzaglia, 2013). Por ejemplo, recientemente, Fu et al (2017) realizaron una evaluación sobre la tasa de plegamiento del anticlinal Anjihai al norte del piedemonte de Tian Shan en China, mediante el análisis de la deformación de terrazas fluviales. Siguiendo una metodología similar, Cunha et al (2005) estudia la tasa de incisión del río Tejo que derivó en la formación de las terrazas fluviales adyacentes, debido principalmente a efectos de levantamiento tectónico diferencial. Entonces, el objetivo principal de esta investigación es caracterizar y cuantificar la influencia de la actividad tectónica y de cambios climáticos en la cuenca de Moyobamba, durante el Cuaternario, a partir de la caracterización de las terrazas fluviales (Figura 1.4).

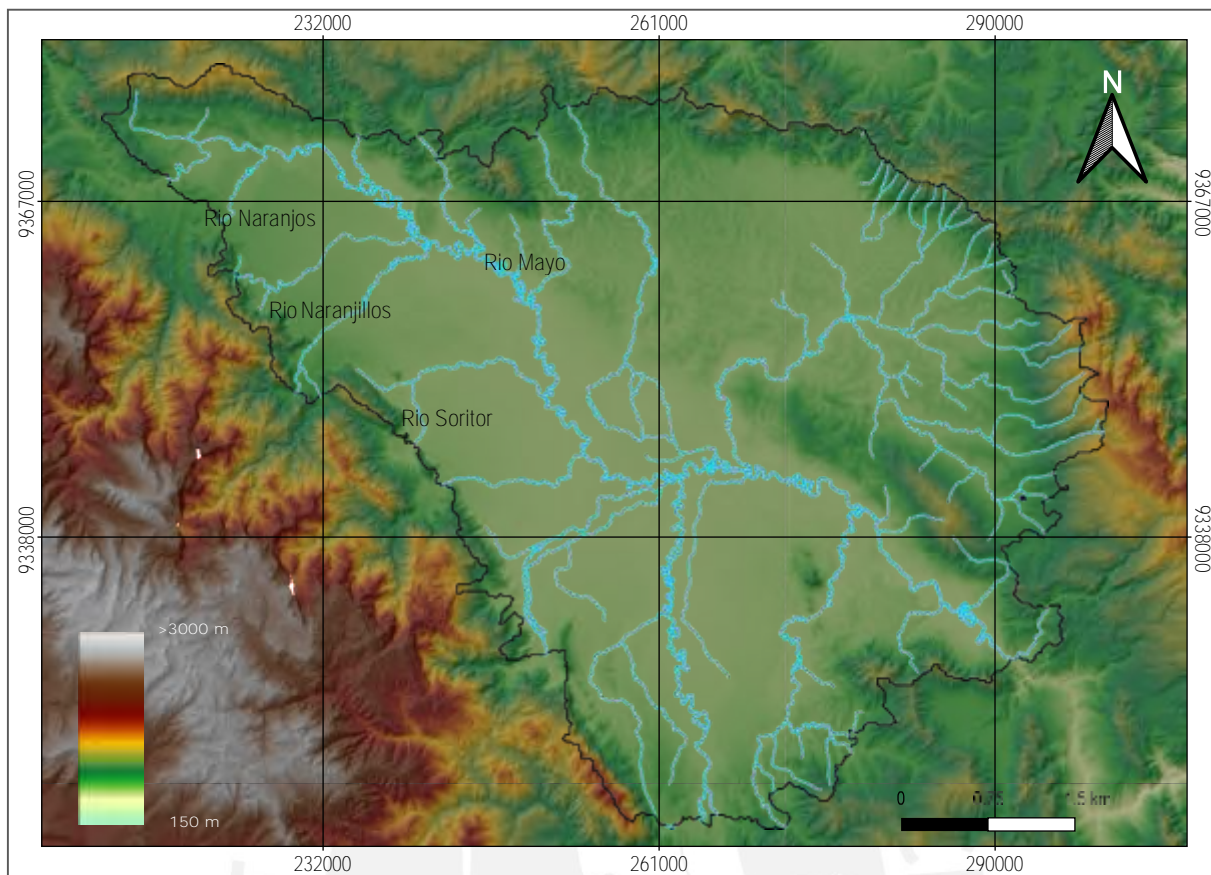


Figura 1.4. Mapa de las elevaciones de la cuenca de Moyobamba, basado en un modelo digital de elevación de tamaño de pixel de 30 x 30 m. La zona de investigación se ubica hacia el sector noroeste de la cuenca.

1.2. Objetivos

Para realizar esta investigación, se han estudiado tres afluentes del río Mayo, los cuales se encuentran conformados por los ríos Naranjos, Naranjillos y Soritor. Específicamente, se pretende responder a las siguientes preguntas:

- ¿De qué manera intervino la reactivación de las fallas inversas que bordean la cuenca de Moyobamba en la formación de las terrazas aluviales?
- ¿Dónde se ubican las fallas más activas?
- ¿Cuánto es la tasa de levantamiento de la cuenca de Moyobamba?
- ¿Cómo influyó el cambio del clima en el desarrollo de las terrazas? ¿Cuándo empezó el encajamiento de la cuenca de Moyobamba y cómo?

Para esto será necesario cumplir con los siguientes objetivos específicos:

- Cartografía de terrazas fluviales en la cuenca de Moyobamba de cuatro ríos distintos que cruzan gran parte de la cuenca desde el oeste hacia el este.
- Verificar la influencia de las fallas en la distribución espacial de los ríos y sus terrazas fluviales.
- Elaboración de columnas estratigráficas para entender la sedimentación de las terrazas fluviales y hallar sitios adecuados para tomar muestras de datación
- Datar las terrazas fluviales para establecer su cronología.
- Determinar la tasa de levantamiento de las terrazas fluviales.
- Determinar la influencia del cambio climático en la formación de terrazas fluviales.

1.3. Hipótesis

La hipótesis de la presente investigación plantea que la actividad sísmica en la cuenca de Moyobamba, así como la formación de terrazas fluviales podría estar asociada al levantamiento tectónico debido a la reactivación de fallas inversas activas de edad Cenozoica, asociadas a la reactivación de corrimientos profundos del Pérmico Medio.

Para dicho efecto, la tesis está dividida en 6 capítulos, en los que se desarrollarán el sustento por el cual se realiza la investigación, la metodología de la investigación, los resultados obtenidos a partir de la recopilación de datos y el planteamiento de una serie de discusiones y conclusiones en torno a los resultados.

El capítulo uno desarrolla la introducción general de la investigación, enfatizando algunos conceptos generales sobre las implicancias tectónicas de la zona estudiada. Igualmente, se enfoca en presentar el marco general de la investigación; es decir, las implicancias científicas por las cuales se realiza esta investigación en base a la importancia del estudio de las terrazas

como fuente de información tectónica. Finalmente, el sustento por el cual se desarrolla la investigación y el planteamiento de los objetivos de la investigación, la hipótesis planteada y la estructura que se desarrollará en la presente investigación.

El segundo capítulo desarrollará el marco geológico de la zona de investigación poniendo énfasis en la estratigrafía de la cuenca de Moyobamba, principalmente en las secuencias pertenecientes al Cuaternario; asimismo, se analizará la geología estructural asociada a la formación del sistema de cuencas de antepaís y dentro de ello la cuenca de Moyobamba. De igual forma, se pondrá énfasis en la descripción del régimen tectónico de los andes conocido como el ciclo andino y sus implicancias en la formación de las cuencas del subandino. Finalmente, se describirá la geomorfología de la zona para contextualizar el estado de la parte superficial del terreno y señalar algunos marcadores geomorfológicos.

El tercer capítulo estará destinado a explicar la metodología utilizada en la investigación, teniendo en cuenta tres diferentes etapas de recopilación de datos, cada uno con sus respectivos instrumentos. Se desarrollará el sustento teórico por el cual se decidió utilizar dicha metodología y una descripción del funcionamiento de dichas herramientas.

En el cuarto capítulo se presentarán los resultados de la data adquirida y su interpretación.

El quinto capítulo presentará una discusión de los nuevos datos surgidos a partir de esta investigación comparado con literatura existente.

Finalmente, el sexto capítulo presentará un listado de las conclusiones obtenidas en función al análisis de los resultados y sus respectivas implicancias.

Capítulo II

2. CONTEXTO GEOLÓGICO DE LA CUENCA DE MOYOBAMBA

2.1. Contexto Estructural

El sistema actual de cuencas amazónicas se mantiene emplazado sobre la margen oriental de los andes. En el Perú, se divide en dos sectores: hacia el norte, las cuencas Huallaga, Moyobamba, Marañón y Santiago. Mientras que hacia el sur las cuencas Ucayali y Madre de Dios (Hermeza et al., 2005). La cuenca de Moyobamba se halla ubicada en el sector nororiental de la Faja Subandina del Perú, en la que conjuntamente a la cuenca Huallaga configuran el sistema de cuencas amazónicas de antepaís del sector norte y se encuentran correlacionadas con la zona *wedge top* del antepaís (Calderón et al., 2017) (Figura 2.1). La formación del sistema de cuencas de antepaís se produjo mediante fenómenos tectónicos asociados a la formación y evolución de la orogenia andina. De esta manera, la evolución geodinámica de los Andes está sujeta a una serie de eventos, denominados como el “Ciclo Andino”, en el que se produjeron fenómenos tectónicos desde mucho antes del Cretácico superior hasta la actualidad (Megard, 1973). Estos se dividen en contextos geodinámicos importantes: Tectónica Pre andina, Tectónica Compresiva y la formación de las cuencas amazónicas (Gil, 2001).

La etapa pre andina abarca edades desde el Paleozoico inferior, en el cual, entre el Cámbrico y Ordovícico, la margen occidental de América formaba parte de un margen pasivo, en donde la expansión de facies marinas fue disminuyendo hasta el Ordovícico medio (Sempere, 1995). A partir del Ordovícico hasta el Silúrico se adquiere un contexto expansivo (Aceñolaza, 1992), comprendiendo una cuenca intracratónica de tipo *rift* que se ubica entre dos cratones correspondientes al escudo brasilero y al macizo de Arequipa (Ramos et al., 1988). Posteriormente, se estableció una cuenca de antepaís debido a la actividad tectónica proveniente de la margen activa de Gondwana (Sempere, 1989). Durante este periodo se establecieron una

cuenca tras arco y un arco volcánico formadas en el margen occidental de la plataforma continental (James, 1971). Así, posterior al desarrollo de la orogenia Herciniana, se produjo un emplazamiento de un rift Permo - Triásico relacionado al proceso de fragmentación de la Pangea, el cual perduró hasta el Jurásico conjuntamente con la formación de depósitos marinos y magmáticos correspondientes a la formación del Grupo Mitu y el emplazamiento de Batolitos (Megard et al., 1973). Posteriormente, desde el Triásico Tardío al Jurásico Intermedio, el continente estuvo dominado por regímenes extensivos originado por la fragmentación del este de Gondwana y la apertura del océano Índico (Tankard, 2002). Esto provocó que los *rifts* del Mitu se convirtieran en estructuras *megarift* invadidos por el mar asociado a la formación del Grupo Pucará. Finalmente, a partir del Jurásico superior hasta el Cretácico Temprano, el régimen de esfuerzos cambia gradualmente debido a la apertura del océano Atlántico (Jaillard et al., 1990; Tankard, 2002).

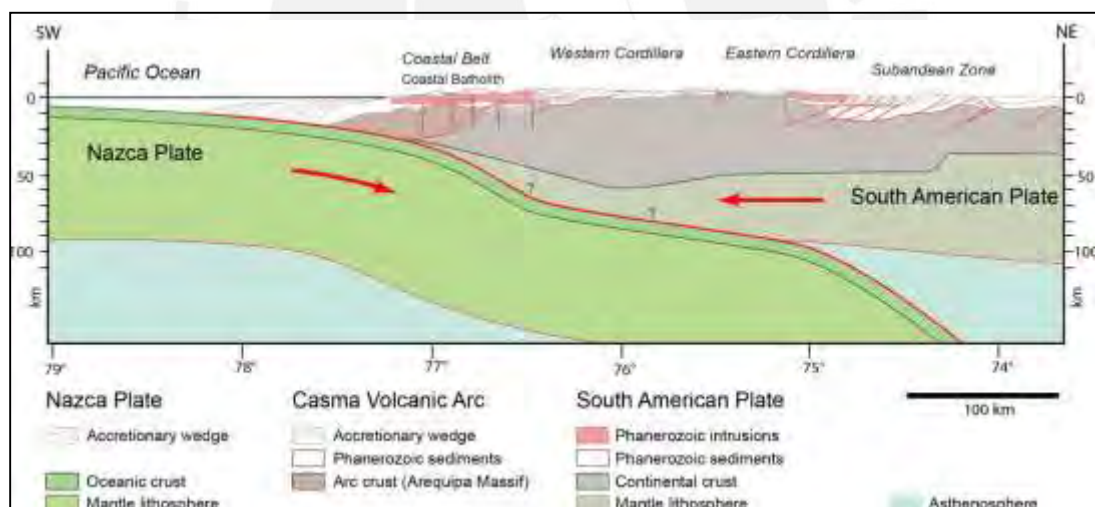


Figura 2.1. Sección estructural de la zona de subducción y estructuras de los Andes. (Tomado de Tankard, 2002)

Posterior al periodo tectónico pre andino, a partir del Cretácico Superior, inicia la tectónica compresiva (Dalmayrac et al., 1988). Esta etapa compresiva se debe a la variación de la velocidad y dirección de la placa subductada (Nazca), bajo la placa sudamericana, desde donde se demuestra que los periodos con mayor velocidad de convergencia corresponden a los grandes eventos compresivos (Charrier, 1973). De esta manera, los episodios de acortamiento generados

por la subducción, durante el Cenozoico, fueron determinantes en la formación de la zona del Subandino (Zamora et al., 2019). Desde el Eoceno Temprano hasta el Eoceno Tardío, se produjo un proceso de descarga y recarga. Primero se produjo la descarga, a causa de la erosión de la cordillera occidental y posterior a esto, una recarga en virtud del levantamiento tectónico de un sistema de fallas inversas en la cordillera occidental (Roddaz et al., 2010).

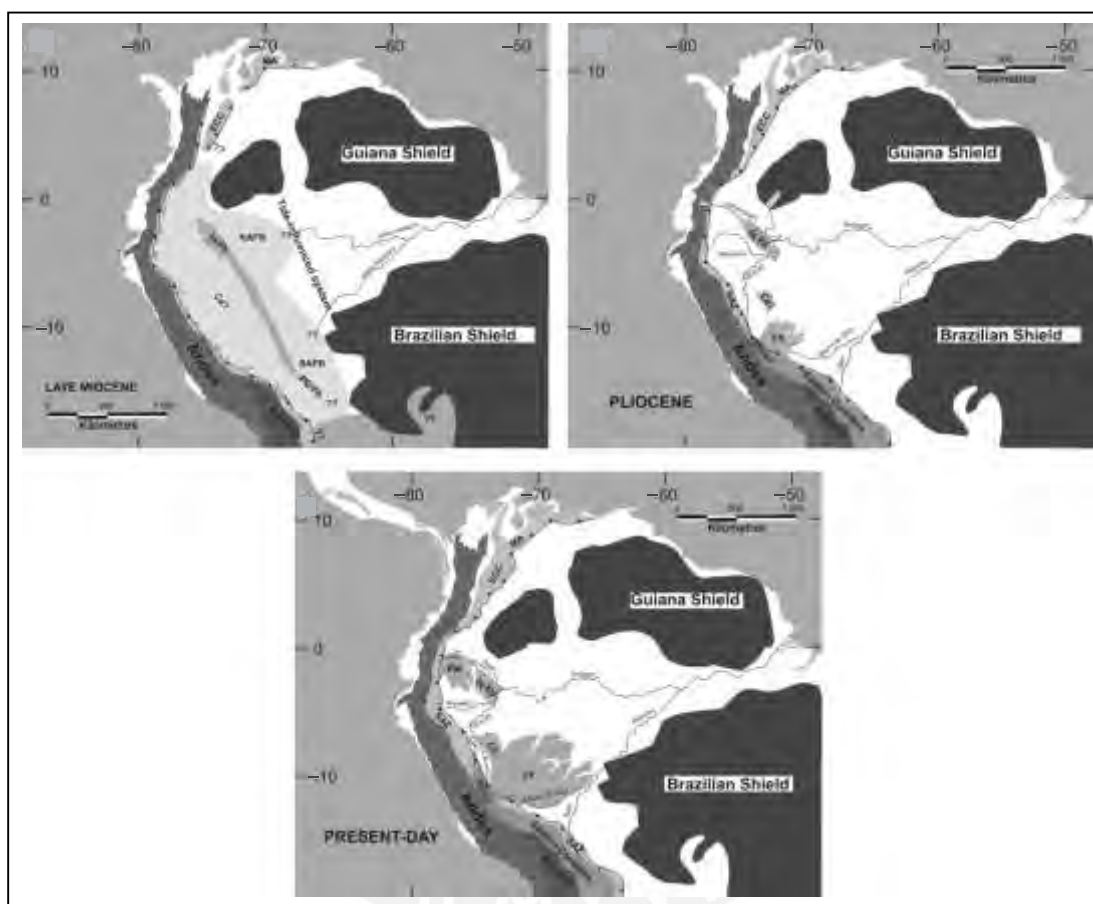


Figura 2.2. Mapa del continente sudamericano durante el Mioceno Superior, Plioceno y Presente. (Tomado de Roddaz et al, 2014)

Durante el Oligoceno hacia el Mioceno Intermedio se produjo un incremento en la tasa de sedimentación debido a carga tectónica de los andes orientales (Roddaz et al., 2010). En este periodo se produjeron deformación y levantamiento en el núcleo de los andes. Posteriormente, en el Mioceno Tardío, existió un único sistema de cuencas amazónicas asociadas a la unión de los cratones de Brasil y Guyana, bloqueando el drenaje del río Amazonas en el este y

configurando un gran lago (Roddaz et al., 2014) (Figura 2.2). A partir del Mioceno Superior, el levantamiento de los Andes se aceleró y esta fue afectando el funcionamiento de las cuencas de antepaís y desligándose de los Andes septentrionales y centrales (Hoorn et al., 1995). Finalmente, durante el Plioceno, el proceso de levantamiento del arco de Fitzcarrald, resultado de la subducción *flat slab*, provocó la separación del sistema de cuencas amazónicas en dos sistemas: Cuenca Amazónicas del Norte y del Sur (Espurt et al. 2007). Así, debido a la inversión de sistemas de fallas inversas, durante el Neógeno, la zona Subandina se caracteriza por sistemas de fallas inversas con vergencia N-E (Pffinner y Gonzales, 2013). La cuenca de Moyobamba, que se ubica en el *wedge top* del antepaís amazónico, debe su deformación a un sistema de corrimientos de piel delgada con tendencia hacia el este y, además, a un sistema de corrimiento de piel gruesa de vergencia hacia el oeste (Calderon et al., 2017) (Figura 2.3).

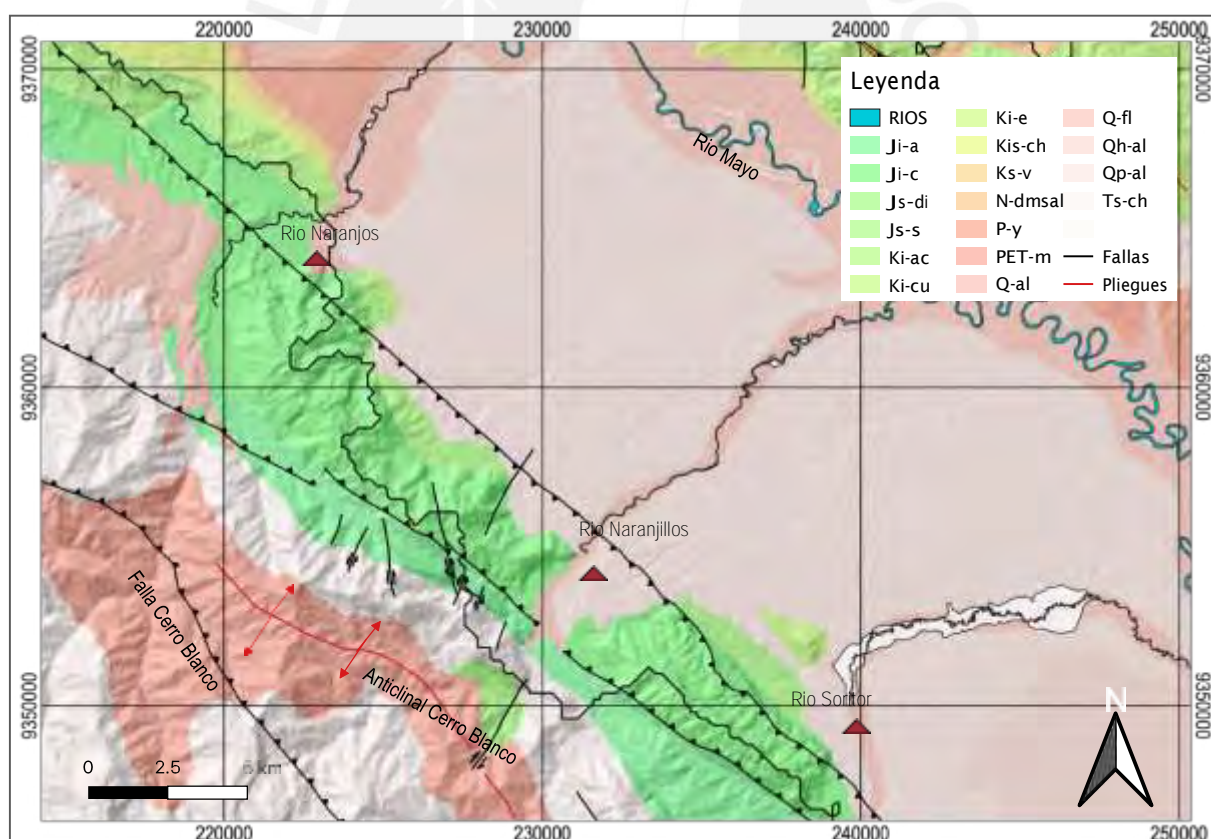


Figura 2.3. Mapa local de la zona de estudio. Se muestran la geología estructural de la zona, enfatizando el anticlinal Cerro Blanco y la falla inversa adyacente. Además, se muestran los ríos investigados.

2.2. Registro Estratigráfico de la cuenca de Moyobamba

La secuencia estratigráfica del sistema de cuencas de la zona Subandina está compuesta por rocas sedimentarias anteriores a la formación de los andes (Figura 2.3). A estas series pre andinas se superponen una cuña de sedimentos marinos a continentales del Cretácico Tardío que se acorta hacia el noreste y, finalmente, un relleno continental a marino poco profundo de edades cenozoicas (Calderon et al, 2017).

Las secuencias anteriores a la formación de los Andes están conformadas por depósitos desde el Ordovícico, Devónico, Carbonífero y Pérmico (Calderon et al., 2017). Estas se encuentran superpuestas sobre un basamento correspondiente a un complejo metamórfico del Cámbrico y Precámbrico (Chew et al., 2008). En el Ordovícico, la formación Contaya está caracterizada por intercalaciones de lutitas gris oscuras y areniscas grises bien compactas, aunque no aflora en la región de estudio (Fig. 2.3). La secuencia correspondiente al Devónico, corresponde a la formación Cabanillas que sobreyace en discordancia a la formación Contaya. Asimismo, está compuesta por argillitas carbonosas y cuarcitas grises (Baby et al., 2018). En el carbonífero se encuentran series de la formación Ambo. Estas secuencias se muestran erosionadas, probablemente debido a la orogenia Juruá (Caputo, 2014). Finalmente, las series sedimentarias de la formación Copacabana se correlacionan desde el Pérmico hacia el Pérmico tardío, en la que se muestra una discordancia erosiva producto de la fragmentación de Gondwana (Ramos, 1998).

