

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN ANTONIO ABAD DEL CUSCO
FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINAS Y METALÚRGICA
ESCUELA PROFESIONAL DE INGENIERÍA GEOLÓGICA**



TESIS

**DINÁMICA TECTONO-SEDIMENTARIA Y ANÁLISIS DE SUBSIDENCIA EN
LAS FORMACIONES NEÓGENAS DEL SINCLINAL DE PUNQUIRI, MADRE
DE DIOS**

PRESENTADO POR:

Br. ALBERT CESAR NECOCHEA ORTIZ

**PARA OPTAR EL TÍTULO PROFESIONAL
DE INGENIERO GEÓLOGO**

ASESORA:

Dra. MARIA MAYSSA VEGA GUZMAN

CUSCO- PERÚ

2024

INFORME DE ORIGINALIDAD

(Aprobado por Resolución Nro.CU-303-2020-UNSAAC)

El que suscribe, Asesor del trabajo de investigación/tesis titulada: DINAMICA
TECTONO - SEDIMENTARIA Y ANALISIS DE SUBSIDENCIA EN
LAS FORMACIONES NEOGENAS DEL SINCLINAL DE PUNQUIRI,
MADRE DE DIOS

presentado por: ALBERT CESAR NECOCHEA ORTIZ con DNI Nro.: 70023226 presentado
por: con DNI Nro.: para optar el
título profesional/grado académico de INGENIERO GEOLOGO

Informo que el trabajo de investigación ha sido sometido a revisión por 2 veces, mediante el
Software Antiplagio, conforme al Art. 6° del **Reglamento para Uso de Sistema Antiplagio de la**
UNSAAC y de la evaluación de originalidad se tiene un porcentaje de 2%.

Evaluación y acciones del reporte de coincidencia para trabajos de investigación conducentes a grado académico o
título profesional, tesis

Porcentaje	Evaluación y Acciones	Marque con una (X)
Del 1 al 10%	No se considera plagio.	X
Del 11 al 30 %	Devolver al usuario para las correcciones.	
Mayor a 31%	El responsable de la revisión del documento emite un informe al inmediato jerárquico, quien a su vez eleva el informe a la autoridad académica para que tome las acciones correspondientes. Sin perjuicio de las sanciones administrativas que correspondan de acuerdo a Ley.	

Por tanto, en mi condición de asesor, firmo el presente informe en señal de conformidad y adjunto la primera página del reporte del Sistema Antiplagio.

Cusco, 14 de agosto de 2024

Mario Mayssa Vega Guzman
Firma

Post firma Mario Mayssa Vega Guzman

Nro. de DNI 2397 4723

ORCID del Asesor 0000-0003-2907-1171

Se adjunta:

1. Reporte generado por el Sistema Antiplagio.
2. Enlace del Reporte Generado por el Sistema Antiplagio: oid: 27259:372817650 ✓

NOMBRE DEL TRABAJO

Dinámica tectono-sedimentaria y análisis de subsidencia en las formaciones Neógenas del sinclinal de

AUTOR

Albert Cesar Necochea Ortiz

RECUENTO DE PALABRAS

36906 Words

RECUENTO DE CARACTERES

215367 Characters

RECUENTO DE PÁGINAS

169 Pages

TAMAÑO DEL ARCHIVO

39.7MB

FECHA DE ENTREGA

Aug 13, 2024 11:42 PM GMT-5

FECHA DEL INFORME

Aug 13, 2024 11:44 PM GMT-5

● **2% de similitud general**

El total combinado de todas las coincidencias, incluidas las fuentes superpuestas, para cada base de datos.

- 2% Base de datos de Internet
- Base de datos de Crossref
- 1% Base de datos de trabajos entregados
- 1% Base de datos de publicaciones
- Base de datos de contenido publicado de Crossref

● **Excluir del Reporte de Similitud**

- Material bibliográfico
- Bloques de texto excluidos manualmente
- Coincidencia baja (menos de 10 palabras)


23974723
Mayosa Vega Guzman

AGRADECIMIENTO

Este trabajo fue realizado gracias al convenio institucional de la escuela profesional de Ingeniería Geológica de la UNSAAC y la empresa Petroleum Experts que otorgo licencias académicas para el uso del programa de modelamiento MOVE.

Quiero empezar agradeciendo a mi mentora, la doctora Mayssa Vega por sus valiosos consejos, por su guía constante y por su amistad invaluable. Conocerla fue un portal hacia nuevos retos, conocimientos, experiencias y amistades en el mundo de la geología. Fue ella, quien confió en mí para desarrollar este proyecto de tesis y propuso mi nombre con los doctores Patrice Baby reconocido investigador francés en Perú y Stephane Brusset investigador y profesor de la universidad de Toulouse 3. A quienes guardo un profundo respeto y admiración, porque desde estudiante me forme leyendo sus publicaciones sobre la geología del antepaís peruano. Trabajar con ellos fue un sueño y desafío personal, con periodos de mejora continua constante, permitiendo formar mi criterio geológico gracias a sus consejos, revisiones sobre mi trabajo y clases personales de geología. Estoy muy agradecido con ambos doctores por su tiempo y la oportunidad que me dieron para realizar esta investigación.

También quiero expresar mi agradecimiento al doctor Willy Gil, por su paciencia para enseñarme MOVE y geología estructural, por sus consejos, por esas charlas de geología y por su amistad.

Agradezco al magister Jose Cardenas, por su apoyo para instalar el servidor de geología para poner operativo el programa MOVE, por los tramites a Perupetro para obtener la información sísmica de Madre de Dios y por brindarme las facilidades para utilizar el centro de computo en la parte final de mi trabajo.

Agradezco a mis 3 grandes amigos que me acompañaron a campo Kevin, Renberth y Miguel, compartiendo varias anécdotas de nuestras expediciones a Mazuko. A la familia de Renberth en especial a su linda madre que siempre nos brindó su apoyo en Mazuko durante nuestros trabajos de campo. Al grupo de estudiantes geología UNSAAC, participando en la escuela de campo que fue el inicio de los trabajos de esta tesis. Y a los amigos que conocí en el camino durante este tiempo que siempre tuvieron palabras de aliento y respeto por mi trabajo.

Finalmente agradezco fervientemente a mi familia por su apoyo constante e incondicional durante estos 2 años que duro el proyecto Punquiri.

DEDICATORIA

Dedico este trabajo con respeto, afecto y gratitud:

A mis queridos padres Angel y Rene por brindarme la posibilidad de luchar por mis sueños y a mi preciada hermana Ana Gabriel por su invaluable apoyo y amor incondicional.

RESUMEN

Esta investigación fue desarrollada en los depósitos Neógenos del sinclinal de Punquiri, Madre de Dios. El contexto geológico de esta estructura está vinculada principalmente al sistema de antepaís peruano, durante la evolución de la cuenca Madre de Dios.

El objetivo principal fue determinar la dinámica tectono-sedimentaria a partir del análisis de subsidencia. Para lo cual fue necesario comprender la configuración estructural y sedimentaria, logrando establecer límites importantes dentro del sinclinal. Estos parámetros fueron los pilares que han constituido esta investigación.

La metodología empleada en esta tesis, fue desarrollada en diferentes etapas como: trabajos de pre-campo (creación de base de datos), trabajos de campo, validación e interpretación de datos y análisis de resultados. Los datos utilizados consisten en registros sísmicos en formato SEG-Y y datos de campo recopilados a orillas del río Inambari cerca del centro poblado de Mazuko.

El contexto estructural del sinclinal de Punquiri, muestra que los flancos de este pliegue están limitados por fallas de corrimiento y retrocorrimiento que controlan la geometría y evolución de esta estructura; influenciando en la configuración sedimentaria que es caracterizada por ambientes sedimentarios de transición, interpretados en términos de estratigrafía secuencial. Las curvas de subsidencia tectónica evidenciaron dos etapas importantes durante el Neógeno. La primera etapa muestra que después Paleógeno (aproximadamente 23 Ma) hasta los 16 Ma, la subsidencia más importante se ubica en la región noroeste. La segunda etapa, a partir de los 16 Ma, revela que la mayor subsidencia migra a la región sureste; poniendo en evidencia el rol que tiene la carga tectónica durante ambos periodos.

Palabras clave: fallas de corrimiento, fallas de retrocorrimiento, estratigrafía secuencial, curva de subsidencia tectónica.

ABSTRACT

This research was developed in the Neogene deposits of the Punquiri syncline, Madre de Dios. The geological context of this structure is mainly linked to the Peruvian foreland system, during the evolution of the Madre de Dios basin.

The main objective was to determine the tectono-sedimentary dynamics from the subsidence analysis. For this, it was necessary to understand the structural and sedimentary configuration, establishing important limits within the syncline. These parameters were the pillars that constituted this research.

The methodology used in this thesis was developed in different stages such as: pre-field work (creation of database), field work, validation and interpretation of data and analysis of results. The data used consists of seismic records in SEG-Y format and field data collected on the Inambari river near the town of Mazuko.

The structural context of the Punquiri syncline shows that the flanks of this fold are limited by thrust and backthrust faults that control the geometry and evolution of this structure; influencing the sedimentary configuration that developed within a transitional sedimentary environment that was classified in terms of sequence stratigraphy. The tectonic subsidence curves showed two important stages during the Neogene. The first stage shows that after Paleogene (approximately 23 Ma) until 16 Ma, the most important subsidence is located in the northwest region. The second stage, starting at 16 Ma, reveals that the greatest subsidence migrates to the southeastern region; highlighting the role of tectonic load during both periods.

Keywords: thrust, backthrust, sequence stratigraphy, tectonic subsidence curve.

CONTENIDO

AGRADECIMIENTO	i
DEDICATORIA.....	ii
RESUMEN.....	iii
ABSTRACT	iv
LISTA DE TABLAS.....	vii
LISTA DE FIGURAS	viii
CAPÍTULO I – GENERALIDADES	1
1.1 Descripción del problema.....	1
1.2 Planteamiento del problema	2
1.2.1 Problema general.....	2
1.2.2 Problemas específicos	2
1.3 Objetivos	3
1.3.1. Objetivo general	3
1.3.2. Objetivos específicos.....	3
1.4 Hipótesis.....	3
1.4.1 Hipótesis general	3
1.4.2 Hipótesis específicas	3
1.5 Ubicación y acceso.....	4
1.6 Metodología de estudio	4
1.6.1 Ruta de investigación	4
1.6.2 Método de trabajo.....	6
1.6.3 Justificación.....	8
CAPÍTULO II – MARCO TEÓRICO	9
2.1 Antecedentes	9
2.1.1 Antecedentes locales	9
2.1.2 Antecedentes nacionales e internacionales.....	12
2.2 Bases teóricas	13
2.2.1 Dinámica tectono-sedimentaria.....	13
2.2.2 Análisis de subsidencia	25
2.3 Marco conceptual	34
2.3.1 Rampas, fallas inversas y pliegues	34
2.3.2 Estratigrafía secuencial.....	36
CAPITULO III – CONTEXTO GEOLÓGICO	43
3.1 Geología estructural	43

3.2 Estratigrafía	46
3.2.1 Paleógeno	46
3.2.2 Neógeno	47
3.2.3 Cuaternario	48
3.3 Geomorfología	49
3.3.1 unidad geomorfológica regionale	50
3.3.2 Unidades geomorfológicas locales	50
CAPITULO IV – ANÁLISIS, CALCULOS E INTERPRETACIÓN	51
4.1 Introducción	51
4.2 Interpretación estratigráfica.....	53
4.2.1 Interpretación de la columna Inambari.....	53
4.2.2 Interpretación de estratigrafía secuencial en la sísmica	90
4.2.3 Correlación estratigráfica (columna de campo – sísmica)	95
4.3 Estilo de deformación estructural y geometría del sinclinal Punquiri	98
4.3.1 Datos estructurales de campo	98
4.3.2 Interpretación estructural de secciones geológicas	101
4.4 Análisis de subsidencia	117
4.4.1 Cálculo de curva de subsidencia	117
CAPÍTULO V – DISCUSIÓN DE RESULTADOS.....	126
5.1 Estratigrafía secuencial del sinclinal de Punquiri.....	126
5.1.1 Hallazgos más relevantes y significativos.....	126
5.1.2 Comparación con la literatura existente	128
5.2.1 Hallazgos más relevantes y significativos.....	130
5.2.2 Comparación con la literatura existente	131
5.3 Curvas de subsidencia	132
5.3.1 Hallazgos más relevantes y significativos.....	132
5.3.2 Comparación con la literatura existente	135
5.4 Modelos geodinámicos.....	136
5.4.1 Hallazgos más relevantes y significativos.....	136
5.4.2 Comparación con la literatura existente	139
CONCLUSIONES	145
RECOMENDACIONES	147
REFERENCIAS	148
ANEXOS.....	154

LISTA DE TABLAS

Tabla 1 Análisis de litofacies	54
Tabla 2 Asociación de facies.....	62
Tabla 3 resultados de la edad de los zircones en la TOBA 2	118
Tabla 4 Edades de los marcadores estratigráficos en el sinclinal de Punquiri	119

LISTA DE FIGURAS

Figura 1	Mapa de ubicación de la zona de estudio.....	5
Figura 2	Subducción plana y sistemas de antepaís	15
Figura 3	Sistema de Antepaís.....	16
Figura 4	Diferentes sistemas de fallas o cabalgamientos	17
Figura 5	Zona triangular.....	18
Figura 6	Tectónica de flexión y subsidencia dinámica	20
Figura 7	Tectónica de flexión y subsidencia dinámica	21
Figura 8	Fase de acomodación underfilled.....	22
Figura 9	Fase de acomodación overfilled.....	24
Figura 10	Presión constante durante la subsidencia isostática	27
Figura 11	Equilibrio isostático para ilustrar el backstripping de la carga de sedimentos.	29
Figura 12	Efectos de la profundidad de agua inicial en el espesor de sedimentos final	32
Figura 13	Gráfico de curvas de subsidencia.....	34
Figura 14	Falla plano-rampa-plano (fault bend fold).....	35
Figura 15	Pliegue por propagación de falla (fault propagation fold).....	36
Figura 16	Falla de despegue (detachment fault)	36
Figura 17	Subida relativa del nivel del mar y espacio de acomodación	37
Figura 18	Caída de nivel de mar y espacio de acomodación	37
Figura 19	Patrones de apilamiento downstream-controlled.....	38
Figura 20	Patrón de apilamiento upstream-controlled	39
Figura 21	Evolución de cortejos sedimentarios	41
Figura 22	Estilos de deformación estructural.....	44
Figura 23	Mapa estructural.....	45
Figura 24	Columna estratigráfica del Cenozoico	47
Figura 25	Diagrama de Wheeler para el Neógeno	49
Figura 26	Ubicación de la columna estratigráfica Inambari	52
Figura 27	Plancha fotográfica litofacies conglomeráticas	57
Figura 28	Plancha fotográfica litofacies arenosas	58
Figura 29	Plancha fotográfica litofacies arenosas	59
Figura 30	Plancha fotográfica abanico aluviales.....	61
Figura 31	Plancha fotográfica de canales fluviales	65
Figura 32	Plancha fotográfica llanuras de inundación	67
Figura 33	Plancha fotográfica canales distributarios	69
Figura 34	Plancha fotográfica barras de desembocadura deltaica	71
Figura 35	Influencia tidal en barras deltaicas.....	72
Figura 36	Plancha fotográfica tidal flat.....	73
Figura 37	Plancha fotográfica canal estuarino	75
Figura 38	Plancha fotográfica de point bar	77
Figura 39	Modelos de secuencia	78
Figura 40	Composición de secuencias según los cortejos sedimentarios	79
Figura 41	Columna estratigráfica Inambari	87
Figura 42	Terminaciones estratigráficas.....	90
Figura 43	Interpretación sísmica en términos de estratigrafía secuencial.....	96
Figura 44	Correlación estratigráfica (columna de campo – sísmica).....	97
Figura 45	Proyección estereográfica de estratos del flanco occidental del sinclinal	99

Figura 46	Análisis estereográfico del retrocorrimiento Punquiri.....	100
Figura 47	Retrocorrimiento Punquiri	100
Figura 48	Mapa geológico del sinclinal de Punquiri.....	102
Figura 49	Sección geológica 97MCT-108	108
Figura 50	Sección geológica 97MCT-109	109
Figura 51	Sección geológica Mazuko	110
Figura 52	Sección geológica 97MCT-110	111
Figura 53	Sección geológica 96MGT-104.....	112
Figura 54	Sección geológica 96MGT-103.....	113
Figura 55	Sección geológica SHL-MD-28.....	114
Figura 56	Sección geológica 96MGT-102.....	115
Figura 57	Sección geológica SHL-MD-20.....	116
Figura 58	Relación de profundidad y edad	120
Figura 59	Relación de profundidad y porosidad	120
Figura 60	Curva de subsidencia tectónica sección 97MCT-108.....	121
Figura 61	Curva de subsidencia tectónica sección 97MCT-109.....	121
Figura 62	Curva de subsidencia tectónica sección Mazuko.....	122
Figura 63	Curva de subsidencia tectónica sección 97MCT-110.....	122
Figura 64	Curva de subsidencia tectónica sección 96MGT-104.....	123
Figura 65	Curva de subsidencia tectónica sección 96MGT-103.....	123
Figura 66	Curva de subsidencia tectónica sección SHL-MD-28	124
Figura 67	Curva de subsidencia tectónica sección 96MGT-102.....	124
Figura 68	Curva de subsidencia tectónica sección SHL-MD-28	125
Figura 69	Aporte sedimentario en el sinclinal de Punquiri	127
Figura 70	Subsidencia en la región noroeste y sureste en el transcurso del tiempo.....	134
Figura 71	Configuración del sistema al tiempo de la MFS ₁	140
Figura 72	Configuración del sistema al tiempo de la TOBA 1	141
Figura 73	Configuración del sistema al tiempo de la TOBA 2	142
Figura 74	Configuración del sistema al tiempo de la TOBA 3	143
Figura 75	Configuración actual del sistema	144

CAPÍTULO I – GENERALIDADES

1.1 Descripción del problema

El interés expectante que genera la cuenca Madre de Dios, está relacionado con el contexto geológico en el que se ubica, atrayendo a una de las industrias más importantes dentro del mundo energético como los hidrocarburos. Oficialmente, el interés por esta cuenca inicio en el año 1970 con los primeros trabajos de exploración y perforación de pozos. Sin embargo, fue en los años 90 cuando se realizó la adquisición de la única información sísmica de esta área, siendo financiada y dirigida por las compañías petroleras Móbil y Hunt en diferentes años. La recopilación de estos datos fue utilizada por diferentes investigadores, mostrando en sus publicaciones modelos de sistema de antepaís que conocemos dentro de esta área con gran importancia geológica.

En efecto, la evolución de esta cuenca junto a las unidades basales que la rodean, contribuyó a plantear prospectos de sistemas petroleros; dado que, a partir de estudios previos se conoce el alto potencial de las formaciones Paleozoicas, Mesozoicas y Cenozoicas para generar y entrapar hidrocarburos en esta zona. Estas características ubican esta cuenca dentro del grupo de “áreas de promoción” de Perupetro (empresa encargada promocionar, negociar, suscribir y supervisar contratos para la exploración y explotación de hidrocarburos en el Perú).

El desarrollo del sistema de antepaís durante el Cenozoico, muestra que la cuenca Madre de Dios se caracterizaba por su geodinámica activa, la cual sigue siendo importante hasta el día de hoy. Los afloramientos Neógenos descritos en trabajos previos se presentan con gran importancia dentro de esta cuenca. Sin embargo, el estado actual de los conocimientos sobre estas series, muestra incertidumbres sobre las relaciones tectono-sedimentarias que existen durante su formación.

Las series Neógenas han sido estudiadas dentro del sinclinal de Punquiri. Esta estructura con gran extensión horizontal y vertical, ubicada dentro de la zona sub-andina, está compuesta

principalmente de depósitos Paleógenos y Neógenos que afloran en el río Inambari cerca del centro poblado de Mazuko, convirtiendo esta zona en el lugar más adecuado para recolectar datos de campo. Además, dentro de este sector, existe información sísmica que podrá ser utilizada para establecer un control del relleno sedimentario de las series Neógenas.

Por todo lo expuesto anteriormente, dentro de este trabajo de investigación se reconoce la importancia de volver a revisar y compilar toda la información disponible que se tiene de la cuenca Madre de Dios, para desarrollar un estudio con trabajos de campo e interpretaciones de secciones sísmicas en términos de estratigrafía secuencial, orientado a las formaciones Neógenas dentro del sinclinal de Punquiri. Estos resultados junto al análisis de subsidencia nos permitirán establecer nuevas relaciones tectono-sedimentaria.

1.2 Planteamiento del problema

1.2.1 Problema general

¿Cuál es la dinámica tectono-sedimentaria a partir del análisis de subsidencia de las formaciones Neógenas del sinclinal de Punquiri, Madre de Dios?

1.2.2 Problemas específicos

- ¿Cuál es la interpretación de la columna estratigráfica y sección sísmica en términos de estratigrafía secuencial para establecer cortejos sedimentarios y superficies importantes en los depósitos Neógenos del sinclinal de Punquiri?
- ¿Cuál será el cartografiado de los límites de cortejos y elementos estructurales para establecer una correlación noroeste – sureste a lo largo del sinclinal de Punquiri?
- ¿Cuál es el estilo de deformación estructural, que permite relacionar los datos de superficie y sub suelo en el sinclinal de Punquiri?
- ¿Cuál es la relación de las curvas de subsidencia tectónica, calculadas dentro del sinclinal de Punquiri?

1.3 Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Establecer la dinámica tectono-sedimentaria a partir de los cálculos de análisis de subsidencia de las formaciones Neógenas del sinclinal de Punquiri, Madre de Dios.

1.3.2. Objetivos específicos

- Interpretar la columna estratigráfica y sección sísmica en términos de estratigrafía secuencial, para establecer cortejos sedimentarios y superficies importantes en las series Neógenas del sinclinal de Punquiri.
- Cartografiar límites de cortejos y elementos estructurales importantes, para obtener una correlación noroeste -sureste a lo largo del sinclinal de Punquiri.
- Determinar el estilo de deformación estructural para establecer la relación de los datos de superficie y subsuelo en el sinclinal de Punquiri.
- Establecer la relación que existe entre las curvas de subsidencia tectónica calculadas en el sinclinal de Punquiri.

1.4 Hipótesis

1.4.1 Hipótesis general

A partir del análisis de subsidencia se puede determinar la dinámica tectono-sedimentaria (mecanismo de génesis) de las formaciones Neógenas en el sinclinal de Punquiri, Madre de Dios.

1.4.2 Hipótesis específicas

- La interpretación en términos estratigrafía secuencial de la columna estratigráfica y sección sísmica establecen diferentes tipos de cortejos sedimentarios y superficies importantes de las formaciones Neógenas del sinclinal de Punquiri.
- El cartografiado de límites de cortejos y elementos estructurales importantes permiten establecer una correlación noroeste-sureste a lo largo del sinclinal de Punquiri.

- El estilo de deformación estructural evidenciado en superficie, se puede correlacionar con los datos de subsuelo.
- La relación entre las curvas de subsidencia tectónica, muestran el comportamiento de esta variable en el sinclinal de Punquiri

1.5 Ubicación y acceso

La estructura del sinclinal de Punquiri está ubicada al sureste Perú; comprende los departamentos de Cusco, Puno y Madre de Dios (ver figura 1). La extensión del área de trabajo tiene aproximadamente 1822 km². Se tiene como punto de referencia el centro poblado de Mazuko con coordenadas UTM E349907-N8554313 ubicado en la zona 19L.

Se puede acceder al área de trabajo desde los departamentos de Cusco, Puno y Madre de Dios, recorriendo la carretera interoceánica. La ruta 1 comprende el trayecto Cusco – Urcos - Quince Mil - Puente Inambari - Mazuko. La ruta 2 realiza el recorrido Puerto Maldonado-Las Palmeras - Santa Rosa – Mazuko. Finalmente, la ruta 3 sigue la carretera de Juliaca – Macusani – Ollachea - Puente Inambari – Mazuko.

1.6 Metodología de estudio

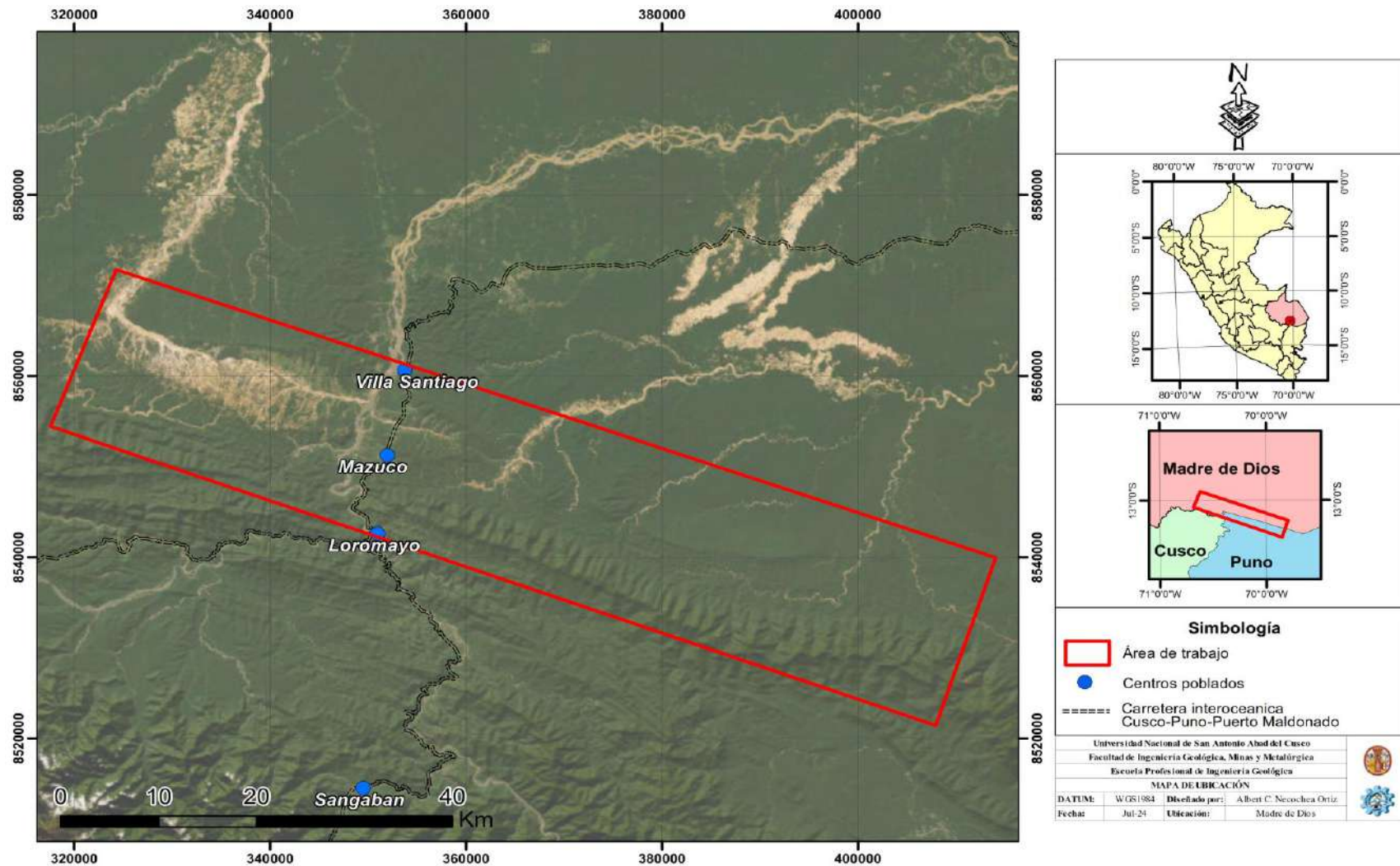
1.6.1 Ruta de investigación

Para la elaboración de este punto se utilizó como referencia el libro de (Sampieri, Collado, & Lucio, 2014).

1.6.1.1 Enfoque

Esta investigación pertenece a un enfoque mixto. Es decir, cualitativo-inductivo y cuantitativo-deductivo. Es cualitativo-inductivo porque durante la investigación se recopilarán datos de campo que después se pueden usar para realizar generalizaciones de manera lógica sustentadas en referencias teóricas. Es cuantitativo-deductivo que consiste en evaluar las evidencias recopiladas en campo para darles un significado dentro de la geología.

Figura 1 Mapa de ubicación de la zona de estudio.



Fuente: Elaboración propia

Figura 1. Muestra el mapa de ubicación política y geográfica del área de estudio. Ver mapa en tamaño completo en el anexo 2.

1.6.1.2 Nivel

Pertenece a un nivel descriptivo-correlacional. Es descriptivo porque en base a las observaciones se busca describir contextos, situaciones y sucesos; detallando como se manifiestan, con el fin de recoger la información de campo de manera independiente o conjunta según las variables que se desean investigar. Es correlacional porque se pretenden establecer una relación entre las variables de estudio a partir del grupo de datos con los que se realizaran la investigación.

1.6.1.3 Método

Cuasi experimental.

1.6.1.4 Diseño

Transversal, debido a que durante la investigación se observara las características de los afloramientos en campo tal y como se encuentran en su contexto natural en un momento actual.