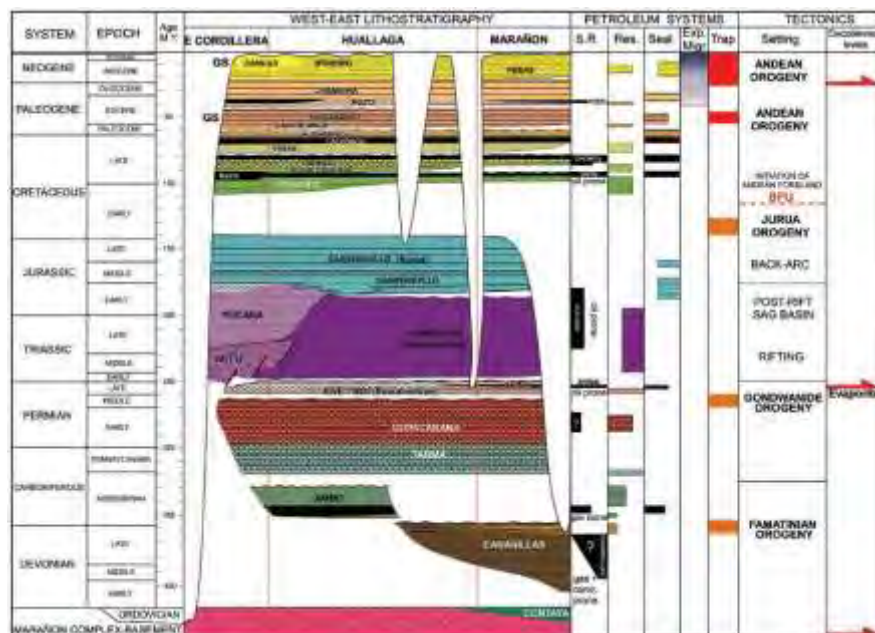


Figura 2.4. Diagrama estratigráfico a través de las cuencas de Huallaga y Marañón

Por último, sobre estas se encuentran las formaciones Ene-Noi, asociadas a depósitos fluviales y eólicos (Seminario et al, 2005). Una capa evaporítica sobreyace estas formaciones. Esta se correlaciona con edades del Pérmico Tardío y es considerada como el despegue principal de las cuencas Huallaga y Moyobamba (Calderon et al., 2017). Algunas correlaciones sísmicas muestran que dicho nivel evaporítico corresponde a la formación Shinai en la cuenca del Marañón hasta Ucayali (Baby et al., 2014).

Las series del Triásico y Jurásico están conformadas por secuencias de la formación Sarayaquillo y el grupo Pucará. En la cuenca del Huallaga se observan secuencias de arenisca y lutitas de aproximadamente 2000 metros, las cuales sobreyacen la formación Shinai y estarían correlacionadas con la formación Nía del reservorio de Camisea y la formación Sarayaquillo (Seminario et al., 2005). La estratigrafía de la zona Subandina durante este periodo muestra un hiato temporal en sus etapas tempranas entre edades de 110-140 Ma (Eude et al., 2015). Además, desde el Albiano al Mastrischtiano, existen secuencias sedimentarias de areniscas, limolitas y lutitas de las formaciones Cushabatay - Raya; Agua Caliente-Chonta; Vivian-Cachiyacu - Huchpayacu (Calderón et al, 2017).

En los periodos a partir del inicio del Cenozoico, las secuencias estratigráficas se dividen en cinco formaciones (Figura 2.4). Al inicio de este periodo, hasta el Eoceno temprano, aflora la Formación Yarahungo caracterizada por la presencia de limolitas grises y rojizas intercaladas con areniscas formando depósitos fluviales distales (Roddaz et al., 2010). Esta formación da indicios de una deposición continental; es decir, en ambiente lacustre (Kummel, 1950). La secuencia sedimentaria, desde el Eoceno Medio hasta el Oligoceno, se superpone sobre una discordancia erosiva interpretada como un periodo de descarga (Roddaz et al., 2010). Esta secuencia se divide en dos formaciones: Pozo Inferior y Pozo Superior. La primera se caracteriza por la presencia de conglomerados en una matriz arenosa bien seleccionada sobre la cual se hallan areniscas de grano medio a fino (Hermoza et al. 2005). Esta etapa muestra un

ambiente marino profundo y un nuevo periodo de carga (Calderon et al. 2017). Desde el Oligoceno Tardío hacia el Mioceno, se depositó la Formación Chambira caracterizada por la presencia de limolitas y areniscas (Calderon et al., 2017). Desde el Mioceno hasta el Plioceno temprano se desarrolla la formación Ipururo la cual se divide en dos miembros. En primer lugar, el miembro inferior está compuesto por intercalaciones de arenisca y lutitas grises y rojizas (Hermoza et al., 2005). En segundo lugar, el Plioceno temprano, la serie superior de la formación Ipururo está compuesto por intercalaciones de conglomerados bien redondeados de cuarzo y limolitas y argillitas, mostrando un ambiente de deposición fluvial (Hermoza et al., 2005). Hacia el Plio-Pleistoceno se desarrolla la formación Juanjui de aproximadamente 100m de grosor (Díaz et al., 1998). Esta formación está compuesta por conglomerados bastante redondeados en una matriz arenosa (Hermoza et al., 2005). Finalmente, la secuencia sedimentaria del Cuaternario está constituida por depósitos sedimentarios inconsolidados de naturaleza fluvial y aluvial ubicados en las planicies a lo largo de los valles de los ríos que recorren la cuenca. En el Pleistoceno hacia el Holoceno existen depósitos aluviales compuestos por conglomerados con clastos finos a gruesos en una matriz arenosa fina a media con intercalaciones lenticulares de arenas y gravas (INGEMMET, 1998). Sobreyaciendo estas secuencias se encuentran depósitos fluviales correspondientes a sedimentos acumulados en el cauce de los ríos compuesto por gravas, arenas y limo arcillitas.

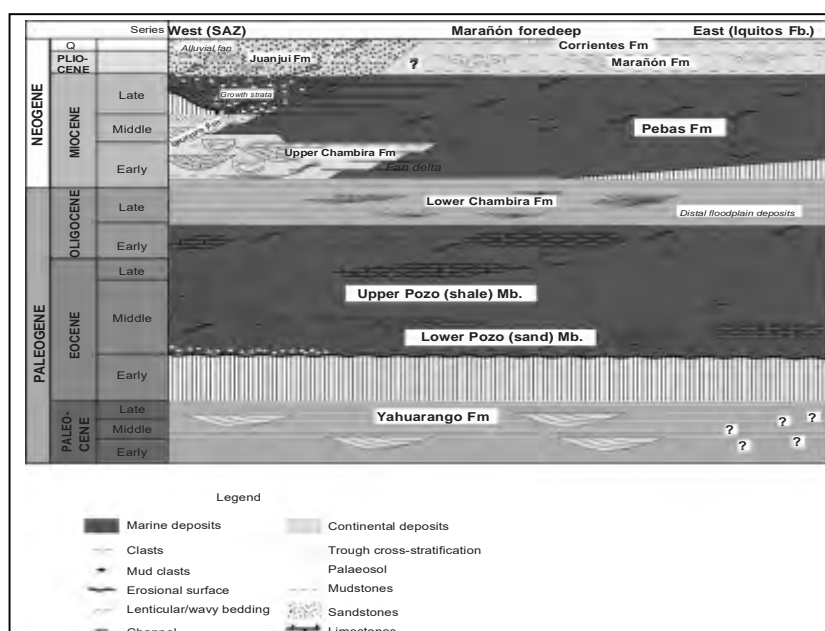


Figura 2.5. Diagrama estratigráfico de la zona Norte del Subandino durante el

2.3. Descripción de la zona de estudio

El área de estudio se encuentra en la parte septentrional del Perú, entre la vertiente oriental de la cordillera de los Andes y al extremo oeste de la llanura amazónica a aproximadamente 2000 m.s.n.m. La región ocupa zonas alto andinas, selva alta y selva baja (INGEMMET, 2010). Igualmente, abarca una extensión de aproximadamente 7680.86 Km². La cuenca de Moyobamba presenta una topografía bastante compleja. Esta se encuentra caracterizada por una meseta disectada de topografía plana en la parte urbana con algunas ondulaciones en su relieve y afectada por una acentuada erosión hídrica de origen fluvial, (INGEMMET, 2010). De igual manera, las actuales áreas de expansión urbana, se caracterizan por una topografía ondulada y de colinas bajas que circulan a la ciudad en la parte Sur Oeste. La zona está caracterizada por tener un clima moderadamente húmedo y semi cálido con temperaturas entre 20° a 25°C, correspondiendo a un clima característico de selva tropical húmedo. Por último, las mayores precipitaciones se producen durante los meses de Diciembre a Mayo, decreciendo entre Junio y Noviembre, con precipitaciones mayores a 70 mm/h hasta los 100 mm/h configurando su característica húmeda (SENAMHI, 2017).

Los ríos que recorren la zona de estudio, tienen sus nacientes principalmente en la Cordillera Oriental. En la cuenca de Moyobamba el principal es el río Mayo con una longitud aproximada de 255 Km, la cual forma un extenso valle densamente poblado que recorre las provincias de Rioja, Moyobamba y Tarapoto (SENAMHI, 2009). Este se desplaza superficialmente de NO a SE desembocando en el río Huallaga a aproximadamente 208 m.s.n.m., el cual finalmente se desplaza del S al NNO y luego al NE para unirse al río Marañón en la Llanura Amazónica. En general, dado que la zona de estudio abarca parte de la cordillera Oriental y la zona Subandina, los ríos constituyen una red de drenaje dendrítica paralela y rectangular controlada por estructuras asociadas a estas geoformas. La investigación se desarrolló en base a la observación in situ del funcionamiento de tres afluentes del río Mayo.

Los tres ríos: Naranjos, Naranjillos y Soritor, se encuentran ubicados en el distrito de Nueva Cajamarca y tienen un recorrido paralelo en dirección NO a SE, desembocando en el río Mayo. Dichos ríos son más caudalosos y discurren por lechos poco consolidados de baja pendiente. Los datos hidrográficos han sido recolectados mediante diferentes métodos utilizados por la Agencia Nacional del Agua (ANA) en función a la velocidad de agua, la profundidad y los diferentes periodos de observación dentro de la cuenca (Tabla 2.1).

Tabla 2.1. Datos Geográficos sobre la ubicación y el caudal promedio de los ríos

RIO	LATITUD	LONGITUD	CAUDAL (m ³ /s)
Naranjillo	-58062	-773887	13
Naranjos	-57548	-775302	17
Soritor	-59085	-773469	5
Nueva Cajamarca	-59553	-773415	7

Capítulo III

3. METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN

3.1. Análisis de imágenes satelitales

En la preparación para la campaña de campo, se desarrolló un cartografiado previo de las terrazas con el fin de hacer una selección de las áreas más convenientes para la recolección de datos. Para este efecto se analizaron fotografías aéreas adquiridas de Google Earth a una escala aproximada de 1:15000. Debido a la extensión de la cuenca, la selección de las fotografías se realizó siguiendo un patrón rectangular previamente establecido, observando principalmente el sector norte de la cuenca. Estas fotografías fueron analizadas mediante el uso del estereoscopio en forma de celdas horizontales, principalmente en zonas cercanas a los ríos de la cuenca. Uno de los rasgos principales que se tomaron en cuenta en el análisis de las fotografías aéreas, fueron los cambios topográficos de elevación y los patrones de drenaje en los valles fluviales. Estos fueron interpretados mediante el cambio en la percepción de la profundidad de las imágenes provocado por el estereoscopio. A partir de este cambio en la percepción de la profundidad de la imagen, se trazó una línea representativa de un escarpe, generando así una transición entre 2 posibles niveles de terrazas.

Para complementar el análisis de las fotografías aéreas, se utilizaron dos modelos digitales del terreno (DEM). El primero era el *Shuttle Rader Topography Mission* (SRTM) DEM, versión 3 con una malla de ~30 m y una precisión vertical de 4 a 5 m (González-Moradas y Viveen, 2020). El segundo modelo era el TanDEM con una malla de 12-m y una precisión vertical de 1-2 m (Wessel et al., 2018). Finalmente, utilizando el software ArcGIS, se generó un mapa de sombras superpuesto a los DEM y, activando una rampa de colores que permite visualizar la diferencia de elevaciones dentro de la cuenca, brinda el soporte para consolidar un nivel de terraza cartografiado previamente en las fotografías aéreas.

3.2. Cartografiado de terrazas fluviales en campo

3.2.1. Estrategia de toma de datos con GPS de mano

La adquisición de datos in situ, a partir del cartografiado preliminar realizado en el análisis de imágenes satelitales, fue llevada a cabo en una campaña de campo de 10 días de duración. El área recorrida comprende los centros poblados de Naranjillos, Naranjos y La Unión, ubicados a 20, 15 y 10 Km al norte del pueblo Nueva Cajamarca. A través de estos centros poblados se encuentran los ríos Naranjos, Naranjillos y Soritor, los cuales son afluentes del río Mayo.

El cálculo de las elevaciones de las terrazas se tomó en función a la medida barométrica de un GPS de mano de la marca Garmin Map 64S. Para una toma de datos de mayor precisión, previo a cada campaña diaria, se realizó la calibración del GPS en el techo del hotel, cuya altura se conoció con exactitud (ver Sección 3.2.2). Debido a los cambios de presión atmosférica durante el día, la medición del barómetro del GPS se veía afectada, por lo que se procuró tomar medidas durante la mañana.

En cada río, los transectos estaban dados por caminos que los pobladores habían hecho; sin embargo, en algunas áreas se tornó complicado, debido a que no siempre se encontró un acceso hacia el río, por lo cual fue necesario generar un camino. Igualmente, la toma de datos se realizó mediante el recorrido de la mayor cantidad de transectos posibles en cada uno de los cuatro ríos, iniciando desde la llanura aluvial hacia el nivel de terraza más elevado encontrado en cada transecto. Estos siguen una dirección más o menos perpendicular al río y con separaciones de aproximadamente 1 km entre uno y otro, lo cual en algunos casos resultó complicado debido a la espesa vegetación o la peligrosidad de algunos lugares. El recorrido de cada transecto se realizó en un promedio de 40 minutos.

Para establecer un nivel de terraza se usaron dos criterios: i) Los sedimentos debían tener características de ambientes fluviales; ii) Una terraza debía tener como características geomorfológicas una superficie plana de gran área y un escarpe. En dichos casos, se recurrió a

observar la transición entre un nivel de terraza plano y la inclinación del escarpe. La toma de datos de elevación, en cada transecto recorrido, se realizó partiendo desde la llanura aluvial (FP) hacia los niveles superiores, asignando al primer nivel de terraza como T1, T2 al segundo nivel de terraza y así sucesivamente hasta el nivel de terraza más elevado. Se procuró medir las elevaciones de la base, el techo y en algunos casos, donde las superficies eran muy amplias, en el punto intermedio de la superficie. Se registraron las coordenadas geográficas de cada punto de control para obtener una separación horizontal entre dos niveles. Estas mediciones, en combinación con las del GPS Trimble, sirven para la construcción de perfiles que muestran la distribución de las terrazas.

3.2.2. Medición de puntos por el método estático a través del sistema de posicionamiento global diferencial (GPS TRIMBLE GNSS)

El sistema de posicionamiento diferencial (GPS diferencial) es una técnica diseñada para mejorar la precisión del GPS. Se basa en la medición de señales de al menos 4 satélites mediante la utilización de al menos tres receptores, de los cuales tres son importantes: i) el receptor de base o referencia (receptor fijo), situado en un punto conocido; ii) el receptor remoto que generalmente se encuentra en movimiento (receptor móvil); y iii) la estación permanente del Instituto Geográfico del Perú (IGP) ubicado en Moyobamba. De esta última recibimos las coordenadas de la estación misma (Hoffman-Wellenhof, 2012).

La medición de puntos se desarrolló utilizando el método estático que consiste en la ubicación de dos o más estaciones de manera simultánea (receptor base y móvil) durante un lapso de tiempo prudente para la adquisición de sus coordenadas mediante la triangulación de estas. Para ello, se utilizó el sistema Trimble GNSS 5800, que es un sistema basado en la detección de señales radiométricas de constelaciones satelitales GPS y GLONASS, las cuales brindan información sobre el posicionamiento de los receptores. Además de recibir y procesar información de los satélites, este repite el mismo proceso con información proveniente de una

estación terrestre conocida por el receptor fijo. La precisión de las mediciones depende de la distancia entre el receptor móvil y el receptor base, la cantidad de satélites visibles y su posicionamiento con respecto a la estación permanente del IGP (Hoffman-Wellenhof, 2012). Para ello, el receptor base fue ubicado en el techo del hotel, ubicado en Nueva Cajamarca, con la finalidad de evitar cualquier interferencia en las emisiones radiométricas y sus coordenadas fueron medidas con respecto a la estación permanente en sistema referencial WGS 84. Para esto, se colocaba el equipo sobre un trípode posicionado y nivelado de manera que al observar a través de la plomada óptica, ésta coincidiera con un punto de referencia representativo, ubicado debajo del trípode. A partir de dicha base, se empezaron a tomar medidas en diferentes puntos con el receptor móvil, siguiendo el mismo proceso de instalación del equipo. Para el proceso de medición de un punto de elevación en el campo, una vez colocado el equipo, se configuran los parámetros de medición en la libreta electrónica según algunos parámetros y se procedió a iniciar la medición por aproximadamente un lapso de entre 20 y 60 minutos. El tiempo mínimo de medición era 20 minutos con 1 minuto adicional por cada kilómetro de distancia del receptor base en el techo del hotel. La medición se realizó de manera simultánea en ambos receptores y con la misma frecuencia.

Posterior a la campaña de campo, los datos almacenados en los receptores conjuntamente con los datos brindados por IGP, fueron descargados para procesarlos mediante el software Leica Geo Office 8.9. En esta etapa se obtuvieron las coordenadas tridimensionales. Asimismo, fueron corregidos algunos errores en las mediciones y en los casos en los que el margen de error era alto, eliminados.

3.3. Elaboración de columnas estratigráficas

La elaboración de las columnas estratigráficas de las terrazas fluviales fue desarrollado para establecer una cronología entre los sedimentos pertenecientes a cada nivel y diferenciarlas de las facies más antiguas sobre las que se emplazan. De esta manera, conjuntamente con las

dataciones, se podrá establecer un contexto estratigráfico bastante claro y una mejor interpretación sobre el ambiente de deposición y su evolución. Para el levantamiento de las columnas estratigráficas, fueron observadas características como imbricación de los cantos rodados, redondez, tamaño de clasto, presencia de estructuras sedimentarias, litología de los estratos, composición de la matriz en conglomerados, etc. Las columnas levantadas en campo se digitalizaron utilizando una plantilla modificada del formato que usa Nichols (2009), y, asimismo, en base a la clasificación de litofacies desarrollada por Miall (2006), ambas modificadas en el programa *Adobe Illustrator*.

Tabla 3.1. Clasificación de litofacies, según Miall (2006)

Litofacies (Miall, 2006)	Descripción	Estructuras Sedimentarias	Interpretación
Gmg	Grava matriz- soportada	-	Flujo de escombros pseudo - plástico (baja resistencia, viscoso)
Gcm	Grava masiva clasto- soportada	-	Flujo de escombros pseudo-plástico (carga de fondo por inercia, flujo turbulento)
Gmm	Grava matriz –soportada, masiva	-	Flujo de escombros plástico
Gh	Grava clasto- soportada	imbricación	Bancos longitudinales de ríos, depósitos tipo "lag", depósitos tipo "sieve"
Gp	Grava estratificada planar	Estratificación cruzada- planar	Bancos transversales
Sm	Arenas	-	Depositados de forma rápida, sin tiempo para desarrollar estructuras sedimentarias
Fsm	Limos, arcillas	Masiva	Llanura de inundación distal, lacustre

3.4. Dataciones OLS (Datacion por Luminiscencia Ópticamente Estimulada)

3.4.1. Metodología OSL

La metodología de datación por Luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) es utilizada para determinar la edad de los elementos analizados, en este caso sedimentos fluviales compuestos por cuarzo, o feldespatos. Se basa en el hecho de que al momento de ser depositados, los sedimentos son enterrados y expuestos a pequeñas cantidades de radiación ionizante producida por la ocurrencia natural de radionúclidos y la contribución de rayos cósmicos (Wallinga,

2008). Durante el lapso de radiación al que es sometido el sedimento, dicha radiación es atrapada en la red cristalina del cuarzo, en forma de cargas eléctricas, las cuales permanecen estables hasta que son liberadas por efecto de una nueva exposición a la luz. De esta manera, el incremento de la cantidad de carga, durante el enterramiento de los sedimentos, configura una medida desde el momento de enterramiento hasta la liberación de la carga por exposición a la luz (Wallinga, 2008). Al ser expuesto a la luz, dicha carga es liberada mediante un flujo luminoso, utilizando el calentamiento de las muestras de cuarzo y posteriormente se realiza una lectura con equipos de datación OSL. La edad de la muestra es determinada por la razón entre la dosis equivalente, correspondiente a la cantidad de brillo de la señal luminiscente adquirida desde el inicio del soterramiento, y la dosis anual encontrada naturalmente en el ambiente. A diferencia de métodos como Radiocarbono, el rango de edades que se puede determinar con este método es de hasta 150 mil años, teniendo en cuenta la saturación de las redes de cuarzo. En el caso de los feldespatos el rango es generalmente hasta 300 ka, aunque en casos excepcionales puede llegar a 1 Ma (Rixhon et al., 2016).

3.4.2. Adquisición de muestras en el campo

La adquisición de muestras para dataciones con OSL, fueron realizadas en Naranjos, Naranjillos y La Unión. Un total de 8 muestras fueron tomadas. El proceso de muestreo consistió en introducir, de manera horizontal, una varilla cilíndrica de acero de 30cm de largo y 4 cm de diámetro sobre una superficie compuesta por arena de grano fino a medio. Los sedimentos debían estar conformados por buena cantidad de cuarzo o feldespato para su datación. La extracción de la varilla se produjo con los bordes de esta herméticamente cerrados, de manera que no entre la luz a los sedimentos. Las muestras fueron codificadas según el lugar donde fueron tomadas y con sus respectivas coordenadas.

3.5. Elaboración de perfiles longitudinales y transversales de los ríos para hacer correlaciones

Utilizando el mapeo de terrazas, las elevaciones de cada nivel de terraza y su posicionamiento con respecto a una línea base en el mapa, era posible correlacionar las superficies de terrazas individuales de un mismo nivel, mediante la generación de un perfil longitudinal en cada río y consecuentemente su perfil transversal. Esto con la finalidad de establecer una relación entre los encajamientos de cada río, dependiendo de la variación en las gradientes de cada perfil.

Los perfiles longitudinales y transversales son bastante utilizados en el análisis de la evolución morfológica. El perfil longitudinal de un río puede ser modificado debido a variaciones en el tipo de roca o en la tasa de levantamiento tectónico (Burbank y Anderson, 2001). Esto se desarrolla a partir de la proyección de los datos de elevación en un eje vertical Y y el posicionamiento con respecto a la línea base en un eje horizontal X. Dichos perfiles fueron desarrollados en papel milimetrado a escala, teniendo en cuenta los niveles de terrazas de cada transecto y sus medidas correspondientes anotadas durante el campo. Es decir, cada nivel de terraza de un transecto fue ploteado de tal manera que al unir los puntos representativos de un mismo nivel de terraza, de los diferentes transectos, se formará una línea de tendencia que representa el perfil de dicho nivel. De esta manera, se generaron perfiles longitudinales para cada río investigador partiendo desde una línea base horizontal que representa el nivel del río, debido a su poca gradiente. A partir de este nivel de base, se plotean los siguientes perfiles de cada nivel en intervalos de 5 m aproximadamente, que representa el intervalo vertical entre cada nivel de terraza, para finalmente establecer una línea de tendencia. En algunos casos se omite el ploteo de un punto, debido a la erosión de dicha parte del nivel terraza o a la dificultad para realizar la medición de un punto. En estos casos se siguió la línea de tendencia marcada por puntos cercanos.

Capítulo IV

4. RESULTADOS

4.1. Resultados del Río Naranjos

4.1.1. Mapa de terrazas y perfiles (longitudinal y transversal) del río Naranjos

En el río Naranjos, a lo largo de aproximadamente 10 km, se cartografiaron 5 niveles de terrazas (Ver figura 4.1 y 4.2). Estos forman superficies planas y continuas cuyo espaciamiento horizontal varía entre 200 – 400 m. Cada nivel de terraza desarrolla escarpes con alturas de hasta 10 m. Los niveles de terrazas están denominados desde el nivel más bajo T1 (más reciente) hasta el nivel más elevado T5 (más antiguo).

A nivel regional el río Naranjos muestra mayor encajamiento que los ríos que se encuentran hacia el sur. El mayor número de terrazas se desarrollan preferentemente en la margen derecha del río; sin embargo, en la margen izquierda solo se encuentran dos niveles de terrazas (T1 y T5) (Figura 4.2). Asimismo, de manera general, la distribución de los niveles de terrazas, tiene una pendiente hacia el este, con aproximadamente las mismas gradientes para cada nivel (Fig. 4.3). Al respecto, los niveles de terrazas guardan un semi paralelismo con la llanura aluvial, desarrollando espaciamientos verticales que varían hacia el este, a lo largo del valle, por lo que se entiende que el encajamiento no necesariamente ha sido el mismo a lo largo del valle de dicho río (Fig. 4.2). En ese sentido, los niveles T4 y T5 muestran mayor espaciamiento vertical que los demás niveles, en la zona este del valle. Sumado a lo anterior, hacia el lado oeste del río Naranjos se observa un abanico aluvial depositado posteriormente al nivel de terrazas más elevadas (T5 y T4), las cuales, en eventos mas recientes, han sido afectadas por el río Naranjos formando niveles de terrazas inferiores encajadas en el abanico (Fig. 4.1).

El nivel más reciente (T1) se encuentra aproximadamente a 4 m por encima de la llanura de inundación (FP) a lo largo del río; este valor no se mantiene constante a lo largo del valle, sino mantiene un valor promedio de 5 m de elevación, sobre la FP. En la margen derecha del río, la

superficie de la terraza se desarrolla de manera constante con un ancho de hasta 500 m, contrariamente a lo que sucede en la margen izquierda, cuyo ancho de superficie varia en diferentes sectores del rio y cuya elevación por encima de la llanura es menor (Fig. 4.3). Por otro lado, el nivel T2 se desarrolla a aproximadamente 8 m encima de la FP en la zona oeste del cauce y varia esta diferencia a aproximadamente 11 m hacia el sector este; a diferencia del nivel T1, el nivel T2 se desarrolla únicamente en la margen izquierda del rio. De igual manera, T3 se encuentra a aproximadamente 12 m encima de la FP en el oeste, mientras que hacia el este llega a alcanzara una diferencia de 18 m; al igual que el nivel T2, en la margen derecha no se desarrolla en nivel T3. Igualmente, la elevación de T4, sobre la FP, varía desde 15 m en la parte occidental del río e incrementa gradualmente dicho valor alcanzando hasta 20 m hacia el sector oriental. Finalmente, el nivel T5, correspondiente a la superficie regional de la cuenca, se encuentra a 33 m de la llanura aluvial en el sector occidente del río y alcanza hasta 60 m de elevación a lo largo del valle; este se encuentra desarrollado en ambas márgenes del rio (Ver figura 4.2). En ese sentido, a nivel local se observa que existe mayor espaciamiento vertical entre la llanura de inundación y los niveles de terraza T4 y T5, respectivamente. Esto ultimo no sucede con los niveles de terrazas mas recientes, los cuales tienen una diferencia proporcional entre nivel y llanura de inundación.

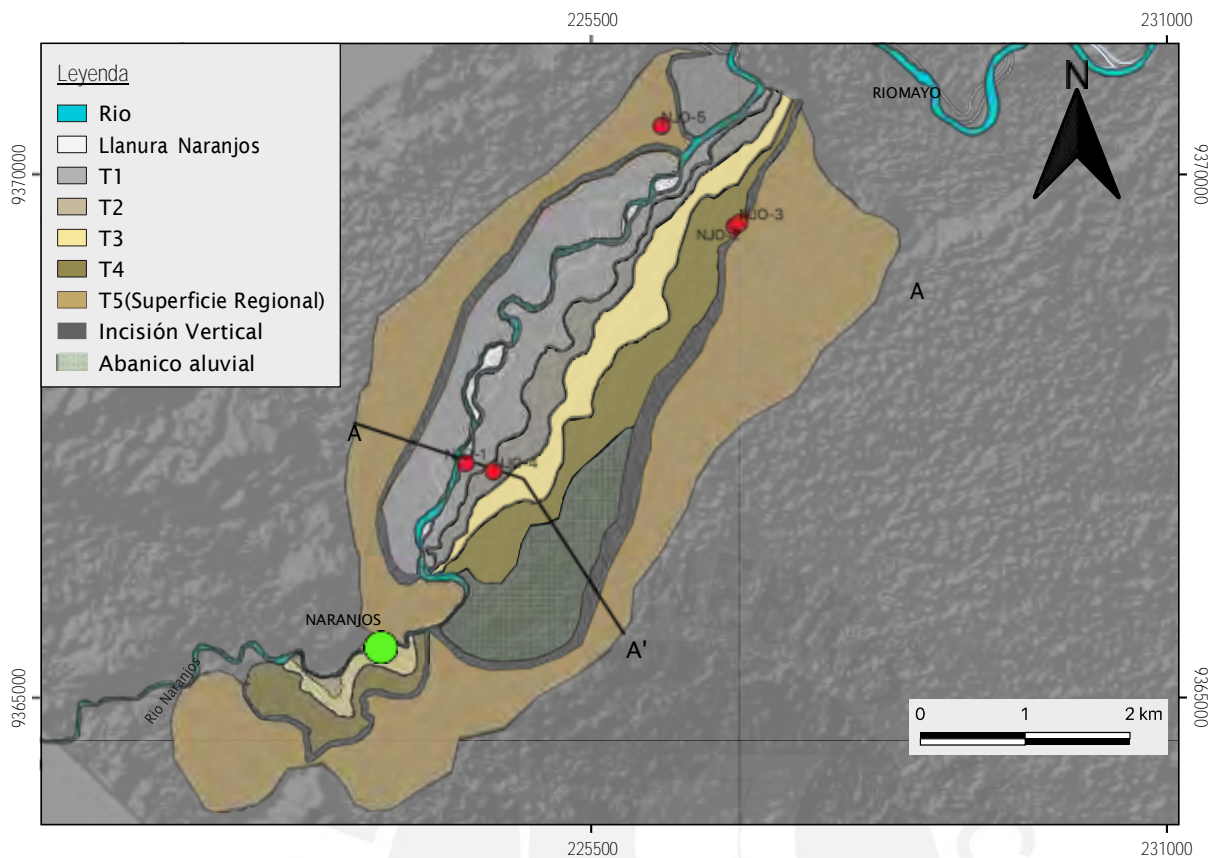


Figura 4.1. Mapa de terrazas del río Naranjos. NJO-1,2,3 y 4. Los círculos rojos representan la ubicación de las muestras tomadas para dataciones. La superficie regional correspondería al nivel de terraza mas antiguo.

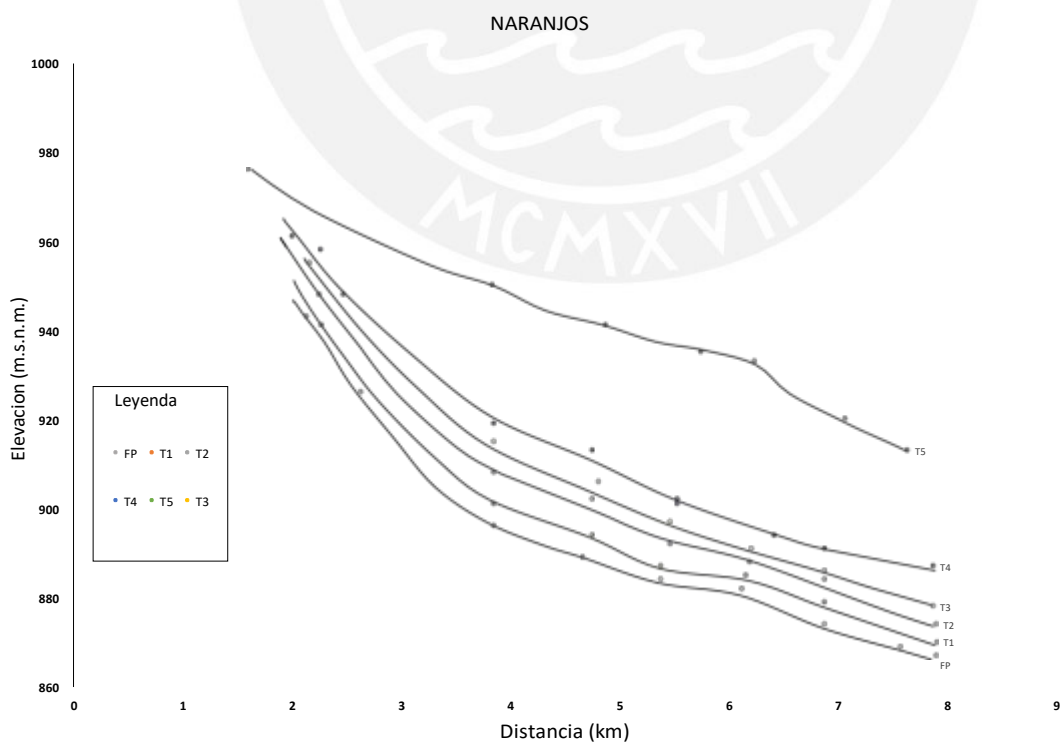


Figura 4.2. Perfil longitudinal de las terrazas del río Naranjos. Se observa un aumento en el espaciamiento vertical hacia el este, en los niveles T4 y T5.

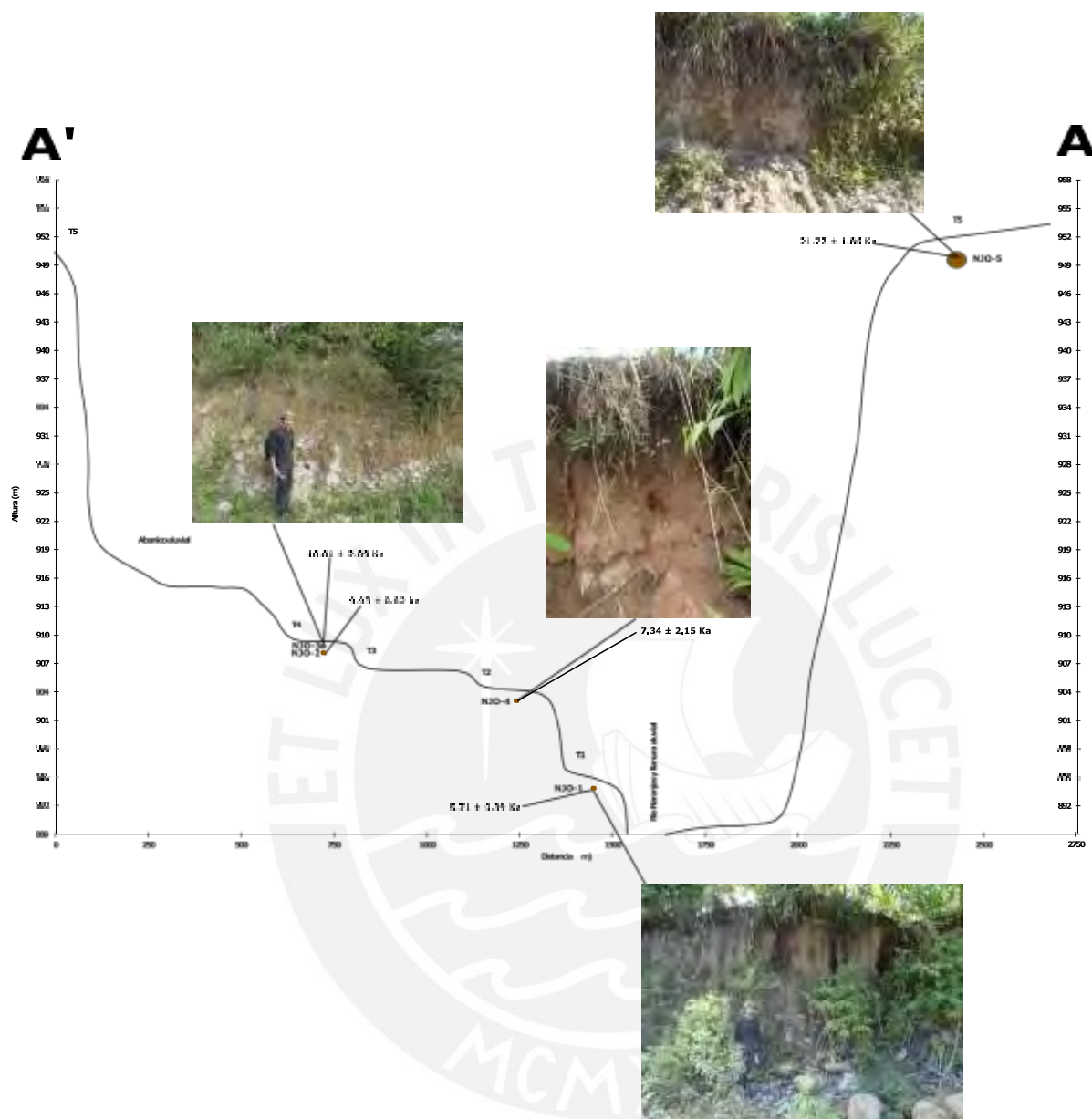


Figura 4.3. Perfil transversal A'-A (Ver Figura 4.1) de las terrazas del río Naranjos. Se observan las ubicaciones de las muestras tomadas para cada nivel de terraza (NJO-1, NJO2, NJO-4 y NJO-5).

4.1.2. Sedimentología y Estratigrafía de los niveles de terrazas del río Naranjos

4.1.2.1. Litofacies T1

Una columna estratigráfica, correspondiente al nivel de terraza T1, fue levantada en sector oriental del río Naranjos (Figura 4.4.A). Esta muestra una secuencia de 3 m de potencia, formada por gravas y unidades arenosas. El miembro inferior consistente en aproximadamente

1.7 m de gravas redondeadas a sub redondeadas, en una matriz clasto soportada de arena gris de grano fino a medio (Facies Gh) (Ver tabla 3.1). La unidad muestra gravas moderadamente seleccionadas con tamaños entre 10 – 35 cm; es decir, hay presencia de cantos rodados (Figura 4.4.B). Los clastos muestran ligera imbricación hacia el sureste, sugiriendo una paleocorriente de deposición, en el rio Naranjos, hacia la misma dirección. La sucesión no muestra estratificación, laminación u alguna otra estructura sedimentaria. Asimismo, la distribución de los clastos se produce de manera indistinta, sin mostrar una gradación hacia clastos de mayor o menor tamaño.

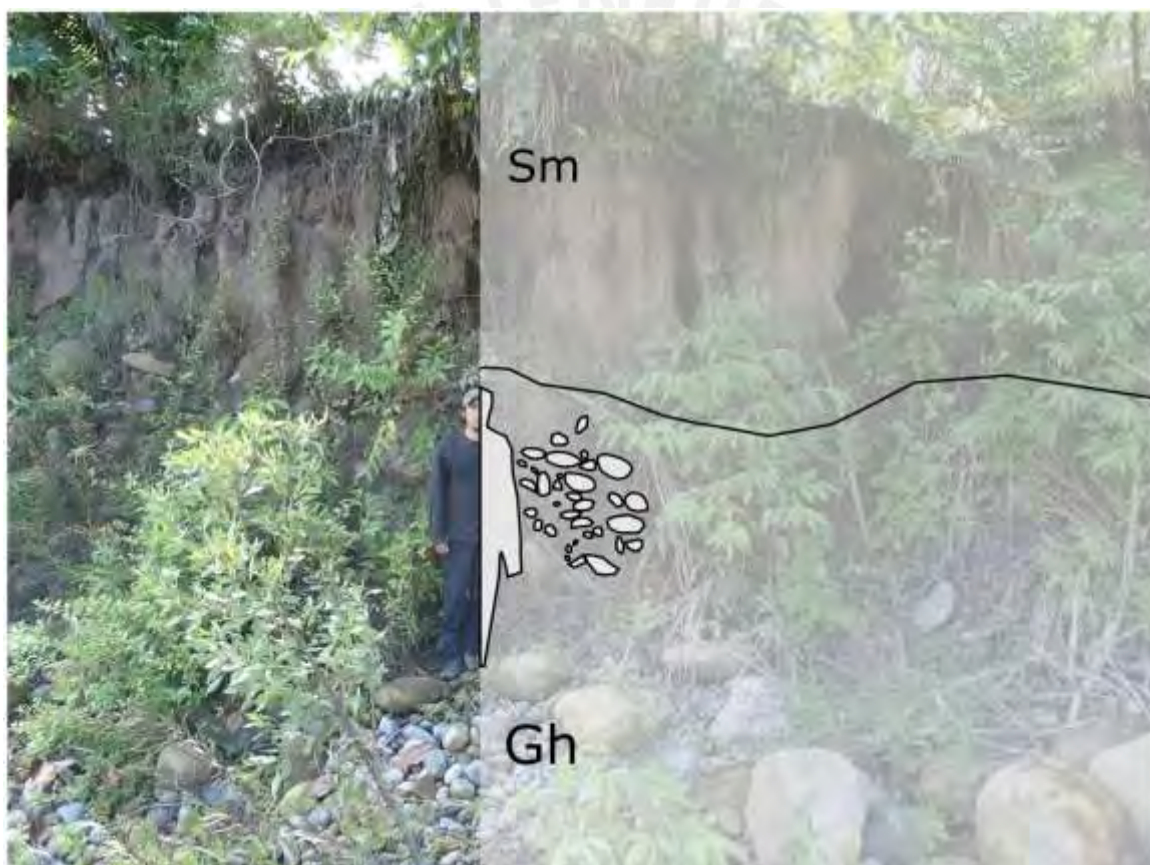


Figura 4.4.A. Fotografía del afloramiento de la terraza T1. Se observan las facies descritas en la columna levantada para este afloramiento (Fig. 4.4.B)

Por encima de esta unidad, desde 1.7 a 3 m, se desarrolla un bloque de arena de grano medio a fino (Facies Sm). La unidad es masiva y no presenta estratificación, laminación u otras estructuras sedimentarias

La base de la sucesión estratigráfica se interpreta como perteneciente a la parte basal de un ambiente de deposición fluvial de alta energía, correspondiente con la imbricación de los clastos, típico de un río meandriforme con carga de fondo (Miall, 1996). Asimismo, las facies arenosas (Sm) corresponderían a un sistema de deposición en suspensión, producto de la caída de sedimentos en la llanura aluvial.

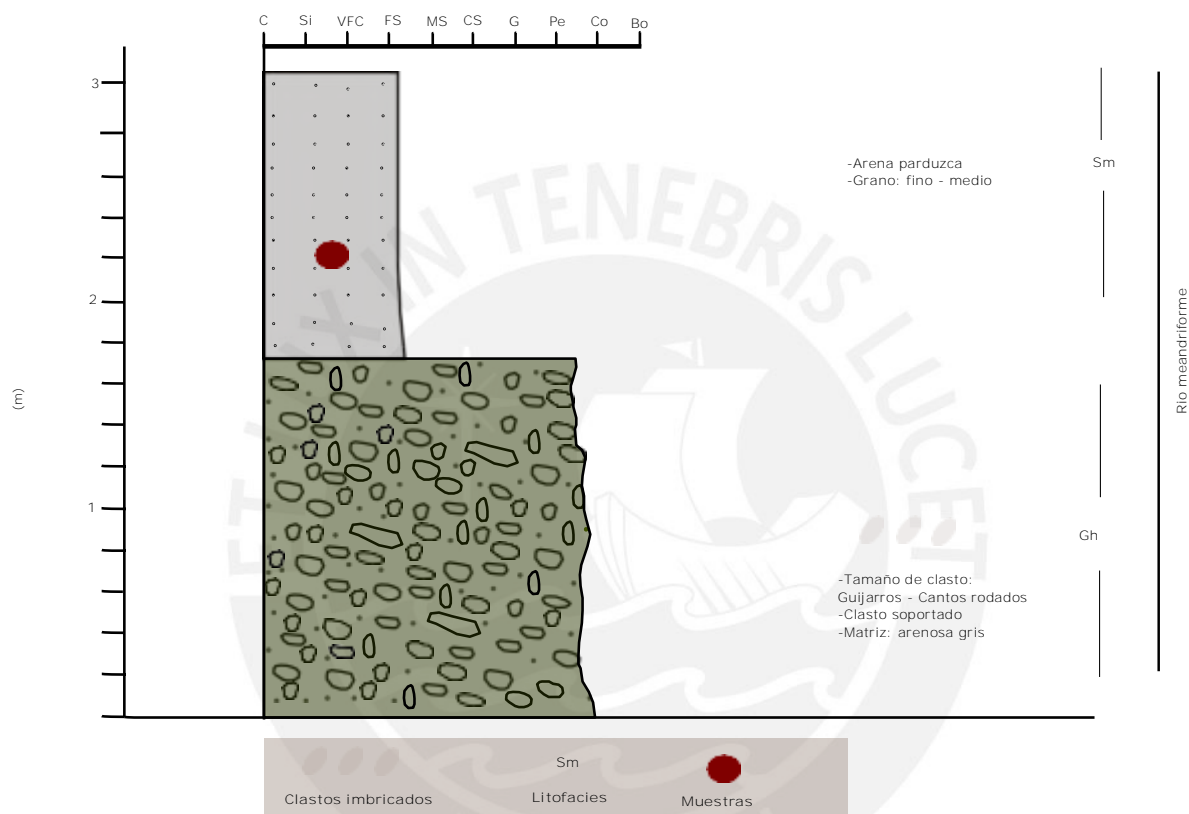


Figura 4.4.B. Columna estratigráfica del nivel Naranjos T1.

4.1.2.2. Litofacies T2

Una segunda columna, correspondiente al nivel de terraza T2, se levanto en el sector este del valle del río Naranjos (4.5.A). La unidad, de 2.7 m de potencia, muestra de 0 a 2 m, una secuencia matriz soportada compuesta por gravas subredondeadas, con mala selección (Gcm). El tamaño de las gravas varía desde 10 a 30 cm (Guijarros y Guijos). La matriz es arenosa parduzca de grano fino a medio (Sm). La unidad no presenta imbricación u otra estructura sedimentaria.

Hacia la parte superior de la secuencia, desde 2 a 2.7 m, se observa una facie arenosa masiva, con tamaño de grano fino a medio. Esta ultima no presenta estructuras sedimentarias (Fig. 4.5.B).

Dichas facies se interpretan como pertenecientes a un ambiente fluvial de flujo turbulento en el que se depositaron los conglomerados mal seleccionados, correspondiente a un abanico aluvial, seguido de una bajada de energía que se produjo debido a la desaceleración de la corriente, depositando la secuencia superior mas fina (Miall, 1996).



Figura 4.5.A Fotografía del afloramiento para la terraza T2. Izquierda: fotografía original. Derecha: Digitalización que nos permite identificar la distribución de los clastos para el desarrollo de la columna estratigráfica respectiva.