1.6.2 Método de trabajo

1.6.2.1 Etapa de pre-campo

- a. Ubicación y demarcación del área de estudio.
- b. Recopilación de información bibliográfica local y regionales sobre la cuenca Madre de Dios.
- c. Recolección de información geológica en formato shapefile (descargadas del sitio de internet GEOCATMIN, administrado por el instituto geológico minero y metalúrgico).
- d. Recolección de imágenes sísmicas, en formato SEG-Y de la cuenca Madre de Dios (información solicitada a la institución PERUPETRO)
- e. Descarga de imágenes satelitales y modelos de elevación digital.
- f. Creación del proyecto de trabajo dentro del programa de modelamiento geológico MOVE. Integrando datos de geología de superficie (cartas geológicas y datos de campañas de exploraciones petroleras antiguas) y de profundidad (imágenes sísmicas).

- g. Elaboración de los primeros mapas de trabajo (mapa base y mapa geológico), utilizando los programas de información geográfica.

1.6.2.2 Etapa de campo

Durante este proyecto de investigación se realizó 3 campañas de campo, con una duración de 3 a 5 días de trabajo por campaña. Todas estas actividades fueron realizadas a orillas del río Inambari, cerca del centro poblado de Mazuko.

- a. Levantamiento de columna estratigráfica Inambari (reconociendo estructuras sedimentarias, geometría de los estratos, litología, granulometría, etc.).
- b. Identificación y muestreo de tobas volcánicas. (la TOBA 2, fue enviada al laboratorio de GeoSep Service para determinar su edad).
- c. Recolección de datos estructurales, (medidas de rumbo y buzamiento de los estratos y fallas importantes), teniendo en cuenta los criterios de polaridad (posición normal o invertida)
- d. Cartografiado de fallas y marcadores estratigráficos.

1.6.2.3 Etapa de post-campo

- a. Validación de los datos geológicos estructurales y estratigráficos, recolectados en campo.
- b. Análisis y clasificación de litofacies según la columna Inambari.
- c. Asociación de facies para determinar ambientes sedimentarios.
- d. Interpretación de la columna estratigráfica, en términos de estratigráfica secuencial.
- e. Interpretación de la línea sísmica “97MCT-109” en términos de estratigrafía secuencial.
- f. Correlación estratigráfica en la columna Inambari y la línea sísmica 97MCT-109, estableciendo superficies y cortejos sedimentarios importante.
- g. Interpretación estructural de las líneas sísmicas disponibles, que cortan transversalmente la estructura del sinclinal de Punquiri.
- h. Cartografiado de las principales superficies estratigráficas y fallas geológicas, utilizando imágenes satelitales y modelos de elevación digital.

- i. Construcción de secciones geológicas integrando todos los datos de superficie y profundidad.
- j. Cálculo de edades para superficies interpretadas para en el sinclinal de Punquiri, utilizando la relación de profundidad y edad, a partir de edades conocidas como las tobas volcánicas datadas.
- k. Cálculo de análisis de subsidencia en todas las secciones que cortan transversalmente el sinclinal de Punquiri.
- l. Comparación de curvas de subsidencia más representativas en la región del norte y sur.
- m. Horizontalización de los principales marcadores estratigráficos para conocer los periodos de deformación que sufrió el sinclinal de Punquiri.
- n. Construcción de modelos geodinámicos, que muestren la historia de deformación del sinclinal de Punquiri.

1.6.3 Justificación

1.6.3.1 Justificación académica

Con este trabajo de tesis se busca aportar nuevos conocimientos sobre las series Neógenas del sinclinal de Punquiri, dentro de la cuenca Madre de Dios. El análisis de los datos utilizando nuevos enfoques en términos de estratigrafía secuencial nos permitirán tener mejor visión de la dinámica tectono-sedimentaria que es una de las variables que se propone estudiar dentro de este trabajo y servirá como base futuros estudios que se quiera realizar sobre esta cuenca.

1.6.3.2 Justificación social

Conocer la dinámica tectono-sedimentaria a partir del análisis de subsidencia, utilizando enfoques en términos de estratigrafía secuencial, nos permite explorar nuevas opciones dentro del campo de los recursos energéticos como son los hidrocarburos. La característica que tiene la cuenca Madre de Dios de área de promoción, muestra todavía un interés expectante dentro de la industria petrolera. Si en un futuro una empresa importante decide realizar trabajos en esta zona, podría generar un impacto social dentro de la región de Madre de Dios y del Perú.

CAPÍTULO II – MARCO TEÓRICO

2.1 Antecedentes

Nuestra área de trabajo, ha sido objeto de estudios para diferentes autores que realizaron publicaciones de tesis o artículos. Estas publicaciones tienen una relación indirecta con nuestra investigación, debido que el estudio de nuestras variables, están desarrolladas de forma implícita en dichos trabajos; tratando de establecer una configuración tectono-sedimentaria de la cuenca Madre de Dios y cálculos de subsidencia. De esta manera, se puede destacar los siguientes trabajos:

2.1.1 Antecedentes locales

La tesis titulada “Análisis de las relaciones tectónicas-erosión-sedimentación del terciario de la cuenca Madre de Dios”; realizada por Wilber Hermoza en el año 2000. Muestra el análisis de las relaciones tectónica-erosión-sedimentación de la cuenca Madre de Dios a partir de trabajos de campo, interpretación de secciones sísmicas y datos de pozo, que se utilizaron para realizar los cálculos de erosión, sedimentación y subsidencia, que ayudaron a comprender la evolución geodinámica en la cuenca y su relación con los hidrocarburos. Por lo tanto, dentro de este trabajo se logró establecer nuevas nomenclaturas para los depósitos Terciarios, dividiéndola en una etapa pre-orogénica (Paléogena) y otra etapa sin-orogénica (Neógena). El estilo estructural estaba controlado por sistemas dúplex con un nivel de despegue en la base del Ordovícico, formando sinclinales del tipo piggyback. Gracias a los cálculos de subsidencia, se pudo notar que los mayores valores de subsidencia y sedimentación fueron incrementando desde el Oligoceno hasta el Plioceno, que es confirmado según el autor, por la retrogradación de las facies fluviales dentro de esta cuenca.

La tesis titulada “Evolución lateral de la deformación de un frente orogénico: ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16° S”; realizada por Willy Gil en el año 2001. Este trabajo fue desarrollado a nivel de varias cuencas sedimentarias a lo largo de sistema de

antepaís peruano y boliviano (cuenca Beni). Para cuenca Madre de Dios, se realizaron estudios sedimentarios a las orillas del río Inambari, fueron interpretadas como secuencias continentales de un ambiente sedimentario fluvial. Los estudios estructurales, se realizaron con la construcción de una sección geológica, donde se visualiza el sinclinal de Punquiri, limitado por un complejo sistema dúplex conocido como dúplex de Candamo en el flanco occidental y la falla de Tambopata en el flanco oriental; el origen de este sinclinal es atribuido a la influencia del dúplex Candamo por un mecanismo de acomodación del acortamiento.

El artículo titulado “Miocene semidiurnal tidal rhythmites in Madre de Dios, Peru”; realizado por Jussi Hovikoski y su equipo de trabajo en el año 2005. Realiza un trabajo sedimentológico en las localidades del Río Madre de Dios, Cerro Colorado y Río Inambari (fuera del sinclinal de Punquiri); proporcionando evidencia de depósitos con estructuras sedimentarias formadas por la influencia tidal conocidas como ritmitas. Estos ciclos de ritmitas muestran una ciclicidad semidiurna y fueron datados durante el Mioceno tardío. Para estos investigadores, el causante de estas estructuras marinas está ligada al mar del Paraná.

La tesis doctoral titulada “Propagation du front Orogénique Subandin et réponse sédimentaire associée dans le bassin d’avant-pays Amazoien (Madre de Dios, Pérou)” ; realizada por Mélanie Louterbach en el año 2014. Analiza los factores que controlan el crecimiento de primas orogénicos (cordillera oriental y zona sub-andina) y su influencia durante la sedimentación de la cuenca de antepaís en Madre de Dios. Los principales objetivos de este trabajo fueron: a) determinar la geometría y cronología de deformaciones de la cordillera oriental y zona sub-andina, b) determinar la evolución de la cuenca de antepaís de Madre de Dios durante el Meso-Cenozoico. La configuración estructural que presentan en este trabajo en esta zona, muestra un sistema complejo de fallas inversas que se apilan entre ellas dentro de la zona sub andina, lo que ocasionara el desarrollo de una gran falla de retro-corrimento (backthrus). Este estilo de deformación condicionara la formación del sinclinal de Punquiri, que

según la autora está compuesta con depósitos del Paleógeno y Neógenos. Dentro de la parte sedimentológica, esta investigación reconoce una megasecuencia que fueron divididas en tres subsecuencias que destacan principalmente por la presencia de incursiones marinas poco profundas durante el Neógeno. La primera subsecuencia durante el Mioceno inferior, la segunda durante Mioceno medio y la última etapa durante Plioceno tardío-Pleistoceno, describiendo que esta última corresponde a la incursión marina no había sido descrita en la cuenca del Amazonas.

El artículo titulado “The peruvian sub-andean foreland basin system: structural overview, geochronologic constraints and unexplored plays”; realizado por Patrice Baby y su equipo de trabajo, en el año 2018. Muestra un análisis a partir de la construcción de secciones balanceadas utilizando datos estructurales, termo-cronológicos, líneas sísmicas y estratigráficos que permitan entender la evolución geodinámica. El área de estudios para esta investigación abarca varios puntos a lo largo del sistema de antepaís en todo el Perú, describiendo las principales cuencas de forma separada. Dentro de ellas se realiza el análisis de la cuenca Madre de Dios, donde determinan un acortamiento de 47 km, con el desplazamiento del anticlinal de la Cordillera Oriental, que tendrá un efecto en los depósitos de la cuenca de Antepais durante Cenozoico, debido al sistema de dúplex intra-Paleógeno, que provoca el desarrollo de la cuenca tipo piggyback en el sinclinal de Punquiri y la falla de Tambopata en el frente de deformación orogénico. Además, según este trabajo la influencia de la cordillera oriental también se verá reflejada en la carga flexural, que justifica los grandes espesores de sedimentos Cenozoicos.

El artículo titulado “Several types of triangle zones from the subandean ranges of Perú: fish-tails, tectonic wedges and passive-roof duplexes”; realizado por Willy Gil en el año 2022. Muestra la interpretación de secciones geológicas en la cuenca Madre de Dios, que fueron construidas utilizando datos de geología de superficie, datos de pozo e interpretación de sísmica 2D, logrando determinar estructuras de zona triangular que se producen en el contacto

entre la zona sub-andina y el antepaís Amazónico en Perú. El área de trabajo de esta investigación abarca diferentes cuencas de norte a sur, dentro de las cuales está considerada la cuenca Madre de Dios; el cual se describe con un estilo estructural que consta de sistemas de dúplex de techo activo dentro de las series Paleógenas, que provocan estructuras dúplex de techo pasivo. Además, dentro de este trabajo se reconoce dos niveles de despegue importantes que definen la base de la zona triangular, siendo ubicadas en las lutitas Pérmicas al noreste en el área de las imbricaciones del Inambari y en el Devónico inferior (Gr. Cabanillas) al sureste del área de Candamo.

2.1.2 Antecedentes nacionales e internacionales

El artículo titulado “Miocene tidal-influenced sedimentation to continental pliocene sedimentation in the forebulge depozones of the Beni-Mamore foreland basin (northern Bolivia)”; realizado por **Martin Roddaz y su equipo de trabajo en el año 2006.** Muestra datos de depósitos dominados por una sedimentación tidal y fluvial. El trabajo de asociación de facies muestra ambientes de lagos, llanuras tidales y sistemas fluviales. Este trabajo también permitió realizar un análisis en termino de estratigrafía secuencial, permitiendo identificar superficies y cortejos sedimentarios.

El artículo titulado “Palaeogeographical implications of the Miocene Quendeque formation (Bolivia) and tidally-influenced strata in southwestern Amazonia”; realizado por **Jussi Hovikoski y su equipo de trabajo en el año 2007.** Este trabajo presenta datos sedimentológicos e icnológicos de la formación Quendeque en el norte de la zona subandina de Bolivia, esta formación fue datada en el Mioceno y presenta evidencia de ambientes deltaicos y estuarinos. La relación que presenta estos depósitos con el mar de Paraná también fue reportada en la cuenca Madre de Dios y la cuenca Acre.

El artículo titulado “Reconciling spatial and temporal patterns of cenozoic shortening, exhumation, and subsidence in the southern Bolivian andes”; realizado por

Nicholas Perez y su equipo de trabajo en el año 2021. Muestran la configuración tectónica y sedimentaria de la cuenca Chaco en Bolivia, donde establecen un estilo de deformación estructural complejo de sistemas dúplex con vergencia al Este (compuesto por corrimientos y retrocorrimientos), deformando los depósitos Cenozoicos en esta parte del antepaís boliviano. El análisis de Subsistencia o análisis de backstripping realizado en este trabajo, fue desarrollado en un rango de edad desde los 26 millones de años hasta la actualidad, mostrando las siguientes características: la geometría de la curva de subsidencia tectónica es característica de los sistemas de antepaís; la velocidad de subsidencia tectónica incrementa desde los 11 millones de años y finalmente el alcance de profundidad máxima es de 1750 metros durante este periodo.

El artículo titulado “Several types of triangle zones from the subandean ranges of Perú: fish-tails, tectonic wedges and passive-roof duplexes”; realizado por Willy Gil en el año 2022. Muestra la interpretación de secciones geológicas de la parte sur de la cuenca Ucayali. Donde se observa la configuración estructural y sedimentaria de esta cuenca, afectadas por sistemas de dúplex complejos. Estas fallas con desplazamiento hacia el antepaís, surgen desde zonas profundas, deformando rocas del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico. El estilo de deformación estructural en esta área este compuesto por estructuras como: anticlinal stack, zonas triangulares (retrocorrimientos) y estructuras tipo pop-up que generan pliegues importantes como el Sinclinal de Sihuayro.

2.2 Bases teóricas

2.2.1 Dinámica tectono-sedimentaria

La tectónica y la sedimentación son mecanismos inherentes dentro de una cuenca sedimentaria, la relación causal que existe entre ambos, ayuda a comprender las características que presenta una determina cuenca durante su formación. Por ejemplo, diferentes eventos tectónicos producirán levantamientos que serán zonas de aporte o depresiones donde quedarán

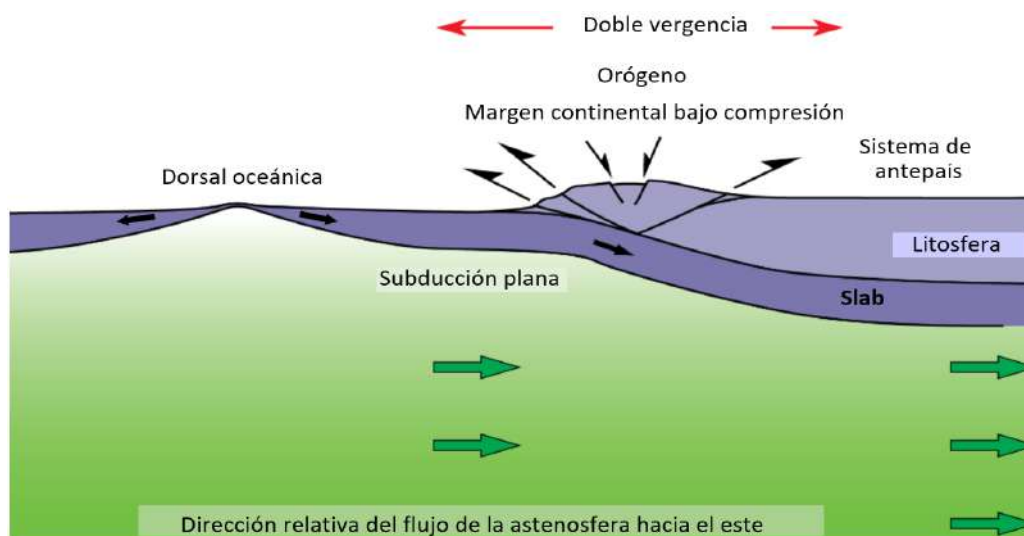
almacenados los sedimentos. Estos factores, puede ser estudiada a diferentes escalas y dependerá del contexto general en el que se esté desarrollando.

La dinámica tectono-sedimentaria de la geología peruana, desde sus primeros registros están marcados por importantes eventos. Pero sin duda alguna, una de las más principales fue el crecimiento de los andes, durante la subducción plana de la placa oceánica y sudamericana, produciendo esfuerzos compresivos que permite el desarrollo el sistema de antepaís (ver figura 2). Según (Noblet, 1996) el sistema de antepaís se caracteriza por largos periodos de inestabilidad tectónica y breves episodios de relativa tranquilidad que se verá reflejado en los depósitos sedimentarios.

Las publicaciones de (DeCelles & Giles, 1996) y (Catuneanu O. , 2004b), explican la estructura y el comportamiento de los sistemas de Antepais, que está dividida en 4 zonas conocidas como: wedge-top, foredeep, forebulge, y backbulge (ver figura 3). Estos modelos teóricos muestran una idea general de sistemas de antepaís, que estarán compuestos por diferentes estilos estructurales. Tal como se puede observar en el sistema de antepaís a lo largo de los andes peruanos, que tienen diferentes configuraciones y comportamientos de norte a sur.

El área de estudios de este proyecto de investigación, está ubicado dentro de la cuenca Madre de Dios. De acuerdo con los trabajos de (Hermosta, 2000), (Gil, 2001), (Hermosta, 2004; McClay, 1992), (Ramos, 2018), (Baby, et al., 2018) y (Gil & Flinch, 2022), pertenece al sistema de antepaís peruano en la parte sur. Lo que significa que la dinámica tectónica y sedimentaria estará influenciada por la carga orogénica, la tectónica flexural y subsidencia dinámica que controlaran la sedimentación y los espacios de acomodación dentro del sistema de antepaís (Catuneanu O. , 2004b) (Catuneanu O. , 2019). Por ende, la redacción de esta parte, estará orientada a los procesos que ocurren dentro de un contexto antepaís.

Figura 2 Subducción plana y sistemas de antepaís



Fuente: modificado de Burg, 2018

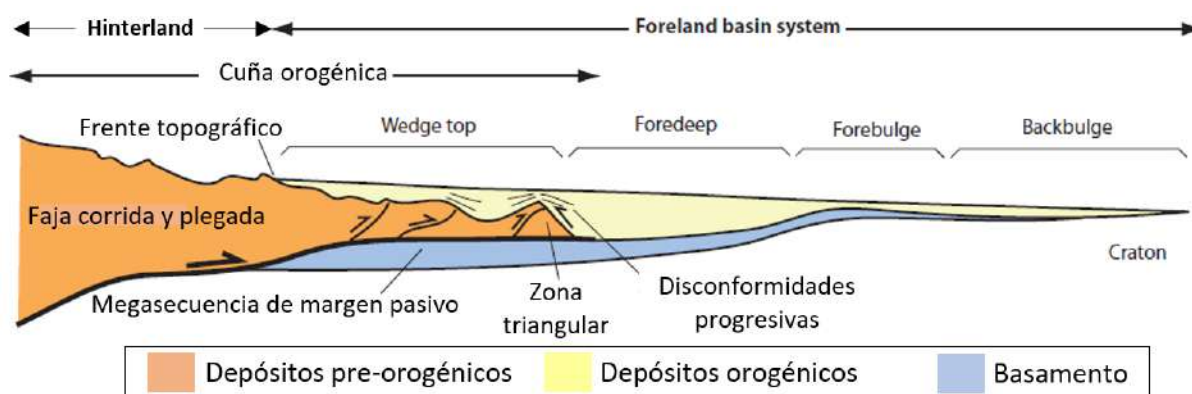
La figura 2 muestra una imagen teórica de la configuración geotectónica durante la subducción plana, también conocida como subducción de bajo ángulo. Dentro de esta figura se muestra que el ángulo de subducción es nulo; sin embargo, teóricamente se considera este tipo de subducción con ángulos menores a 30° respecto a la horizontal, tal como se describe en el trabajo de (Manea, y otros, 2017).

2.2.1.1 Dinámica tectónica

La dinámica tectónica de los sistemas de antepaís crea importantes cuencas durante su evolución, por ejemplo, la cuenca Madre de Dios. Por tal razón, esta importante estructura fue estudiada por varios autores con el objetivo de establecer un modelo que pueda explicar de mejor manera la evolución que tienen a lo largo del tiempo. La propuesta que hace (DeCelles & Giles, 1996) es la más vigente, muestra de forma general la configuración de este sistema, dividida en zonas, exhibiendo diferentes características a lo largo de su desarrollo (ver figura 3).

El levantamiento de una cadena orogénica, debido de un contexto de subducción plana, marca un importante estilo estructural compuesto de diferentes fallas inversas que se apilan entre ellas, generando pliegues y repitiendo secuencias sedimentarias en superficie y profundidad. Esta zona es conocida como el wedge-top, que representa a la primera zona del sistema de antepaís, (ver figura 3).

Figura 3 Sistema de Antepaís



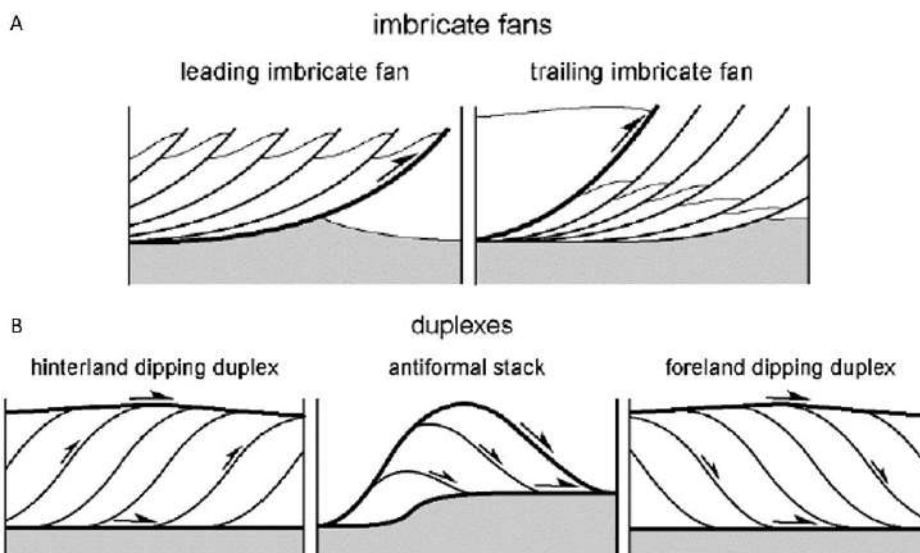
Fuente: modificado de DeCelles & Giles, 1996

La figura 3 muestra un corte transversal esquemático del sistema de cuenca de Antepaís, distribuidas en las zonas: Wedge-top, Foredeep, Forebulge, y Backbulge; controladas por la tectónica flexural y la subsidencia dinámica. Algunos términos no tienen una traducción exacta en español, por esa razón se considera los términos en inglés.

El área del wedge-top, está establecida como una región compuesta predominantemente por dos tipos de fallas inversas según su dirección de desplazamiento. Entonces existen fallas con desplazamiento hacia el antepaís y fallas con desplazamiento al hinterland (opuestas al antepaís). De manera general, el origen de estas fallas es ocasionado por el crecimiento y avance del orógeno, generados desde un nivel de despegue profundo (falla principal), que durante su desarrollo irá repartiendo la deformación en fallas secundarias que son capaces de llegar hasta la superficie. Estas estructuras son conocidas comúnmente como, sistemas de cabalgamiento (los términos en inglés comunes son imbricate fans o duplex structures), ver figura 4.

Los sistemas de cabalgamiento están compuestos por diferentes estilos de fallas inversas, que son clasificadas según la geometría de su plano de falla y están relacionadas a la formación de diferentes tipos de pliegues (ver figuras 14, 15 y 16). Esta primera zona del sistema de antepaís es conocida de diferentes maneras, por ejemplo, en el sistema de antepaís peruano, un término muy común es la “zona sub-andina”.

Figura 4 Diferentes sistemas de fallas o cabalgamientos



Fuente: Modificado de *Burg, 2018*

La figura 4 muestra la configuración que tienen los sistemas de fallas inversas que conforman el wedge-top, se dividen en dos grupos, pueden aparecer combinados dentro del sistema de antepaís. La parte 4.A muestra el abanico de fallas inversas imbricadas. El abanico imbricado activo (leading imbricate fan), cuando las nuevas fallas se crean en el bloque yacente de la falla (footwall). El abanico imbricado pasivo (trailing imbricate fan), cuando las nuevas fallas se crean en el bloque colgante de la falla (hanging-wall). La parte 4.B muestran los sistemas dúplex de tres maneras diferentes. Dúplex que buzanan al hinterland (hinterland dipping dúplex). Duplex apilados forman una antiforma (antiformal stack). Dúplex que buzanan al Antepaís (foreland dipping dúplex).

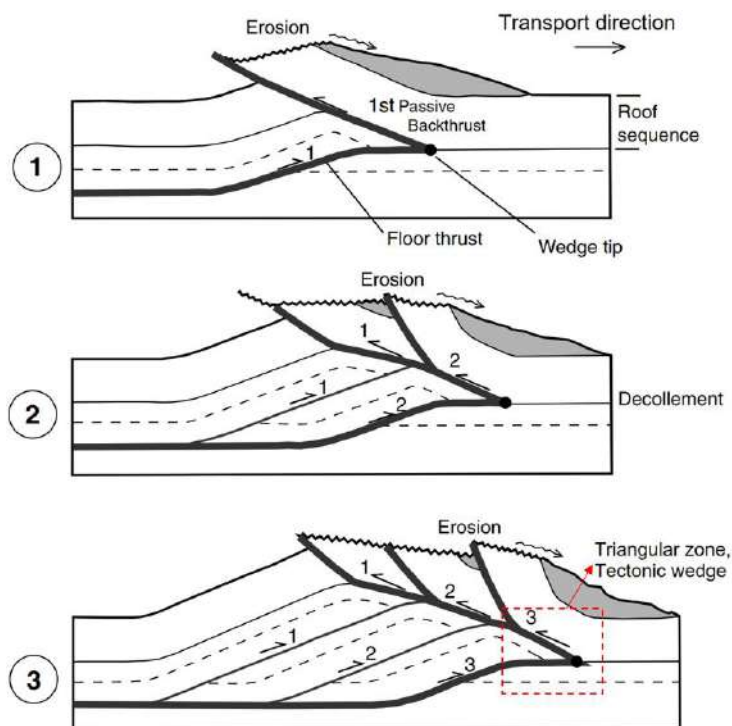
La ocurrencia de fallas con doble vergencia en la zona del wedge-top, muestra un estilo de deformación estructural importante, conocida como zonas triangulares.

Las zonas triangulares son definidas como estructuras compuestas por fallas inversas conjugadas que tienen vergencia opuesta. Se originan a partir de una falla principal importante que transfiere su deformación, para generar una falla con desplazamiento opuesto a la falla principal. La geometría que forman será conocida como una cuña tectónica o zona triangular (ver figura 5). Esta estructura también es conocida como sistemas de dúplex de techo pasivo (McClay, 1992), (Jones, 1996), (Couzens Schultz, Vendeville, & Wiltschko, 2003) y (Burg, Thrust Systems, 2018).

Las zonas triangulares pueden ser clasificadas según (Gil & Flinch, 2022), en tres tipos. El tipo I descrita por retrocorrimientos (backthrust) que se originan a partir de una sola falla de

despegue (se puede revisar la figura 19-22 del trabajo de Mitra, 2002). El tipo II describe retrocorrimientos (backthrust) se forman por dos o más fallas de despegue (detachment faults) que se superponen entre ellas, tal como se describen en las publicaciones de (Banks & Warburton, 1986), (Price, 1981), (Jones, 1996) y (Gil & Flinch, 2022). Finalmente, el tipo III, cuando los retrocorrimientos (backthrust) se forman por diferentes despegues, pudiendo ser observadas a diferentes escalas (Banks & Warburton, 1986) (Couzens Schultz, Vendeville, & Wiltschko, 2003) (Tanner, Brandes, & Leiss, 2010). Dentro del tipo III, se puede ocasionar una o más fallas de retrocorrimiento (backthrusts), clasificadas según la secuencia de formación que tiene; es decir, si los retrocorrimientos están en el bloque colgante (footwall) o en el bloque yacente (hanging wall), revisar figura 11 del trabajo de (Lebinson, et al., 2020).

Figura 5 Zona triangular



Fuente: Modificado de Brocher, 2004

Figura 5. Esta figura representa la evolución de una zona triangular o cuña tectónica durante 3 etapas. Se puede observar cómo al avance de cada falla inversa (thrust) en un tiempo 1, 2 y 3; se genera una falla de retrocorrimiento (passive backthrust), generando un estilo de deformación característico dentro de los sistemas de antepaís. Despegue (decolllement), secuencia techo (roof sequence), dirección de transporte (transport direction), punta de cuña (wedge tip), triangular zone (zona triangular).

La combinación de estos sistemas estructurales complejos en el wedge-top, son capaces de formar cuencas piggyback o cuencas transportadas, ocasionadas por el avance del frente de corrimiento, generando nuevas fallas en el bloque yacente (footwall), que van transportando y acomodando los cabalgamientos antiguos, creando zonas de aporte y nuevos espacios de acomodación que serán rellenadas con patrones sedimentarios sin-orogénicos, característicos de este contexto.

En resumen, la dinámica tectónica para este tipo de contexto está controlada por evolución del sistema de Antepaís, fallas inversas complejas con vergencia al Antepaís, retrocorrimientos con vergencia al Hinterland generadas por la transferencia de acortamiento en lugares conocidos como zonas triangulares (ver figura 3).

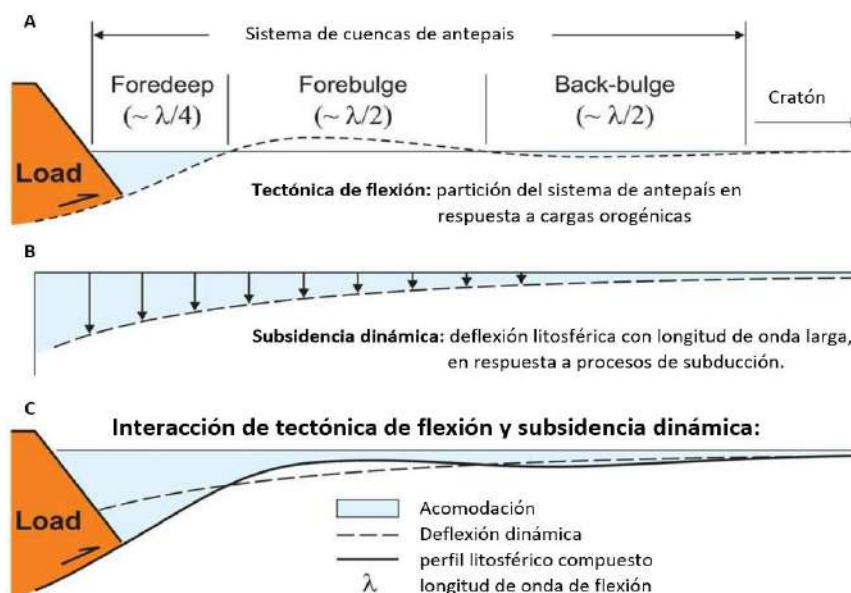
2.2.1.2 Dinámica sedimentaria

A partir de los procesos tectónicos que controlaron la zona del wedge-top en el sistema de antepaís, se puede empezar a describir las zonas del foredeep, forebulge y backbulge (ver figura 3); que son de gran importancia debido a la acumulación de sedimentos. Estas áreas son conocidas como cuencas de antepaís o cuencas retroarco. Entonces, la interacción del espacio acomodación y el aporte sedimentario, son los principales criterios que influyen en el relleno sedimentario de estas cuencas que son controladas por la tectónica de flexión (flexural tectonic) y subsidencia dinámica (dynamic subsidence), ver figura 6. (Catuneanu, Sweet, & Miall, 1999), (Catuneanu O. , 2004a), (Catuneanu O. , 2004b) y (Catuneanu O. , 2019).

La tectónica de flexión tiene efecto en las cuencas de antearco y foredeep (retroarco), está vinculada a la interacción dinámica de las cargas orogénicas, que se manifiestan de 2 formas diferentes. La primera, ocurre cuando el frente orogénico se encuentra muy activo (se generan fallas y cabalgamientos en el wedge-top), este periodo se conoce como momento de carga orogénica (orogenic loading), ocasionando la subsidencia del Foredeep y el levantamiento de Forebulge. La segunda forma, ocurre cuando el frente orogénico se encuentra

en calma (no se generan fallas en el wedge-top); denominando este periodo pasivo como momento de descarga orogénica (orogenic unloading), donde solo existe erosión del frente orogénico, provocando el levantamiento del foredeep y subsidencia del forebulge. Estos episodios de carga y descarga orogénica son descritos por (Catuneanu O. , 2019) como ciclos orogénicos, que van interactuando durante la evolución del sistema de antepaís.

Figura 6 Tectónica de flexión y subsidencia dinámica



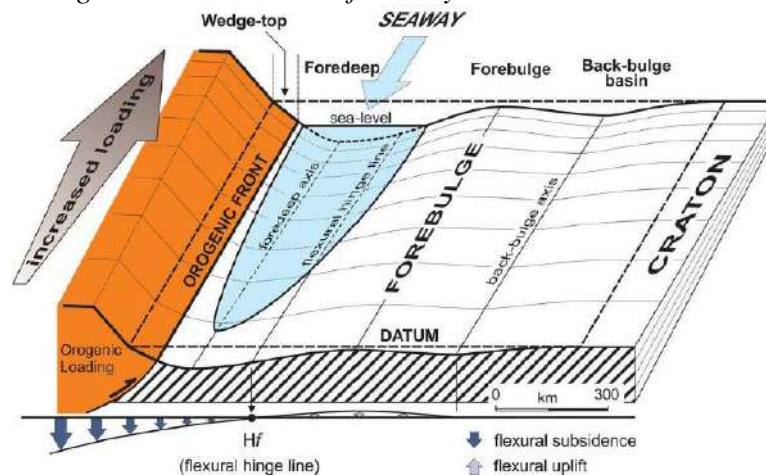
Fuente: Modificado de Catuneanu, 2019

La figura 6 muestra los controles de tectónica de flexión y subsidencia dinámica que controlan el espacio de acomodación de las cuencas de antepaís. 6A muestra la tectónica de flexión, que genera el foredeep, forebulge y backbulge, en respuesta a la carga (load). 6B muestra el espacio de acomodación que genera la subsidencia dinámica (subsidencia a escala continental). 6C este modelo muestra el espacio de acomodación que se genera de la interacción de la tectónica de flexión y la subsidencia dinámica.

La subsidencia dinámica afecta únicamente a las cuencas de antepaís, está vinculada con procesos de subducción (mayor escala) y variaciones del nivel del mar (las fluctuaciones eustáticas son procesos de escala global y pueden afectar todo tipo de cuencas que estén conectadas al océano). El control de la subsidencia dinámica, genera espacio de acomodación a escala continental, es decir, puede ocasionar la subsidencia foredeep, forebulge y backbulge; permitiendo la acumulación de sedimentos sobre zonas como el forebulge, durante algunos

periodos donde la subsidencia dinámica es más importante que el control de tectónica por flexión, este tipo de procesos serán descritos más adelante con más detalle.

Figura 7 Tectónica de flexión y subsidencia dinámica



Fuente: Catuneanu, 2019

La figura 7 muestra en un diagrama teórico la influencia que tiene el frente orogénico para restringir las zonas de foredeep, forebulge y backbulge, debido a la subsidencia por flexión (flexural subsidence) y el levantamiento flexural (flexural uplift). La diferencia de carga orogénica (orogenic loading), a lo largo del frente orogénico (orogenic front), también influye dentro de este sistema, tal como se ve en la imagen, el incremento de la carga (increased loading), genera mayor subsidencia foredeep y levantamiento en el forebulge, que incluso podría propiciar el ingreso del mar (seaway), si existen las condiciones adecuadas. Nivel del mar (Sea-level), punto de inflexión que divide la subsidencia y el levantamiento (flexural hinge line).

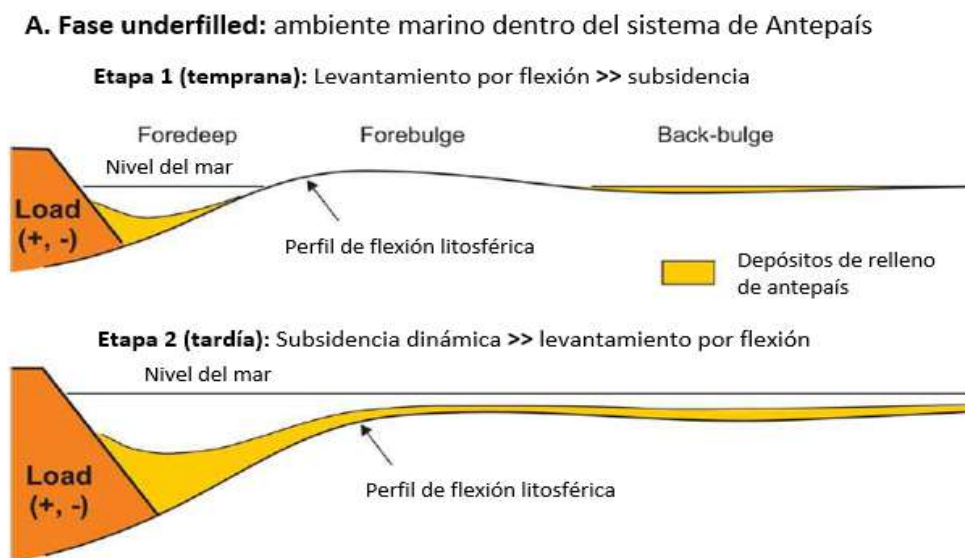
La evolución sedimentaria de una cuenca de antepaís, está dominada por dos fases de acomodación conocidas como, *underfilled* y *overfilled*, descritas por (Catuneanu O. , 2019). Los términos en inglés *underfilled* y *overfilled* no tienen una traducción exacta al español; sin embargo, para una mejor comprensión deben ser interpretadas como periodos durante los cuales el espacio de acomodación y relleno sedimentario tendrán un comportamiento diferente.

Los primeros registros sedimentarios dentro la secuencia evolutiva del antepaís, serán depositados durante la fase *underfilled*, debido al espacio de acomodación que se crea por la presencia de los primeros cabalgamientos en el wedge-top. Es decir, el efecto de las primeras cargas orogénicas ocasionara la subsidencia del foredeep, el levantamiento del forebulge (este proceso se conoce como tectónica de flexión) y generaran el backbulge. Durante el desarrollo

del *underfilled* se reconocen una etapa temprana y tardía, que tendrán características importantes.

El periodo *underfilled* temprano, presenta las siguientes características: la cantidad de espacio de acomodación que se genera supera en gran medida el aporte sedimentario; el nivel de mar no sobrepasa el forebulge, que se convierte en una zona susceptible a la erosión (formación de las primeras superficies erosivas importantes); el levantamiento del forebulge es importante, propiciando el desarrollo de sedimentación marino profunda también conocida como sedimentación tipo flysch en el foredeep; finalmente, el control de tectónica de flexión (carga y descarga orogénica) es mucho más importante que la subsidencia dinámica, ver figura 8 etapa 1.

Figura 8 Fase de acomodación underfilled



Fuente: modificado de Catuneanu O. 2019

La figura 8 muestra modelos teóricos del desarrollo de las dos etapas dentro de la fase *underfilled*. La etapa 1, dominada por la tectónica de flexión, con episodios carga y descargas importantes, que provocaran una variación constante en el relleno sedimentario durante este tiempo. En la etapa 2, muestra que la subsidencia dinámica es más influyente, modificando las condiciones iniciales, debido a que en todo el sistema que se encuentra debajo del nivel del mar. En ambas etapas se puede ver el símbolo de (+, -) que significa episodios de carga y descarga orogénica, que serán más relevantes durante la etapa 1, a diferencia de la etapa 2, donde siguen funcionando, pero la subsidencia dinámica es más influyente en todo el sistema.

A medida que los primeros eventos sigan su desarrollo, las condiciones iniciales también sufrirán variaciones importantes, dando paso a una nueva etapa que se conoce como periodo underfilled tardío (ver figura 8 etapa 2). Ocasionado por un incremento progresivo de la subsidencia dinámica en las zonas del foredeep, forebulge y backbulge, logrando superar la tectónica de flexión (los periodos de carga y descarga siguen funcionando). Este proceso provoca que todo el sistema delante del frente orogénico se encuentre debajo del nivel del mar debido a una subsidencia general. Es decir, la sedimentación cubre las zonas del foredeep, forebulge y backbulge, con secuencias marinas superficiales, ver figura 8 etapa 2, (Catuneanu O. , 2004b), (Horton, 2018) y (Catuneanu O. , 2019).

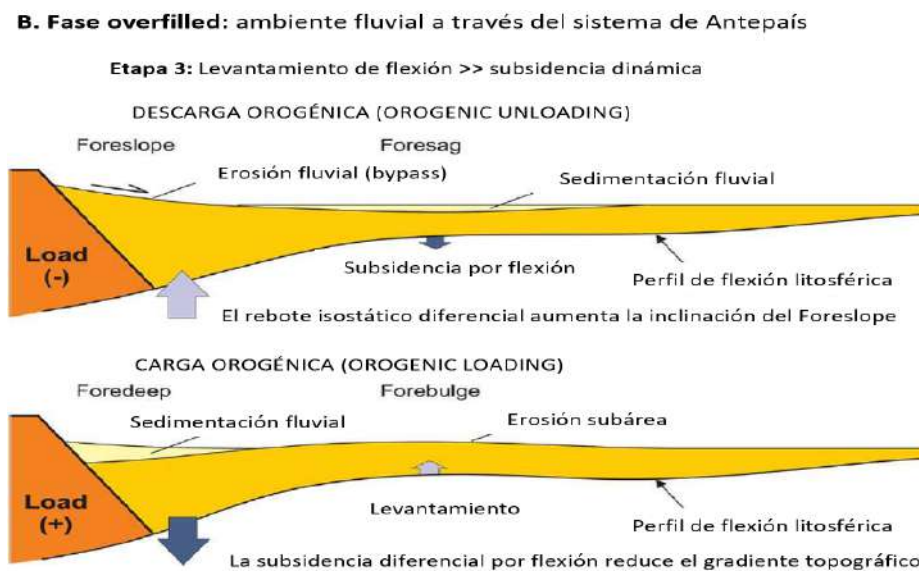
Como se ha visto a lo largo del periodo underfilled, la subsidencia dinámica tiene un papel importante debido a su incremento progresivo, logrando superar la tectónica de flexión (ver figura 8). Según (Catuneanu O. , 2019), este aspecto, tendrá un fuerte impacto en la sedimentación, generando diferentes patrones de apilamiento, por ejemplo, si las tasas de sedimentación están dentro del rango de las tasas creación de espacio de acomodación, las áreas de mayor subsidencia están sujetas a transgresión y las áreas de menor subsidencia están sujetas a regresión normal.

Al final de esta primera fase, cuando la tasa de sedimentación empiece a superar las altas tasas de subsidencia, provocaran un reajuste de condiciones en las cuencas del antepaís, según (Catuneanu, Sweet, & Miall, 1999), (Catuneanu O. , 2004b) y (Catuneanu O. , 2019), se puede manifestar como una regresión normal en todo el sistema que será la transición a la fase de acomodación overfilled, como se explicara a continuación.

El inicio de esta nueva fase de acomodación denominada overfilled, también marca las últimas etapas de evolución del sistema de antepaís, comenzando a predominar los ambientes sedimentarios continentales. Los efectos de subsidencia dinámica nuevamente disminuyen, dando paso a la tectónica de flexión como el control principal en el sistema. Estas nuevas

condiciones, permitirán que el aporte sedimentario supere el espacio de acomodación disponible. Los ciclos de carga y descarga orogénica, también volverán a ser importantes (ver figura 9). Estableciendo que, durante etapas de carga orogénica, la acumulación de sedimentos está dentro de foredeep y el desarrollo de superficies de erosión en el forebulge, ver figura 9. De forma opuesta, cuando el contexto sea de descarga orogénica la acumulación de sedimentos se ubica en el forebulge y el desarrollo de superficies de erosión en el foredeep, ver figura 9.

Figura 9 Fase de acomodación overfilled



Fuente: modificado de Catuneanu, 2019.

La figura 9, muestra los ciclos de carga y descarga orogénica para la fase de acomodación overfilled. En cada etapa se ven dos flechas con sentido opuesto que indican subsidencia y levantamiento y el tamaño indica la intensidad que tienen, por ejemplo, durante la descarga orogénica el levantamiento es más importante que la subsidencia; de forma contraria, durante la carga orogénica la subsidencia es más importante que el levantamiento.

Estos ciclos orogénicos, favorecerán el desarrollo de estilos de sedimentación característicos. Por ejemplo, durante los episodios de descarga orogénica se establecen 2 zonas: la primera zona es de erosión constante conocida como “foreslope”. La segunda zona es conocida como “foresag”, relacionada con el espacio para acumular depósitos sedimentarios fluviales de alta energía (ver figura 9 descarga orogénica). Mientras que, durante un episodio de carga orogénica, el espacio de acomodación estará dentro del Foredeep, con gradientes

topográficos menos pronunciados y con depósitos fluviales de poca energía (ver figura 6, carga orogénica). (Catuneanu, Sweet, & Miall, 1999) (Catuneanu O. , 2004a) (Catuneanu O. , 2019).

Dada la influencia de una sedimentación fluvial durante esta fase, los tipos de sistemas de drenaje también se verán afectados por la interacción de estos ciclos orogénicos. Tal como señala (Catuneanu O. , 2019), durante episodios de carga tectónica los ríos se transportarán a lo largo del eje del foredeep, influenciadas por la variación de subsidencia a lo largo del frente orogénico. Por otra parte, durante un periodo de descarga orogénica los drenajes fluviales viajarán de forma transversal al sistema.

Como se ha observado hasta este punto, la dinámica tectónica y la dinámica sedimentaria cumplen la relación causal mencionadas al inicio. Porque los mecanismos principales de dinámica de flexión y subsidencia dinámica, influenciadas por la subducción plana a pequeña y gran escala, gobernarán la evolución de un sistema de antepaís, provocando la creación del espacio de acomodación en fases underfilled y overfilled, encargadas de almacenar el registro sedimentarios dentro de estas cuencas.

2.2.2 Análisis de subsidencia

Como se describió previamente, la historia evolutiva del relleno de una cuenca es una consecuencia del contexto tectónico y sedimentario al cual están sometidas. Sin embargo, detrás de estos procesos generales existen herramientas que se utilizan para cuantificar la cantidad de espacio de acomodación. Por ejemplo, la subsidencia total para el contexto geológico dentro de un sistema de antepaís, es igual a la suma de la subsidencia de carga del relleno sedimentario y la subsidencia que influyen en las cuencas de antepaís controlados por la tectónica de flexión y subsidencia dinámica.

El análisis de subsidencia, tiene como objetivo conocer la cantidad de subsidencia y las tasas de acumulación de sedimentos dentro de una cuenca sedimentaria. En pocas palabras este procedimiento se basa principalmente en la decompactación de las unidades estratigráficas al

espesor correcto (antes de ser enterrado por nuevas capas), según el periodo de interés que se quiera conocer. La visualización e interpretación de este proceso se realiza con la ayuda de un diagrama de dos variables, comparando la relación que existe entre la profundidad y el tiempo en millones de años, de acuerdo a las curvas de subsidencia tectónica que se dibujen.

El termino apropiado para describir esta operación, es conocida en la bibliografía como la “técnica del backstripping”, que consiste en dividir la subsidencia total, en subsidencia producto de la carga de sedimentos y subsidencia provocada por la tectónica. Para comprender mejor este método, se debe conocer muy bien, cómo funciona la subsidencia isostática.

2.2.2.1 La subsidencia isostática:

El estudio de la isostasia, es la condición de equilibrio de la capa rígida conocida como litosfera que se encuentra flotando en la astenosfera dúctil. Para entender mejor este fenómeno podemos apoyarnos del experimento descrito por algunos autores, donde utilizan un bloque de madera que flota sobre el agua. Observando que cuando se aumenta una carga sobre el bloque de madera, flota más profunda. La referencia de la carga en el experimento esta relacionada al incremento de carga en la litosfera, es decir a los sedimentos que se depositan en una cuenca llena de agua, (Einsele, 2001) (Wangen, 2010).

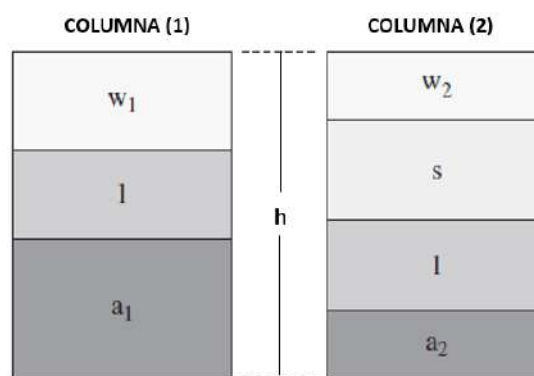
Los principios matemáticos de la isostasia, se basan en los estudios de presión hidrostática a través de los fluidos, es conocida como la ley de Pascal. Siendo utilizada dentro de la isostasia, para explicar que la presión se mantiene constante en la astenosfera dúctil, a pesar de cargar la litosfera rígida con sedimentos (ver figura 10).

La figura 10 también puede ser expresada matemáticamente en función de la altura (h), ya que la presión que ejerce la astenosfera en los cuerpos que se sumergen dentro de ella permanece constante, de esta forma se tiene la siguiente ecuación:

$$w_1 + l + a_1 = w_2 + s + l + a_2$$

Dentro de los modelos teóricos de la figura 10, también muestran variaciones entre las columnas 1 y 2, en función con los tipos de subsidencia que actúan en diferentes periodos. De esta manera se puede explicar la relación que hay entre la subsidencia tectónica y una cuenca rellena de agua en la columna (1), que representa la etapa inicial, compuesta por capas de: astenosfera (a), litosfera (l) y el espacio de acomodación disponible que esta rellena de agua (w). De esta primera columna se establece que, gracias a la subsidencia tectónica se crea este primer espacio de acomodación; es decir, la altura que alcanza el agua antes de la llegada de sedimentos representaría la cantidad de subsidencia tectónica que se generó.

Figura 10 Presión constante durante la subsidencia isostática



Fuente: modificado de Wangen, 2010.

La figura 10 compara las columnas 1 y 2 que están compuestas por agua (w), sedimentos (s), litosfera (l) y astenosfera (a). La columna 1, representan la etapa inicial de una cuenca que esta rellena de agua. La columna 2, representa la etapa final de una cuenca que recibió aporte sedimentario (s), lo que produce una variación en los espesores de los otros componentes. Sin embargo, la presión en la astenosfera 1 y 2 seguirá siendo igual.

La modificación que presenta la columna (2), está relacionada a la capa sedimentos (s), que es agregada porque representa una etapa 2 dentro de la cuenca, donde el espacio de acomodación es ocupado por los aportes sedimentarios más el agua. Ocasionando que el espesor de las capas de agua (w) y astenosfera (a) sufran variaciones. Dentro de esta etapa 2, la nueva capa de sedimentos tiene un peso, que provoca la una segunda subsidencia generada a partir de la carga sedimentaria, el cual puede ser cuantificada utilizando técnica del backstripping, tal como se desarrollara a continuación.

2.2.2.2 Técnica del backstripping:

La técnica del backstripping, nace del interés de tratar de entender la historia de la subsidencia dentro de las cuencas. Su propósito es calcular y eliminar los efectos de la compactación, la carga de sedimentos, los cambios en la paleo-batimetría y las variaciones del nivel del mar; en otras palabras, este método está relacionado con la subsidencia producida por el relleno de una cuenca. Este procedimiento, también es conocido en la bibliografía con los términos “análisis de geohistoria” o “historia de entierro”, (Einsele, 2001) (Wangen, 2010) (Allen & Allen, 2013).

De esta manera, se establece que la subsidencia total $z(t)$ del basamento litosférico que subyace a una cuenca sedimentaria, puede ser establecida a partir de tres criterios que corresponden: al sedimento depositado en una cuenca (espesor de la cuenca) $y(t)$, la profundidad del agua $W_d(t)$ y el cambio en el nivel global del mar $\Delta SL(t)$, que siempre están activos durante cualquier tiempo (t). Logrando establecer matemáticamente la siguiente ecuación que define este proceso.

$$z(t) = y(t) + W_d(t) - \Delta SL(t)$$

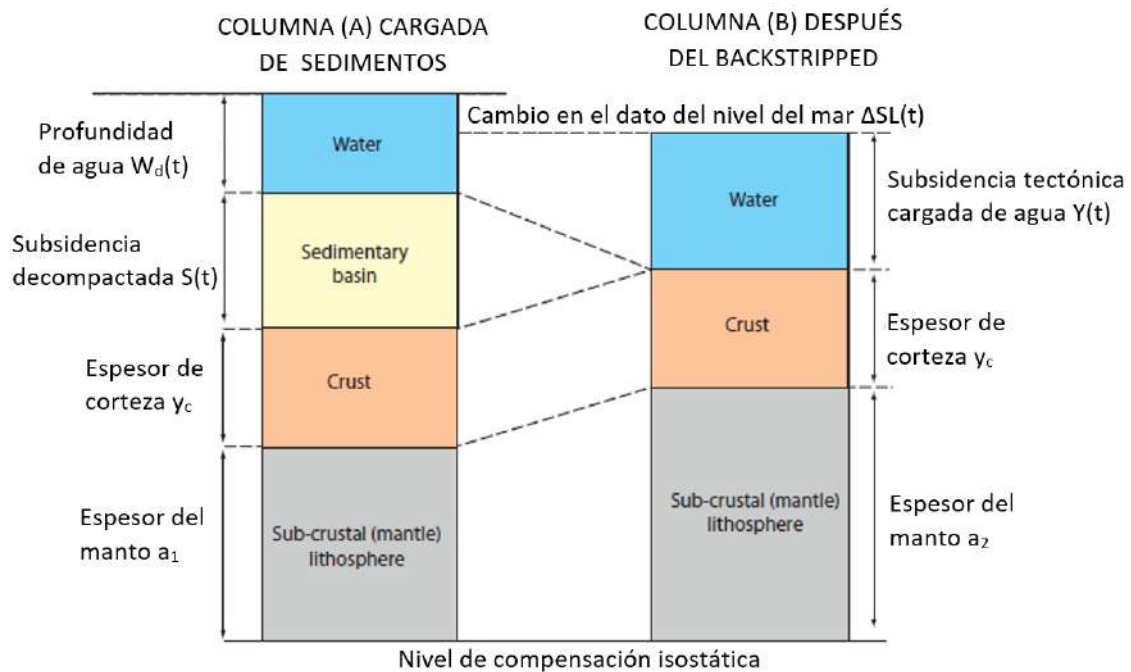
Sin embargo, para realizar el cálculo de la subsidencia total, primero será necesario separar y calcular la subsidencia por efectos de la carga de sedimentos, producida por el relleno de la cuenca, debido a que la técnica del backstripping solo cuantifica la subsidencia tectónica. Es decir que, eliminando la carga de sedimento solo quedaría una cuenca rellena de agua (ver figura 10). El ejemplo grafico de (Wangen, 2010) y (Allen & Allen, Subsidence history, 2013), mostrado en la figura 11, ayuda a entender estos procesos.

Por lo tanto, partiendo del análisis de la figura 11, podemos calcular la subsidencia total de una cuenca, utilizando el fundamento de la presión hidrostática constante, representado por el nivel de compensación isostática, del cual se establece la primera relación matemática comparando la columna A y B:

$$\rho_w g W_d(t) + \rho_{sedi} g S(t) + \rho_c g Y_c + \rho_a g a_1 = \rho_w g Y(t) + \rho_c g Y_c + \rho_a g a_2$$

Donde ρ es la densidad, g es la gravedad, la profundidad del agua $W_d(t)$, subsidencia decompactada $S(t)$, Espesor de corteza (Y_c), subsidencia tectónica cargada de agua $Y(t)$ y espesor del manto (a_1 y a_2). Estableciendo que las sumas de las presiones hidrostáticas de cada columna serán iguales.

Figura 11 Equilibrio isostático para ilustrar el backstripping de la carga de sedimentos.



Fuente: modificado de Allen & Allen, 2013

La figura 11 muestra de forma teórica cómo funciona el método del backstripping para una carga de sedimentos dentro de una cuenca. La columna (A) representa la columna litosférica a través de una cuenca sedimentaria, donde resalta la presencia del relleno de la cuenca (sedimentary basin) de color amarillo con su espesor decompactado. La columna (B) representa una columna donde se ha eliminado la carga de sedimentos y se ha reemplazado con agua para obtener la subsidencia tectónica. Agua (wáter); corteza (crust); sub corteza (manto) litosfera (sub-crustal (mantel) lithosphere).

Siguiendo las observaciones de la figura 11, también podemos establecer otra relación matemática en función de los espesores de las capas, de la siguiente manera:

$$W_d(t) - \Delta_{SL}(t) + S(t) + a_1 = Y(t) + a_2$$

Para esta segunda ecuación ya no se tomó en cuenta los espesores de la corteza Y_c porque permanecen constantes. Pero se consideró la variación del nivel del mar $\Delta SL(t)$, debido a su influencia durante el desarrollo de una cuenca.

A partir de las dos últimas ecuaciones descritas, se puede generar una fórmula matemática para saber la subsidencia total de una cuenca. El cual se expresa de la siguiente manera:

$$S(t) = W_d(t) + S(t) \left(\frac{\rho_a - \rho_{sedi}(t)}{\rho_a - \rho_w} \right) - \frac{\rho_a}{\rho_a - \rho_w} \Delta_{SL}(t)$$

Por lo tanto, el cálculo de la subsidencia total está respaldada por las fórmulas matemáticas descritas, que son automatizadas por diferentes programas de computadora que cuantifican este parámetro. Sin embargo, se debe tener en cuenta que, en el ejemplo teórico, el relleno de cuenca es considerado como una sola capa depositada durante un solo evento. Siendo completamente diferente de lo que sucede en la naturaleza, porque durante el desarrollo de una cuenca los eventos sedimentarios son diferentes, y están compuestas de varias capas que estarán delimitadas por superficies importantes, que tienen que ser definidas y ubicadas para poder aplicar correctamente la técnica del backstripping a cada una de ellas, porque recordemos que para determinar la subsidencia total, primero se debe calcular la subsidencia del relleno sedimentario a través de este método.