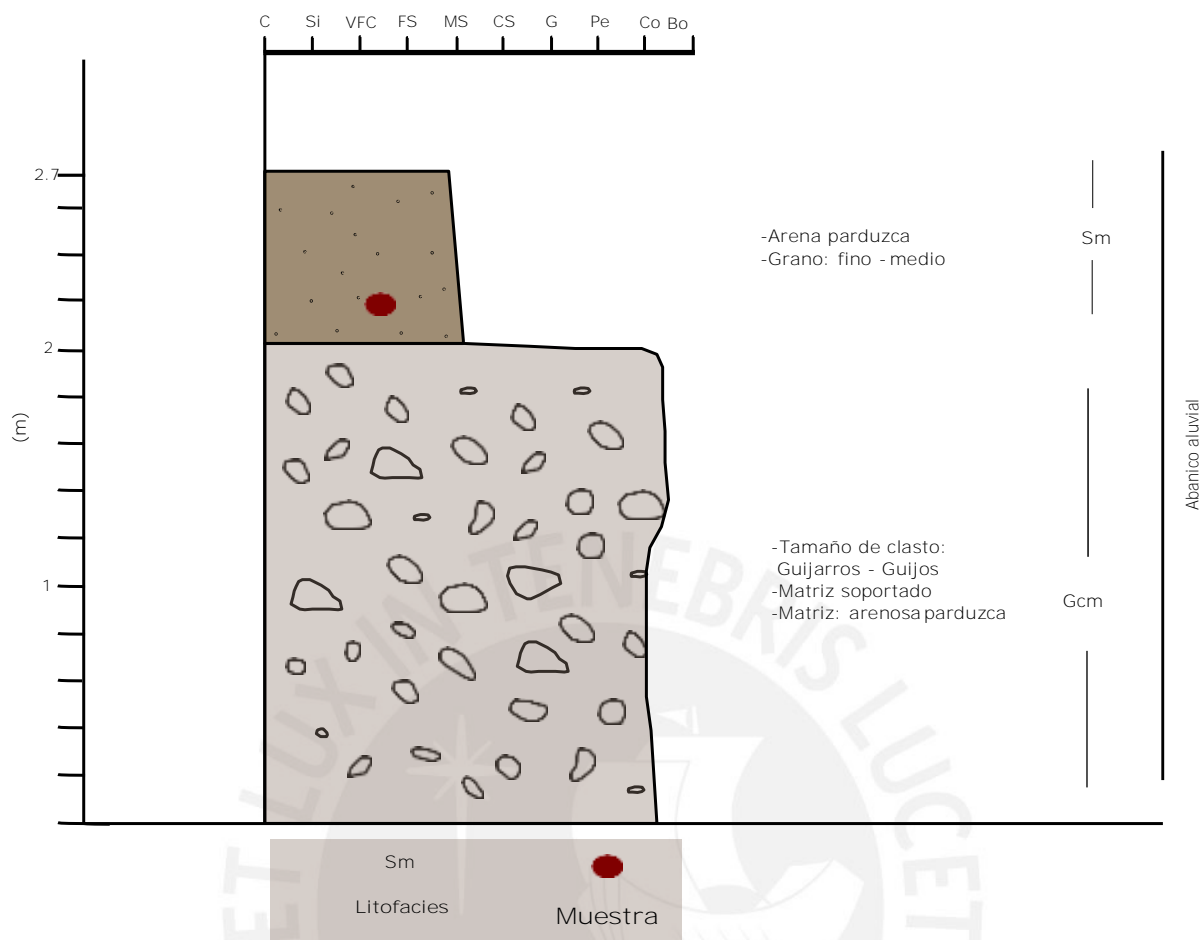


Figura 4.5.B. Columna estratigráfica del nivel de terraza T2. Se observa que una muestra fue tomada en este nivel.

4.1.2.3. Litofacies T4

En el sector este del río Naranjos, una segunda columna estratigráfica fue levantada, en un área correspondiente al nivel de terraza T4 (Fig.4.6.A). La sucesión estratigráfica muestra una unidad inferior de 1.5 m de potencia compuesta por clastos sub redondeados en un matriz clasto-soportada (Facies Gh). Los clastos son moderadamente seleccionados con tamaños de 10 a 12 cm de diámetro (Guijarros y Cantos rodados) en una matriz de arena media a fina y su distribución es indistinta. La secuencia no muestra imbricación, laminación u otras estructuras sedimentarias.

Igualmente, desde 1.5 m hasta 2.2 m, se encontró una facie matriz soportada de 70 cm de potencia (Gmm). La sucesión esta compuesta por clastos de tamaños similares a los de la unidad inferior, aproximadamente entre 12 y 15 cm de diámetro, en una matriz arenosa de grano medio (Fig. 4.6.B). Al igual que la unidad inferior, las estructuras sedimentarias están ausentes en esta unidad .

Finalmente, desde 2.2 hasta 2.8, se desarrolla una facie arenosa de tamaño de grano fino a medio, de color parduzco (Sm). Esta no presenta laminación u otras estructuras sedimentarias. Se interpreta que las facies Gh, de la parte basal de esta columna corresponden a un ambiente deposicional fluvial de alta energía, con flujos turbulentos correspondientes a un abanico aluvial, con cambios en la energía del flujo, provocando facies clasto y matriz soportadas. Finalmente la facie arenosa se interpreta como un flujo de sedimentos finos depositados en llanura aluvial correspondiente a episodios predominantemente fluviales.

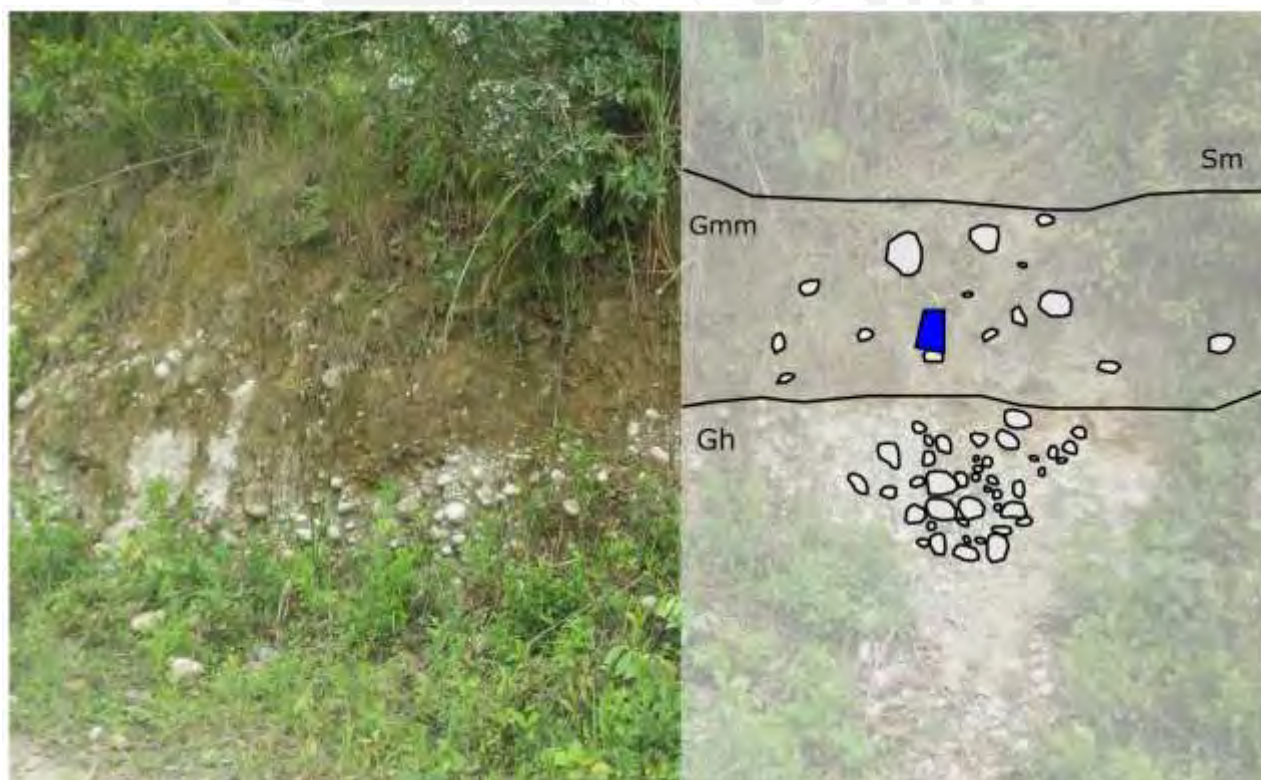


Figura 4.6.A Fotografía del afloramiento para la terraza T4. Se observan diferentes facies en la secuencia, estas serán descritas en la columna estratigráfica (Fig. 4.6.B).

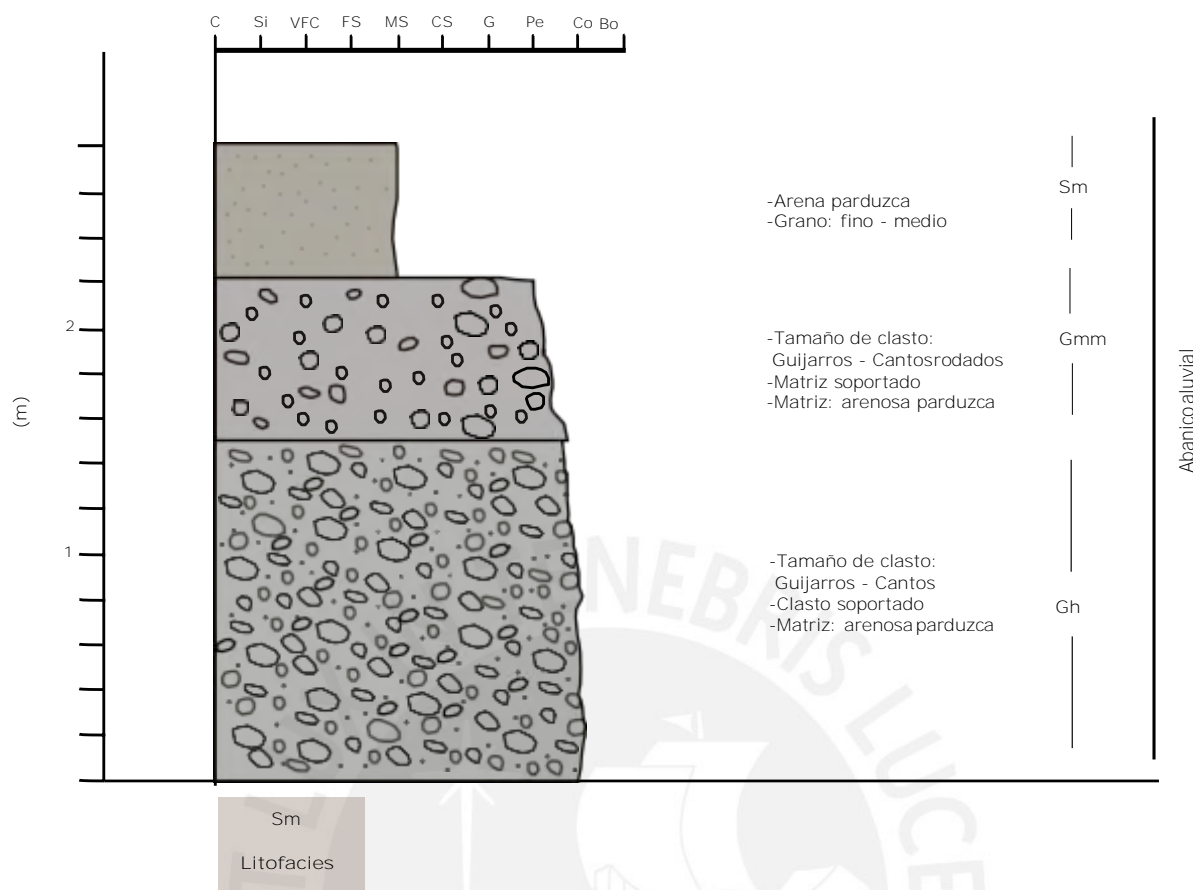


Figura 4.6.B. Columna estratigráfica del nivel de terraza T4.

4.1.2.4. Litofacies T5

En la zona de Naranjos se realizó el levantamiento de una columna estratigráfica en la ladera norte del río, en el nivel de terraza T5; esto es, en la superficie regional de la cuenca con superposición de la terraza más alta del río Naranjos (Figura 4.7). Desde la base hasta 7 m, el afloramiento está conformado por una primera secuencia heterogénea compuesta por intercalaciones de niveles de lutitas carbonosas grises y limolitas de color marrón con laminación paralela horizontal muy fina (Litofacies Fsm). Sobre esta, desde 7 hasta 10 m, aflora una capa masiva de arena cuarzosa bien seleccionada, con tamaño de grano fino a medio de color rojizo y de aproximadamente 2 m de potencia (Facies Sm). Igualmente, superpuesto a esta última, en contacto erosivo, desde 10 hasta 12, encontramos una unidad matriz soportada compuesta por clastos sub redondeados poco seleccionados con diámetros de hasta 20 cm y sin

imbricación aparente en una matriz arcillosa de 2 m de potencia (facies Gmm). En esta unidad no se observan estructuras sedimentarias y está recubierta por una espesa vegetación.

Otra columna estratigráfica fue levantada hacia el oeste, en esta se desarrolla de mejor manera la caracterización del nivel T5. Similar a la unidad superior de la columna anterior, se desarrolla una secuencia matriz soportada de 3 m de potencia. La unidad se compone de clastos de tamaños entre 5 y 15 cm (Guijarros y cantos rodados), la selección es mala en una matriz arenosa de grano medio. No se observan estructuras sedimentarias ni imbricación.

Se interpreta la unidad basal de la primera columna como correspondiente a una facie de ambiente lacustre poco profundo por la sedimentación de facies limo arenosas. Dicha secuencia estaría asociada a la formación Yarahuangó, caracterizada por intercalaciones de limolitas y arcillas rojizas. Igualmente, la secuencia superior, con sedimentos más jóvenes asociados a sistemas deposicionales de gran energía, se interpretan como correspondientes a un abanico aluvial. Igualmente la segunda columna, se interpreta como perteneciente a un ambiente fluvial turbulento característico de un abanico aluvial.

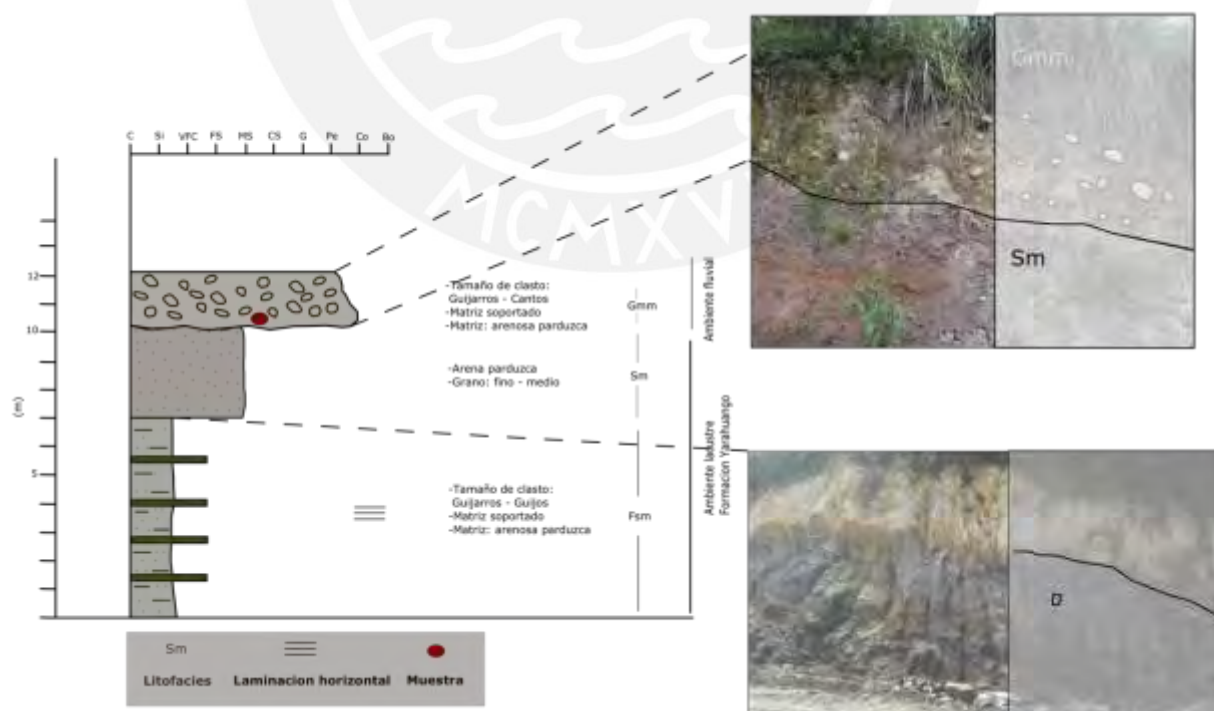


Figura 4.7. Columna estratigráfica y fotografías de los afloramientos para la terraza T5.

4.2. Resultados del río Naranjillos

4.2.1. Mapa de terrazas y perfil longitudinal del río Naranjillos

A lo largo de 10 km de recorrido, se cartografiaron 4 niveles de terrazas (Figura 4.8 y 4.9), en el valle del río Naranjillos. Cada nivel se desarrolla en un único bloque, durante todo el valle, formando superficies alargadas con valores de aproximadamente 200 - 1500 m de ancho. La nomenclatura de los niveles es similar al desarrollado para el río Naranjos.

Los escarpes de cada nivel de terraza se visibilizan en algunas zonas del valle; sin embargo, generalmente se encuentran poco preservados debido a la erosión y al desarrollo de vegetación, lo cual dificulta su cartografiado. Las terrazas se desarrollan en ambos flancos del valle del río Naranjillos, en los cuales se observa que el ancho de cada superficie de terraza disminuye en las cercanías al borde de la cuenca y que además todas tienen pendientes similares hacia el este. Asimismo, al respecto de las diferencias de elevación de cada nivel de terrazas, se observan variaciones entre la zona oeste del río y la zona este.

El nivel más reciente (T1) tiene un espaciamiento horizontal de hasta 500 m; se encuentra a alrededor de 4 m por encima de la llanura de inundación (FP), mantiene esa diferencia de elevación a lo largo de todo el río y se desarrolla de manera continua, en ambos márgenes del río Naranjillos. De igual manera, el nivel T2 se ubica a aproximadamente 8 m encima de la FP; sin embargo, esto solo ocurre hasta 6.4 km desde el borde occidental de la cuenca, en las cercanías de la carretera; a partir de dicho punto no se encuentra más el nivel T2 (Fig. 4.9). Por otro lado, el nivel T3 tiene un espaciamiento horizontal de hasta 1000 m y se encuentra aproximadamente a 12 m por encima de FP. Al igual que el nivel T1, el nivel T3 se desarrolla a lo largo de todo el valle; sin embargo, el espaciamiento vertical, sobre la FP, disminuye hacia el este a aproximadamente 10 m. Finalmente, el nivel T4, correspondiente a la superficie regional, se encuentra hacia el oeste a 26 m encima de FP (Transecto N°) y disminuye esa diferencia de elevaciones hacia el este hasta 13 m. (Figura 4.10).

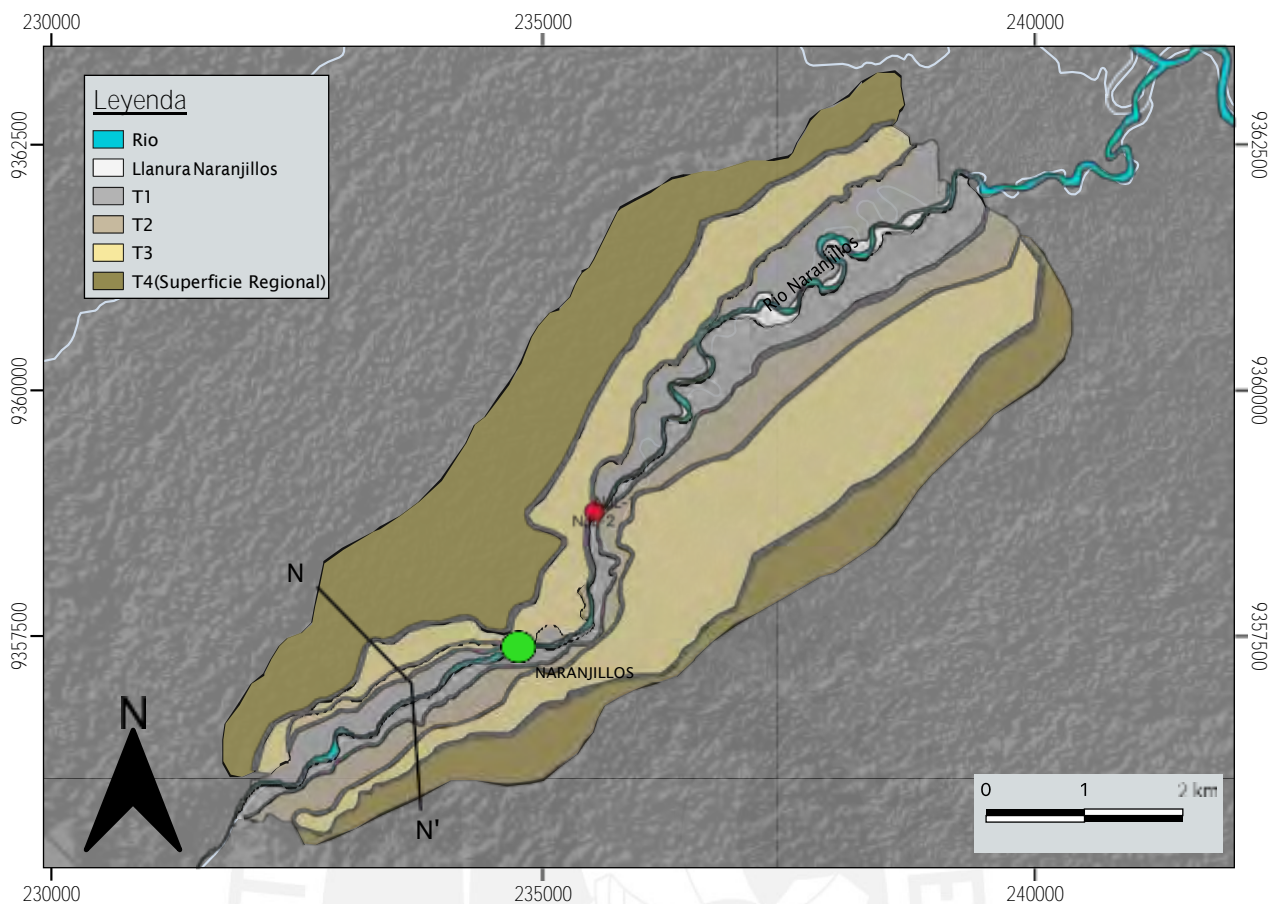


Figura 4.8. Mapa de terrazas del río Naranjillos. NJL-1,2 representan las ubicaciones de las muestras tomadas para dataciones. La sección transversal N' – N se describe en la figura 4.10.

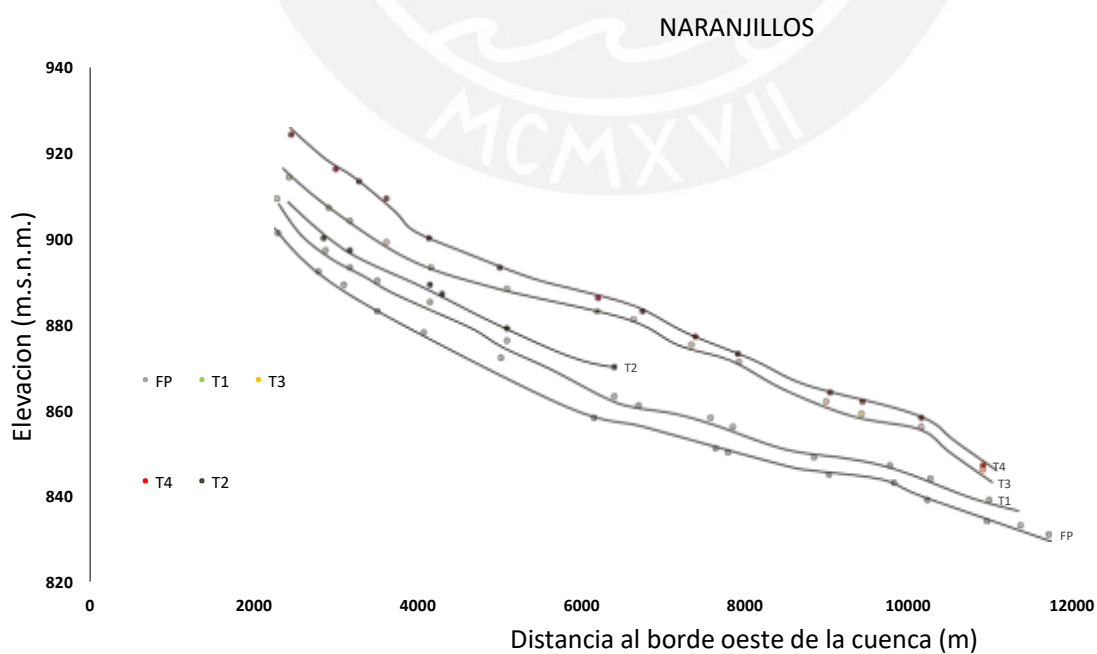


Figura 4.9. Perfil longitudinal de las terrazas del río Naranjillos. Se observa una tendencia a converger hacia el este.