A continuación, se describirá algunos criterios que nos ayudaran a complementar mejor la técnica del backstripping.

2.2.2.2.1 Densidad aparente del sedimento:

Se refiere a la masa total de sedimentos dentro de un volumen definido. Es decir, la densidad aparente promedio del relleno de la cuenca depende de las densidades aparentes y los espesores de las unidades estratigráficas que las componen, (Allen & Allen, Subsidence history, 2013). Existen dos ecuaciones que sirven para determinar la densidad aparente del relleno de una cuenca que son expresadas de la siguiente manera:

$$\bar{\rho}_b(t) = \frac{\sum_i \rho_{b,i}(t) \Delta Y_i(t)}{\sum_i \Delta Y_i(t)}$$

Donde la densidad aparente de cada capa $\rho_{b,i}$ está compuesta por la densidad de agua, porosidad de relleno de agua ρ_w y la densidad de fase solida $\rho_{s,i}$, el espesor de relleno de cuenca Y_i .

$$\bar{\rho}_b(t) = \frac{\sum_i e_i(t) \rho_w + \rho_{s,i} dC_i}{\sum_i (1 + e_i(t)) dC_i}$$

Esta segunda ecuación incluye un sistema de coordenadas en profundidad C_i que representa la única variable de porosidad, debido a que el espesor de la capa solida dC_i y la densidad $\rho_{s,i}$ para cada capa son constantes según el sistema de coordenadas de Lagrange. Para ver mayor detalle sobre estas ecuaciones revisar el libro de (Allen & Allen, Subsidence history, 2013).

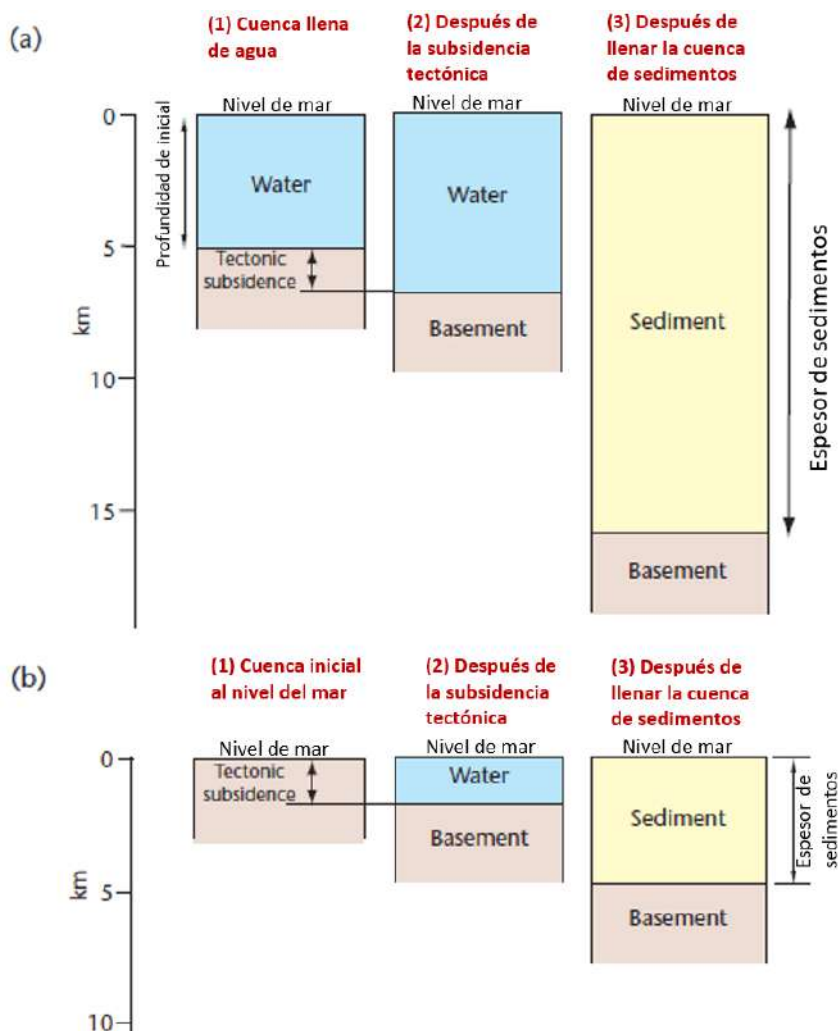
Para (Allen & Allen, Subsidence history, 2013), a mayor profundidad la porosidad promedio del relleno de una cuenca disminuye y la densidad aparente promedio aumenta. Es decir que durante el entierro las capas disminuyen su porosidad y aumenta su densidad (se hacen delgadas).

2.2.2.2 Correcciones paleo-batimétricas:

Se refiere a la estimación de la profundidad de agua antes, durante y después de la sedimentación de las nuevas capas estratigráficas, que son importantes en la subsidencia total que serán reflejadas en el espesor de sedimentos final en una cuenca. Tal como se muestra en el ejemplo teórico de la figura 12, que realiza una comparación de dos cuencas con paleo-batimetría diferentes al inicio, que son influenciadas por la misma tasa de subsidencia tectónica, obteniendo como resultados espesores estratigráficos diferentes. Para una mejor comprensión de los efectos de la paleo-batimetría en una cuenca se puede revisar el análisis de la figura 8.6 del capítulo 8 del libro de (Einsele, 2001).

El estudio de la paleo-batimetría se apoya en diferentes herramientas para lograr su estimación, siendo una de ellas el análisis de microfósiles o estructuras sedimentarias; debido a que algunas especies de flora, fauna y figuras sedimentarias pueden vivir o formarse en condiciones favorables según corresponda, (Olson & Leckie, 2003).

Figura 12 Efectos de la profundidad de agua inicial en el espesor de sedimentos final



Fuente: modificado de Allen & Allen, 2013

La figura 12 compara la secuencia evolutiva de dos cuencas. La parte 9A muestra: (1) al inicio la profundidad del agua es de 5km, (2) aumenta 1km de profundidad gracias a la subsidencia tectónica y (3) la subsidencia total permite un relleno sedimentario de 15km. La parte 9b muestra: (1) muestra la cuenca inicial al nivel del mar, (2) aumenta 1km de profundidad gracias a la subsidencia tectónica y (3) la subsidencia total permite un relleno sedimentario de 5km.

2.2.2.3 Correcciones eustáticas:

se refiere a la variación global del nivel del mar en relación con un dato de referencia, debido a que un aumento o una disminución de agua en el mar debe ser compensado

isostáticamente. Siendo un criterio importante durante la sedimentación del relleno de cuenca. Sin embargo, como indica (Allen & Allen, Subsidence history, 2013), aun no hay consenso sobre una curva eustática global que pueda usarse para hacer correcciones, cuando se calculan datos de subsidencia de carga de sedimentos, que sirven para extraer la subsidencia tectónica. Por tal motivo, como recomiendan varios autores es preferible realizar el backstripping sin considerar este punto.

2.2.2.2.4 Modelos de compensación isostática:

Está relacionada con el tipo de condición de equilibrio isostático dentro de un contexto. Por ejemplo, la carga de sedimentos y agua sobre un horizonte estratigráfico, provocan un efecto isostático, que justifican la subsidencia total dentro de una cuenca. Sin embargo, dentro de este trabajo de investigación se reconoce el modelo isostático controlados por tectónica de flexión y subsidencia dinámica.

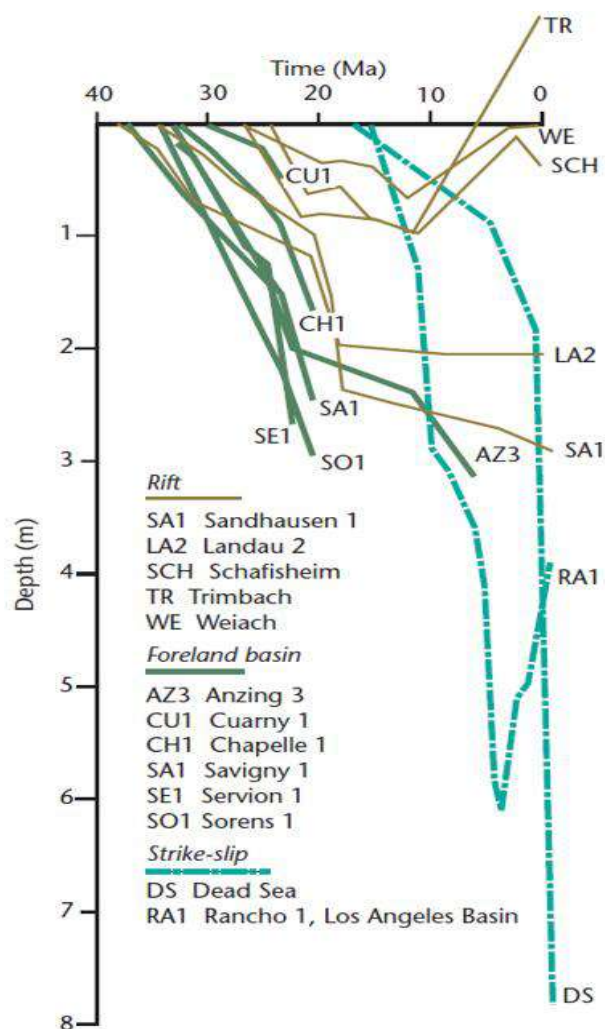
2.2.2.3 Curvas de subsidencia (relación profundidad-tiempo)

La relación que existe entre la profundidad versus el tiempo, es una herramienta importante dentro del análisis de subsidencia, debido a que se puede representar mediante curvas en un diagrama de dos variables; la profundidad que tiene el relleno de una cuenca en un tiempo determinado, a lo largo de su evolución.

Este análisis estadístico, mostrara diferentes variaciones de acuerdo al con contexto general que se tenga. Tal como se describen en el libro (Allen & Allen, 2013), donde marcan una diferencia en un entorno de subsidencia producida por el estiramiento de litosfera continental (rift); frente a un entorno de subsidencia de flexión relacionados al sistema de antepaís.

Para desarrollar este tipo de grafico las capas que componen un relleno de cuenca deben haber sido analizadas con la técnica del backstripping.

Figura 13 Gráfico de curvas de subsidência



Fuente: modificado de Allen & Allen, 2013.

La figura 13, muestra la historia de subsidencia de tres tipos de cuencas (cuencas extensionales tipo rift, cuencas de antepaís (foreland basin) y cuencas tipo strike-slip desarrolladas bajo mecanismos de subsidencia diferentes.

2.3 Marco conceptual

2.3.1 Rampas, fallas inversas y pliegues

Un régimen compresivo ocasionado dentro de un contexto de subducción plana, favorece la ocurrencia de diferentes tipos de fallas inversas. De esta manera, se conoce la existencia de diferentes estilos de deformación estructural, compuestos por diferentes tipos de fallas inversas que son asociadas a la formación de pliegues.

Los sistemas con estilos de deformación estructural complejo, pueden estar conformados por sistemas de fallas que se desarrollan dentro de un mismo evento tectónico, conocidas como sistemas de fallas en secuencia (migración de fallas en un solo sentido y orden). Sin embargo, existen sistemas de fallas fuera de secuencia que consisten en eventos tectónicos posteriores. De esta manera, la nueva deformación puede utilizar planos de fallas antiguos y deformar estructuras previas. A continuación, se describirán los 3 tipos de fallas inversas principales.

2.3.1.1 Falla inversa plano-rampa-plano (fault bend fold):

Denominada de esta manera por la geometría del plano de falla. La formación del pliegue se debe a la presencia de la rampa, que según su geometría también definirá la forma del pliegue, ver figura 14.

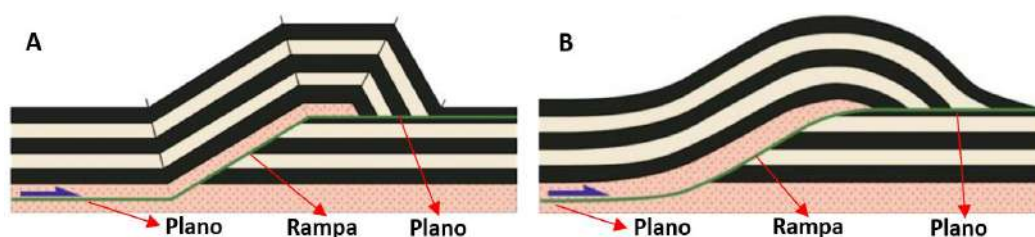
2.3.1.2 Pliegue por propagación de falla (fault propagation fold):

El pliegue se genera por la propagación de una falla ciega (falla que no aflora en superficie), terminando en una rampa y comenzando a desplazarse por estratos no deformados (McClay, 1992) (Fossen, 2016). Ver figura 15.

2.3.1.3 Falla de despegue (detachment fault):

El pliegue se genera para compensar la ausencia de desplazamiento en la punta de una falla ciega (falla que no aflora en superficie), que viaja sobre un plano sub-horizontal, dentro de material incompetente (Fossen, 2016) (Burg, 2018). Ver figura 16.

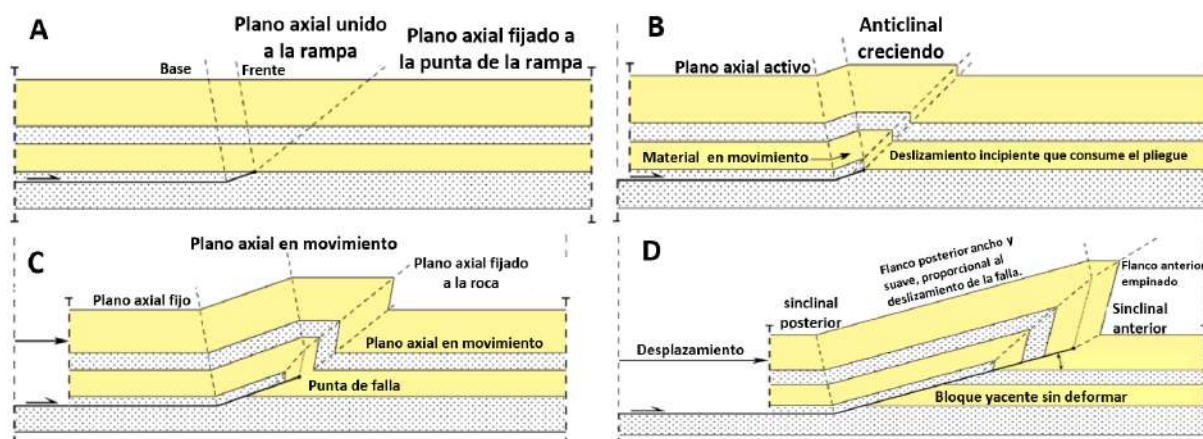
Figura 14 Falla plano-rampa-plano (fault bend fold)



Fuente: modificado de Fossen, (2016)

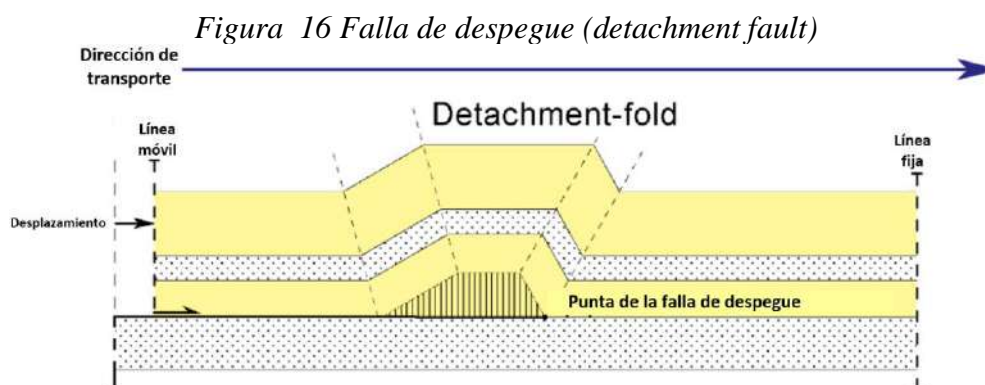
Figura 14 muestra la geometría del plano de falla que se desplaza sobre una plano-rampa plano. La geometría del pliegue dentro de este tipo de falla, estará influenciado por la forma de la rampa, tal como se ve en 14A un pliegue angular y 14B un pliegue redondeado.

Figura 15 Pliegue por propagación de falla (fault propagation fold)



Fuente: modificado de Burg, (2018)

Figura 15 muestra la evolución cinemática de un pliegue por propagación de falla, la geometría del pliegue depende de la cantidad de desplazamiento de la falla en la zona de despegue y la inclinación de la rampa.



Fuente: modificado de Burg, (2018)

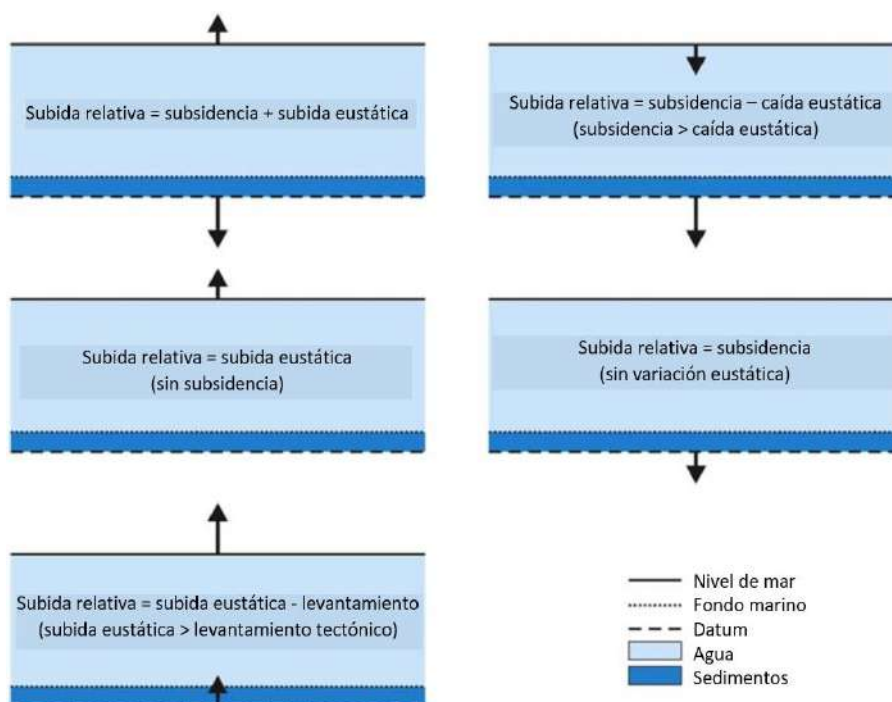
Figura 16 muestra la geometría del pliegue que genera una falla de despegue. Este tipo de estructural requieren de una capa de despegue dúctil (material incompetente). La formación de este pliegue es geoméricamente necesaria, para compensar la ausencia de movimiento en la punta del plano de falla.

2.3.2 Estratigrafía secuencial

2.3.2.1 Acomodación y sedimentación

La acomodación es el espacio disponible para la acumulación de sedimentos. Según Catuneanu (2022) los cambios relativos del nivel del mar explican la influencia combinada del eustatismo y la subsidencia de la cuenca, en el espacio de acomodación. Existen varias formas de crear espacio de acomodación según la interacción de la subsidencia; levantamiento tectónico y cambios de nivel del mar (ver figura 17 y 18).

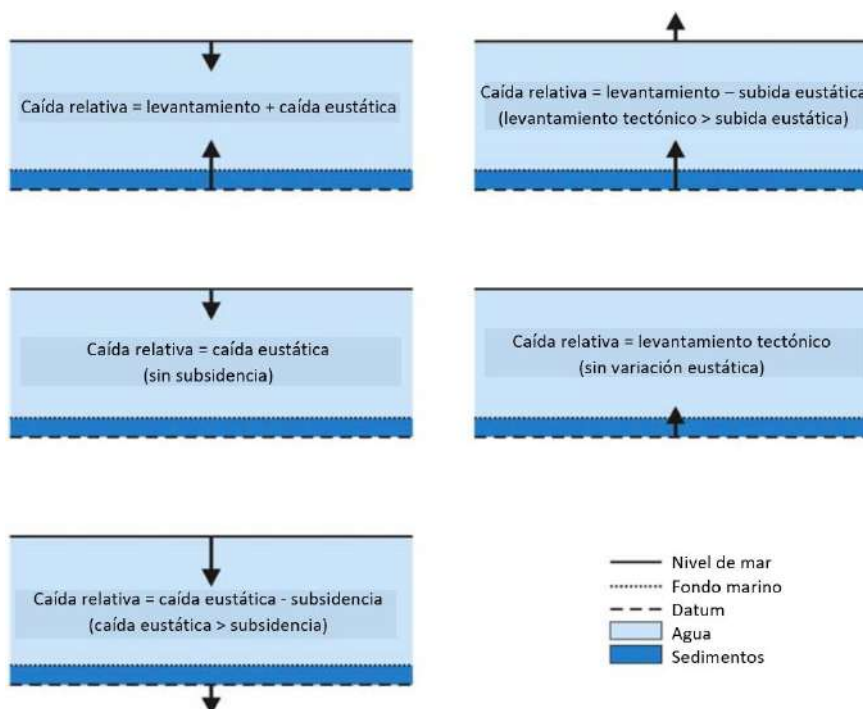
Figura 17 Subida relativa del nivel del mar y espacio de acomodación



Fuente: modificado Catuneanu (2022)

Figura 17 muestra la combinación de la subsidencia, levantamiento tectónico y cambios relativos del nivel del mar (eustatismo), durante la subida del nivel del mar.

Figura 18 Caída de nivel de mar y espacio de acomodación



Fuente: modificado Catuneanu (2022)

Figura 18 muestra la combinación de la subsidencia, levantamiento tectónico y cambios relativos del nivel del mar (eustatismo), durante la caída del nivel del mar.

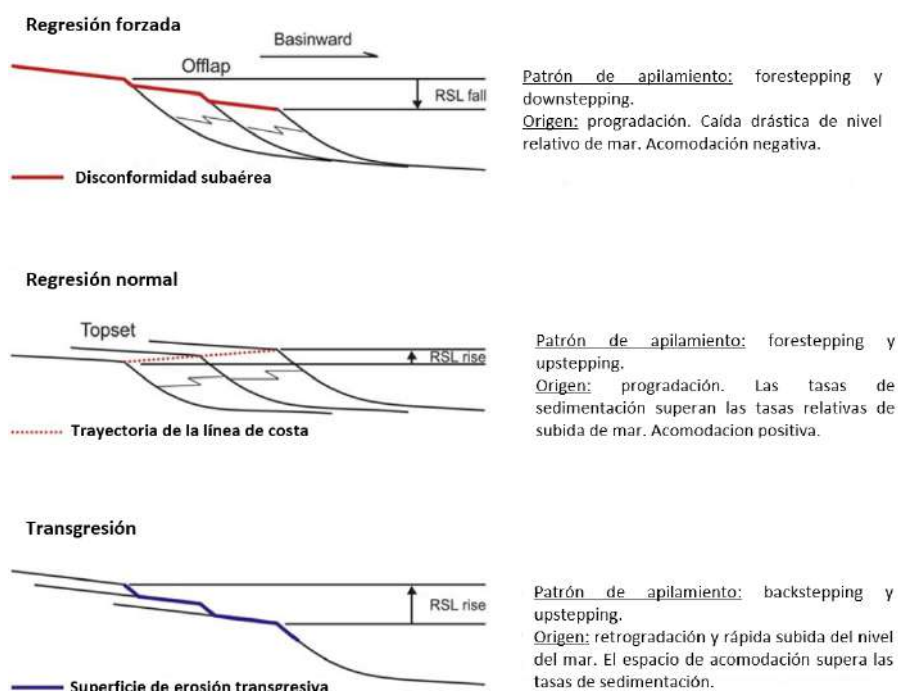
2.3.2.2 Concepto de nivel de base:

El nivel de base es descrito como una superficie de equilibrio que todos los procesos sedimentarios se esfuerzan por alcanzar. Para Catuneanu (2022) el nivel de base definitivo para la sedimentación subacuática y la erosión continental, es el nivel del mar. Sin embargo, se establecen niveles de base temporales antes de que alcance el nivel de base definitivo.

2.3.2.3 Patrones de apilamiento downstream

Se originan dentro de ambientes sedimentarios transicionales, es decir, relacionados a la trayectoria de línea de costa. Dentro de este contexto, se conocen 4 patrones de apilamiento. Caracterizados de la siguiente manera: cuando la línea de costa se mueve hacia adelante se llama *forestepping*; cuando se mueve hacia atrás se denomina *backstepping*; cuando el movimiento es hacia arriba *upstepping* y finalmente cuando va hacia abajo *downstepping*. Estas trayectorias de la línea de costa, definen patrones de apilamiento que caracterizan periodos de regresión forzada, regresión normal y transgresión (ver figura 19).

Figura 19 Patrones de apilamiento downstream-controlled



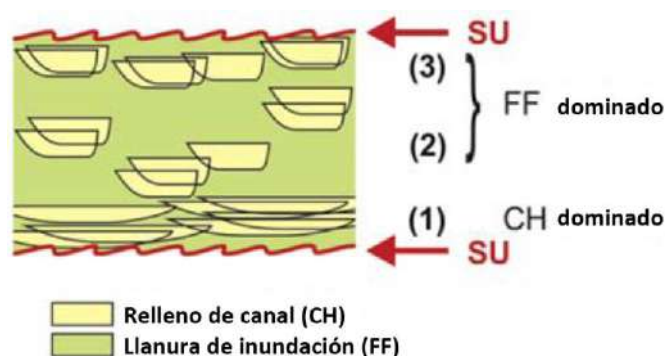
Fuente: modificado de Catuneanu (2022)

Figura 19, muestra los patrones de apilamiento durante una regresión forzada, regresión normal y transgresión. Estos patrones serán útiles para definir cortejos sedimentarios. Subida relativa del nivel del mar (RSL rise); caída relativa del nivel del mar (RSL fall).

2.3.2.4 Patrones de apilamiento upstream

Relacionados con ambientes continentales, donde no influye la trayectoria de línea de costa. Se clasifica en función de la relación de canales (CH) y llanuras de inundación (FF) de la siguiente manera: Cuando $CH > FF$, bajo espacio de acomodación. Cuando $CH < FF$, alto espacio de acomodación (ver figura 20).

Figura 20 Patrón de apilamiento upstream-controlled



Fuente: modificado de Catuneanu (2022)

Figura 20, muestra el patrón de apilamiento upstream de secuencias fluviales típicas. La zona (1) canales de alta energía, acumulados en bajas tasas de espacio de acomodación (poco desarrollo de llanuras). La zona (2) canales y llanuras de inundación acumulados en condiciones de altas tasas de espacio de acomodación. La zona (3) canales y llanuras de baja energía depositadas durante moderadas tasas de acumulación. Disconformidad subaérea (SU).

2.3.2.5 Cortejos sedimentarios y secuencias:

Los cortejos sedimentarios influenciados por la trayectoria de la línea de costa, son clasificados de acuerdo al patrón de apilamiento que tienen, están limitados al tope por una superficie importante que marque el final de una etapa característica. La repetición de estos cortejos sedimentarios, forman ciclos que se desarrollan según la variación relativa del nivel del mar (subidas y bajadas del nivel base). De acuerdo a la escala de observación estos ciclos se pueden agrupar en secuencias, definidas por diferentes autores (ver figura 21 y 39).

A continuación, se describirán los 4 cortejos sedimentarios que conforman una secuencia completa:

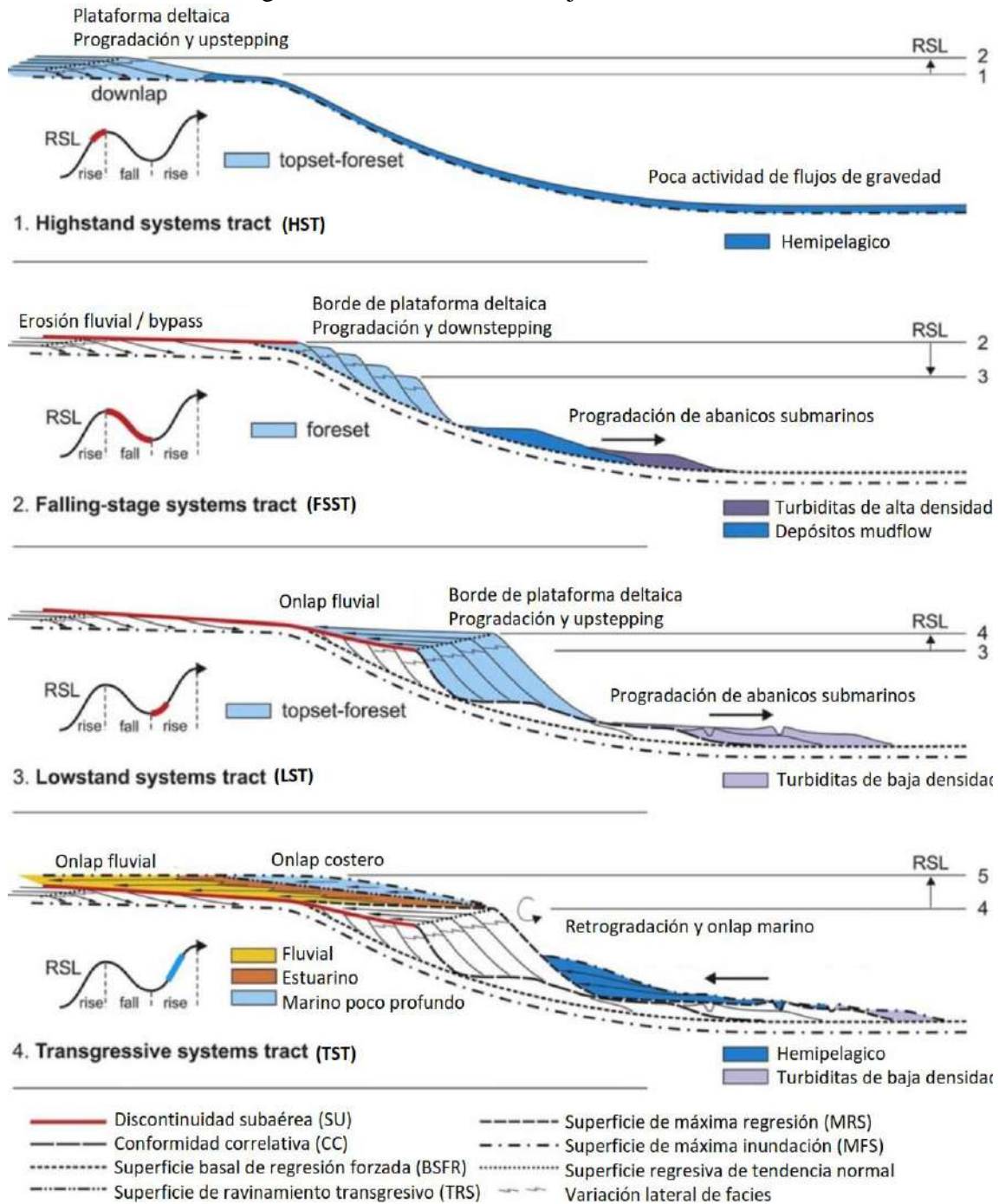
HST (highstand system track): También conocido como cortejo de regresión normal, debido a su patrón de apilamiento progradante. Este último cortejo se desarrolla durante la

subida tardía del nivel de base (previo a la regresión forzada), limitada a la base por el MFS y al tope por una superficie compuesta por la discontinuidad subaérea (SU) junto a la superficie basal de regresión forzada (BSFR). Los depósitos sedimentarios de este cortejo están compuestos por una parte no-marina (canales fluviales de baja y moderada energía), una parte marina (depósitos deltaicos) y una parte profunda (sedimentación pelágica).

FSST (falling stage system track): también conocida como cortejo de regresión forzada (FR), ocurre durante la caída del nivel de base, provocando que la acumulación de sedimentos se desarrolle en la parte marina (debajo del nivel de base), mientras que en la parte emergida (encima del nivel de base) ocurrirá erosión o solo transporte de sedimentos (bypass sedimentario). El patrón de apilamiento de este periodo muestra una progradación. Los depósitos de este cortejo son de tipo marino (depósitos deltaicos) y marinos profundos (turbiditas de alta y baja densidad). Finalmente, el FSST está limitado al tope por una superficie de erosión subaérea (SU) en la parte emergida y una superficie de conformidad (CC) en la parte marina.

LST (lowstand system track): también conocida como cortejo de regresión normal, ocurre durante la temprana y prematura subida del nivel de base. Ocurre después de la regresión forzada. Esta limitado en la base por SU (discontinuidad subaérea) y al tope por una superficie de máxima regresión (MRS) que marca el final del periodo regresivo. Los depósitos de este cortejo consisten en sedimentos no marinos (series fluviales que rellenan los valles erosionados durante el FSST), depósitos marinos (series deltaicos), depósitos costeros (playas) y depósitos marino profundo (turbiditas de baja densidad). El patrón de apilamiento para este cortejo sedimentario es progradante y agradante, debido a que las tasas de sedimentación superan las tasas de subida del nivel del mar.

Figura 21 Evolución de cortejos sedimentarios



Fuente: modificado de Catuneanu (2022)

Figura 21, muestra la evolución de cortejos sedimentarios, según a variación del nivel de base (RSL). Desarrolladas dentro de un ambiente siliciclastico de margen pasivo. Nivel relativo del mar (RSL); subida (rise); caída (fall).

TST (transgressive system track): También conocido como cortejo de sistema transgresivo, ocurre cuando la tasa de subida del nivel de base es mucho más importante dentro de la cuenca, provocando un patrón de apilamiento retrogradante, donde la creación de espacio

de acomodación supera las tasas de sedimentación. Los depósitos durante un cortejo transgresivo son de tipo fluviales (canales con influencia tidal), costero (depósitos de playas, facies estuarinas e islas barrera) y marino (depósitos de shoreface, depósitos gravitacionales y sedimentos pelágicos). El final de este periodo está limitado al tope por una superficie de máxima inundación (MFS).

CAPITULO III – CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 Geología estructural

El crecimiento de los Andes peruanos gracias a la geodinámica compresiva originada por la subducción de la placa del Pacífico y la placa Sudamericana, esta datada por autores como (Ramos, 2018) al inicio del Cretácico superior; mientras que para (Horton, 2018) y (Chen, Wu, & Suppe, 2019) este cambio empieza en la parte final del Cretácico superior. La deformación durante esta etapa, es controlada por eventos tectónicos antiguos que influirán en su configuración actual, tal como describen los trabajos de (Catuneanu O. , 2004a), (Rosas, Fontboté, & Tankard, 2007), (Perez, Horton, & Carlotto, Structural inheritance and selective reactivation in the central Andes: Cenozoic deformation guided by pre-Andean structures in southern Peru, 2016), (Horton, 2018), (Ramos, 2018), (Baby, et al., 2018) y (Gil & Flinch, 2022).

Nuestra zona de estudios pertenece a la cuenca Madre de Dios y forma parte del sistema de antepaís peruano. Razón por la cual, el sinclinal de Punquiri está rodeado de importantes unidades estructurales, descritas por (Baby, et al., 2018) y (Gil & Flinch, 2022) de la siguiente manera: el retrocorrimiento Punquiri hacia el este, la falla Tambopata hacia el oeste, el sinclinal de Salvación al norte y la falla Azulmayo hacia el sur (ver figura 26).

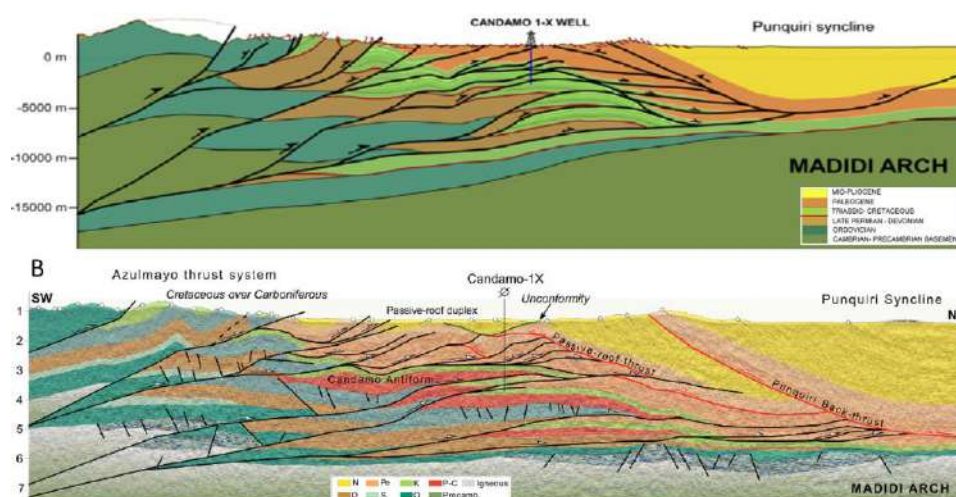
La posición del sinclinal Punquiri rodeado de importantes fallas es porque actualmente se encuentra dentro de la zona subandina (wedge-top). Tal como se explicó dentro de las bases teóricas, esta zona está compuesta por fallas inversas y pliegues (ver figuras 14, 15 y 16), mostrando en conjunto diferentes estilos de deformación estructural (ver figura 4), originados a partir de zonas de despegue profundos que según su desplazamiento se van ramificando y apilando entre ellos (cabalgamientos), generando sistemas de fallas en secuencia y fuera de secuencia a lo largo del tiempo. Dentro de este contexto se puede establecer que el estilo de

deformación estructural puede variar a lo largo del frente orogénico, estableciendo cambios en la configuración que rodea al sinclinal de Punquiri.

El sinclinal de Punquiri dentro de la zona del wedge-top, está situada detrás de la falla inversa Tambopata que corresponde al último corrimiento del frente orogénico antes de pasar a la zona de depósito del foredeep (ver figura 3, 22 y 23). Estas cualidades caracterizan este pliegue como una cuenca transportada o también como cocida como una cuenca tipo piggyback, según la publicación de (Baby, et al., 2018). Este tipo de cuencas son comunes dentro de un contexto de sistema de antepaís.

Los trabajos recientes sobre la cuenca Madre Dios, utilizando la construcción de secciones balanceadas, indican que el acortamiento horizontal y la configuración estructural, varía según los autores. Por ejemplo, la publicación de (Hurtado, et al., 2022) indica un acortamiento de 47 kilómetros. Mientras que el trabajo (Gil & Flinch, 2022) muestran un acortamiento de 31 kilómetros en el área de Candamo. Al igual que las diferencias en la configuración estructural que se observa en la figura 22.

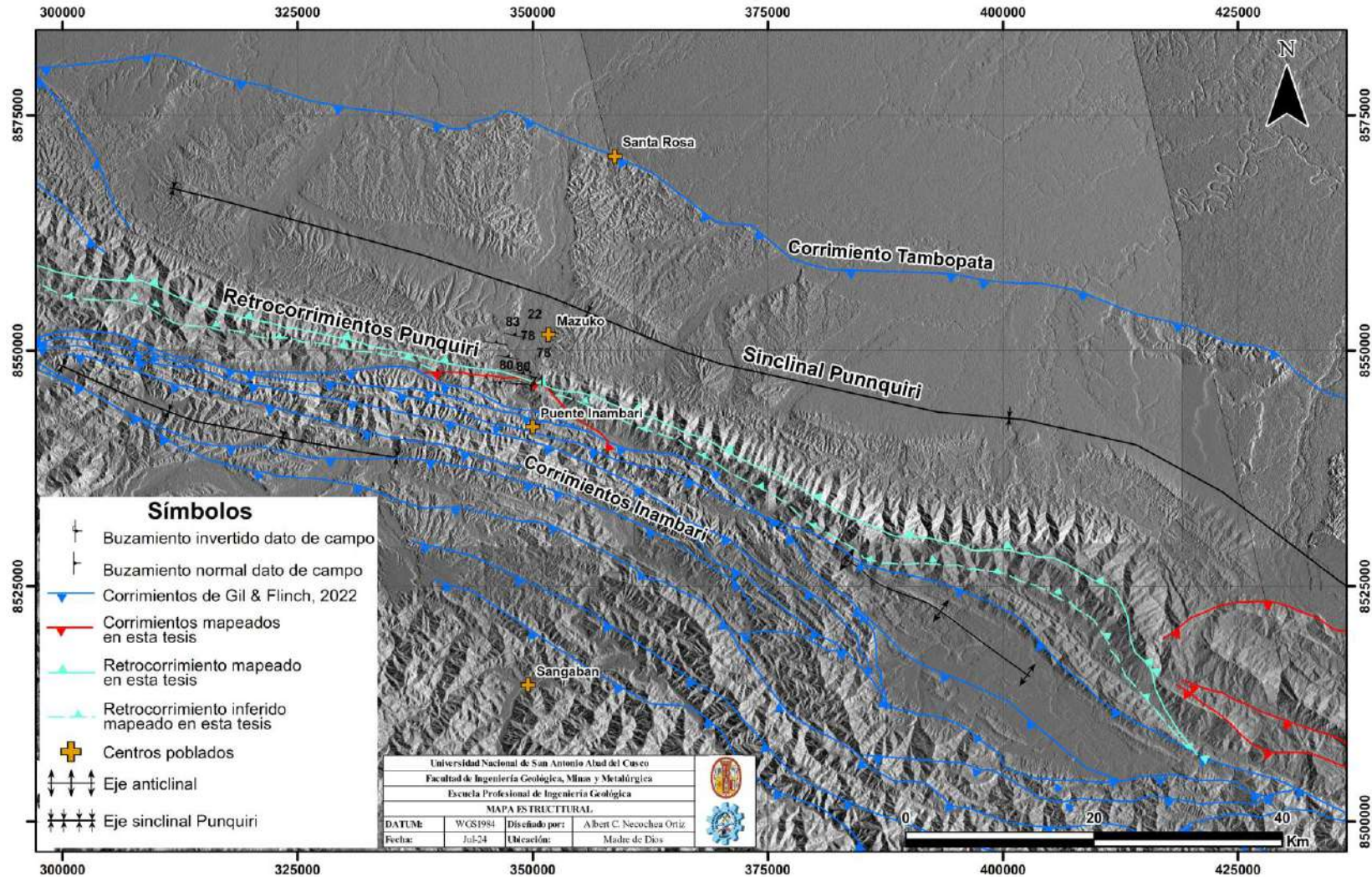
Figura 22 Estilos de deformación estructural



Fuente: Modificado de Hurtado, 2022 y Gil, 2022

La figura 22 muestra la interpretación de la misma línea sísmica 96MGT-103 descritas en publicaciones diferentes. La parte A es la interpretación realizada por Hurtado (2022), a partir de una línea sísmica en profundidad. La parte B fue publicada por Gil (2022), a partir de una línea sísmica en tiempo. La intención de mostrar estas imágenes, es para resaltar dos estilos de deformación diferentes para una misma sección sísmica, donde se observa la repetición de las secuencias sedimentarias Paleozoicas, Cretácicas y Cenozoicas, en ambas secciones.

Figura 23 Mapa estructural



Fuente: Elaboración propia

Figura 23, mapa estructural de la zona de estudio, muestras las principales fallas inversas que rodean al sinclinal de Punquiri. Ver imagen en tamaño completo anexo 3

La edad de formación del sinclinal de Punquiri, puede ser estimada gracias a los dos tipos de dataciones que se hicieron en un estrato de toba volcánica. El análisis de huella de fisión de apatito AFT (Apatite fission-track) realizadas por (Donnelick, 2004) y (Louterbach M. , 2014), muestran una edad 7.20 ± 2.77 Ma. Sin embargo, el trabajo de (Gil, 2001) realizó la datación del mismo nivel de toba volcánica utilizando biotitas, logrando determinar una edad de 3.23 ± 0.3 Millones de años; el estrato de esta toba tiene una posición sub-vertical, es decir, que el sinclinal fue formado después de 3.23 Ma para cumplir el principio de horizontalidad. De esta manera, la datación termo-cronológica de AFT denominada como detrítica (detritos de apatitos fueron transportados hasta la cuenca), quedando relegada frente a la datación de biotita que es más exacta.

3.2 Estratigrafía

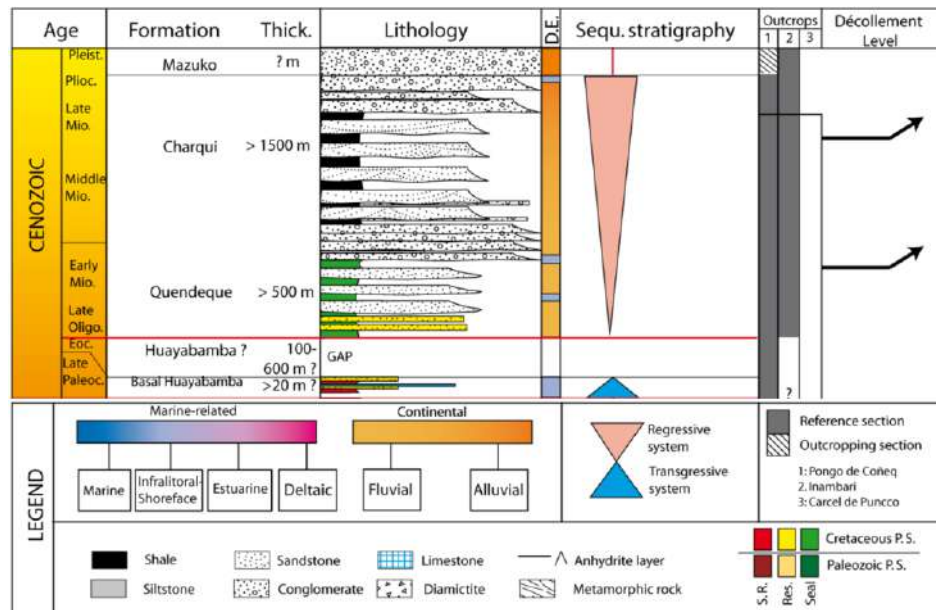
La estratigrafía del sinclinal de Punquiri, está integrada por depósitos del paleógeno, neógeno y cuaternario.

3.2.1 Paleógeno

Grupo Huayabamba: también es conocida como formación Yahuarango (Fidel; 1998). Descrita en las publicaciones pasadas como series continental compuestas por conglomerados, areniscas, limolitas y lutitas arcillosas de color rojo, características por la cual fue denominada como capas rojas. El grupo Huayabamba era datada desde el Paloceno hasta el Eoceno tardío (Gil, 2001); (Hermeza, 2004). Sin embargo, los trabajos de (Louterbach, et al., 2014) realizados en el Pongo de Coñeq, establecieron que estas series correspondían a depósitos estuarinos con presencia de margas y calizas, originadas en un contexto de transgresión marina. Además, el análisis paleontológico y bioestratigráfico, datan estos depósitos en el Paleoceno tardío (Thanetian), siendo relacionadas con la parte basal del grupo Huayabamba (ver figura 24). Mientras que la parte superior es considerada como un periodo de erosión importante dentro de

los modelos realizados por (Louterbach, et al., 2014) y (Baby, et al., 2018), debido a la falta de afloramientos (figura 24).

Figura 24 Columna estratigráfica del Cenozoico



Fuente: Modificado de Louterbach (2014)

Figura 24, columna estratigráfica sintética del Cenozoico. Se puede ver varias características, como; litología, ambiente sedimentario (D.E.) marino y continental, sistemas regresivos y transgresivos, que resumen los depósitos de este periodo.

3.2.2 Neógeno

La clasificación de este periodo dentro de la cuenca Madre de Dios, fue realizada a través de correlaciones estratigráficas de las secuencias del grupo Ipururo (formación Bala, formación Quendeque y formación charqui), descritas en Bolivia por (Roddaz M. , et al., 2010). Estas secuencias fueron interpretadas dentro de un contexto fluvial y aluvial (Gil, 2001); (Hermeza, 2004). Sin embargo, en la formación Quendeque en el territorio boliviano, encontraron facies deltaicas y estuarinas descritas en las publicaciones (Hovikoski, y otros, 2007b); (Hovikoski, et al., 2007c). De igual forma en la cuenca Beni al norte Bolivia (ubicado junto a la cuenca Madre de Dios) se encontraron depósitos con influencia tidal dados en el Mioceno por (Roddaz, et al, 2006).

Por lo tanto, para la cuenca Madre de Dios se establece las siguientes formaciones geológicas del Neógeno: Formación Quendeque datada durante el Oligoceno tardío – Mioceno temprano. Formación Charqui desarrollada en el Mioceno medio – Plioceno temprano, para (Roddaz M. , et al., 2010) la formación Madre de Dios podría ser considerado como su equivalente lateral. Finalmente, la formación Mazuko datado en el Plioceno medio – Pleistoceno. Estas series fueron descritas al inicio, como depósitos proximales, debido a la presencia de facies conglomeráticas, arenosas, limo-arcillosas; que eran asociados con ambientes fluviales de alta energía (Palacio, 1996); (Fidel, 1998); (Hermosta, 2000); (Gil, 2001); (Hermosta, 2004).

No obstante, tiempo despues aparecieron dos publicaciones que describen depósitos con influencia mariana. El primero fue de (Hovikoski, et al., 2005) que hizo una clasificación de ritmitas tidales en rocas del Mioceno. Mientras que el trabajo más reciente presentado por (Louterbach M. , 2014), logro establecer algunas incursiones marinas someras durante el Mioceno y el Pleistoceno que fueron documentadas y datadas dentro del sinclinal de Punquiri (ver figura 25); esta interpretación fue desarrollada a partir de descripciones estratigráficas y análisis palinológico, que reajustaron la idea que se tenía de las series Neógenas.

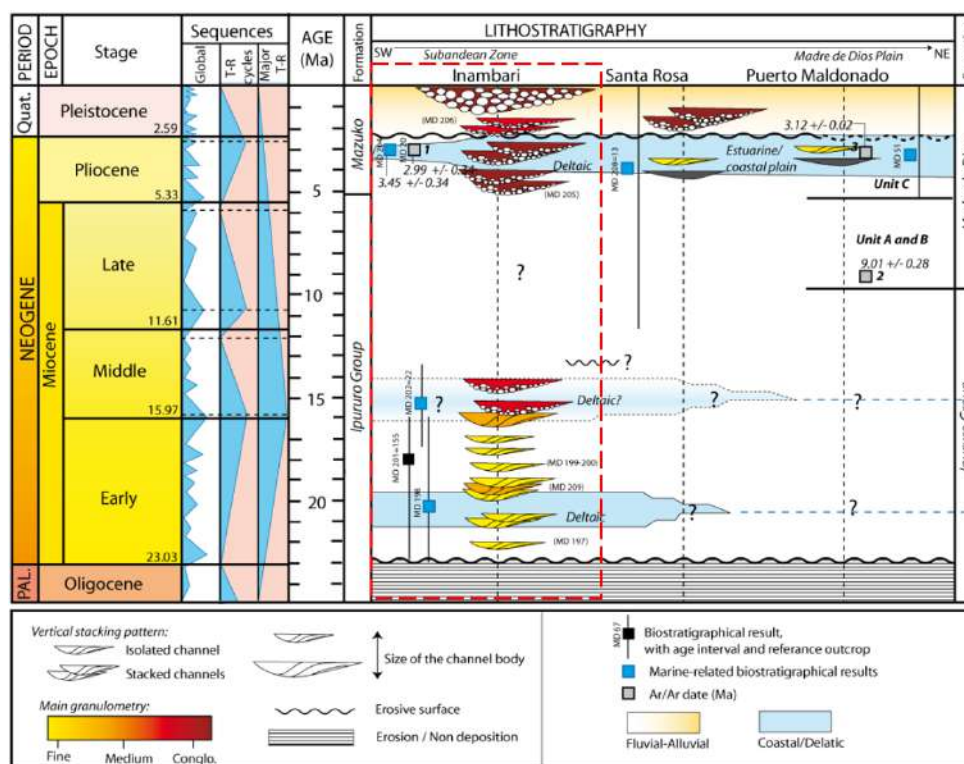
3.2.3 Cuaternario

Durante este periodo se desarrolló la formación Cancao, descritas como series compuestas principalmente por de litofacies de conglomerados; con clastos polimicticos, subredondeados y mal clasificados de cuarcitas, rocas metamórficas e intrusivas; que forman paquetes tabulares, matriz y clasto soportado. Asociados a eventos torrenciales y rápidos (Bonnemaison, et al., 1985) (Palacio, et al., 1996).

La edad de la formación Cancao fue determinada por posición estratigráfica, debido q que en algunas localidades se encontró sobre las formaciones Paleógenas y Neógenas, asignándole una edad de Pleistoceno (ver figura 25).

Una característica importante de la formación Cancao son las concentraciones auríferas (depósitos tipo placer) encontradas en estos afloramientos, siendo consideradas por los mineros artesanales como rocas con buen contenido de oro, razón por la cual la presencia de este tipo de minería es abundante en la esta parte de la región Madre de Dios (Bonnemaison, et al., 1985); (Palacio, et al., 1996).

Figura 25 Diagrama de Wheeler para el Neógeno



Fuente: Modificado de Louterbach (2014)

Figura 25. Muestra la evolución de los depósitos Neógenos y Cuaternarios. El rectángulo rojo entrecortado está relacionado con la zona de estudios de esta tesis. Se resalta las tres incursiones marinas con series deltaicas descritas por (Louterbach M. , 2014).

3.3 Geomorfología

Dentro del área de trabajo de esta investigación, geomorfológicamente se pueden reconocer unidades regionales y locales que son características de la amazonia peruana, siendo modeladas principalmente por la acción erosiva de los ríos, como es el caso del río Inambari que discurren hacia el Este, transportando importantes cargas de sedimentos a la cuenca Atlántica.

3.3.1 unidad geomorfológica regionale

3.3.1.1 Faja subandina

Constituye el pie de monte de la cordillera oriental, según (Palacio, et al., 1996) está conformada por una faja de colinas de relieve moderado de formas redondeadas, bordeada por ríos que acumulan materiales aluvionales. Dentro de esta zona las los ríos son los principales agentes que modifican constantemente la geomorfología, removiendo, transportando, y depositan materiales.

Esta región también es conocida como la pre cordillera, que tiene como basamento rocas Mesozoicas, cubiertas por depósitos Cuaternarios. La vegetación es propia de la de una zona de selva alta (Bonnemaison, et al., 1985) (Palacio, et al., 1996).

3.3.2 Unidades geomorfológicas locales

3.3.2.1 Terrazas

Estas unidades locales son influenciadas directamente por el socavamiento y erosión de los ríos, sobre depósitos aluviales o sobre sustratos rocosos. Las terrazas están vinculadas a los movimientos de levantamiento de la faja cordillerana (Palacio, et al., 1996).

Son clasificadas en diferentes niveles, donde las terrazas más altas son relacionadas con los ríos más antiguos (varían entre 10 y 50 metros) y las terrazas más bajas son relacionadas con los ríos más actuales, alcanzando alturas máximas de 5 metros (Bonnemaison, et al., 1985) (Palacio, et al., 1996).

CAPITULO IV – ANÁLISIS, CALCULOS E INTERPRETACIÓN

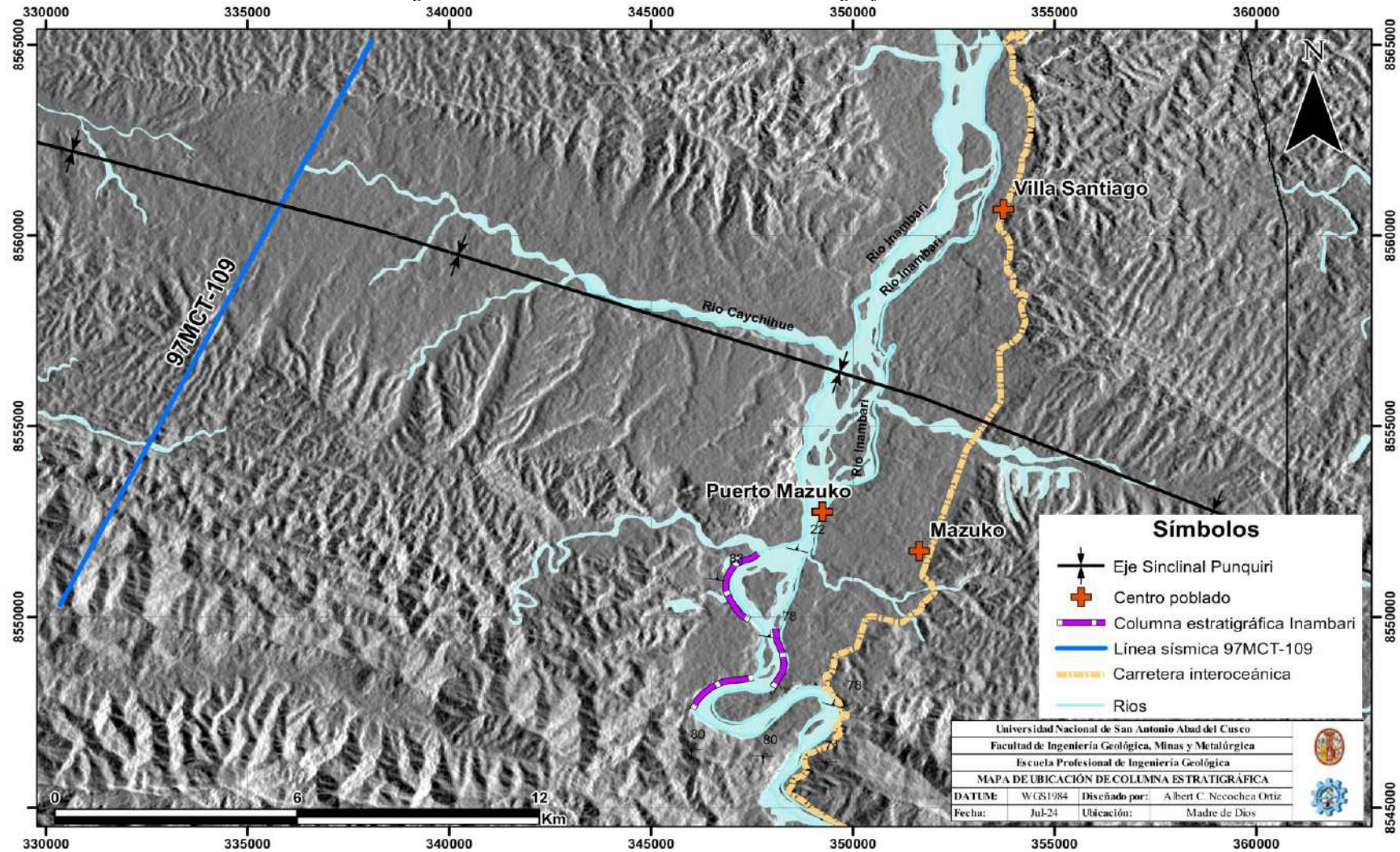
4.1 Introducción

La geodinámica del sistema de antepaís peruano, inicio su evolución desde el Cretácico superior hasta la actualidad. Sin embargo, dentro este contexto durante el Neógeno, se generó un relleno sedimentario importante que puede ser visualizado en los afloramientos del río Inambari y las secciones sísmicas en el área del sinclinal de Punquiri. Tal como se ve en el capítulo anterior, la percepción tectónica y sedimentaria que se tenía de estas series sufrió cambios notorios; por ejemplo, los ambientes sedimentarios fueron interpretados desde contextos completamente continentales, hasta ser influenciados por algunas incursiones marinas. Estas variaciones también ocurrieron dentro del estilo de deformación estructural, mostrando diferentes configuraciones que trataron de explicar la relación adecuada de datos en superficie y subsuelo. Estas ideas fueron mejorando el modelo geológico de la cuenca Madre de Dios que conocemos en la actualidad.