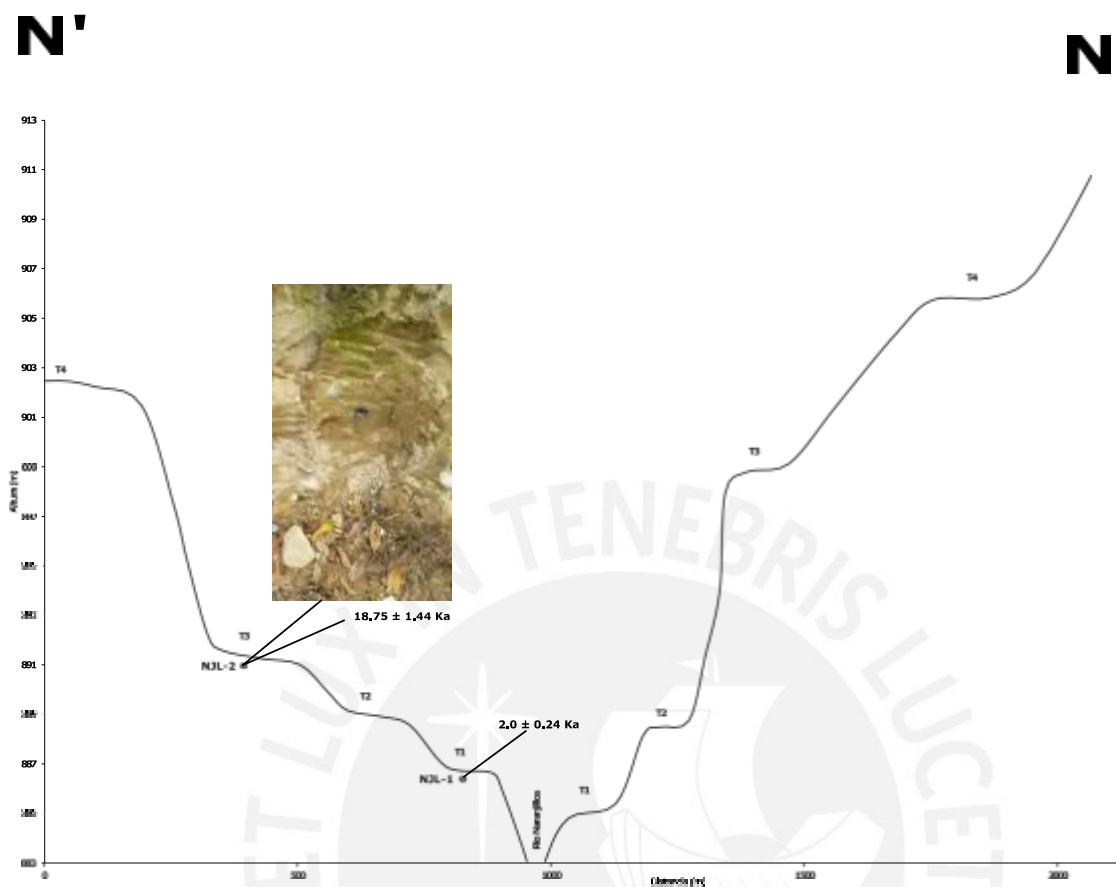


Figura 4.10. Perfil transversal del río Naranjillos. Se observan las dataciones NJL-1 y NJL-2

4.2.2. Sedimentología y Estratigrafía del río Naranjillos

En el sector de Naranjillos se levantaron cuatro columnas estratigráficas que corresponden a la transición entre los niveles de terraza T1, T2, T3 y T4 en la ladera norte del río.

4.2.2.1. Litofacies FP y T1

En el sector occidental del cauce del río Naranjillos, se levanto una primera columna, correspondiente al nivel de terraza T1 (Fig. 4.11.A). Al respecto, si bien no se encontró un afloramiento completo, se muestra una secuencia de 1 m de potencia compuesta por gravas clasto soportadas, de aspecto masivo (Gcm), con selección regular a buena. Estas gravas tienen tamaños entre 5 a 10 cm (Guijarros), son redondeadas a subredondeadas, en una matriz de

arena rojiza con tamaño de grano medio, bien seleccionado. Los clastos muestran imbricación leve hacia el noreste. Por otro lado, dentro de la secuencia no se observa gradación, laminaciones u otras estructuras sedimentarias. Esta secuencia fue ubicada en una calicata, cerca al río, por ende puede confundirse con la llanura aluvial (FP) (Fig. 4.11.B)

Se interpreta es facie como perteneciente a un ambiente fluvial de alta energía, correspondiente a un río meandriforme. El grado de redondez de los clastos indica una larga distancia de transporte y la leve imbricación de los clastos da indicios de un paleo flujo en dirección este.



Figura 4.11.A Fotografía del afloramiento para la terraza T1. La imagen fue tomada en una calicata hecha en dicho nivel.

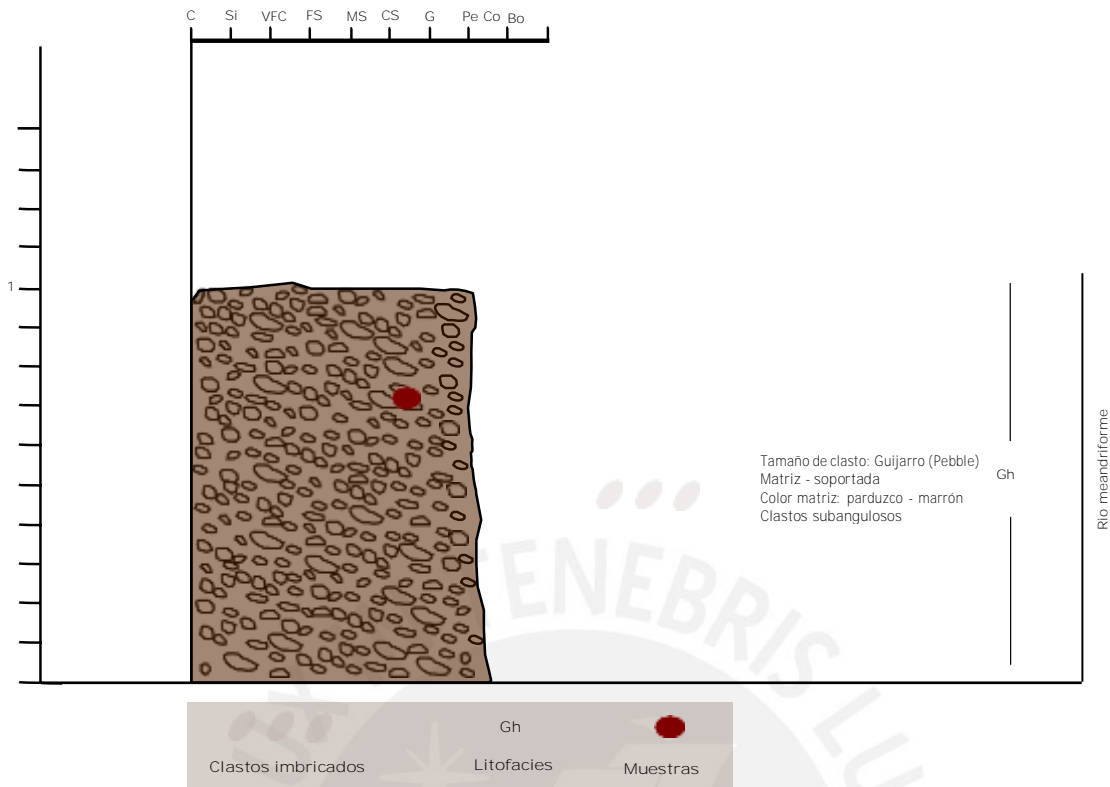


Figura 4.11.B Columna estratigráfica del nivel de terraza T1 Naranjillos

4.2.2.2. Litofacies T2

En las cercanías al puente Naranjillos, una segunda columna fue levantada en el nivel de terraza T2 de aproximadamente 2 m de potencia (Fig. 4.12.A). En la parte basal, se muestra una unidad clasto soportada de aproximadamente 1.3 m de potencia, compuesta por gravas subredondeadas a angulosas, con poco seleccionadas (Gcm). Las gravas tienen tamaños de entre 10 y 20 cm (Guijones). La matriz que soporta la unidad se compone de arena fina a media. No se aprecia imbricación ni alguna otra estructura sedimentaria.

Por encima de la anterior unidad, desde 1.3 a 1.6 m, se desarrolla una facie arenosa con tamaño de grano medio de color amarillento (Sm), no muestra laminación ni otras estructuras sedimentarias. Asimismo, desde 1.6 a 2 m, se encontró una facie matriz soportada compuesta por clastos de tamaños menores a 15 cm, en una matriz arenosa de tamaños de grano medio. La

facie no muestra imbricación y, como en toda la secuencia, no se aprecian estructuras sedimentarias (Fig. 4.12.B).

Se interpreta esta secuencia como perteneciente a un ambiente fluvial de alta energía (Abanico aluvial), debido a la mala selección de los clastos. Además, la angulosidad de algunos clastos indican cortas distancias de transporte. En síntesis, tendría relación con eventos de fuertes lluvias que incrementaron la turbulencia del flujo y el transporte de clastos de tamaños considerables.

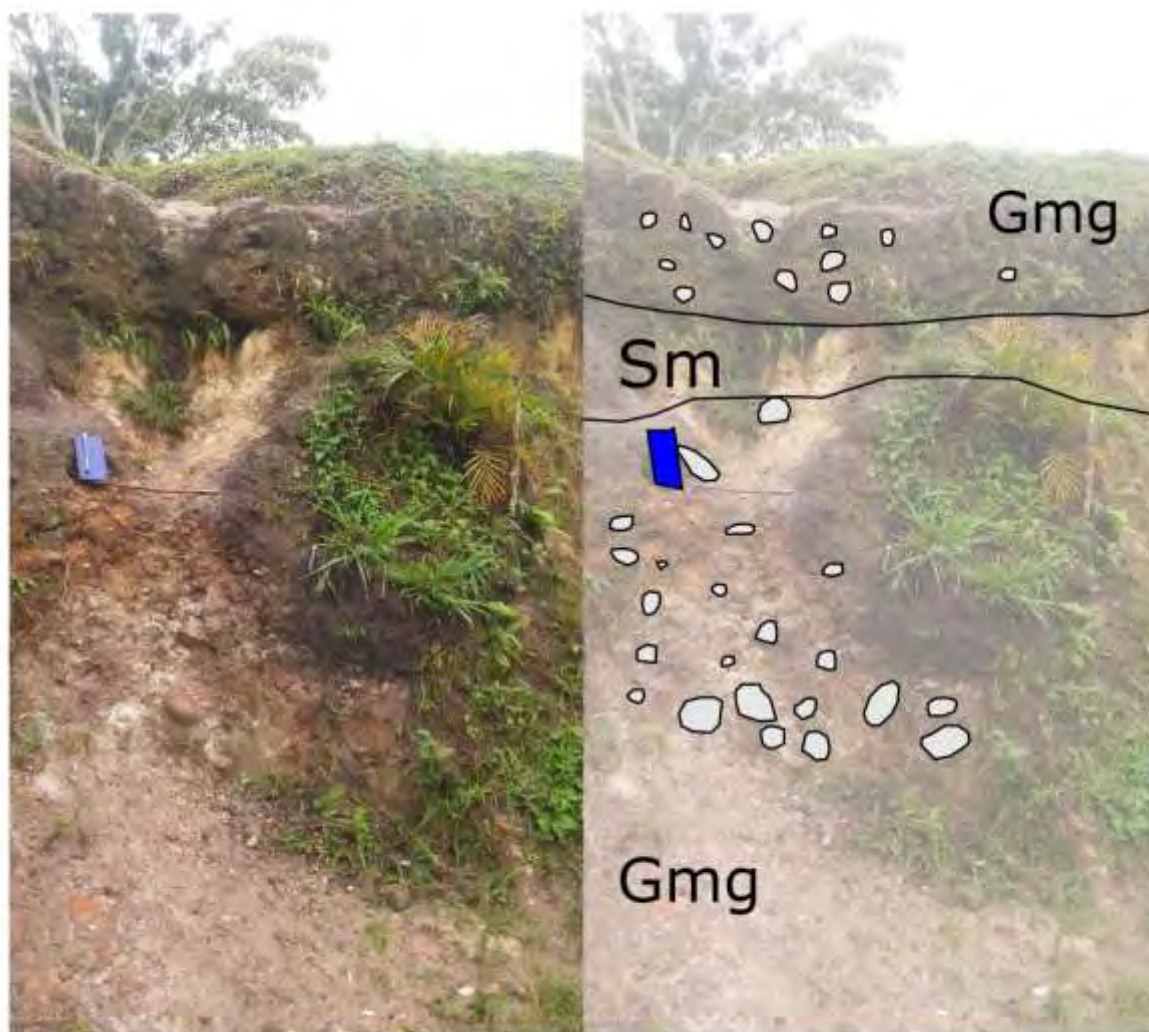


Figura 4.12.A Fotografía del afloramiento para la terraza T2, tomada en las cercanías al puente Naranjillos.

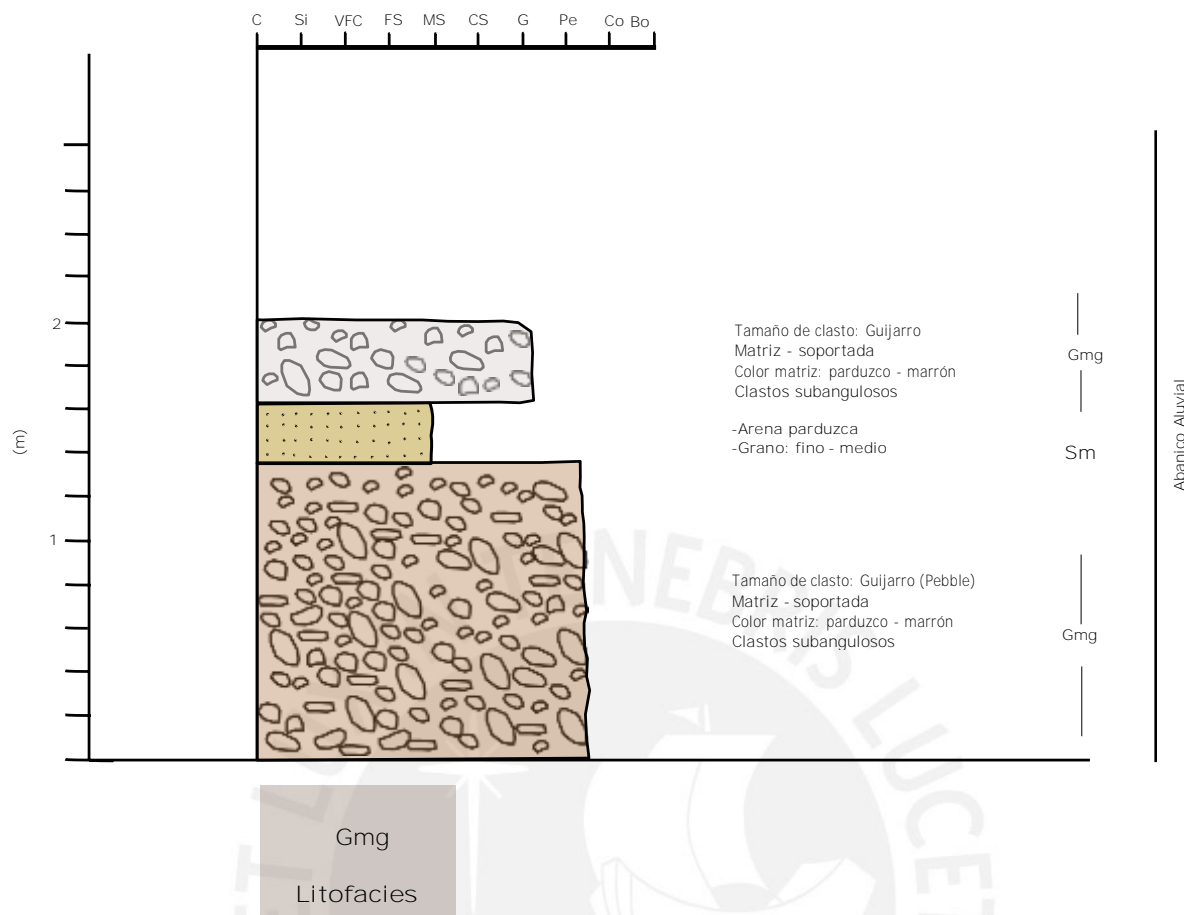


Figura 4.12.B Columna estratigráfica de la terraza T2

4.2.2.3. Litofacies T3

Al respecto del nivel de terraza T3, se levanto una columna de 3 m de potencia (Fig. 4.13.A). Esta muestra una base clasto soportada de 1.2 m de potencia, compuesta por gravas poco seleccionadas, sub angulares a subredondeadas, en una matriz de arena rojiza bien seleccionada, con tamaño de grano medio (Facies Gcm). Estas gravas tienen tamaños entre 15 y 20 cm (Cantos rodados) y no muestran imbricación u otras estructuras sedimentarias.

Desde 1.2 m hasta 2.5 m se encontró una facie matriz soportada con gravas sub redondeadas moderadamente seleccionadas (Gmg). El tamaño de los clasto es no mayor a 10 cm en una matriz de arena media a fina. Por último, de 2.5 a 3 m, se desarrolla una capa matriz soportada,

con clastos de hasta 12 cm en una matriz limo arenosa amarillenta de 50 cm de potencia sin estratificación (Gmg). La unidad muestra una leve imbricación hacia el este (Fig. 4.13.B).

La secuencia, compuesta por intercalaciones clasto y matriz soportadas de gravas poco seleccionadas, se interpreta como un proceso deposicional correspondiente a un abanico aluvial; es decir, a un sistema deposicional de alta energía de transporte, por lo que se depositan clastos de mayor tamaño intercalado con episodios posteriores donde predominó un ambiente fluvial, correspondiente a la incisión del río.

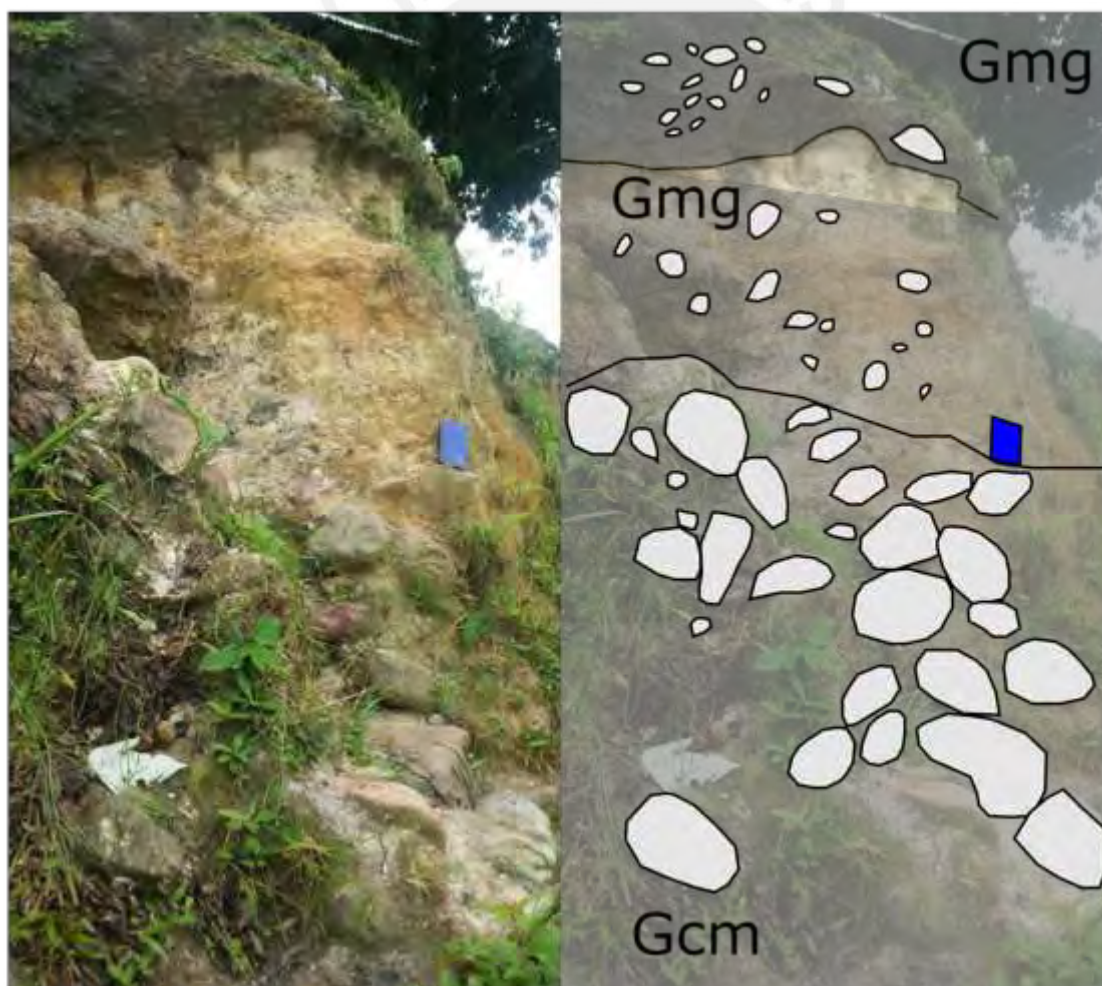


Figura 4.13.A Fotografía del afloramiento para la terraza T3

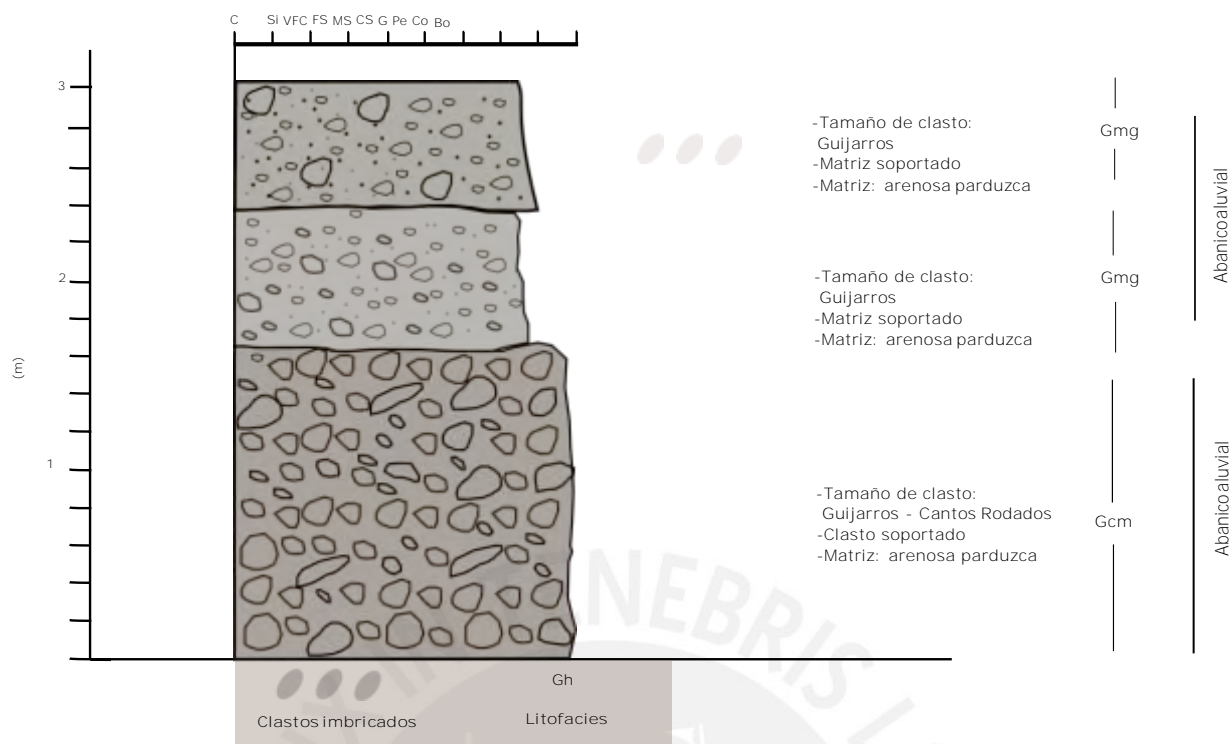


Figura 4.13.B Columna estratigráfica de la terraza T3

4.2.2.4. Litofacies T4

La columna estratigráfica correspondiente al nivel T4, muestra una unidad de aproximadamente 3 m de potencia. Este afloramiento, no representa el espesor completo del nivel de terraza; sin embargo, es posible su descripción para caracterizar dicho nivel. En esta se desarrolla un bloque clasto soportado masivo compuesto por gravas de tamaños entre 5 a 10 cm (Guijarros), los clastos son sub redondeados a sub angulosos (Facies Gh). La granulometría de la matriz es arenosa de grano medio de color marrón parduzco. No se observa gradación y la unidad tiene una selección de clastos media. Asimismo, no se observa imbricación ni otras estructuras sedimentarias.