La redacción de este capítulo se elaboró analizando, calculando e interpretando todos los datos que se tiene dentro de nuestra área de estudios. Bajo este propósito se vio por conveniente dividir este capítulo en varios puntos. Primero se realizó una interpretación estratigráfica de los depósitos Neógenos en términos de estratigrafía secuencial, utilizando datos de campo e imágenes sísmicas. Luego una interpretación para conocer el estilo de deformación estructural y la geometría del sinclinal de Punquiri, a partir de la construcción de secciones geológicas con datos de superficie y profundidad. Y finalmente los cálculos de análisis de subsidencia, en función de límites estratigráficos y estructurales bien correlacionados a lo largo del sinclinal de Punquiri.

Todos estos puntos ayudaron a responder los problemas planteados de este trabajo de investigación.

Figura 26 Ubicación de la columna estratigráfica Inambari



Fuente: elaboración propia

Figura 26, muestra la ubicación de las secciones estratigráficas levantadas en campo y de la sección sísmica 97MGT-109, que fue utilizada para realizar interpretación en términos de estratigrafía secuencial. Ver mapa en tamaño completo anexo 4.

4.2 Interpretación estratigráfica

4.2.1 Interpretación de la columna Inambari

Este proceso fue desarrollado, utilizando la columna estratigráfica levanta en campo que es nombrada en este trabajo como columna Inambari (ver figura 41). Los sectores de trabajo fueron los tramos de la carretera Loromayo – Mazuko y a orillas del río Inambari entre las localidades de Puerto Leguía – Puerto Mazuko. Ver ubicación de la columna en la figura 26.

A pesar del desafío que representa esta zona de trabajo debido al difícil acceso a los afloramientos, se logró recopilar más 3800 metros de información estratigráfica, cubriendo la mayor parte del flanco oeste del sinclinal de Punquiri, donde las rocas muestran importantes características sedimentológicas de las series Neógenas en la Cuenca Madre Dios.

4.2.1.1 Análisis de litofacies

El proceso de análisis de litofacies, permitió identificar y clasificar 24 litofacies sedimentarias descritas en la tabla 1, fueron agrupadas según su litología principal en litofacies finas, arenosas y conglomeráticas.

Posteriormente, se realizó el análisis de cada litofacie, tomando en cuenta características como: la litología, tamaño de grano, textura, estructuras sedimentarias, geometría de los estratos y tipo de contactos entre capas, observadas en campo.

La descripción de los procesos sugeridos e interpretación de las facies, consiste en comprender las características dinámicas que sufren los sedimentos sometidos a diferentes tipos flujos. La bibliografía que fue utilizada para este propósito es la siguiente (Miall A. D., 1985); (Swan, Hartley, Owen, & Howell, 2018); (Dalrymple & Choi, 2007); (Dalrymple R. , 2010); (Arche, 2010); (Scherer, Goldberg, & Bardola, 2015); (Miall A. , 2015); (Gobo, Ghinassi, & Nemec, 2015); (Scherer, Goldberg, & Bardola, 2015); (Hassan, Johnson, Allison, & Abdullah, 2016); (van Yperen, Poyatos-Moré, Holbrook, & Midtkandal, 2020).

Tabla 1 Análisis de litofacies

Grupo	Litofacies	Descripción	Geometría	Procesos sugeridos e interpretación
Litofacies conglomeráticas	Gmc1	Conglomerados masivos clasto soportado. Tiene clastos subangulosos-redondeados, mal sorteados, el clasto mayor 6cm. La matriz es arena feldespática media.	Bancos tabulares, con base erosiva y espesores que varían entre 0.1 a 0.2 metros.	Deposición de gravas, producto de flujos no confinados y turbulentos, de alta densidad, que impiden el desarrollo de bedforms.
	Gmc2	Conglomerados masivos clasto soportado. Con clastos subredondeados-redondeados, mal sorteados, con clasto mayor 28 cm.	Bancos tabulares, con base erosiva y espesores que varían entre 0.6 a 15 metros.	Deposición de gravas, producto flujos no confinados, turbulentos de alta densidad, con carga de fondo importante.
	Gm	Conglomerados masivos clasto y matriz soportado. Presenta clastos subredondeados-redondeados, mal sorteados, clasto mayor 4cm.	Bancos tabulares e irregulares, con base erosiva y espesores que varían entre 0.05 a 0.4 metros.	Flujos de detritos (debris Flow), debido a flujos turbulentos de alta densidad.
	Gmi	Conglomerados masivos inversamente gradados. Con clastos mal sorteados. La matriz es arena feldespática media.	Bancos tabulares e irregulares, con base erosiva y espesores que varían entre 0.2 a 0.4 metros.	Colada de detritos producto de flujos no confinados y turbulentos.
	Gt	Conglomerados con estratificación cruzada en artesa. Tiene clastos subangulosos-redondeados, mal sorteados, clasto mayor 6cm. La matriz es arena feldespática media.	Bancos lenticulares en canales con los espesores varían entre 0.2 a 2 metros, con base erosiva cóncava hacia arriba, frecuentemente amalgamados.	Flujos unidireccionales, que representan migración de dunas y base de canal.
	Gp	Conglomerado con estratificación cruzada planar. Presenta clastos subredondeados, mal sorteados. La matriz es arena feldespática media.	Bancos tabulares, con base erosiva, estratificación cruzada planar, los espesores varían entre 0.3 a 0.6 metros.	Flujos unidireccionales y turbulentos, que representan la migración barras de gravas.
	MGc	Conglomerado con clastos de arcilla. Los clastos redondeados. Presenta estratificación cruzada en artesa, planar y tangencial.	Bancos lenticulares en canales, con base erosiva.	Flujos unidireccionales, que representa base de canal con clastos de arcilla.
	Sm	Areniscas feldespáticas masiva, de grano grueso y medio, bien sorteadas de color plomo. Con presencia de intraclastos sub-	Bancos tabulares con espesor variado de 0.4 a 2 metros.	Interacciones de flujos turbulentos que impiden el desarrollo de figuras sedimentarias.

Litofacies arenosas		redondeados a redondeados de fragmentos de rocas y clastos blandos.		
	St	Areniscas feldespáticas de grano medio y fino, bien sorteadas de color plomo. Internamente presenta estratificación cruzada en artesa	Estratos con espesor variado de 0.3 a 6.0 metros, con base erosiva, lateralmente aumentan de espesor.	Interacción de corrientes unidireccionales, desarrollados por flujos bajo régimen. Migración de dunas 2D y 3D.
	Sr	Areniscas de grano medio-fino, con laminación de ripples asimétricos.	Bancos tabulares con espesor máximo de 2.5 metros.	Flujos unidireccionales de bajo régimen. Asociados con la migración de ripples en 2D.
	Sp	Areniscas de grano medio y fino, bien sorteadas de color plomo. Compuestas de laminación cruzada planar, algunas capas presentan clastos blandos.	Bancos tabulares con espesor variado de 0.3 a 1.0 metros. Algunas capas presentan base erosiva.	Flujos unidireccionales de bajo régimen, que son relacionados con la migración de dunas de cresta recta.
	Sh	Areniscas feldespáticas de grano medio y fino, bien sorteadas de color plomo. Con laminación horizontal.	Capas con espesor variado de 0.1 a 2.0 metros, algunas capas desaparecen lateralmente porque son erosionadas por el estrato superior.	Corrientes laminares de alto y bajo régimen.
	Spl	Arenisca e grano medio a fino, con laminación oblicua de bajo ángulo (< 12°)	Bancos tabulares con espesor máximo de 0.5 metros. Presenta base neta.	Relacionado con flujos de bajo régimen y de alta energía, producidos por la sedimentación en zonas de rompiente.
	Sot	Areniscas feldespáticas de granulometría media, bien sorteadas. Presentan estratificación oblicua tangencial, en algunos casos presentan drapeado arcilloso o clastos blandos alineados con la laminación.	Bancos tabulares con espesor máximo de 2.0 metros, algunas capas tienen base erosiva.	Interacción de flujos de bajo régimen, que representan la migración de dunas 3D.
	Sg	Arenisca con gravas, aparecen de forma masiva y con estratificación cruzada en artesas, cruzada tangencial y laminación cruzada planar de bajo ángulo. Presenta intraclastos sub-redondeados a redondeados, con tamaño de clasto mayor 4cm.	Las capas lenticulares en canales con espesores que varían entre 0.4 y 1.5 metros, con base erosiva,	Flujos unidireccionales y corrientes de turbidez, que indican la presencia de estratificación cruzada. Están asociadas a la migración de dunas.

	SH-t	Areniscas con sucesiones heterolíticas (alternancia de arenas y arcillas, drapajes arcillosos en las laminaciones), de granulometría media-fina. Los drapajes arcillosos están vinculados a estructuras sedimentarias St, Sp, Sot, Sh y Sr.	Existen estratos con geometría tabular y lenticular, con espesores que varían entre 0.3 a 2.5 metros. Base neta y erosiva.	Migración ripples en 3D, interacción de flujos de bajo régimen, con floculación y deposición de drapeados arcillosos en suspensión durante aguas tranquilas. Asociadas a la influencia de corrientes mareales.
	Shb	Areniscas de grano fino, bien sorteadas con estratificación cruzada en artesas y oblicuas tangenciales bidireccionales.	Aparece dentro de los bancos de ripples.	Relacionado a la influencia de corrientes mareales. Representa la migración de ripples en 2D.
	Swr	Areniscas feldespáticas de granulometría media. Con rizaduras simétricas de oscilación.	Bancos tabulares con espesor máximo de 5 metros, base erosiva.	Corrientes oscilatorias de flujo de bajo régimen, que son asociadas a la acción de olas de buen tiempo.
Litofacies finas	F2	Arcillas y limos masivos de color pardo y plomo con pequeños lentes de arena, que aparecen esporádicamente (lenticular bedding).	Bancos tabulares potentes con 10 metros de espesor máximo.	Interacción de flujos de bajo régimen ubicados en la parte inferior. Están asociados a la influencia de corrientes de marea.
	Fm	Limo y arcilla masiva de color pardo, plomo, negro, verde.	Bancos tabulares limo-arcillosos con espesor máximo de 35 metros.	Procesos de decantación.
	Fl	Limo y arcilla, con pequeños ripples o laminación horizontal.	Capas tabulares de espesor máximo de 2.5 metros.	Flujos unidireccionales de régimen inferior, migración de ripples en 2D
	P	Paleosuelo	Capas irregulares de 0.4 metros de espesor, se pierden lateralmente porque están entre canales grandes.	Suelo.
	T	Depósito de toba, de tamaño de grano fino-medio, presenta laminación planar de bajo ángulo, ripples y estructuras de carga.	Estratos tabulares con espesor máximo	Flujos unidireccionales de bajo régimen y decantación.
	C	Restos de árboles carbonizados.	Fragmentos de árboles carbonizados.	

La tabla 1, Muestra el análisis de litofacies. Los ítems de descripción y geometría fueron desarrollados según las apreciaciones de campo. Mientras que los procesos sugeridos e interpretación, fueron redactadas consultando la bibliografía mencionados en la parte introductoria de este apartado (análisis de litofacies).

Figura 27 Plancha fotográfica litofacies conglomeráticas

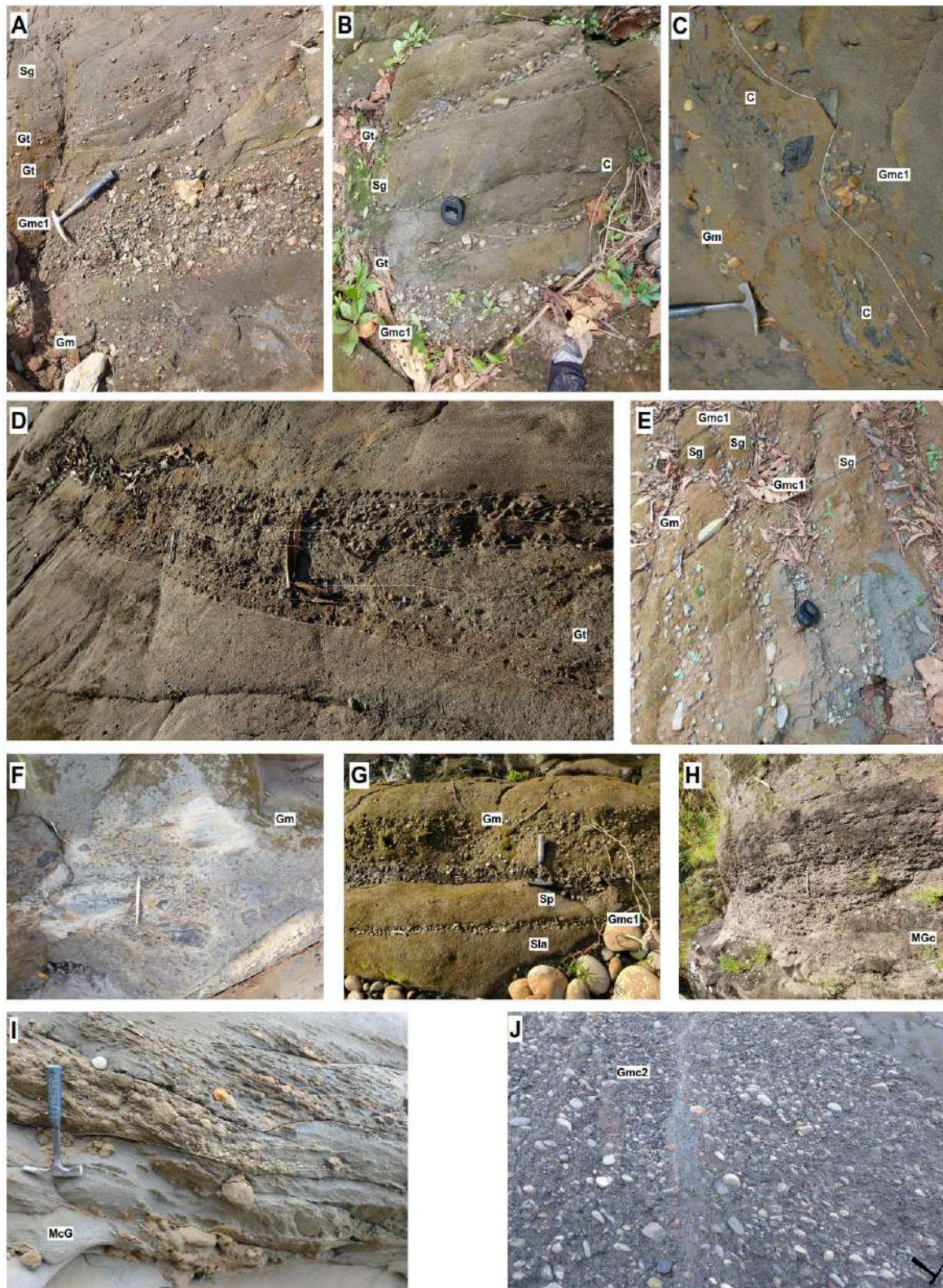
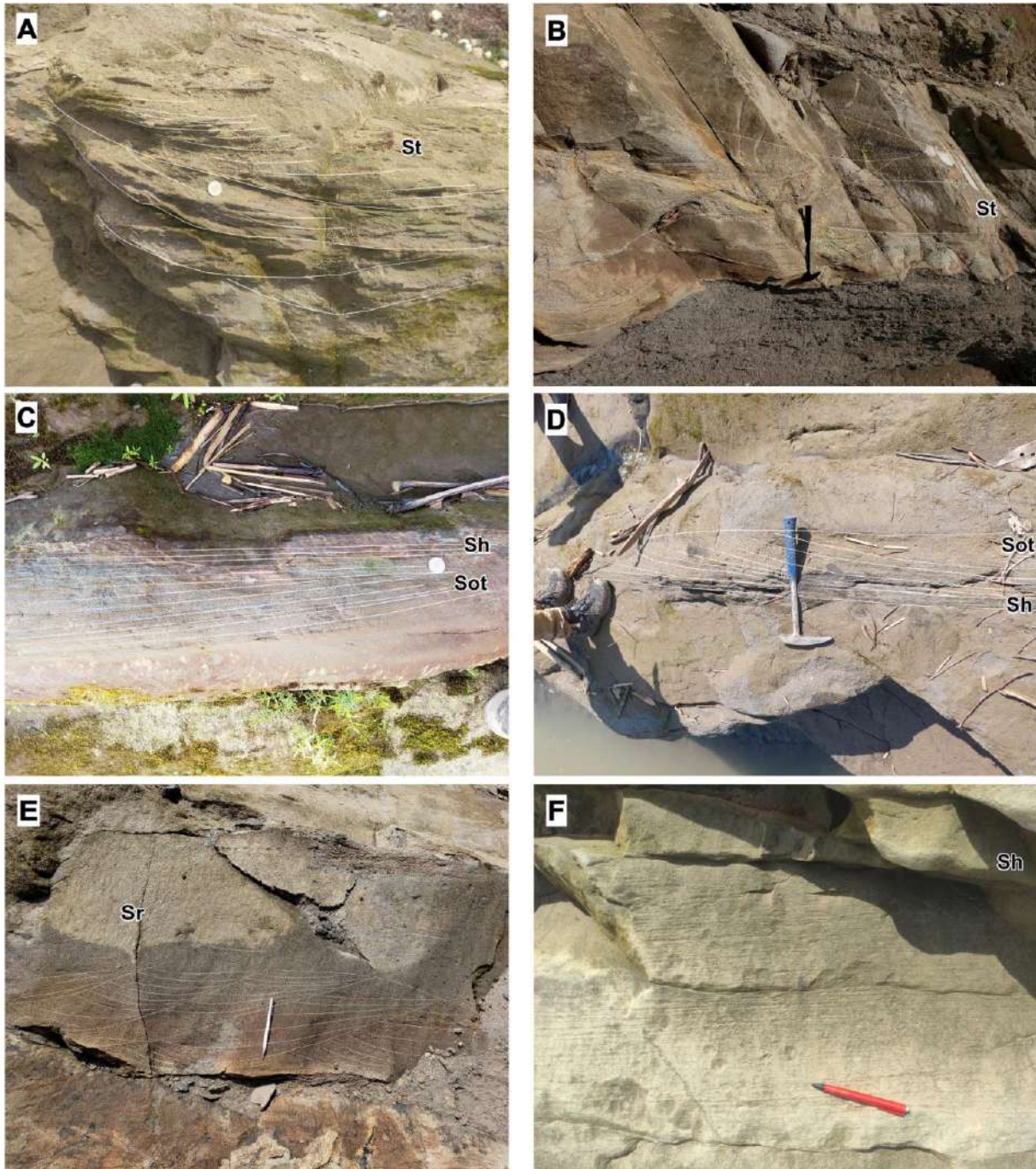


Figura 27, muestra fotografías que representan los diferentes tipos de litofacies conglomeráticas. Los clastos son principalmente de rocas volcánicas, cuarcitas, rocas sedimentarias y clastos de arcillas (MGc). El tamaño de clastos es variado, se encontraron clastos de 3 centímetros, hasta clastos que superaban los 30 centímetros. Se presentan con gradación normal e inversa y tienen estructuras sedimentarias en artesas, cruzadas planares y masivas (ver tabla1).

Figura 28 Plancha fotográfica litofacies arenosas



La figura 28, muestra fotografías que representan litofacies arenosas con diferentes estructuras sedimentarias. Las fotos 2A y 2B, se observa estratificación cruzada en artesa (St), de diferentes tamaños (ver escala de las fotos). Las fotos 2C y 2D muestra areniscas con estratificación horizontal (Sh) y oblicua tangencial (Sot). La foto 2E representa ripples de crecimiento (climbing ripples), relacionados con importantes tasas espacios de acomodación durante su desarrollo. La foto 2F representa areniscas con laminación horizontal (Sh).

Figura 29 Plancha fotográfica litofacies arenosas

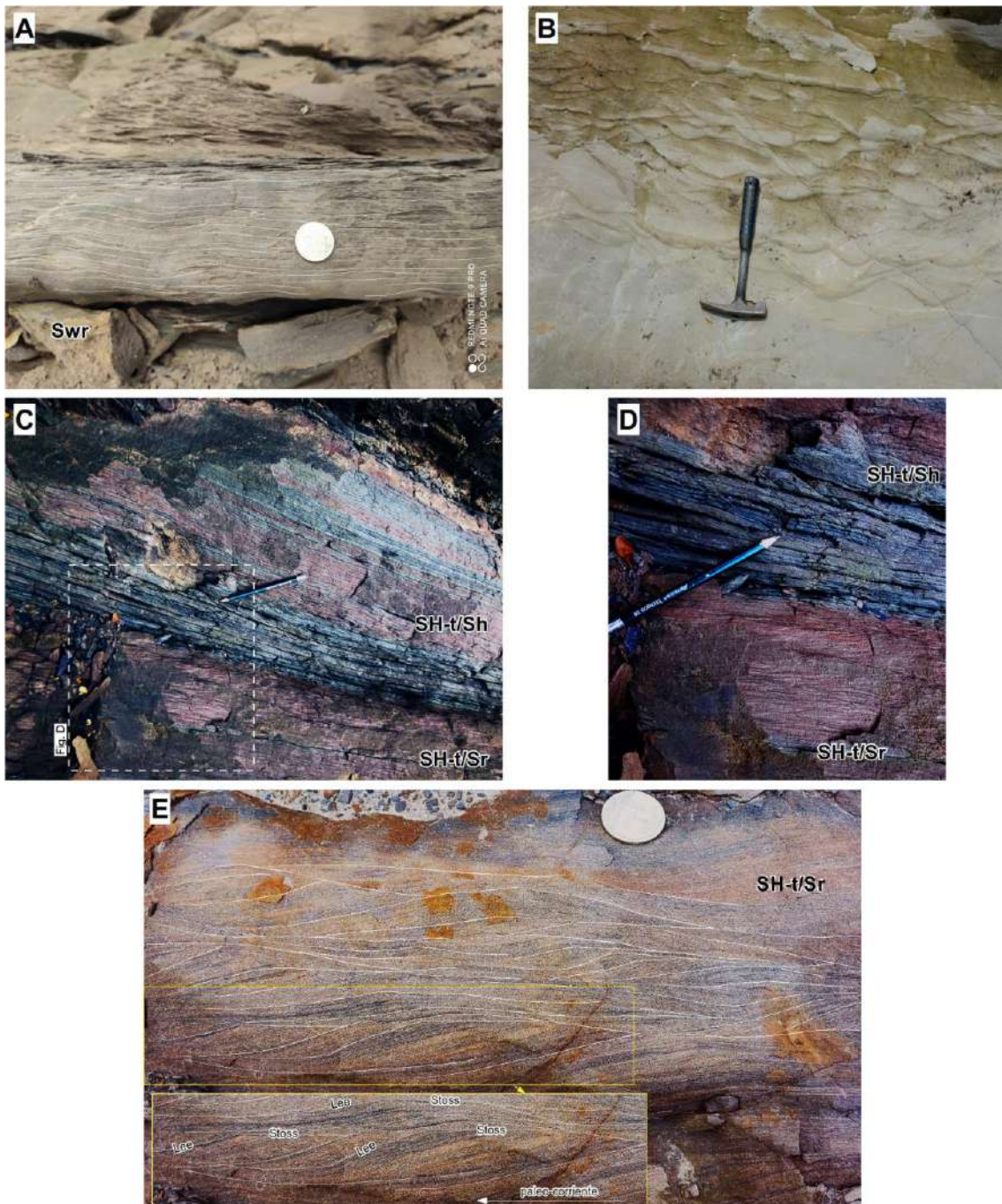


Figura 29. Fotografías de litofacies arenosas. Las fotos 3A y 3B, representan ripples simétricos de oscilación (Swr), que son generadas por corrientes de olas. La foto 3C, representa estructuras sedimentarias que se formaron por la influencia de mareas, mostrando una alternancia de arenas y arcillas de forma rítmica. La parte inferior de esta fotografía muestra ripples con finos drapajes arcillosos (SH-t/Sr) y la parte superior laminación horizontal con alternancia de arenas y arcillas (laminación Heterolítica). La foto 3D muestra más detalle de la imagen 3C. La foto 3E, muestra el desarrollo de ripples que están cubiertos por finos drapajes arcillosos de color negro (SH-t/Sr). El rectángulo amarillo en la parte inferior, muestra una imagen ampliada de la estructura interna de los ripples, donde se reconoce elementos como el “stoss” y “lee” que nos ayudan a determinar la dirección de paleo corriente.

4.2.1.2 Asociación de facies, elementos arquitecturales e interpretación de ambientes y condiciones de sedimentación.

Dentro de la interpretación, clasificación y descripción de los ambientes sedimentarios, se utilizó diferentes referencias bibliográficas. Para ambientes sedimentarios continentales se consultó los trabajos de (Miall A. D., 1985); (Nichols, 2009); (Arche, 2010); (Scherer, Goldberg, & Bardola, 2015); (Miall A. , 2015); (Lalit & Kohki, 2021). Para los ambientes sedimentarios de transición continental-marina controladas por olas y mareas se revisó los trabajos de (Fenies & Taste, 1998); (Flemming, 2004); (Oliveira, Stattegger, & Vital, 2006); (Dalrymple & Choi, 2007) (Nichols, 2009); (Arche, 2010); (Tinterri, 2011); (Gobo, Ghinassi, Nemec, & Sjurson, 2013) ; (Gobo, Ghinassi, Wojciech, & Eivind, 2014); (Gobo, Ghinassi, & Nemec, 2015) ; (Dalrymple, et al., 2015); (van Yperen, Poyatos-Moré, Holbrook, & Midtkandal, 2020); (Sleveland, Midtkandal, Galland, & Leanza, 2020); (Zavala, et al., 2021) ; (Catuneanu, 2022).

4.2.1.2.1 Dominio continental

Asociación de facies A1: abanicos aluviales

Descripción:

La asociación de facies A1, representa depósitos de abanicos aluviales, compuesta principalmente por facies conglomeráticas. Presentan un espesor máximo de 25 metros.

Los conglomerados, están compuestos mayormente con clastos de roca volcánica y cuarzos; tiene matriz de arenisca media, feldespática. Internamente son clasto soportados, no presentan estructuras sedimentarias y las capas tienen gradación inversa. La selección de los clastos es muy mala y el grado de redondez va de subredondeado a redondeado (ver figura 30).

Las areniscas feldespáticas, tiene un espesor máximo de 70 centímetros, presentan estructuras cruzadas en artesa (St), planares (Sp) y estructuras masivas (Sm). Existen intraclastos flotados dentro de estas capas de arenisca (Sg), ver figura 30 B y C.

Organización estructural y procesos:

Estos depósitos están ubicados en la parte superior de la columna Inambari (figura 41). Relacionados con procesos de flujos de detritos, indican periodos de mucha energía e inestabilidad dentro de la cuenca, con la creación de relieves (pendiente, gravedad), generando cantidades importantes de aporte sedimentario que se depositan de manera rápida y violenta, tal como evidencian los contactos erosivos entre capas.