La poca selección de clastos indica un sistema fluvial con flujo de alta energía correspondiente a un abanico aluvial. Además la sub redondez de los clastos indican cortas distancias de transporte.



Figura 4.14.A Fotografía del afloramiento para la terraza T4, en las cercanías a la carretera.

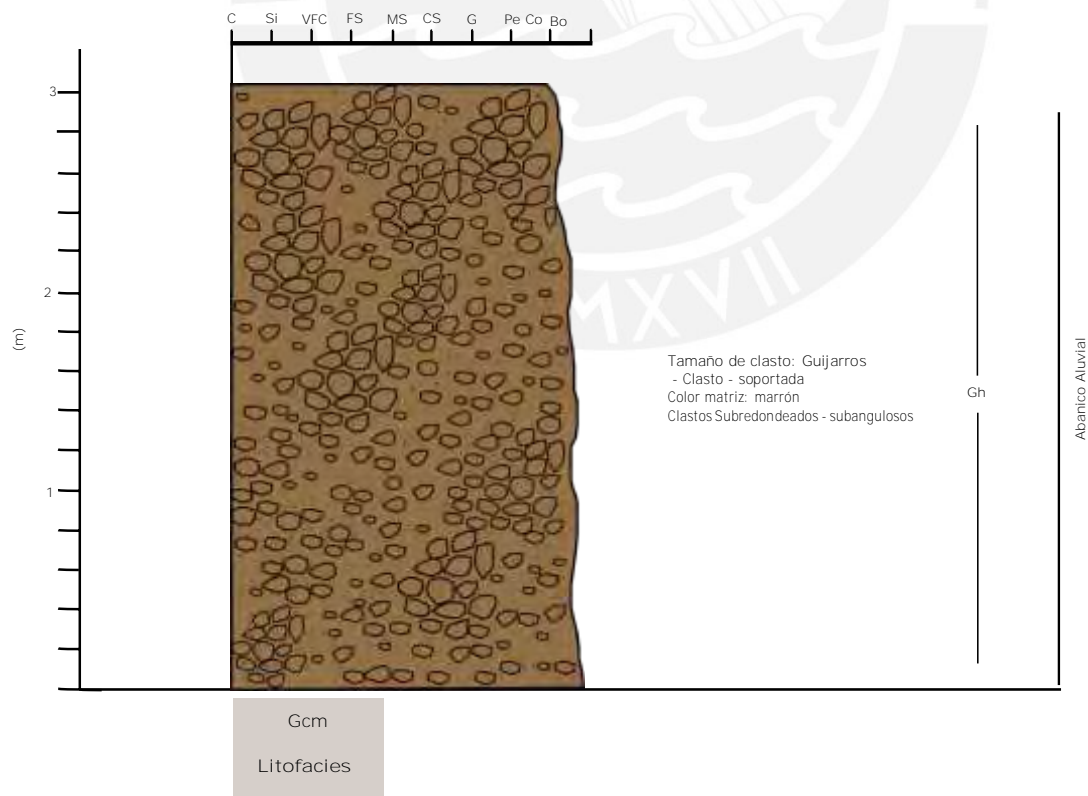


Figura 4.14.B. Columna estratigráfica para el nivel T4 en el rio Naranjillos.

4.3. Resultados del río Soritor

4.3.1. Mapa de terrazas y perfiles (longitudinal y transversal) del río Soritor

El cartografiado de las terrazas del río Soritor se realizó a lo largo de aproximadamente 10 km. En este recorrido se desarrolla, de manera continua, una llanura fluvial (FP) bastante amplia, con distancias de entre 300 – 900 m de ancho. Asimismo, solo se cartografió un único nivel de terraza (T1) correspondiente a la superficie regional de la cuenca (Figura 4.15). De manera general, se observa que, tanto el nivel T1 como la FP, tienen pendientes con vergencia hacia el este, con una tendencia a converger (Figura 4.16). Finalmente, se observa que a nivel regional, en el río Soritor se desarrollo menor cantidad de niveles de terrazas que en los ríos Naranjos y Naranjillos.

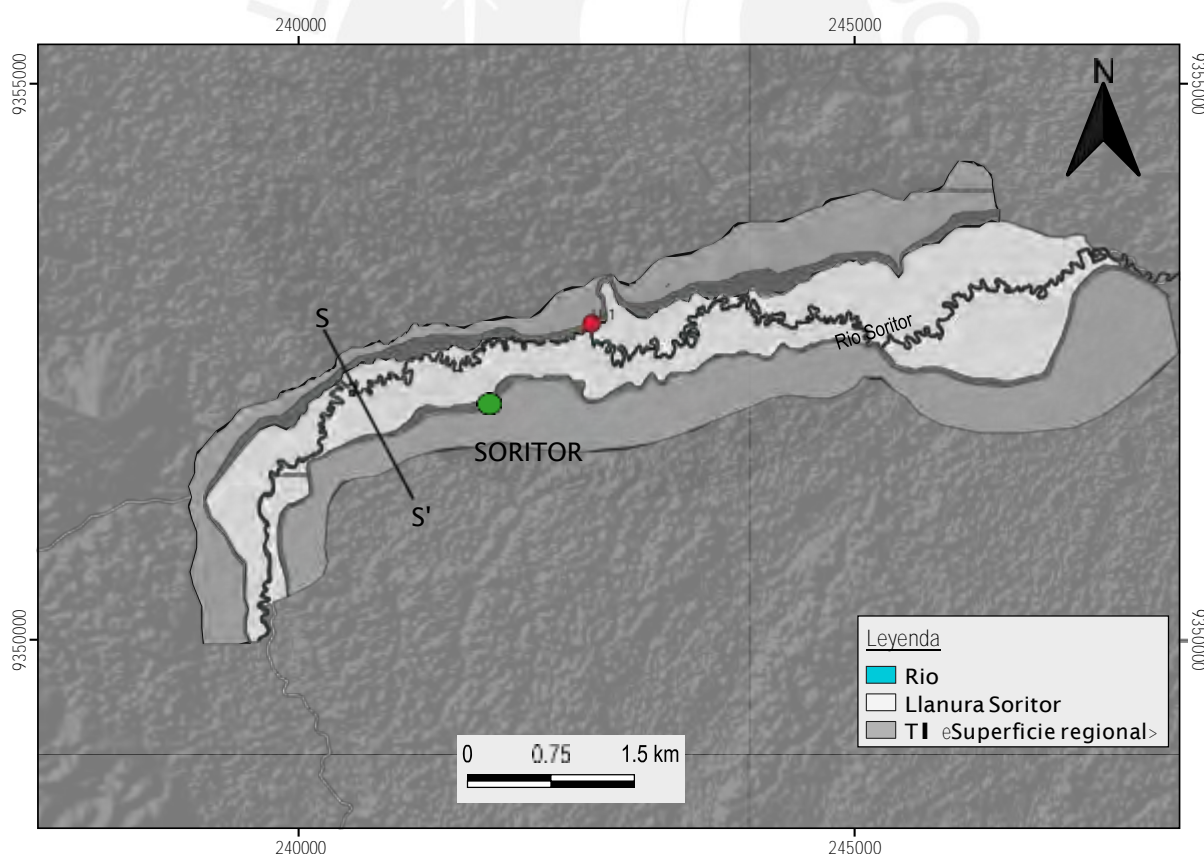


Figura 4.15. Mapa de terrazas del río Soritor. Las líneas punteadas representan los transectos extremos.

Al respecto, el nivel más reciente (T1) se encuentra a 24 m por encima de la llanura de inundación (FP) en el sector oeste de su trayecto; sin embargo, esta diferencia de elevación disminuye hacia el este a aproximadamente 12 m y disminuye este valor cuanto mas se acerca al rio Mayo (Fig. 4.17). En ese sentido, lo anterior indica un mayor encajamiento del rio hacia el oeste y menor encajamiento en el lado este. (Figura 4.16). Asimismo, se observa que la superficie desarrollada en el nivel T1 es constante y tiene anchos de hasta 500 m.

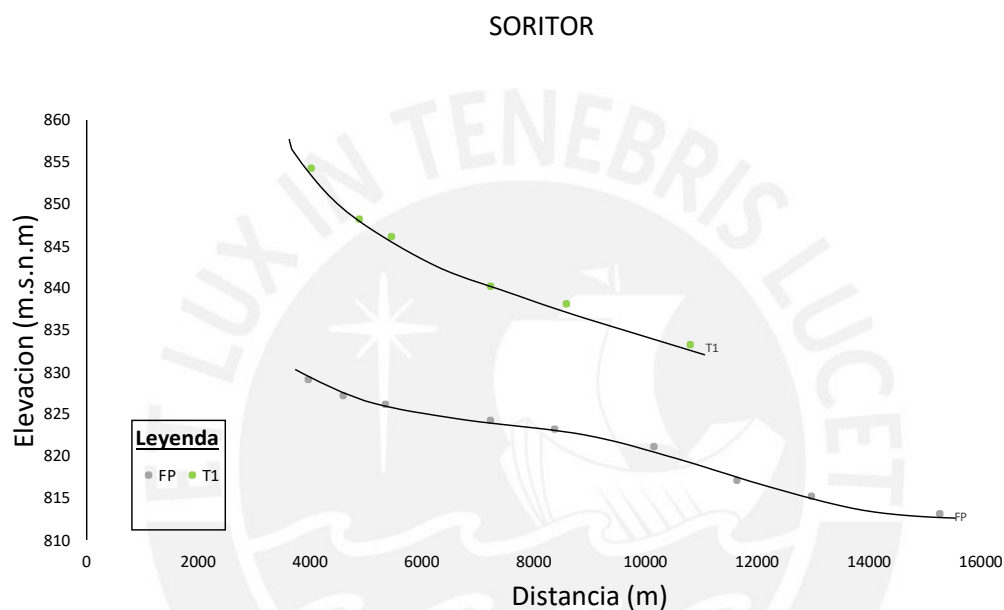


Figura 4.16. Perfil longitudinal del rio Soritor. Se observa mayor encajamiento hacia el oeste.

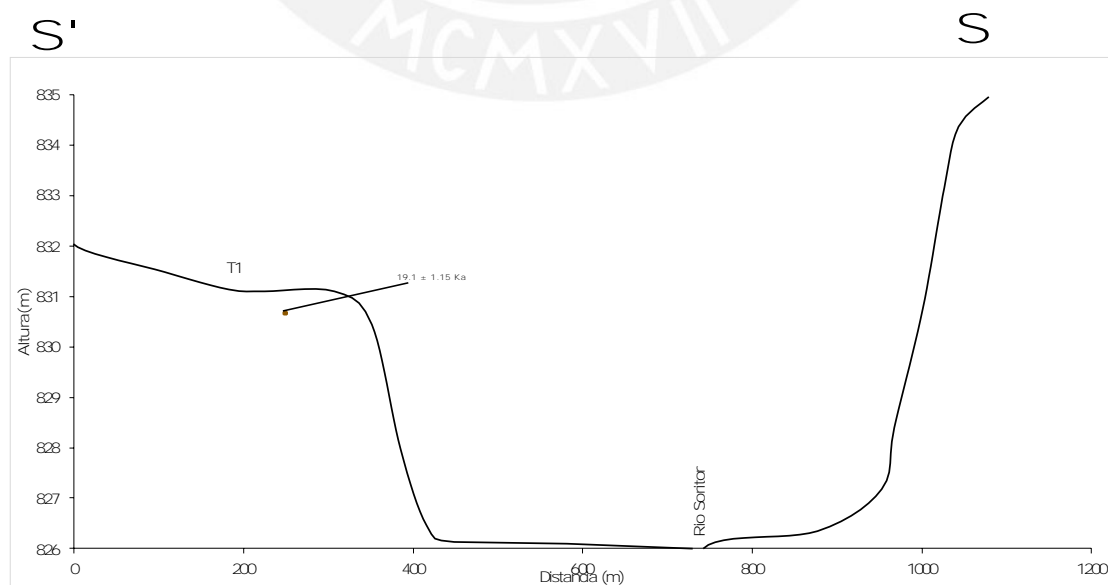


Figura 4.17. Perfil transversal del rio Soritor.

4.3.2. Sedimentología y Estratigrafía del río Soritor

4.3.2.1. Litofacies T1

Hacia el sur, en el río Soritor, se levantó una columna estratigráfica que caracteriza al nivel de terraza T1. En esta se observa una secuencia correspondiente a una capa matriz soportada de aproximadamente 2 m de potencia con gravas sub angulosas, con mala selección, de tamaños mayores a 4 cm y menores a 6 cm de diámetro (Guijarros). Los clastos se encuentran dentro de una matriz arenosa rojiza de grano medio a fino (Facies Gmm). La secuencia no muestra una gradación definida y no se desarrolla imbricación dentro de la secuencia; al contrario, su distribución es caótica. De la misma manera, no se aprecian otras estructuras sedimentarias como laminaciones, estratificación cruzada u otros.

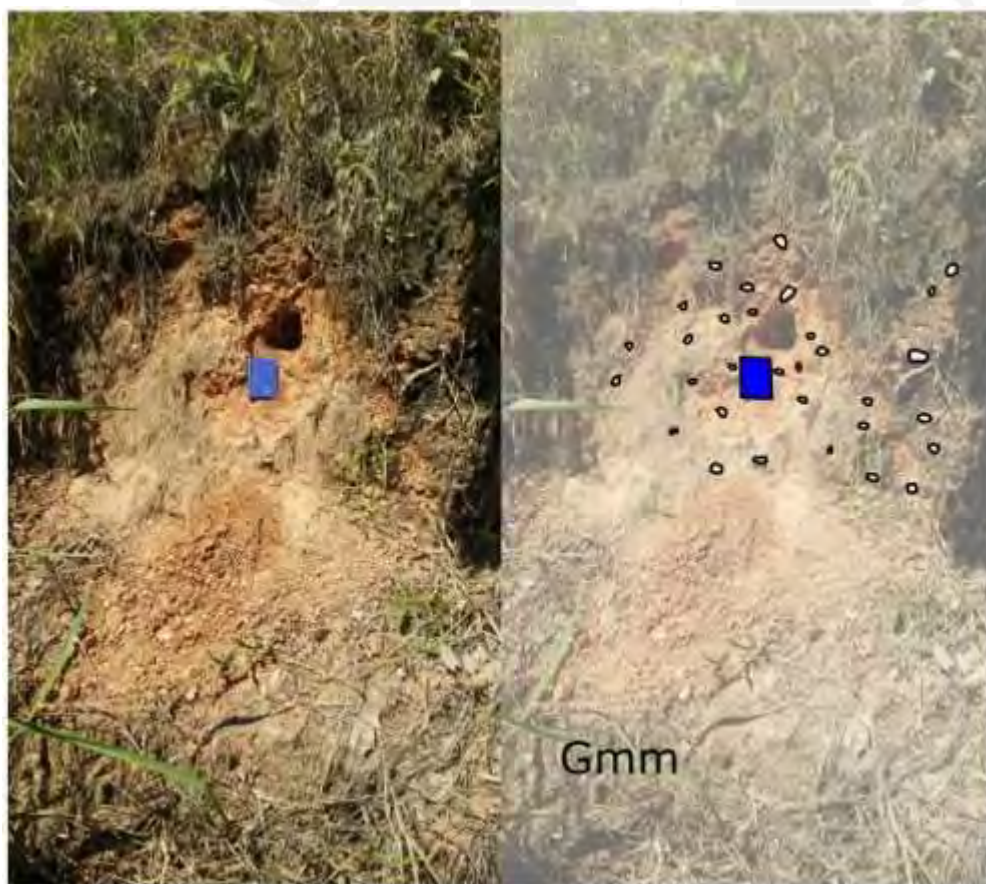


Figura 4.18. Fotografía del afloramiento para la terraza T1, del río Soritor.

Esta secuencia se interpreta como perteneciente a depósitos de flujos de energía media, correspondientes a un Abanico aluvial, en el que la ausencia de condiciones de turbulencia provocó la mala selección de los clastos.

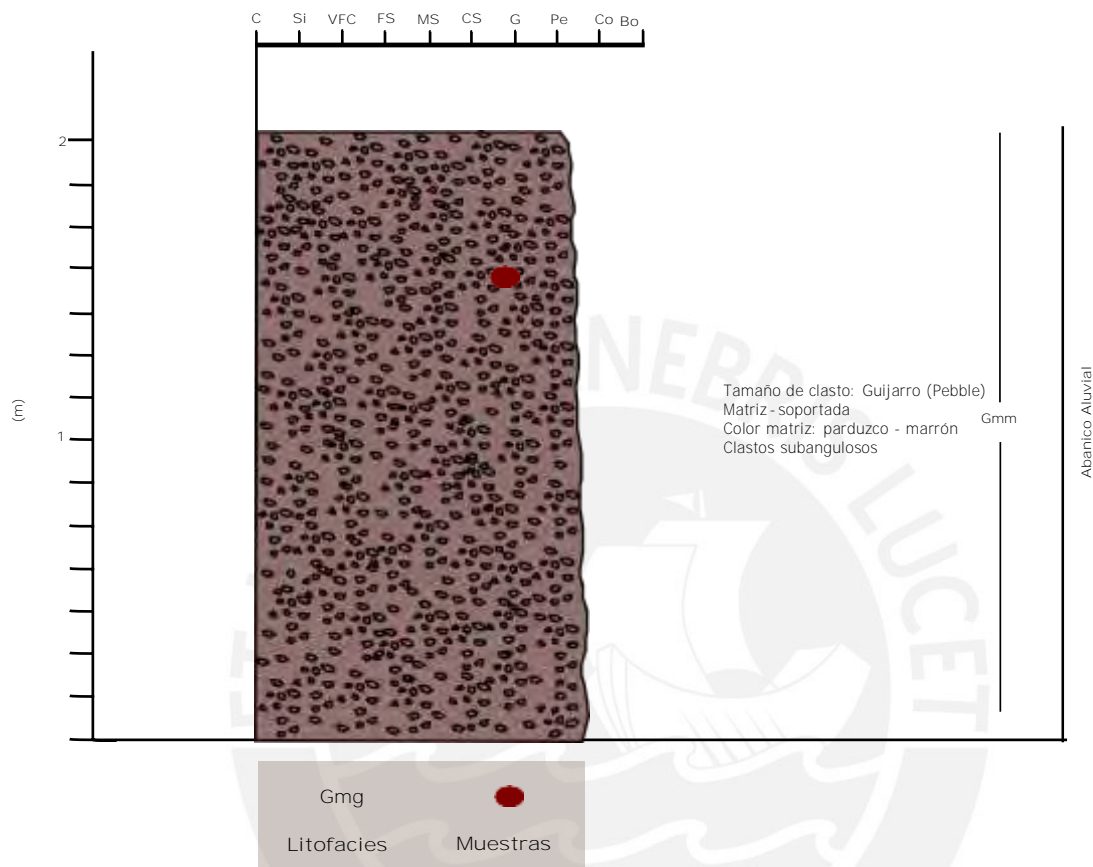


Figura 4.19. Columna estratigráfica de la zona oeste de Soritor.

4.4. Análisis OSL

Como se mencionó en el capítulo anterior, una totalidad de 8 muestras fueron datadas en los 3 ríos (Tabla 4.2). De ahí que, las edades adquiridas mediante las dataciones por OSL abarcan periodos desde 2.0 ± 0.24 ka a 21.72 ± 1.86 ka. Estos datos cumplen con el rango establecido para dataciones OSL (Rixhon et al., 2016), por lo que su confiabilidad es bastante alta. De esta manera, a nivel regional, las muestras NJO-5, NJL-2 y U-1, que fueron obtenidas de los sedimentos de las terrazas más elevadas de cada río, arrojan edades bastante similares, entre 18.75 y 21.72 ka.

En el río Naranjos, la edad más antigua corresponde a 21.72 ± 1.86 ka (Muestra NJO-5) y fue tomada en el nivel de terraza T5. Igualmente, en el nivel T4 se obtuvieron edades de 10.01 ± 2.09 ka (Muestra NJO-3) y 9.93 ± 0.62 ka (Muestra NJO-2). Debido a que presenta menor error, para posteriores cálculos se tomará la edad de la muestra NJO-2. Por último, las muestras tomadas en los niveles T2 y T1 arrojan edades de 7.34 ± 2.15 ka (Muestra NJO-4) y 5.71 ± 0.39 ka (Muestra NJO-1), respectivamente.

En el sector de Naranjillos se obtuvieron dos muestras correspondientes a la llanura aluvial y al nivel de base de la cuenca T1 (Figura 4.13). De ahí que, las dataciones arrojan edades de 2.0 ± 0.24 ka (Muestra NJL-1) y 18.75 ± 1.44 ka (NJL-2). Para finalizar, en el río Soritor se tomó solo una única muestra (U-1) correspondiente a la superficie regional de la cuenca en este sector (Figura 4.13) y arrojando una edad de 19.1 ± 1.15 ka.

Tabla 4.1. Posición de las muestras datadas mediante OSL.

Ubicación	Muestra	S	E	Edad(ka)	Nivel de Terraza	Elevación sobre el río (m)
Naranjos	NJO-5	226170	9370462	21.72 ± 1.86	T5	50
Naranjos	NJO-3	226912	9369535	10.01 ± 2.09	T4	34
Naranjos	NJO-2	226869	9369505	9.93 ± 0.62	T4	33
Naranjos	NJO-4	224567	9367160	7.34 ± 2.15	T2	15
Naranjos	NJO-1	224302	9367242	5.71 ± 0.39	T1	4
Soritor	U-1	242639	9352843	19.1 ± 1.15	T1	13
Naranjillos	NJL-1	235531	9358770	2.0 ± 0.24	T1	7
Naranjillos	NJL-2	235519	9358765	18.75 ± 1.44	T3	12

4.5. Cálculo de tasas de incisión

Teniendo en cuenta la validez de los resultados obtenidos en las dataciones, es factible realizar el cálculo de las tasas de incisión a lo largo de los ríos Naranjos, Naranjillos y Soritor. Este proceso se realizó a partir de la relación entre la elevación de la superficie de la terraza donde

fue tomada la muestra con respecto a la llanura aluvial y la edad de la muestra. Para esto, se utilizó la formulación $T = (A-A')/E$ donde T es la tasa de incisión, A es la elevación de la terraza donde se ubica la muestra, A' es la elevación del cauce actual del río y E es la edad de la muestra obtenida en las dataciones.

4.5.1. Tasas de incisión en el Río Naranjos

Las tasas de incisión calculadas para el río Naranjos, están representadas en el gráfico Edad VS Elevación de la figura 4.14. De esta manera se obtiene que posterior al abandono de la superficie regional de la cuenca (T5), hace 21 ka, la tasa de incisión fue de 2.3 mm/año. Consecutivamente, entre 9.93 ka y 7.34 ka, se produce una nueva tasa de incisión de 3.3 mm/año. Asimismo, entre 7.34 ka y 5.71 ka, la tasa de incisión cambió a 2 mm/año. Finalmente, durante los últimos 5.71 años, la tasa de incisión ha sido de 0.7 mm/año. De igual forma, la variabilidad de la tasa de incisión del río naranjos muestra que la falla que levanta la cuenca tiene bastante actividad en ese sector.

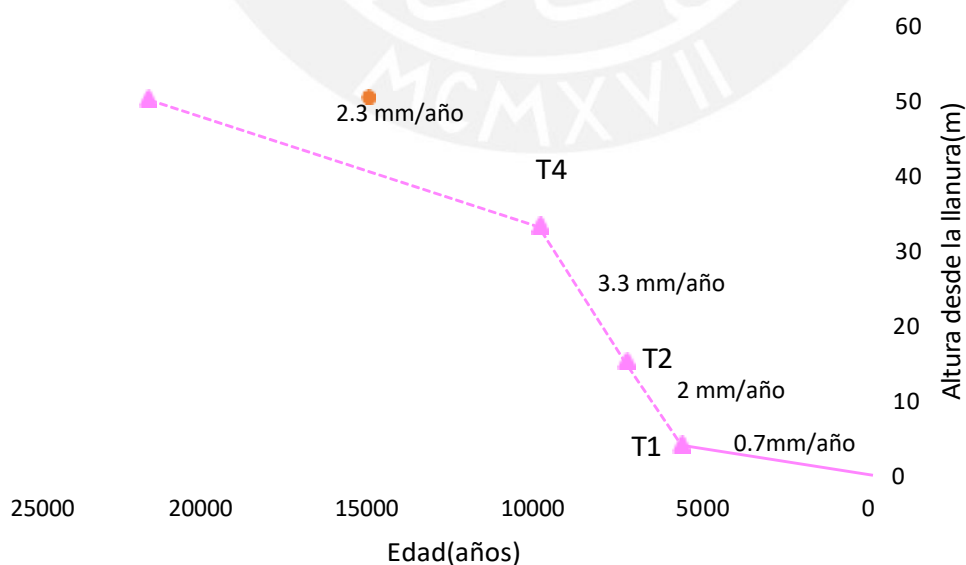


Figura 4.20. Tasas de incisión relativas a cada nivel de terraza del río Naranjos.

4.5.2. Tasa de incisión en el río Naranjillos

En Naranjillos se tiene una muestra de aproximadamente 18.75 ka que se ubica a 869 m.s.n.m.; esto es, a 12 m encima del cauce actual del río Naranjillos. Es así que, siguiendo un proceso similar al cálculo de las tasas de incisión del río Naranjos, se puede afirmar que, a partir del abandono del nivel de terraza T1, hace aproximadamente 18.75 ka, la tasa de incisión ha sido de 0.6 mm/año.

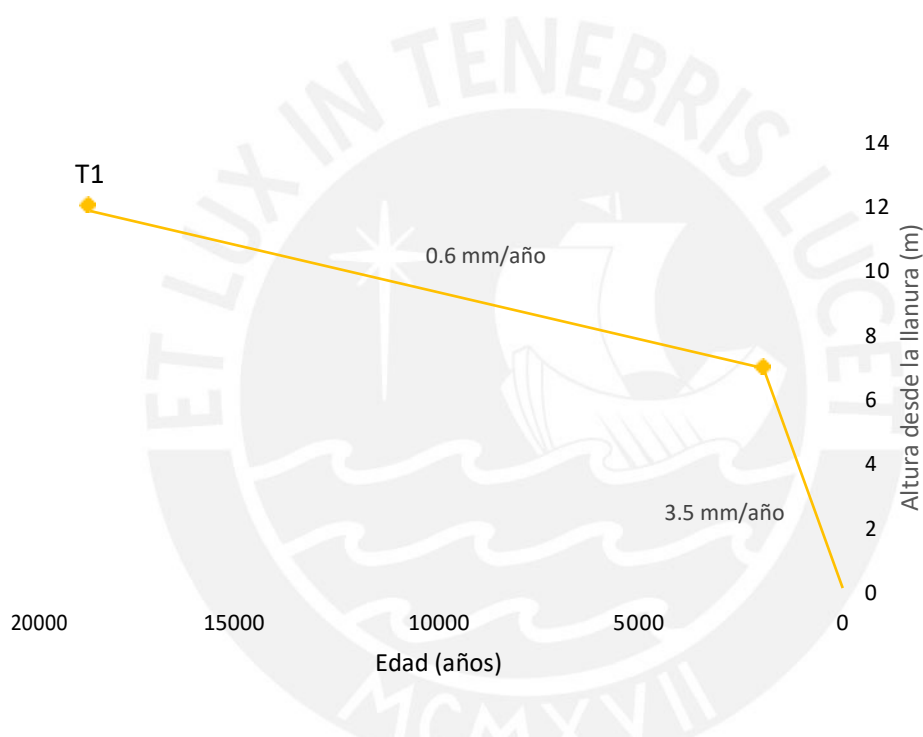


Figura 4.21. Tasas de incisión relativas al cauce actual del río Naranjillos.

4.5.3. Tasa de incisión en el río Soritor

En el río Soritor, la única muestra tomada pertenece al nivel de terraza T1 se encuentra ubicada a 13 m por encima de la llanura aluvial, con una edad aproximada de 19.1 ka. A partir de ello, se puede afirmar que desde el abandono del nivel de terraza T1, hace 19.1ka hasta la actualidad, la tasa de incisión del río ha sido de 0.7 mm/año.

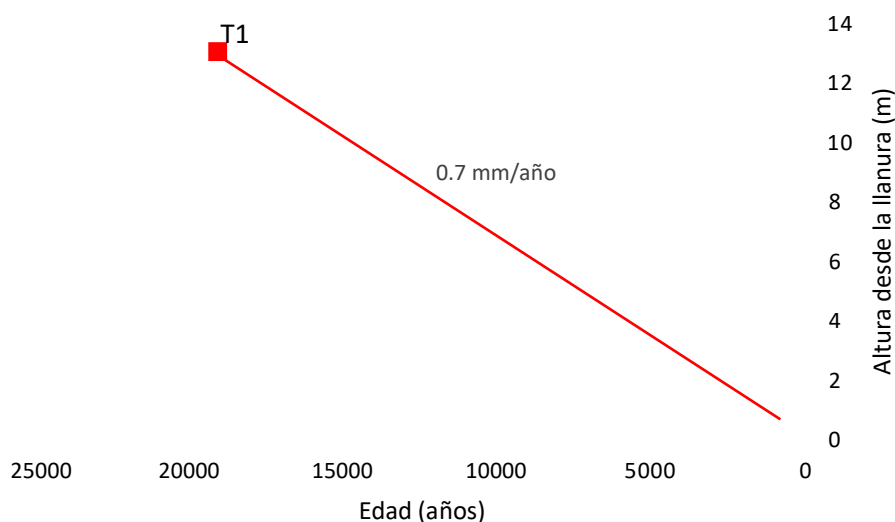


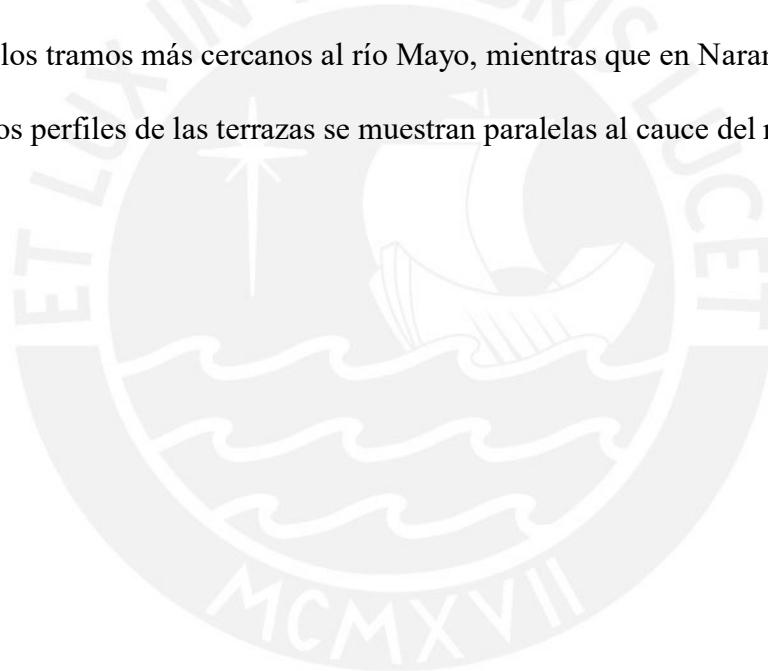
Figura 4.22. Tasas de incisión relativas al cauce actual del río Soritor.

4.6. Consideraciones generales sobre las terrazas de la cuenca de Moyobamba

Los datos recopilados fueron analizados utilizando el software ArcGIS, mediante el cual se generaron mapas de los niveles de terrazas fluviales existentes en los ríos Naranjos, Naranjillos y Soritor. Cada mapa está representado en una escala de 1:5000 y fue proyectado en coordenadas UTM WGS 84. En las que se muestran superficies planas, continuas y paralelas en cada río. Los niveles de terrazas en el río Naranjos se desarrollan preferentemente en la margen derecha del río; sin embargo, en los ríos Naranjillos y Soritor, esto no se produce. Cada nivel de terraza tiene un ancho considerable, desde donde se acorta al aproximarse al río Mayo alrededor del cual también se desarrollan terrazas. Para este resultado, primero se identificaron aquellos niveles de terrazas más elevados en cada río, así como los niveles más bajos. El nivel de terraza más elevado en cada río se ha formado encima de y encajado en la superficie regional que marca el fondo de la cuenca de Moyobamba. Por ende la formación de la terraza más alta de cada río marca el cese la sedimentación de la llanura regional de Moyobamba y el inicio de la formación de la red de drenaje actual del río Mayo y sus afluentes.

A nivel regional, se observa un incremento en los niveles de terrazas hacia el sector noroccidental, este aumenta desde 1 nivel de terraza en el río Soritor, hasta 5 niveles en el sector

de Naranjos. De la misma manera, en términos de espaciamiento vertical, se observa que el río Naranjos tiene mayor encajamiento, seguido por el río Naranjillos y el río Soritor. Estos últimos muestran un encajamiento similar, aunque el río Soritor un poco más hacia el oeste. De igual manera, mediante el cálculo de las tasas de incisión se corrobora que a nivel regional las tasas de incisión promedio, durante los últimos miles de años, han sido de alrededor de 0.6 - 0.7 mm/año, en los ríos Naranjillos y Soritor. Además, en el río Naranjos, la tasa promedio ha sido mucho mayor que los ríos anteriores, aproximadamente de 2.3 mm/año. Sin embargo, hace 5.71 ka esta tasa es igual que la de los otros ríos; es decir, de 0.7 mm/año. En los perfiles longitudinales de los ríos Naranjillos y Soritor, se observa la tendencia de las terrazas a converger hacia los tramos más cercanos al río Mayo, mientras que en Naranjos no se produce esta tendencia, los perfiles de las terrazas se muestran paralelas al cauce del río.



Capítulo V

5. DISCUSIONES

5.1. Influencia tectónica en la formación de terrazas fluviales

La cuenca de Moyobamba se mantiene sometida a una tectónica activa en toda la región (Calderon et al, 2015), por lo tanto existe la posibilidad de que este sea un factor importante en el proceso de incisión fluvial en la cuenca y, consecuentemente, en la formación de las terrazas. Por ello, las magnitudes calculadas para la incisión y otras características morfológicas permiten caracterizar el levantamiento de la cuenca y, por ende, el impacto de la actividad tectónica en la formación de las terrazas, durante el Cuaternario.

Los resultados de la presente investigación muestran tasas de incisión que varían en los tres ríos. De este modo, en el río Naranjos las tasas de incisión varían desde 0.7 – 3.3 mm/año, desde hace 21 ka. Por otro lado, desde hace aproximadamente 19 ka, en el río Naranjillos, la tasa de incisión muestra valores promedio de 0.6 mm/año. De manera similar, en el río Soritor, la tasa de incisión muestra valores promedio de 0.7 mm/año. Sin embargo, a nivel local, el río Naranjos ha experimentado mayores tasas de incisión (2.3 – 3.3 mm/año) hasta hace 5.71 ka. A partir de entonces se tienen tasas de incisión similares a los de Naranjillos y Soritor (Figura 5.1). Lo anterior muestra que el levantamiento no fue uniforme a lo largo de toda la zona oeste de la cuenca de Moyobamba, sino que se produjo con mayor intensidad en la zona norte. Esta diferencia en el levantamiento de la cuenca podría estar asociada a una componente de basculamiento. Esto se evidencia también en el valle del río Naranjos, donde las terrazas se ubican al lado sureste, lo que podría significar que el río se ha ido desplazando hacia el noroeste debido a un basculamiento tectónico. Un caso similar se observa en la cordillera de Langshan, al norte de China, en la que el levantamiento diferencial, generado por un sistema de fallas normales, generó que las tasas de incisión durante 58 a 41.28 ka se incrementasen gradualmente

hacia el norte, para que posteriormente, desde hace 32.19 ka, el levantamiento sea constante en toda la región; es decir, que el levantamiento tuvo una componente de basculamiento para provocar tasas de incisión variables (Jia et al, 2015). De la misma manera, en una investigación reciente, en el anticlinal Cerro Blanco, al norte del área de estudio, se calculó una tasa de incisión de 2.6 mm/año, durante los últimos 70 ka, en el río Mayo (Baby et al, 2020). Dicho valor estaría asociado al sistema de fallas de vergencia oeste que afectan la variabilidad de las tasas de incisión de los ríos Naranjos, Naranjillos y Soritor. Por otro lado, hacia el sur, fueron calculados tasas de incisión de 1 a 2 mm/año en las terrazas de Shapaja y Bellavista, en la cuenca Huallaga (Viveen et al, 2020). Dichos valores también están asociados a sistemas de fallas inversas correspondientes al sistema de fajas plegadas y corridas del subandino. Del mismo modo, en el río Naranjos se cartografiaron 5 niveles de terrazas cuyas elevaciones se incrementan hasta 60 m por encima de la llanura aluvial. De manera similar, el río Naranjillos cuenta con 4 niveles de terrazas de hasta 26 m de elevación por encima de la llanura aluvial y el río Soritor cuenta con 1 nivel de terraza de hasta 24 m encima de la llanura. Lo anterior sugiere que las terrazas fluviales se han desarrollado de manera gradual; esto es, el número de terrazas no permanece constante entre los diferentes ríos, sino que disminuye desde el borde noroccidental de la cuenca hacia el sur este. La misma observación se tiene al respecto de las elevaciones de los niveles de terrazas. De manera general la tendencia al respecto de las elevaciones de los niveles de terrazas y, en consecuencia, del encajamiento en los 3 ríos, muestra una disminución desde el borde norte hacia el borde suroriental. La presencia de fallas en los bordes de la cuenca de Moyobamba, sugiere una alta probabilidad en la relación entre la actividad tectónica y la distribución de las terrazas fluviales. Adicionalmente, lo anterior sugiere que la actividad tectónica ha tenido mayor impacto en el norte, provocando además mayor variabilidad en el valle del río Naranjos.

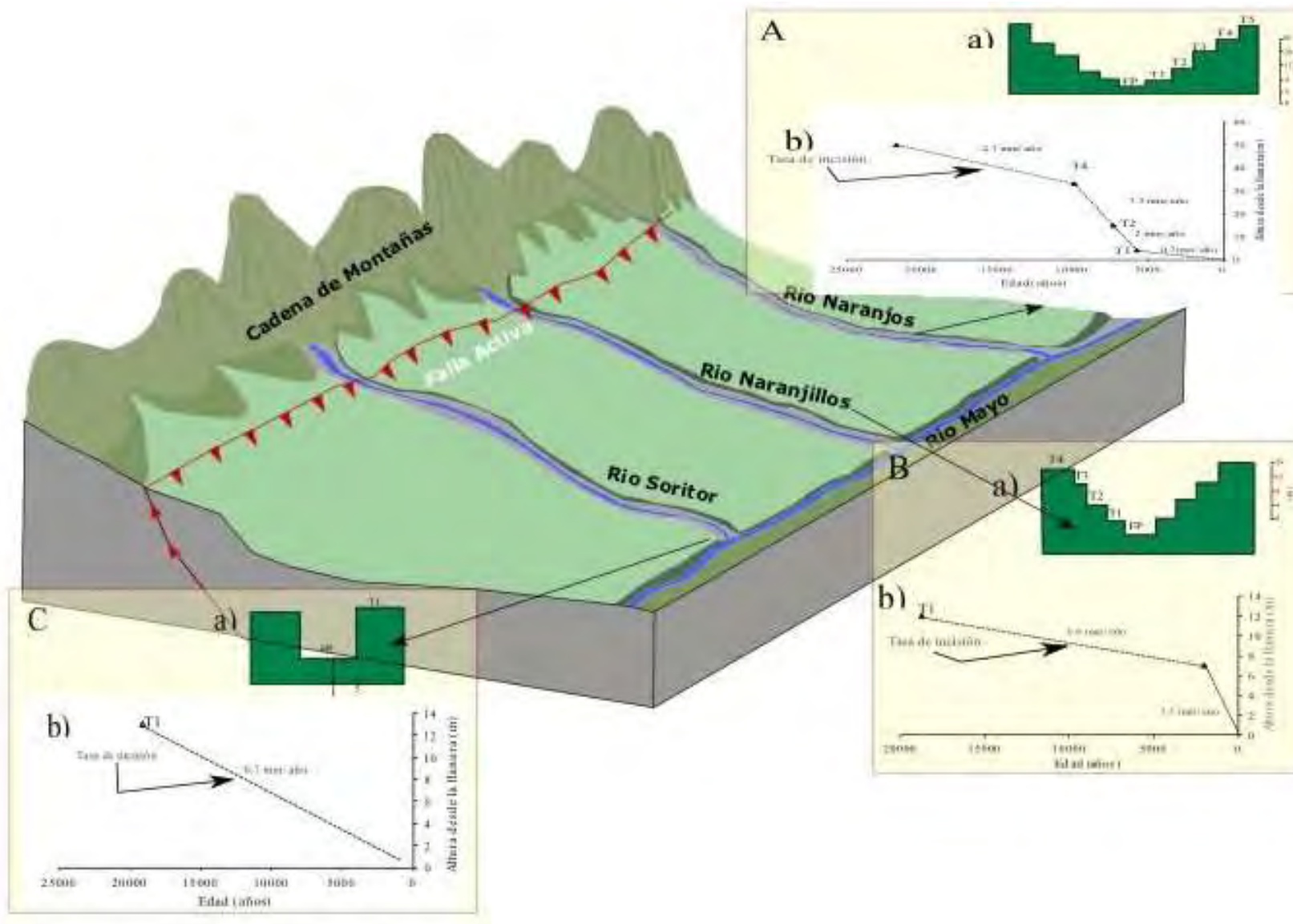


Figura 5.1. Variaciones en el número de niveles de terrazas y tasas de incisión en los ríos Naranjos, Naranjillos y Soritor. a) Numero de terrazas. b) Tasa de incisión.

Además, al analizar los perfiles longitudinales de cada río, se observa que en el río Naranjos los niveles de terrazas son semi paralelos entre sí y tienen una gradiente inclinada hacia el este. De la misma manera, en los ríos Naranjillos y Soritor los niveles de terraza mantienen gradientes hacia el este y tienden a converger en las cercanías al río Mayo. En relación a lo anterior, varios autores señalan que esta forma de distribución de las terrazas se interpretan como una respuesta pasiva asociada a altas velocidades de levantamiento tectónico (Pierce y Morgan, 1992; Burbank y Anderson, 2001; Giano y Ginandrea, 2014). Por ejemplo, las terrazas de los ríos Sinni y Agri, en el noroeste de Italia, muestran perfiles longitudinales con una pendiente hacia el este y cuyos niveles convergen río abajo, lo que sugiere un levantamiento rápido de la cuenca Sant’Arcangelo. De manera contraria, en la cuenca de Huancayo, las terrazas fluviales del río Cunas muestran paralelismo entre ellas y siguen dicha tendencia hacia el borde de la cuenca, por lo que se descarta la influencia de un factor tectónico como mecanismo de formación de terrazas fluviales (Viveen et al, 2019). Por ello, los perfiles longitudinales de los ríos sugieren la influencia del levantamiento en la zona oeste de la cuenca. Como se menciona anteriormente, existen suficientes indicios de la actividad tectónica constante en la cuenca de Moyobamba (Tavera et al, ; Baby et al, 2020; Viveen et al, 2020). Debido a esto, el planteamiento de que el levantamiento tectónico sea un factor fundamental en la incisión de los ríos y en consecuencia con la formación de los niveles de terrazas.

5.2. Influencia climatológica en la formación de terrazas fluviales

Distintas investigaciones mencionan que la formación de terrazas fluviales se debe principalmente a factores climáticos a través de fluctuaciones de escala orbital, en la que un nivel de terraza corresponde a un ciclo glacial – interglacial (Bridgland, 2007; Bridgland y Westaway, 2008). Por otra parte, anteriormente se observó que las edades de las terrazas abarcan periodos del Holoceno, caracterizados por cambios climáticos de corta duración debido a una intensificación en el Monzón sudamericano de verano. De esta manera, la

formación de los niveles de terrazas, en el Cuaternario, podría ser atribuible a variaciones climáticas de escala suborbital.

Una reconstrucción paleo climatológica, a partir de espeleotemas en la cueva Shatuca, ubicado en el borde oeste de la cuenca de Moyobamba, a solamente unos kilómetros de la zona de estudio de la presente investigación, ha mostrado una variabilidad en la tasa de precipitación durante el Holoceno (Bustamante et al., 2016). Durante este, hubo periodos de mayor precipitación durante 9.7–9.5, 9.2, 8.4, 8.2, 5.0, 4.1, 3.5, 3.0, 2.5, 2.1 ka y cambios abruptos a periodos de sequedad durante 10.2, 9.8, 9.3, 6.5, 5.1, 4.9, 2.5, 2.3 ka (Cheng et al, 2013; Bustamante et al, 2016). Al respecto de las terrazas del río Naranjos, correspondientes al Holoceno, el nivel de terraza T4 (9.98 ka) coincide con un periodo de precipitación. Lo mismo para los niveles T2 (7.34 ka) y T1 (5.71 Ka), los cuales coinciden con periodos climáticos de mayor precipitación (Figura 5.2). En ese sentido, durante periodos de alta temperatura y con mayores precipitaciones, causados por una intensificación en el Monzón Sudamericano, a consecuencia de variaciones climáticas sub orbitales, el caudal del río se incrementa provocando mayor incisión, mayores tasas de transporte de sedimentos y acelerando la formación de un nuevo nivel de terraza (Jia et al, 2015). Sin embargo, durante períodos más fríos y con menos precipitación, el flujo de sedimentos es menor, así como el proceso erosivo, de esta manera la deposición de sedimentos en la llanura aluvial es el proceso predominante (Vanderberghe, 2015). Asimismo, en los tres ríos, los niveles de terrazas mas antiguos (18 a 21 ka), coinciden con temporadas húmedas en la Amazonia, durante el Ultimo Máximo Glacial (Cheng et al, 2013)

La variaciones climáticas hacia periodos de mayor precipitación, explican la naturaleza estratigráfica del nivel T4, la cual corresponde a un ambiente fluvial de alta energía; en otras palabras, el transporte de sedimentos se produce en un flujo de bastante turbulencia. Algo similar ocurre con los niveles de terraza T1 y T2, los cuales fueron caracterizados como

correspondientes a flujos de energía media, correspondientes a abanicos aluviales. Lo anterior se evidencia en la naturaleza caótica que se muestran dichos niveles en la estratigrafía; es decir, la mala selección de los sedimentos, la disposición matriz y clasto soportada de cada unidad, la falta de gradación en los estratos y otras características, permiten establecer una clara influencia climatología, debido a que un aumento en la precipitación provocaría mayor transporte de sedimentos.