Figura 30 Plancha fotográfica abanico aluviales

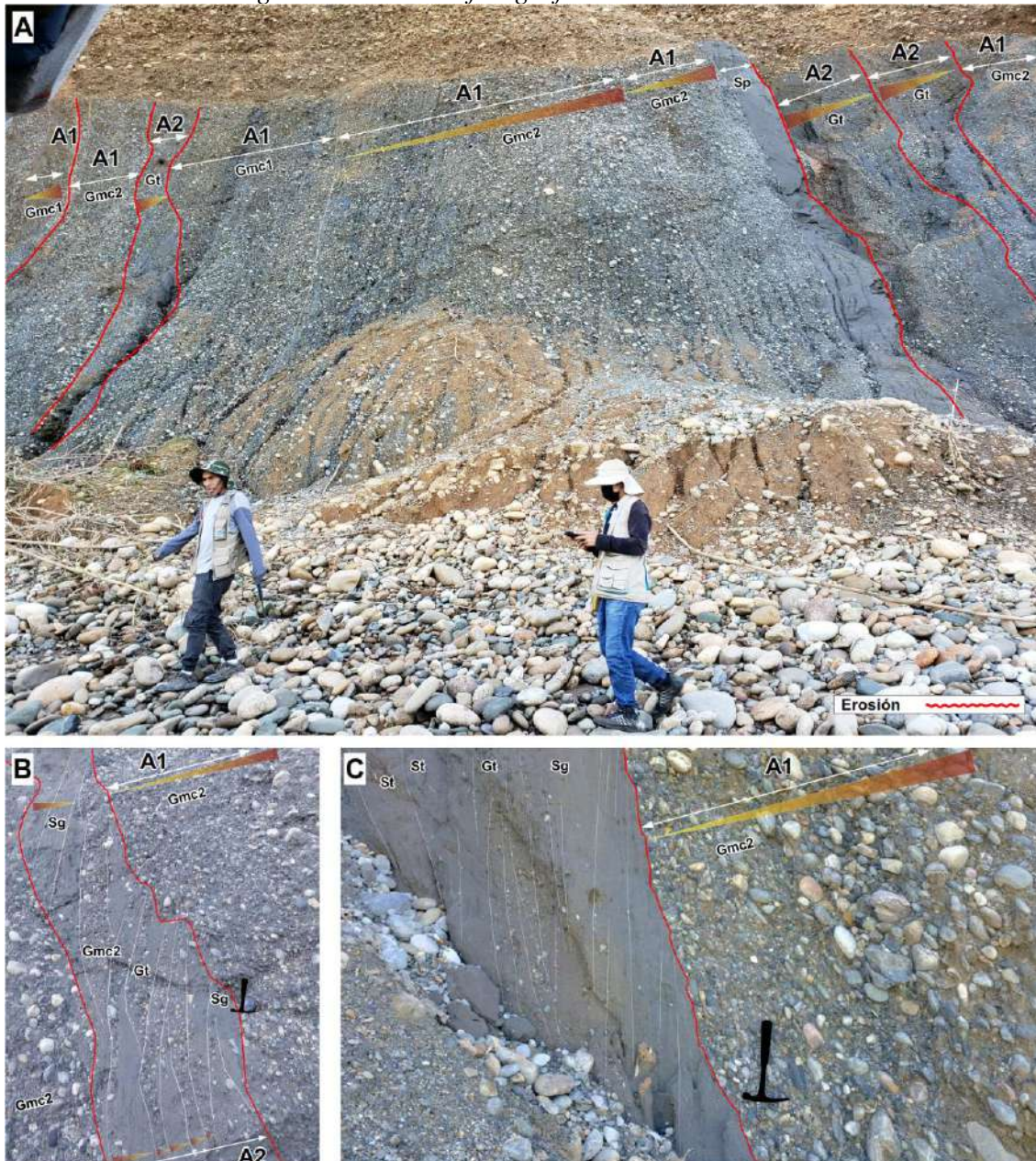


Figura 30. Pertenecen a la asociación de facies A1. La foto 4A muestra una vista panorámica de las secuencias de los abanicos aluviales, que presentan gradación inversa, las líneas rojas representan bases erosivas, que generalmente están sobre secuencias de canales. En las fotos 4B y 4C, se observa en la parte inferior el desarrollo de canales de alta energía y estructuras en artesas (Gt, St y Sg). Estas fotografías fueron tomadas a orillas del río Inambari.

Tabla 2 Asociación de facies

Asoc. de facies	Litología	Estructuras sedimentarias	Litofacies	Ambiente de sedimentación	
A1	Conglomerados con clastos subredondeados superiores a los 26cm	Compuestas principalmente por conglomerados clasto soportado.	Gcm1, Gcm2, Gm, Gt, Gmi, Sm, Sp	Depósitos aluviales	Dominio continental
A2	Conglomerados con gravas subredondeadas-redondeadas, areniscas de granulometría media-fina con clastos flotados de lutitas y rocas. Bases erosivas bien marcadas.	Clasto y matriz soportado. Estratificación cruzada en artesa, cruzada planar. Riples unidireccionales. Gradación normal de las capas.	Gt, Gp, Gm, St, Sp, Sr, Sm.	Canales fluviales	
A3	Areniscas de granulometría fina, Lutitas y limolitas de color rojo, verde, plomo.	Laminación horizontal, riples unidireccionales. Material fino principalmente masivo, con laminaciones tenues y pequeños riples.	Sh Sr, Fm, Fl	Llanura de inundación.	
P	Areniscas medias bien sorteadas.	Principalmente presencia de laminación horizontal y planar de bajo ángulo. A veces presencia de rizaduras simétricas de oscilación. Restos de árboles carbonizados.	Sla, Sh, Swr, C	Playa (foreshore)	Dominio litoral
D1	Conglomerados con clastos redondeados. Areniscas medias con algunos clastos blandos.	Estratificación en artesa, cruzada planar y cruzada tangencial. Laminación planar de bajo Angulo y riples, Finos masivos con laminación horizontal débil y pequeños riples.	Gt, Gp, Gmc1, Gm, St, Sot, Sg, Sla, Sp, Sr, Fm, SH-t, Swr	Canales distributarios	Dominio deltaico
D2	Mayor cantidad de lutitas, limos y arenas finas	Pequeños riples, laminaciones horizontales, estructuras sedimentarias con influencia mareal (lenticular bedding, flaser bedding)	Fm, Fl, Sr, Sm F2, SH-t	Zonas interdistributarias	
D3	Conglomerados clasto y matriz soportados subredondeados-redondeados. Arenas finas y medias.	Estratificación cruzada planar, tangencial, cruzada planar de bajo ángulo. laminación horizontal. Rizaduras unidireccionales y de oscilación	Gmc1, Gm, Gt, Sp, Sot, Sla, Sh, Swr, Sr, Sm, Sg, HCS, SCS, C	Barras de desembocadura deltaica	

E1	Facies finas (arenas finas y arcillas)	Estructuras sedimentarias de influencia mareal, ripples unidireccionales y bidireccionales. Facies arcillosas con pequeños lentes de arena.	Sr, Sh, Sot, Sla, SH-t, Shb, F2, Fm, Fl	Llanura de inundación tidal (tidal flat)	Dominio estuarino
E2	Conglomerados con clastos arcillosos, conglomerados matriz y clasto soportado. Arenas finas y medias. Arcillas y limos.	Conglomerados con estratificación cruzada en artesa y planar. Areniscas con estratificación cruzada en artesas, oblicuas tangenciales con influencia mareal.	MGc, Sot, St, Sg, SH-t, Sr, Shb, Sla, F2, Fl, Fm	Canal estuarino	
E3	Conglomerados clasto soportado, Areniscas de grano medio-fino y facies finas (arcillas y limos)	Conglomerados con estratificación cruzada planar. Areniscas con laminación cruzada planar y horizontal con drapajes arcillosos. Las facies arcillosas principalmente masivas.	Gp, Gm, MGc, SH-t, Sp, Spl, Sh, Sr, Fm, F2	Point bars (Barras con influencia tidal)	

La tabla 2, muestra la asociación de facies de los diferentes elementos arquitecturales que conforma un ambiente sedimentario. Dentro de esta tabla, los ítems de litología, estructura sedimentaria y litofacies, están relacionadas con las observaciones que se hicieron en campo. La parte de los ambientes sedimentarios, fue realizada consultando diferentes fuentes bibliográficas que son mencionadas en el párrafo introductorio de este apartado (Asociación de facies, elementos arquitecturales e interpretación de ambientes y condiciones de sedimentación).

Asociación de facies A2: canales fluviales.

Descripción:

Esta asociación de facies, representan el relleno de canales fluviales. Las secuencias grano y estrato decrecientes (fining upward), se inician a partir de superficies erosivas sobre las cuales se emplazan facies conglomeráticas y arenosas. El espesor promedio de este grupo de facies varía entre 3-8 metros.

Los conglomerados, son depositados sobre superficies erosivas marcadas, presentan estructuras sedimentarias en artesas (Gt) y laminaciones cruzadas planares (Gp). Son principalmente granodecrecientes, contiene clastos de cuarzos, rocas volcánicas y en menor cantidad rocas sedimentarias, con transporte de moderado a bueno.

Las areniscas, aparecen sobre los conglomerados, con estructuras sedimentarias cruzadas en artesa (St), cruzadas planares (Sp) y ripples (Sr). Algunos paquetes de areniscas contienen intraclastos flotados que están alineadas con las laminaciones, denominadas dentro de la tabla 1 como Sg.

Organización arquitectural y procesos:

La ocurrencia de estos canales fue clasificada según el espacio de acomodación durante su desarrollo. Por lo tanto, dentro de nuestra columna, se ha identificado dos tipos de canales fluviales.

El primer caso describe rellenos de canal desarrollados dentro de un espacio de acomodación limitado, mostrando un comportamiento de amalgamamiento entre canales. Las bases erosivas acompañadas de los conglomerados con artesas muestran que estos canales eran de alta energía (ver figura 31 D y E).

El segundo caso, muestra canales fluviales depositados en un contexto con mayor espacio de acomodación, que aparecen dentro de la columna como canales separados entre litologías finas (arcillas, limos), esta característica permite canales bien desarrollados (ver figura 31 A, B y C).

Figura 31 Plancha fotográfica de canales fluviales

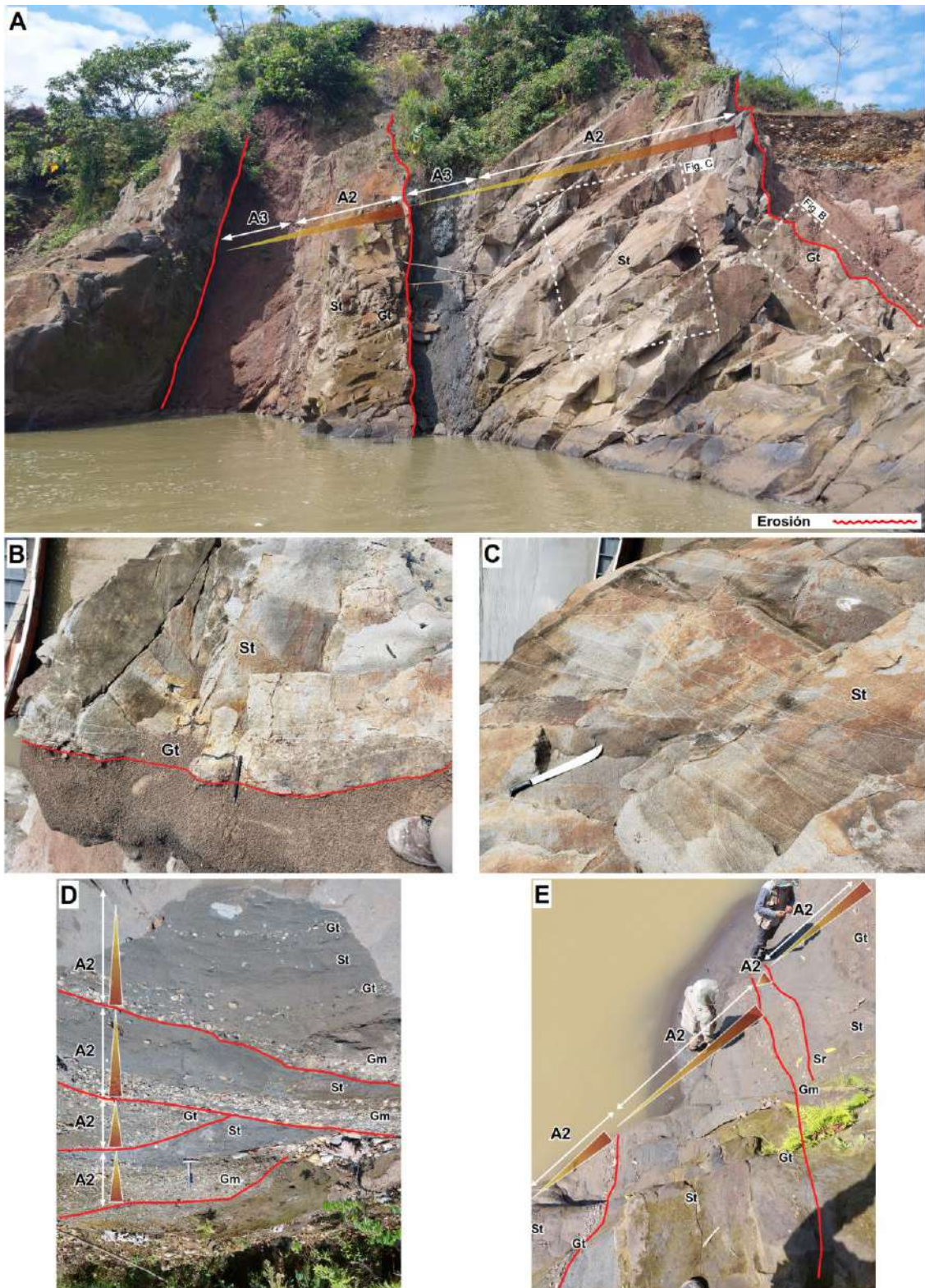


Figura 31. Estas fotografías pertenecen a la asociación de facies de canales fluviales (A2), mostrando los 2 tipos de canales clasificados según el espacio de acomodación. Las fotos A, B y C representan canales fluviales depositados dentro de un contexto con importante espacio de acomodación, reflejados en el desarrollo de artesas (St y Gt) grandes (figura B y C). Las fotos D y E, muestran canales desarrollos en un contexto con espacio de acomodación limitado. Estas fotografías fueron tomadas a orillas del río Inambari

Asociación de facies A3: llanura de inundación.

Descripción:

Esta asociación de facies, aparece dentro de la sección estratigráfica entre los canales, está constituida principalmente por arcillas, limos y arenisca de grano fino. Presenta un espesor máximo de 20 metros (ver figura 32).

Las areniscas, muestran pequeñas capas con gradación inversa y normal, con laminación horizontal (Sh), cruzada planar de bajo ángulo (Spl) y ripples tenues (Sr), que están dispuestos como lóbulos de derrame (splays), sobre arcillas y limos.

Las facies finas, compuesta de limos y arcillas, aparecen principalmente de forma masiva, aunque a veces se ve ciertas laminaciones finas horizontales y ripples, que se originan cuando el agua conserva cierta energía, dentro de estas zonas (ver figura 32 B, C y D).

Organización arquitectural y procesos:

Las facies arenosas con las características mencionadas, representan depósitos de desborde, debido la ruptura de los levées de los ríos durante crecidas esporádicas, estos lóbulos de derrame son conocidos como crevasse splay.

Entre las capas arenosas y finas conforman la llanura de inundación. Son considerados como depósitos de baja energía, donde el principal proceso es la decantación. Aparecen dentro del sistema sedimentarios sobre a los canales fluviales.

4.2.1.2.2 Playa

Asociación de facies P: playa.

Descripción:

Este grupo de litofacies está constituido principalmente de areniscas de grano medio y fino, con muy buena madures textural. Presenta espesores de 8-10 metros de secuencia.

Las areniscas; se presentan con estructuras cruzadas planares de bajo ángulo (Spl), laminaciones horizontales Sh, algunos ripples asimétricos (Sr) y ripples simétricos de corrientes oscilatorias (Swr).

Organización arquitectural y procesos:

La acción constante por las olas genera un re-trabajamiento de los sedimentos en las playas, que se ve reflejando en la redondez y limpieza de las arenas, que son una característica importante en esta zona. Las facies finas son nulas o poco desarrolladas. El nivel de energía dentro de este elemento arquitectural, es moderada a alta producto de la interacción de las olas de buen tiempo.

Figura 32 Plancha fotográfica llanuras de inundación



Figura 32. Estas fotografías representan la asociación de facies de llanura de inundación (A3), constituida principalmente por limos y arcillas. La foto A, muestra una imagen panorámica con el desarrollo de las llanuras de inundación entre canales (las líneas rojas representan bases erosivas de los canales). Estas llanuras de inundación aparecen principalmente de forma masiva (Fm), con finas laminaciones horizontales (foto B) y de forma esporádica ripples (foto C y D). Estas fotografías fueron tomadas a orillas del río Inambari.

4.2.1.2.3 Dominio deltaico

Asociación de facies D1: Canales distributarios

Descripción:

La asociación de facies D1, está compuesta principalmente por litologías finas, arenosas y a veces conglomeráticas. La geometría de las capas son cóncavas hacia arriba y están marcadas por bases erosivas. Estas secuencias llegan hasta 4 metros de espesor máximo. Hay presencia de restos de madera y clastos blandos, que aparecen en mayor proporción en la base de las secuencias. Una característica principal de estos canales distributarios, es la influencia tidal en menor cantidad, encontradas como drapajes arcillosos en las laminaciones de las estructuras sedimentarias.

Los conglomerados aparecen sobre bases erosivas, principalmente con estratificación cruzada en artesas (Gt), esporádicamente con estratificación cruzada planar (Gp) y masiva (Gm). Los clastos son principalmente de rocas volcánicas y cuarzos, con geometría sub-redondeado a redondeado, donde el clasto mayor era 6 centímetros.

Las areniscas, presentan estratificación cruzada en artesas (St), laminación oblicua tangencial (Sot), laminación cruzada planar (Sp), laminación horizontal (Sh) y ripples unidireccionales (Sr). Dentro de esta litología se encontró estructuras de influencia tidal, representadas como drapajes arcillosos, (ver figura 33).

Las facies finas, pertenecientes a las llanuras deltaicas, constituidas principalmente de arcillas y limos masivos, debido a procesos relacionados con la decantación. La presencia de clastos blandos dentro de estos canales, está relacionado a la erosión de estas llanuras.

Organización arquitectural y procesos:

Los canales distributarios, en general muestran una asociación de facies similar a los canales fluviales (A1). Dentro de este grupo también se encontraron los dos estilos de canales desarrollados en función de su espacio de acomodación.

Figura 33 Plancha fotográfica canales distributarios

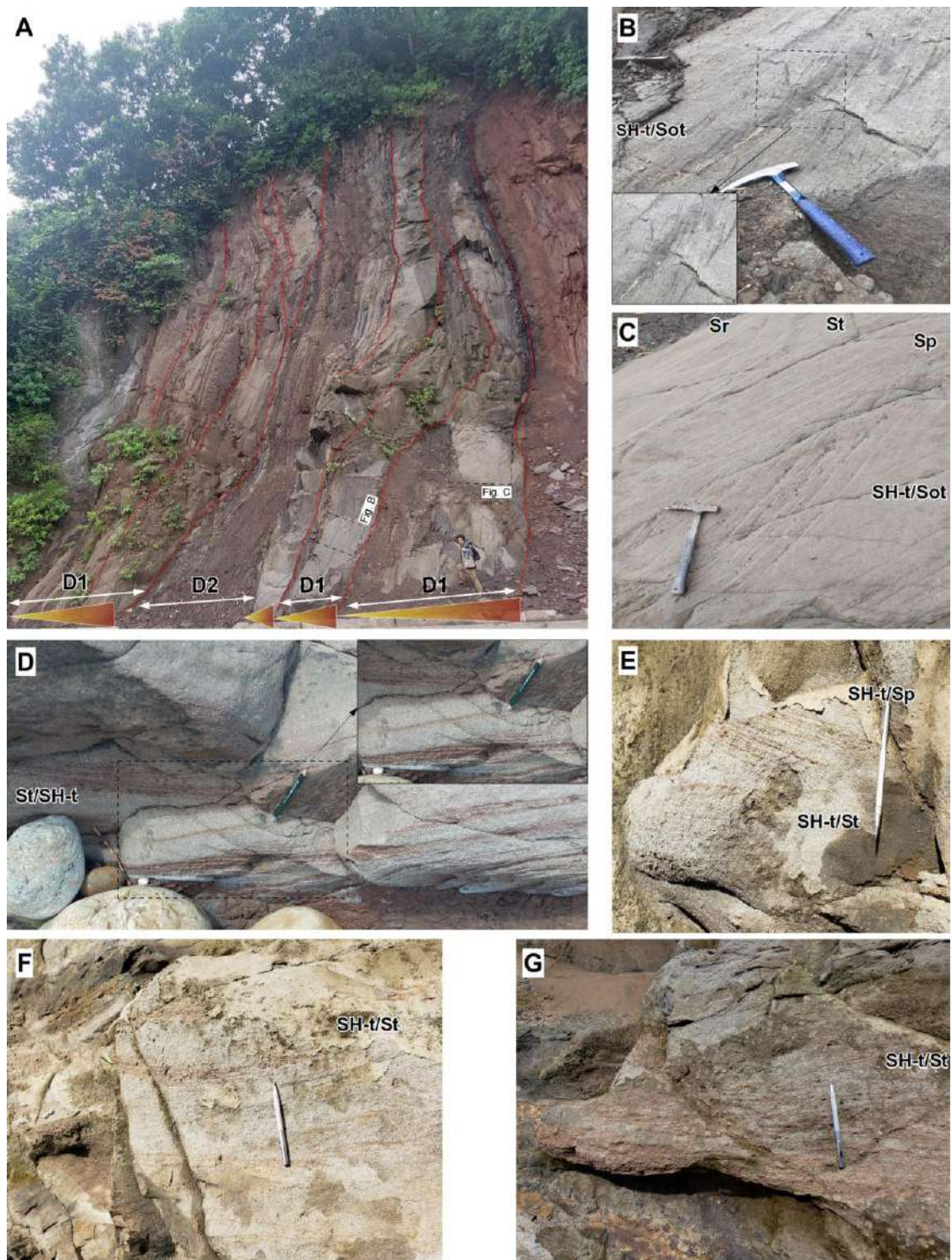


Figura 33. Muestras fotografías de dominio deltaico, pertenecientes a canales distributarios (D1). Dentro de este grupo de imágenes, se ha priorizado la influencia tidal dentro de este elemento arquitectural. En las fotos D, E, F y G se observan estructuras cruzadas en artesas. La foto B muestra estratificación oblicua tangencial y la foto E estratificación cruzada planar. Todas figuras sedimentarias tienen acumulaciones de arcillas entre sus laminaciones (drapajes arcillosos). La foto C, muestra clastos blandos alineados en las laminaciones, ligada a la influencia de las mareas. Estas fotografías fueron tomadas a orillas del río Inambari.

Sin embargo, la diferencia y la característica más importante de estos canales D1, están relacionados con los drapajes arcillosos que aparecen en las laminaciones de las estructuras sedimentarias, debido a la influencia de mareas, esto ha permitido una mejor clasificación y comprensión dentro del sistema sedimentario (ver figura 33).

Asociación de facies D2: Zonas interdistributarias

Descripción:

La asociación de facies para las zonas interdistributarias, está representada principalmente por areniscas de granulometría fina. Presentan espesores máximos de 2 metros.

Las areniscas, presentan estructuras sedimentarias de tipo cruzadas planares de bajo ángulo (Spl), laminaciones horizontales (Sh) y ripples unidireccionales (Sr). Dentro de esta asociación, se pudo reconocer estructuras de carga de tipo ball-pillow, que evidencia la deformación producto de una rápida acumulación y profundización de sedimentos durante el proceso de diagénesis.

Organización arquitectural y procesos

Las zonas interdistributarias están caracterizadas por la acumulación de sedimentos debido a desbordes de canales conocidos como Crevasse splay.

Asociación de facies D3: barras de desembocadura deltaica (shoreface superior)

Descripción:

Este elemento arquitectural compuesto por litologías de conglomerados, areniscas y finos, muestran una geometría de los estratos con forma tabular. Secuencias con espesores de 8-12 metros.

Los conglomerados, ubicados en la parte superior de la secuencia. Presentan bases erosivas, compuesto principalmente de clastos de rocas volcánicas, cuarzos, el clasto mayor alcanza los 3 cm y son redondeados. Dentro de esta litología, existen dos espesores significativos. La primera tiene menos de 8 cm de potencia y son principalmente masivos. La segunda hasta 60 cm de potencia con laminación cruzada planar (Gp), estratificación cruzada en artesa (Gt) y masivos (Gm).

Figura 34 Plancha fotográfica barras de desembocadura deltaica



Figura 34. Pertenece a fotografías de barras de desembocadura deltaica (D3). La foto 34A representa a una secuencia de barra deltaica, que muestran un patrón estrato creciente. La parte superior de estas secuencias se encontraron conglomerados masivos, con estratificación cruzada planar o como depósitos residuales de 5 centímetros de espesor (ver fotos 34C, 34G, 34I, 27B, 27E y 27G). Las estructuras sedimentarias más comunes de esta asociación son las laminaciones cruzadas planares, horizontales, masivas y algunos ripples esporádicos, como se ven en las fotos 34B, 34F, 34G y 34H. En las fotos 34D y 34E se encontraron estructuras generadas por olas, durante periodos de tormenta, conocidas como hummocky cross stratification (HCS) y swaley cross stratification (SCS).

Las areniscas, son feldespáticas, con granulometría fina y media, predominantemente tienen laminación cruzada planar (Sp y Spl), acompañadas de laminación horizontales (Sh) y oblicuas tangenciales (Sot), ver figura 34. También se pudo reconocer el desarrollo esporádico de estructuras heterolíticas tidales dentro de algunos paquetes de areniscas con un espesor máximo de 20 cm (ver figura 35). La mayoría de estas capas presentan gradación inversa.

Las facies finas, compuestas principalmente por arcillas y limos, no son abundantes.

Organización arquitectural y procesos:

La naturaleza progradante de este elemento arquitectural, puede ser reconocida a nivel de estratos con gradaciones inversa y a nivel de secuencia con un patrón estrato-creciente (coarsening upward), ver figura 34A. La ocurrencia de conglomerados, dentro de esta asociación de facies, podría indicar un importante aporte sedimentario dentro del sistema, relacionado a condiciones de flujo hiperpicnal

Figura 35 Influencia tidal en barras deltaicas

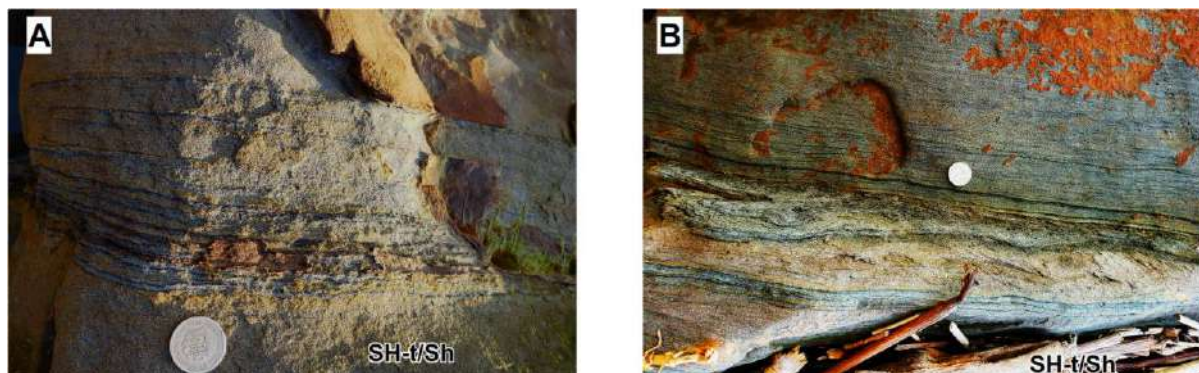


Figura 35. Estas fotografías representan estructuras sedimentarias generadas por la influencia de corrientes tidal, encontradas dentro de las secuencias de barra de desembocadura. Las fotos 35A y 35B, muestran laminaciones heterolíticas, donde resalta la alternancia de arenas y arcillas de color negro.

4.2.1.2.4 Dominio estuarino

Asociación de facies E1: Llanura de inundación mareal (tidal flat)

Descripción:

Las llanuras de inundación mareales, están constituidas por litologías de arcillas, limos y arenas finas, las capas tienen geometrías tabulares y alcanzan un espesor máximo de 8 metros.

Las areniscas, con gradación normal, presentan laminaciones heterolíticas (SH-t/Sh), estructuras sedimentarias flaser bedding (SH-t/Sr) y estructuras bidireccionales hueso de pescado (Sbh).