Lo mencionado anteriormente, al respecto de las terrazas del río Naranjos, sugiere que la formación de al menos las terrazas más recientes (T1 y T2) estarían relacionadas a cambios climáticos de escala sub orbital. Por otro lado, al respecto del nivel de terraza T4 , que correspondería a un periodo de alta humedad y en consecuencia un flujo bastante turbulento, provocando periodos de incisión de la llanura aluvial hacia la formación del nivel de terraza T3. Sin embargo, las fluctuaciones climáticas de corta duración, en la mayoría de los casos, no producen el desarrollo de plataformas sedimentarias de carácter fluvial (Vanderberghe, 2002). Por ello, si bien la formación de terrazas se encuentra asociada a la intervención de cambios cíclicos suborbitales del clima, su desarrollo se produjo en períodos cortos y difícilmente pudieron preservarse. Debido a esto, se sugiere la intervención del levantamiento tectónico y la consecuente incisión en la formación y preservación de las terrazas fluviales.

Igualmente, a propósito de la amplitud de los niveles de terrazas, una interpretación desarrollada para las terrazas del río Huang Shui, en el noreste de la meseta taiwanesa, menciona que la amplitud de dichos niveles indica una continua migración lateral del río (Wang et al, 2015). En comparación con esa región, en la cuenca de Moyobamba las llanuras aluviales no se desarrollan continuamente y los niveles de terrazas muestran amplitudes menores a 450 m. Además, en el río Naranjos, se observa que las terrazas son progresivamente más jóvenes hacia el norte. Esto estaría asociado a que se produjo una migración lateral del río.

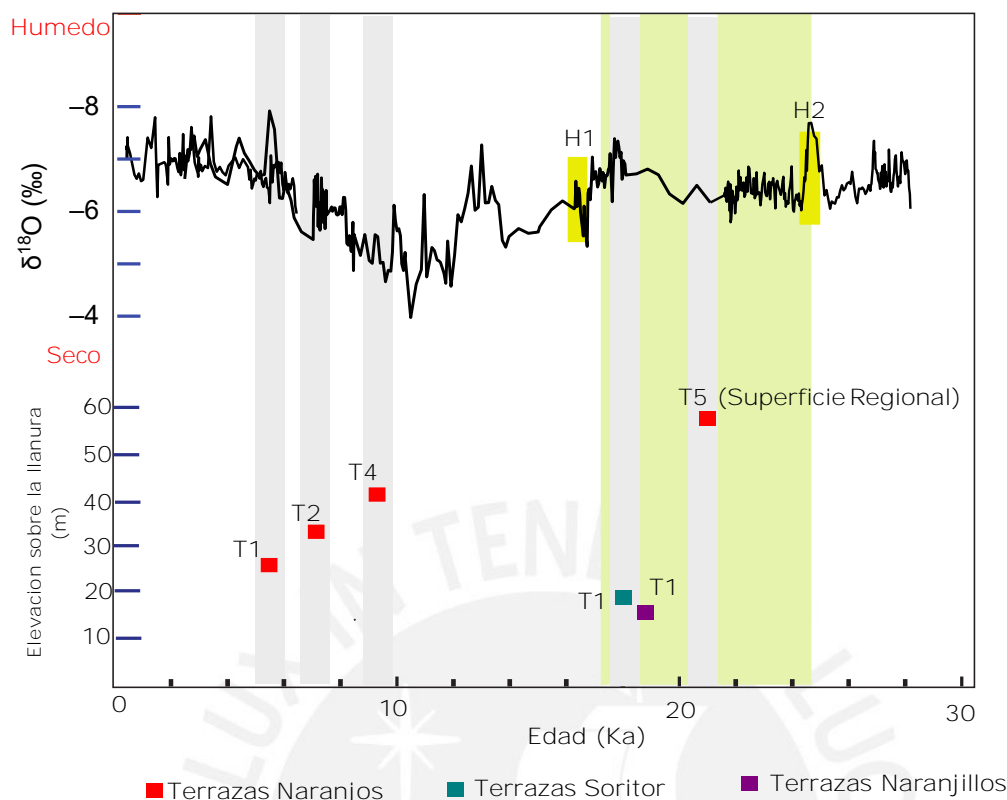


Figura 5.2. Relación entre la formación de los niveles de terrazas del río Naranjos y la variación climática durante el Holoceno. H1 y H2 representan las edades de los evento Heinrich. Se muestran las variaciones isotópicas de oxígeno de Shapaja. (Modificado de Cheng et al, 2013).

5.3. Evolución de la cuenca de Moyobamba

Las características estratigráficas y sedimentológicas de los niveles de terrazas más elevados de la cuenca muestran la transición de una facie compuesta de sedimentos lacustres (arcillas y limos) y superpuesta a esta, una serie de unidades de sedimentos fluviales. Asimismo, las edades adquiridas para los niveles más elevados, las cuales corresponden a la superficie regional de la cuenca son bastante similares entre 18 y 21 ka; es decir, abarcan parte del Pleistoceno tardío. Lo anterior muestra que la configuración de la red de drenaje en este sector inició de manera sincrónica, hace aproximadamente 18 – 21 Ka. Esto sugiere una respuesta uniforme, en toda la cuenca, a un evento de escala regional, que propicio la formación de las terrazas fluviales más antiguas. Al respecto, investigaciones similares, asociadas a la inversión de cuencas,

señalan que en las partes más elevadas de los sistemas de terrazas fluviales muestran secuencias compuestas por conglomerados (Bridgland et al., 2020). De igual forma, se identifican sedimentos lacustres en las secuencias más basales de los niveles de terrazas más antiguos, subyaciendo unidades de ambientes fluviales (Jia et al, 2015; Westaway, 2002; Fu et al., 2013). De esta manera, es posible que la cuenca haya tenido un carácter endorreico, en el cual, durante el Mioceno, Plioceno y parte del Pleistoceno, se fue desarrollando un gran lago hasta el momento de su apertura, hace 21 ka, en la que el río Mayo y sus tributarios iniciaron su proceso de incisión. Dicho de otra manera, la cuenca fue endorreica hasta 21 ka, en el que, debido a la apertura de la cuenca y el nuevo sistema fluvial hacia la amazonia, fueron predominantes los procesos de incisión y sedimentación. Teniendo en cuenta lo anterior, la distribución de las terrazas a lo largo de la cuenca, las tasas de incisión y las edades de los niveles de terrazas sugieren dos etapas tectónicas fundamentales (Fig. 5.3). La primera se relaciona con el levantamiento regional de la cuenca y la apertura de esta, a partir del cual se produjo una migración del nivel de base de dicho sistema, generando el proceso de incisión que causó la formación de los niveles de terrazas más elevados de cada río. Posteriormente, después de aproximadamente 10 ka, la reactivación de la falla ubicada al oeste de la cuenca produjo nuevos episodios de levantamiento tectónico e iniciaron la actual configuración geomorfológica de la cuenca de Moyobamba.

CAPITULO VI

6. CONCLUSIONES

El desarrollo de las terrazas fluviales de la cuenca de Moyobamba configura un esquema complejo de la interacción entre los factores climáticos y tectónicos imperantes en su formación. A lo largo de la cuenca se cartografiaron un máximo de 5 niveles de terrazas en el río Naranjos; 4 niveles en el río Naranjillos y 1 nivel en el río Soritor. Lo anterior marca una tendencia en la cuenca, siendo la zona noroccidental la que mayor número de niveles de terraza presenta. Igualmente, mediciones de alta precisión, análisis de modelos digitales y dataciones OSL fueron aplicadas en la investigación para determinar las tasas de incisión en cada uno de los ríos. Al respecto, las tasas de incisión calculadas para los ríos, confirman que el levantamiento de la cuenca se desarrolla de manera diferencial, con mayor tasas de levantamiento hacia el norte. De igual manera, la correlación de las dataciones con datos paleo climatológicos muestran que las variaciones suborbitales del clima también tienen un rol importante en la génesis de las terrazas, aunque la corta duración de las variaciones climáticas hace que sea necesario un componente tectónico para su la preservación de las terrazas. Por lo mencionado anteriormente, la secuencia de terrazas, la variación de las tasas de incisión y el efecto de las variaciones climáticas, confirman que la actividad tectónica de la falla asociada al borde occidental de la cuenca de Moyobamba, que provoca el levantamiento del bloque oeste de esta última, es un componente importante en la formación de las terrazas

Por último, las características estratigráficas y sedimentológicas de las terrazas de la zona estudiada, muestran una transición de facies de ambiente lacustre hacia un ambiente de abanico aluvial, durante periodos pre holocénicos. Además, se verificó que las terrazas más antiguas de la zona muestran edades de este mismo periodo. Por ello, se puede afirmar que la cuenca tuvo un carácter endorreico y que posteriormente, debido a su apertura, inició el proceso de formación de las terrazas y la actual configuración del sistema fluvial de la cuenca de

Moyobamba, de manera simultanea en los 3 ríos. Dicha apertura, es un factor importante en el desarrollo de los niveles de terrazas más antiguos y explica también las mayores tasas de incisión en dichos periodos.



7. BIBLIOGRAFIA

Aceñolaza, F.G. 1992. El sistema Ordovícico de Latinoamérica. In: Paleozoico Inferior de Ibero-América (edited by J. C. Gutierrez-Marco, J. Saavedra and I. Rabano), pp 85-118.

Universidad de Extremadura, Graficas Topacio S.A., Madrid, España

Baby, P. et al. (2005) Geodinámica mio-pliocénica de las cuencas sub- andinas peruanas: un mejor entendimiento de los sistemas petroleros. V International Seminar INGEPET, Lima, Perú.

Baby, P., Y. Calderón, C. Hurtado, M. Louterbach, N. Espurt, S. Brusset, M. Roddaz, S. Brichau, A. Eude, G. Calves, A. Quispe, L. Ramirez, A. Bandach, and R. Bolaños, 2018, The Peruvian sub- Andean foreland basin system: Structural overview, geochronologic constraints, and unexplored plays, in G. Zamora, K. R. McClay, and V. A. Ramos, eds., Petroleum basins and hydrocarbon potential of the Andes of Peru and Bolivia: AAPG Memoir 117, p. 91–120.

Baby, P., Rochat, P., Mascle, G., Hérial, G. (1997) Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology* 25, 883–886.

Baker, P.A., Fritz, S.C., 2015. Nature and causes of Quaternary climate variation of tropical South America. *Quat. Sci. Rev.* 124, 31–47.

Bird, B.W., Abbott, M.B., Rodbell, D.T., Vuille, M., 2011. Holocene tropical South

American hydroclimate revealed from a decadal resolved lake sediment $\delta^{18}O$ record. *Earth Planet. Sci. Lett.* 310, 192–202.

Bridgland, D., Westaway, R., in press. Climatically controlled river terrace staircases: a worldwide Quaternary phenomenon. *Geomorphology*.

Bridgland, D.R., Westaway, R., 2008b. Preservation patterns of late Cenozoic fluvial deposits and their implications: results from IGCP 449. *Quat. Int.* 189, 5–38.

- Bull, W.B., 1991. *Geomorphic Responses to Climatic Change*. Oxford University Press, Oxford. 326 pp.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell Science, Oxford pp. 1–274.
- Calderon, Y., Baby, P., Hurtado, C., Brusset, S., 2017a. Thrust tectonics in the Andean retroforeland basin of northern Peru: Permian inheritances and petroleum implications. *Mar. Petrol. Geol.* 82, 238–250.
- Caputo, M. V., 2014, Juruá orogeny: Brazil and Andean countries: *Brazilian Journal of Geology*, v. 44, no. 2, p. 181–190, doi: 10.5327/Z2317-4889201400020001.
- Catuneanu, O., 2004. Retroarc foreland systems—evolution through time. *J. Afr. Earth Sci.* 38, 225–242.
- Charrier, R. 1973. *Geología de las Provincias O'Higgins y Colchagua*. Instituto de Investigación de Recursos Naturales, Santiago, 7, 11–69.
- Charrier R. & Muñoz N. 1994 : Jurassic-Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean Andes at 23°-24°S Latitude and 34°-35°S Latitude : A comparative analysis. In : *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp. 233-242. Springer-Verlag, Berlin.
- Cheng, H., Sinha, A., Cruz, F.W., Wang, X., Edwards, R.L., d'Horta, F.M., Ribas, C.C., Vuille, M., Stott, L.D., Auler, A.S., 2013. Climate change patterns in Amazonia and biodiversity. *Nat. Commun.*, 4, 1411, 1–6.
- Chew, D. M.; Magna, T.; Kirkland, C. L.; Miskovic, A.; Cardona, A.; Spikings, A.; and Schaltegger, U. 2008. Detrital zircon fingerprint of the Proto-Andes: evidence for a Neoproterozoic active margin? *Precambrian Res.* 167:186–200.
- Cunha, P.P., Martins, A.A., Daveau, S., Friend, P.F., 2005. Tectonic control of the Tejo river fluvial incision during the late Cenozoic, in Ródão — central Portugal (Atlantic Iberian border).

Geomorphology 64, 271–298.

Dalmayrac B. 1970 : Precisiones sobre una sección típica del Paleozóico de los Andes centrales peruanos (Quebrada de Chaupihuaranga). Communication I Cong. Latinoamer. Geol., Lima.

Dalmayrac, B., Laubacher, G., Marocco, R., Martinez, C and Tomasi, P.(1980). La chaine hercynienne d' Amerique du Sud: Estructure et evolution d'un orogene intracratonique. Geologische Rundschau, 69(1), 1-21.

Dalmayrac, B., Laubacher, G. and Marocco, R., 1988. Caracteres Generales de la Evolución Geológica de los Andes Peruanos. INSTITUTO GEOLOGICO MINERO Y METALURGICO, Bol. 12., Serie D. Estudios Especiales, 313 p.

DeCelles, P. G., and K. A. Giles, 1996, Foreland basin systems. Basin Res 8, 105–123.

DeCelles, P. G., 2012, Foreland basin systems revisited: Variations in response to tectonic settings, in Tectonics of sedimentary basins: Recent advances, p. 405–426, doi: 10.1002/9781444347166.ch20.

Díaz, G.; Milla, D.; Huayhua, J.; Montoya, A. & Castro, W. (1998) - Geología de los cuadrángulos de Tocache y Uchiza. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 126, 235 p.

Espurt, N., Baby, P., Brusset, S., Roddaz, M., Hermoza, W., Regard, V. et al. (2007) How does the Nazca Ridge subduction influence the modern Amazonian foreland basin? *Geology* 35, 515–518.

Eude, A., M. Roddaz, S. Bricchau, S. Brusset, P. Baby, Y. Calderon and J.C. Soula, 2015. Timing of exhumation and deformation in the Northern Peruvian Eastern Andean Wedge (5 - 8 S) as inferred from Low Temperature Thermochronology and Balanced Cross Section: Tectonics, doi: 10.1002/2014TC003641.

Fu, X., Li, S., Li, B., Fu, B., 2017. A fluvial terrace record of late Quaternary folding rate of the Anjihai 452 anticline in the northern piedmont of Tian Shan, China. *Geomorphology* 278, 91-104.

Gil, W. (2001), Evolución lateral de la deformación de un frente orogénico: ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16° S. *Sociedad Geológica del Perú, Publicación especial*, 4, 146 p.

Hermoza, W., Brusset, S., Baby, P., Gil, W., Roddaz, M., Guerrero, N., Bolanos, R., 2005. The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 19, (1), 21–34.

Hermoza, W., G. Zamora, C. Macellari, and R. Tocco, 2011, Paleozoic deformation and its hydrocarbon potential in the Northern Andean Foreland Basin, in *Technical Papers, VII INGEPET Conference, Lima, Peru. Extended Abstracts CD, EXPR-3-WH-10-E.*

Hong, C., Xiaoke, Q., Yougui, S., Chaofeng, F. 2006. The causes of fluvial terraces inland and its implication

Hoorn, C. (2006) The birth of the mighty Amazon. *Sci Am* 294, 52–59.

Hoorn, C., Guerrero, J., Sarmiento, G.A., Lorente, M.A. (1995) Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. *Geology* 23, 237–240.

Jaillard, E., and P. Soler, 1996, Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18 S) and its relations to geodynamics: *Tectonophysics*, v. 259, p. 41–53.

Jaillard, E., Hérial, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A. and Dumont, J.F., 2000, Tectonic Evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile, in Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic evolution of*

- South America: Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 481-559.
- James, D. 1971b. Plate-tectonic model for the evolution of the central Andes. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82:3325–46
- Kummel, B., 1950, Stratigraphic studies in Northern Peru: *American Journal of Science*, v. 248, p. 249–263, doi: 10.2475/ajs.248.4.249.
- Lewin, J., Gibbard, P.L., 2010. Quaternary river terraces in England: forms, sediments and processes. *Geomorphology* 120, 293–311.
- Maddy, D., 1997. Uplift-driven valley incision and river terrace formation in southern England. *Journal of Quaternary Science* 12, 539–545.
- Maddy, D., Bridgland, D.R., Green, C.P., 2000. Crustal uplift in southern England; evidence from the river terrace records. *Geomorphology* 33, 167–181.
- Megard, F. 1973: Etude géologique d'une traversale des andes au niveau du Pérou central. Thèse Doct. Es ScI. Nat., Montpellier.
- Mégard, F. (1984) The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. *J Geol Soc Lond* 141, 893–900.
- Merritts, D. J., K. R. Vincent, and E. E. Wohl, Long river profiles, tectonism and eustasy :A guide to interpreting fluvial terraces, *J. Geophys. Res.*,99, 14, 031-14,050, 1994.
- Ministerio de Agricultura and ANA, 2013. Atlas de Recursos Hídricos Del Perú. AAA Huallaga, Lima, Peru, pp. 192-213.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer, New York, pp. 598.
- Nichols, G., 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*, 2nd ed. Wiley-Blackwell, Oxford, pp. 419.

PARSEP, 2001. Final Report on the Huallaga basin and adjacent area. The hydrocarbon potential of NE Peru Huallaga, Santiago and Marañon Basins Study: Perupetro report, 74 pp, Lima.

Pazzaglia, F.J., 2013, Fluvial Terraces, in Shroder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.), Treatise on Geomorphology: San Diego, CA, Academic Press, p. 379-412. doi: 10.1016/B978-0-12-374739-6.00248-7.

Ramos, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude, in Clark, S., and Burchfiel, D., eds., Processes in Continental Lithospheric Deformation: Geological Society of America Special Paper 218, p. 31–54.

Rosas S. & Fomboté L. 1995 : Evolución sedimentológica del Grupo Pucará (Triásico superior-Jurásico inferior) en un perfil SW-NE en el Centro del Perú. Soc. Geol. del Perú, Vol. Juvilar A. Benavides, pp. 279-309.

Rixhon, G., Briant, R., Cordier, S., Duval, M., Jones, A., Scholz, D., 2017. Revealing the pace of river landscape evolution during the Quaternary: recent developments in numerical dating methods. Quaternary Science Reviews 166, 91-113.

Roddaz, M, Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., Brusset, S., Espurt, N. Cenozoic sedimentary evolution of the Amazonian foreland basin system

C. Hoorn, F.P. Wesselingh (Eds.), Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look Into the Past, Wiley-Blackwell, Chichester, UK (2010), pp. 61-88, 10.1002/9781444306408.ch5

Seminario, F., Luquez, J., Blanco, S. Las rocas reservorio productivas del Gran Camisea, Cuenca Ucayali, Perú. V-INGEPET 2005, EXPL-1-FS- 208. 2005

Sempere, T., 1989. Paleozoic evolution of the central Andes (10"- 26" S). AXVIII Cong. Geol. Jnt. 3: 73, Washington.

Sempere, T. (1995). Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent areas. In: Petroleum Basins of South America eds. Tankard, A.J. Suarez, R. and Welsink, H.J. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 62, 207-230.

Silgado, E. 1978. Historia de los sismos más notables en el Perú, 1513 – 1974. Instituto Geológico Minero del Perú, Lima, 131 pags

Stokes, M., Cunha, P. P., Martins, A. A., 2012. Techniques for analysing Late Cenozoic river terrace sequences. *Geomorphology*, 165–166, 1–6.

Tavera, H., E. Buforn, I. Bernal, and Y. Antayhua, 2001. Analysis of the rupture processes of 1990 and 1991 Alto Mayo Valley earthquakes (Moyobamba, Peru). *Bol. Soc. Geol. Perú*, 91, 55–68 (in Spanish).

Tankard, A.J., Suarez, S.R., Welsink, H.J. (Eds.), *Petroleum Basins of South America*, AAPG Memoir, vol. 62, pp. 423-444.

Tankard A. J., 2002, Tectonic framework of basin evolution in Peru: Report to PARSEP, 23 p.

Sánchez, A., Herrera, I., 1998. Geología de los cuadrángulos de Moyobamba (13-j), Saposoa (14-j) y Juanjui (15-j). *Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 122. INGEMMET, Lima 1998 p. 268.

Stokes, M., Mather, A.E., 2000. Response of Plio–Pleistocene alluvial systems to tectonically induced base-level changes, Vera Basin, SE Spain. *Journal of the Geological Society of London* 157, 303–316.

Vandenberghe, J., 2002. The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. *Quaternary International* 91, 17–23.

Vandenberghe, J., 2003. Climate forcing of fluvial system development: an evolution of ideas. *Quaternary Science Reviews* 22, 2053–2060.

Viveen, W., Zevallos-Valdivia, L. and Sanjurjo-Sanchez, J., 2019, The influence of centennial-scale variations in the South American summer monsoon and base-level fall on the Holocene fluvial systems in the Peruvian Andes: *Global and Planetary Change*, v. 176, p. 1-22. doi: 10.1016/j.gloplacha.2019.03.001.

Viveen, W., Braucher, R., Bourlès, D., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., van Balen, R.T., Wallinga, J., Fernandez-Mosquera, D., Vidal-Romani, J.R., Sanjurjo-Sanchez, J., 2012. A 0.65 Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on 10Be and luminescence dating. *Global and Planetary Change* 94–95, 82–100.

Viveen, W., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., van Balen, R.T., Desprat, S., Vidal-Romani, J.R., 2013. Reconstructing the interacting effects of base level, climate, and tectonic uplift in the lower Mino River terrace record: A gradient modelling evaluation. *Geomorphology*, doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.12.026.

Viveen, W., Schoorl, J.M., Veldkamp, A., van Balen, R.T., 2014. Modelling the impact of regional uplift and local tectonics on fluvial terrace preservation. *Geomorphology*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.12.026>

Veldkamp, Van den Berg, 1993. Three-dimensional modelling of Quaternary fluvial dynamics in a climo-tectonic dependent system. A case study of the Maas record (Maastricht, The Netherlands). *Global and Planetary Change* 8, 203–218.

Westaway, R., 2002a. Long-term river terrace sequences: evidence for global increases in surface uplift rates in the Late Pliocene and early Middle Pleistocene caused by flow in the lower continental crust induced by surface processes. *Netherlands Journal of Geosciences* 81, 305–328.

Zamora, G., Louterbach, M., and Arriola, P. (2019). Structural controls along the Peruvian Subandes. *Andean Tectonics*, 333-362. doi:10.1016/b978-0-12-816009-1.00015-0