Figura 36 Plancha fotográfica tidal flat

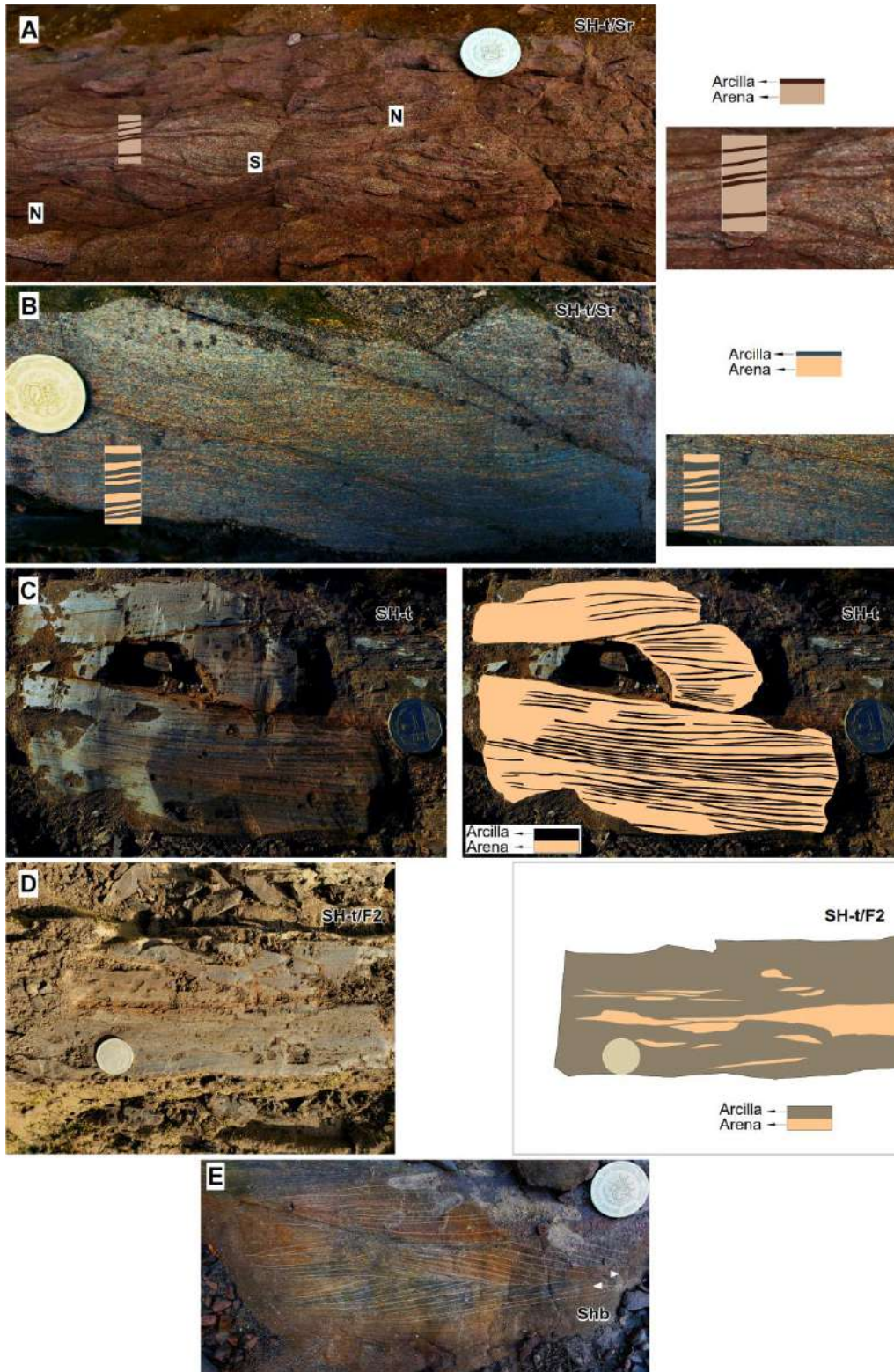


Figura 36. Muestra fotografías de la asociación de facies E1, llanuras tidales (tidal flat). Las fotos 36A, 36B y 36C muestran estructuras flaser bedding, que consiste en ripples de arenisca fina con drapaje arcillosos, dentro de estas se imágenes se identificaron periodos de NEAP (N) relacionadas con corrientes tidales de menor amplitud y periodos de SPRING (S) que son corrientes tidales de mayor amplitud. La foto 36D representa estructuras sedimentarias lenticular bedding. La foto 36E, muestra estratificación hueso de pescado (Sbh), que se forman por corrientes bidireccionales por corrientes tidales. Estas fotografías fueron tomadas a orillas del río Inambari.

Las arcillas, se encontraron en estructuras sedimentarias lenticular bedding (SH-t/F2), generadas por interacción de corrientes de mareales, ver figura 36D.

Organización arquitectural y procesos:

Las llanuras de inundación mareal dentro de nuestra sección estratigráfica, se encuentran sobreyacentes a los canales estuarinos. Representan zonas de inundación donde existen periodos de decantación e interacción de corrientes tidales, de alta y baja amplitud generados por semi-ciclos lunares de NEAP y SPRING (ver figura 36A y 36B), generando estructuras tidales de tipo flaser bedding, lenticular bedding y estructuras bidireccionales, desarrolladas dentro de una zona intermareal.

Asociación de facies E2: Canal estuarino

Descripción:

Esta asociación de facies presenta capas con geometrías de canal y bases erosivas. Comprende litologías conglomeráticas, arenosas y finas. El espesor máximo de estas secuencias es de 4 metros.

Los conglomerados dentro de esta litología, presentan 2 grupos de clastos importantes; el primero relacionados a clastos de rocas volcánicas y cuarzos, donde el clasto mayor media 2.5 centímetros, con geometría subredondeada. El segundo grupo es el más resaltante, porque presenta clastos de arcillas redondeadas con 9 centímetros de longitud mayor, que fue clasificado en la tabla 1 de litofacies, como gravas de arcillas conglomeráticas (MGc). Las figuras sedimentarias dentro de esta litología estaban relacionadas a estratificación cruzada en artesas, laminaciones cruzadas planares y tangencial.

Figura 37 Plancha fotográfica canal estuarino

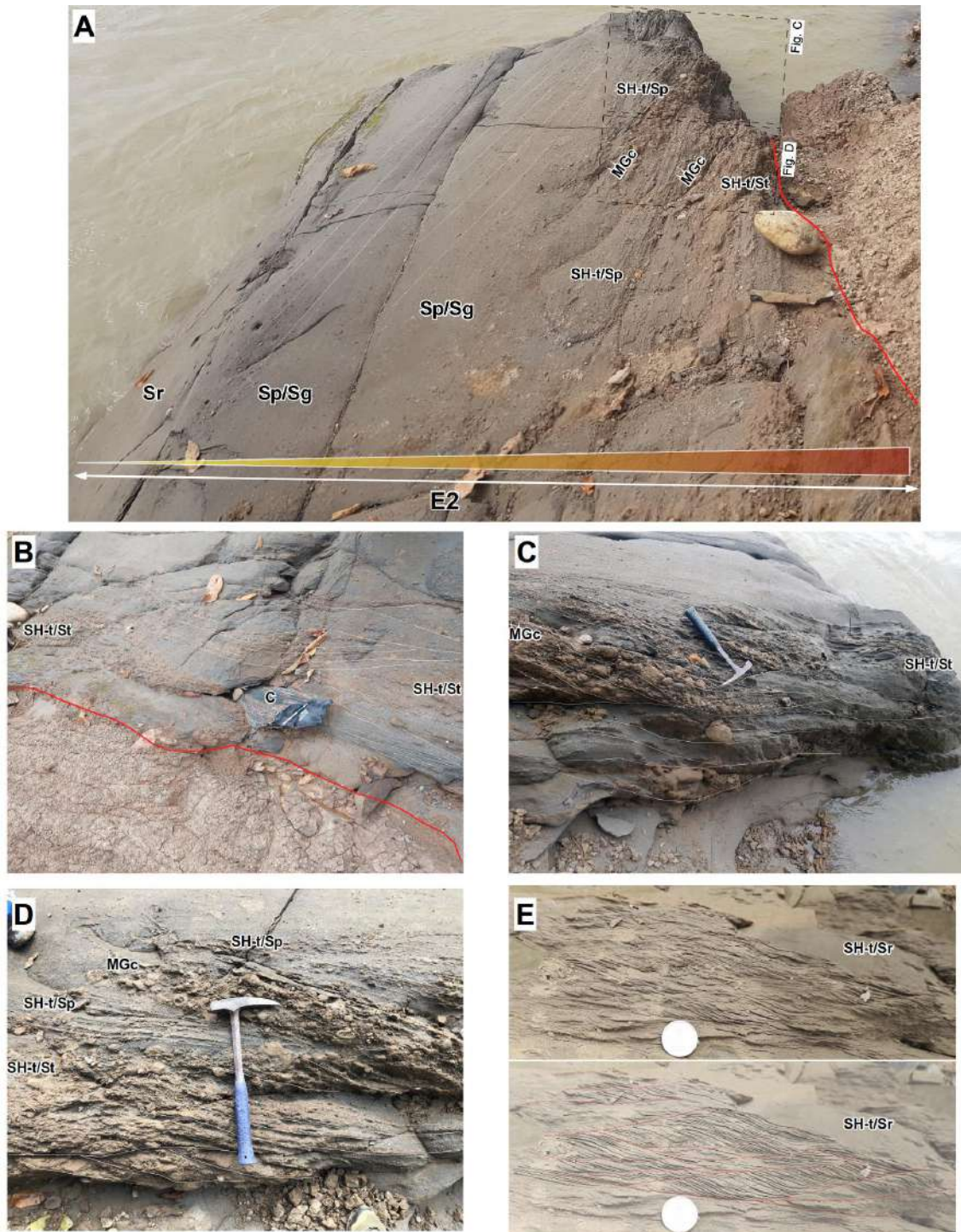


Figura 37, estas fotografías pertenecen a la asociación de facies de canal estuarino (E2). La foto 37A, muestra una imagen general de la secuencia de un canal estuarino. La foto 37B, corresponde a la parte basal del canal con estratificación cruzada en artesas y drapajes arcilloso, debido a la influencia tidal; dentro punto también se encontró el resto de troncos carbonizados (C). En las fotos 37C y 37D, se observan conglomerados con dos tipos de clastos (clastos de arcillas y en menor proporción clastos de otros tipos roca) ordenados en artesas, con drapajes arcilloso. La foto 37E se ubica en la parte superior del canal estuarino, con el desarrollo de estructuras flaser bedding, las líneas de color rojo corresponden a superficies de reactivación, debido a la interacción de corrientes tidales.

Las areniscas de granulometría fina-media, muestran laminaciones cruzadas en artesa (St), planares (Sp) y tangenciales (Sot), que tienen drapajes arcillosos entre las laminaciones, producto de la interacción de corrientes tidales, ver figura 37.

Organización arquitectural y procesos:

El desarrollo de estos canales estuarinos, muestran un contexto de espacio de acomodación importante, debido a que se encuentran canales bien desarrollados que se encuentran dentro de las llanuras de inundación tidal. Los conglomerados con clastos de arcillas, muestran un constante retrabajamiento de llanuras de inundación adyacentes.

Asociación de facies E3: Point bars (Barras con influencia tidal)

Descripción:

Esta asociación de facies está integrada por sedimentos finos, arenosos y conglomeráticos, tiene un comportamiento grano y estrato decrecientes.

Los conglomerados, aparecen principalmente con estructuras cruzadas planares (Gp) y masivos (Gm), sobre bases erosivas, tiene un espesor máximo de 30 centímetros, presentan abundantes clastos blandos.

Las areniscas presentan principalmente estructuras cruzadas planares (Sp y Spl) y laminaciones horizontales (Sh). Se pudo observar la influencia tidal como finos drapajes arcillosos en las laminaciones de estas estructuras sedimentarias (ver figura 38).

Las facies finas están compuestas principalmente por limos y arcillas, generalmente no presentan estructuras sedimentarias, sin embargo, se pudo encontrar algunos lentes muy pequeños de arenas feldespáticas, que son relacionadas a influencia de las mareas.

Organización arquitectural y procesos:

Esta secuencia, aparece asociado a los canales estuarinos. Son barras fluviales que se generan por la migración lateral de los meandros. La presencia de las estructuras sedimentarias

con influencia mareal y su posición dentro del sistema sedimentario ayudaron a determinar en su clasificación.

Figura 38 Plancha fotográfica de point bar

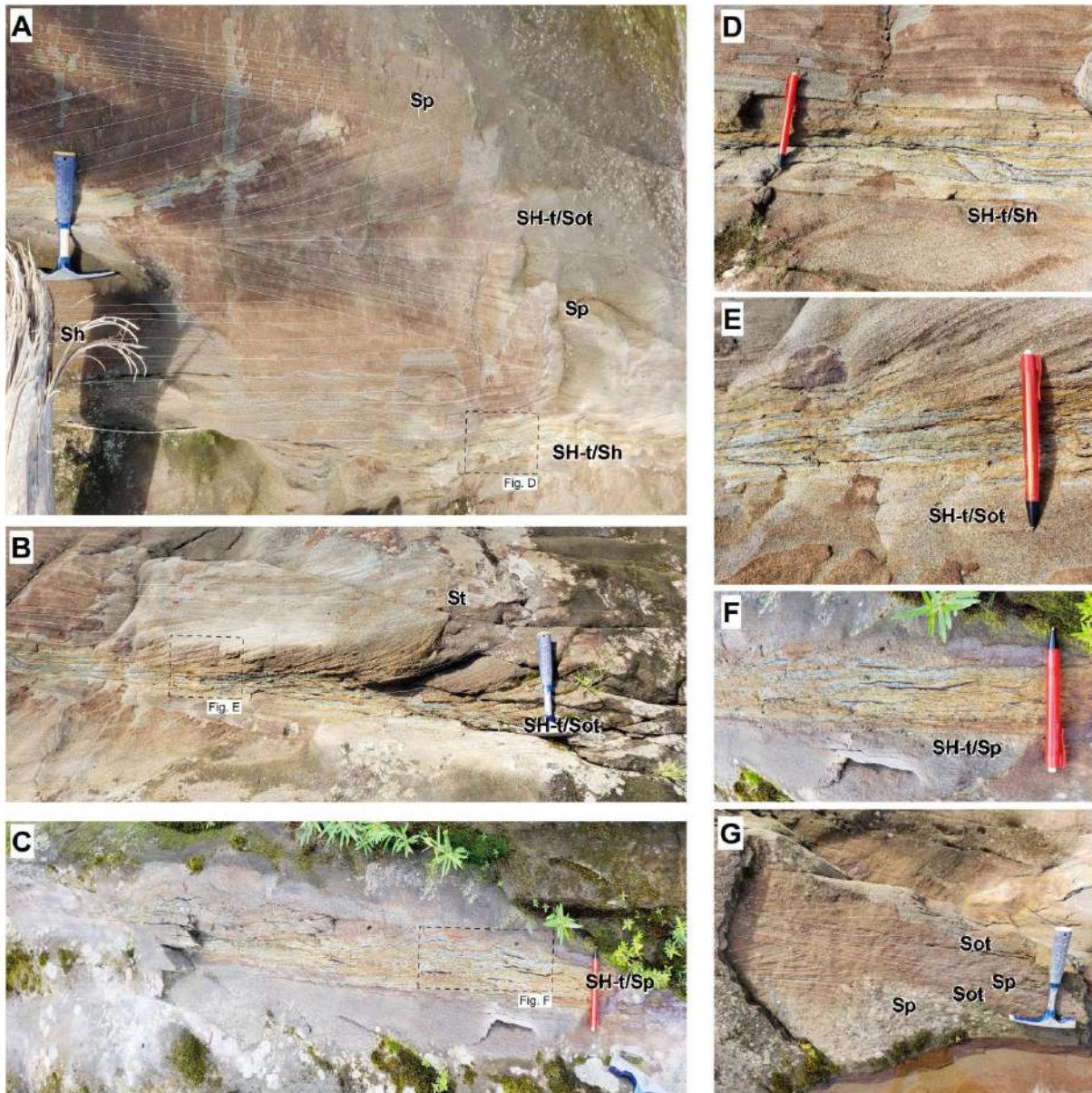


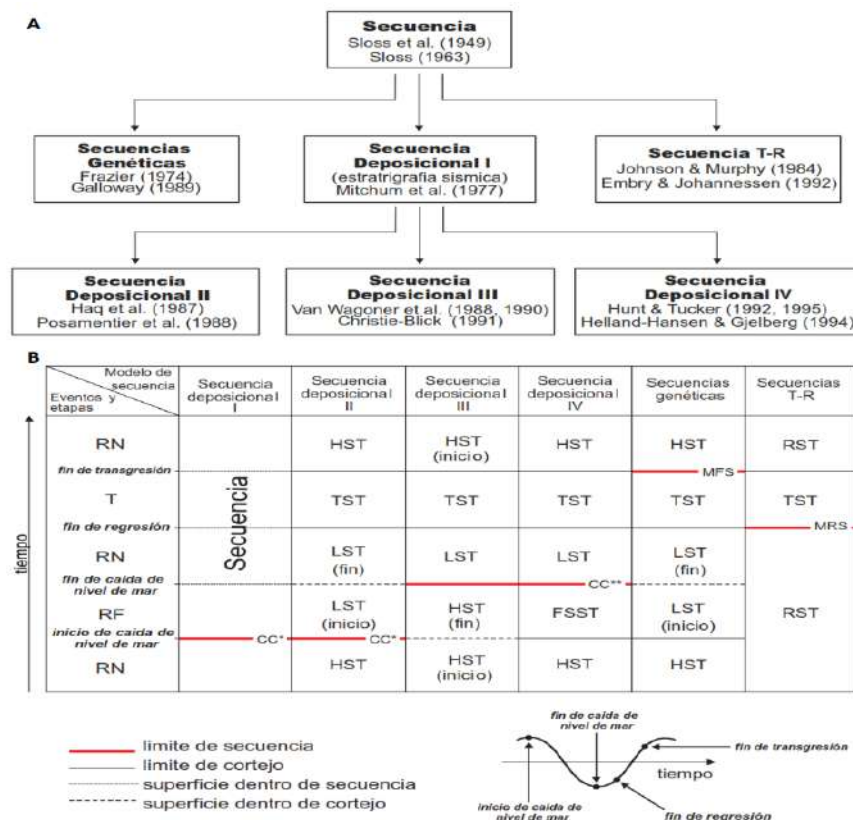
Figura 38, fotografías que corresponden a barras con influencia tidal (E3). Esta asociación de facies muestra principalmente estratificación cruzada planar y oblicua tangencial, con influencia tidal, que se presentan como finos drapajes arcillosos de color negro entre las laminaciones, tal como se muestran en este grupo de fotografías.

4.2.1.3 Estratigrafía secuencial de la columna Inambari

El análisis e interpretación en términos de estratigrafía secuencial, es un proceso basado en enfoques estratigráficos y sedimentológicos, que permite conocer los patrones de apilamiento que se forman durante la evolución de una cuenca sedimentaria.

Existen diferentes modelos de secuencia dentro de la estratigrafía secuencial, planteadas por diferentes autores que proponen su propia nomenclatura, clasificación y superficies límites para definir secuencias, facilitando su correlación con otras unidades estratigráficas similares. Por consiguiente, dentro de este trabajo se utilizará dos modelos de secuencia. El modelo de secuencia IV propuesto por Hunt y Truckler (1992, 1995); Helland-Hansen y Gjelberg (1994) para la parte inferior y superior de la columna y el modelo de secuencia T-R propuesto por Johnson y Murphy (1984); Embry y Johannessen (1992), para la parte central de la sección Inambari.

Figura 39 Modelos de secuencia

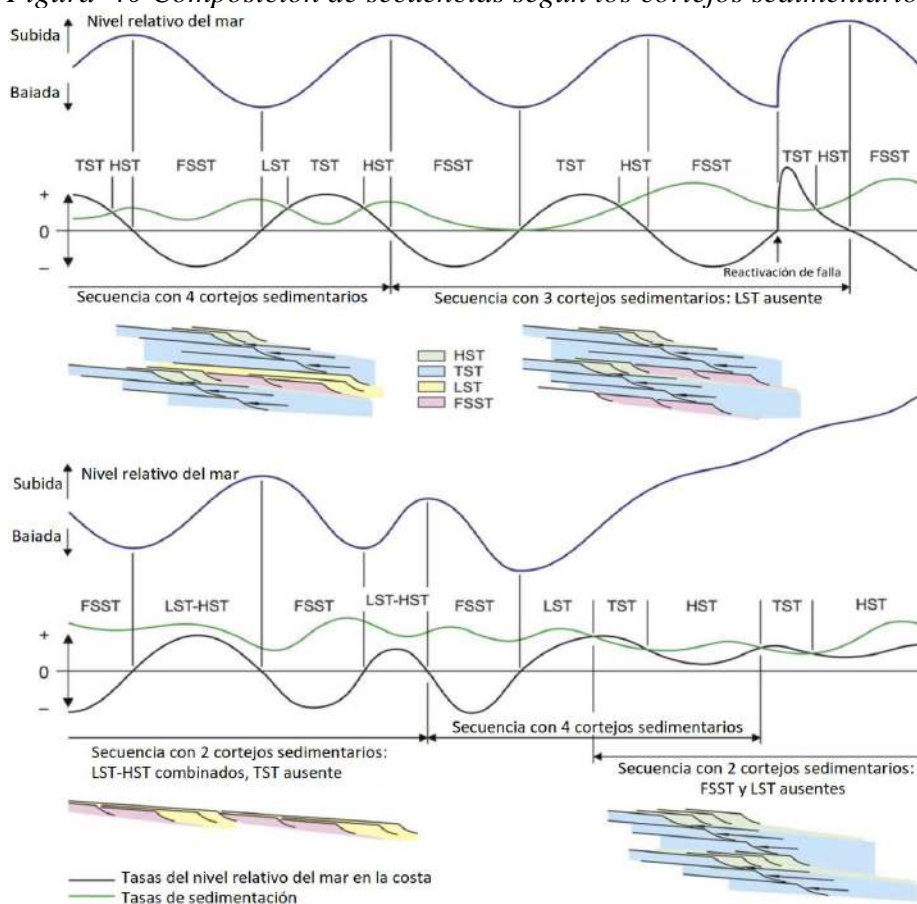


Fuente: modificado de Catuneanu (2011)

Figura 39. La figura 39A, muestra la evolución de los enfoques de los modelos de estratigrafía secuencial. La figura 39B, describe la nomenclatura de los modelos de estratigrafía secuencial, en función del tiempo y la curva del nivel de base. RN – regresión normal; RF – regresión forzada; T – transgresión; LST – lowstand systems tract; TST – transgressive systems tract; HST – highstand systems tract; FSST – falling stage systems tract; RST – regressive systems tract; T-R – transgressive-regressive; CC – correlative conformity; MFS – maximum flooding surface; MRS – maximum regressive surface. Los terminos en ingles descritos en esta imagen no tiene una traducción al español exacta dentro de la estratigrafía secuencial, fueron tomados del libro de (Catuneanu, 2022) y es aceptada por la comisión internacional de estratigrafía.

Para establecer secuencias sedimentarias, no necesariamente tienen que estar compuestas por los 4 cortejos sedimentarios (ciclo completo), también pueden ser definidas con 3 y 2 cortejos (ver figura 40). Determinar estas configuraciones de secuencia, dependerán de las condiciones geológicas que controlan la cuenca, por ejemplo, las tasas de subsidencia, levantamiento tectónico, variación de nivel relativo del mar y tasas de sedimentación.

Figura 40 Composición de secuencias según los cortejos sedimentarios



Fuente: modificado de Catuneanu (2022)

Figura 40. Muestra la variación en la composición de una secuencia, según las características de una cuenca

De la figura 40 se puede deducir que una secuencia ideal está compuesta por 4 cortejos sedimentarios. Sin embargo, se pueden establecer secuencias solo con 3 y 2 cortejos, según las condiciones de la cuenca durante su evolución. Por ejemplo, la secuencia definida por 3 cortejos, donde la ausencia del LST indica que la subida del nivel del mar es más importante que las tasas de sedimentación. Las secuencias divididas por 2 cortejos muestran dos casos. El primer caso con ausencia de TST, donde el aporte sedimentario es importante. El segundo caso integrado solo por TST y HST, intercalando periodos de subida rápida del nivel del mar e importantes tasas de sedimentación; ambos periodos se traducen en la subida del nivel del mar con diferentes velocidades.

Por lo tanto, para utilizar esta metodología en la sección estratigráfica Inambari, se estableció patrones de apilamientos en función de criterios de proximal – distal según los elementos arquitecturales, patrones estrato creciente (coarsening upward) y estrato decreciente (fining upward), permitiendo definir los cortejos sedimentarios y superficies importantes que serán descritas a continuación.

Columna estratigráfica Inambari:

La sección Inambari, registra en gran medida los afloramientos Neógenos del sinclinal de Punquiri, con más de 3800 metros de sección, ubicado en el flanco oeste de esta estructura. Sin embargo, el análisis en términos de estratigrafía secuencial empieza a partir de los 320 metros (ver figura 41), encima de una importante falla inversa con vergencia al oeste, sobre el cual el registro sedimentario es constante.

El trabajo previo de asociación de facies, muestra que los primeros depósitos de la columna son canales y llanuras de inundación con influencia tidal, que no pertenecen a ningún cortejo sedimentario, porque pierden continuidad al ser cortados por la falla inversa (ver figura 41), dificultando su clasificación debido a la falta de datos que permita conocer el patrón de apilamiento y su posición respecto a las series que están por encima y por debajo de estas.

Los elementos arquitecturales que aparecen sobre la falla inversa, corresponden a canales estuarinos (E1), llanuras de inundación tidal (E2) y barras con influencia tidal (E4). Estas series muestran un patrón de apilamiento retrogradante (*fining upward*), con llanuras tidales de importante espesor. Este conjunto de depósitos pertenece a un cortejo sedimentario transgresivo TST₁ (*transgressive systems tract*), relacionado con la subida rápida de nivel de base y la creación de altas tasas de espacio de acomodación.

Encima de estos primeros depósitos estuarinos de la transgresión, se encontraron series de domino deltaico, con asociaciones de facies de: barras deltaicas (D3) cubiertos por canales deltaicos (D1), canales fluviales (A2) de baja energía y llanuras de inundación (A3). Exponiendo un patrón de apilamiento, donde las series proximales se encuentran sobre las series distales, traduciendo este contexto en una progradación del sistema, característico de los ambientes deltaicos. Este intervalo progradante pertenece a un cortejo de regresión normal de tipo HST₁ (*highstand systems tract*). Bajo estas condiciones, se observa que la transición de un patrón de apilamiento retrogradante (estuarino) a progradante (deltaico) es delimitada por una superficie que adquiere el valor de una superficie de máxima inundación MFS₁.

El tope del primer cortejo de regresión normal HST₁, es afectada por un nivel erosivo relevante, sobre el cual se depositan canales fluviales (A2) de alta energía y algunas llanuras de inundación (A3) de poco espesor, en conjunto estas asociaciones continentales están amalgamadas y muestran un aumento drástico en el nivel de energía. Estos canales y llanuras de inundación que se encuentran por encima del nivel erosivo, están asociados a la subida del nivel de base con altas tasas de sedimentación y poco espacio de acomodación, caracterizando una regresión normal de tipo LST₂ (*lowstand systems tract*). Por consiguiente, el límite entre los depósitos del HST₁ y LST₂ que corresponden a un nivel erosivo adquiere el valor de inconformidad subaérea SU₁ que se desarrolla durante la regresión forzada.

La presencia de asociaciones de facies estuarinas (E1 y E2) cubriendo este último cortejo regresivo, establece una relación distal sobre proximal, debido a que series con influencia tidal se posicionan sobre depósitos continentales, traduciendo este contexto en una retrogradación del sistema. Por lo tanto, los depósitos estrato decrecientes (fining upward) de dominio estuarino están clasificados dentro de un cortejo de trasgresión marina TST_2 (transgressive systems tract). El cambio notorio entre estos ambientes distales y proximales, es delimitado por la superficie que adquiere el valor de superficie de máxima regresión MRS_2 .

Tras el periodo transgresivo, se encontró elementos arquitecturales que muestran un ambiente fluvio-deltaico, con el desarrollo de barras deltaicas (D3), canales con influencia tidal (D1) cubiertos en la parte superior por canales fluviales de baja energía (A2) y llanuras de inundación (A3), reflejando un patrón progradante debido a la relación de proximal sobre distal. Por lo tanto, este intervalo con elementos arquitecturales progradantes deltaicos, corresponden al cortejo de regresión normal de tipo HST_2 . El límite entre estos patrones retrogradantes y progradantes adquiere el valor de una superficie de máxima inundación MFS_2 (maximum flooding surface).

Al tope de este contexto regresivo HST_2 , nuevamente estará coronado por una superficie erosiva importante, a partir del cual se observa un cambio en las condiciones sedimentarias de los depósitos, debido a la existencia de canales continentales (A2) de alta energía y llanuras de inundación (A3) de muy poco espesor, que describen un comportamiento de amalgamamiento por el espacio de acomodación reducido. Estos depósitos de canales y llanuras de inundación, corresponden a un dominio continental desarrollado en un cortejo de regresión normal LST_3 . Por lo tanto el nivel erosivo que separa los cortejos de HST_2 y el LST_3 adquiere el valor de una superficie de erosión subaérea SU_2 que representara el cortejo de regresión forzada.

Después de este conjunto sedimentario de afinidad continental, la ocurrencia de elementos arquitecturales de dominio estuarino (E1 y E2) caracterizados por un apilamiento retrogradante, constituyen visiblemente un periodo de transgresión marina (TST₃), donde la subida del nivel de base supera al aporte sedimentario. Se considera que la superficie límite entre los periodos regresivos (LST₃) y transgresivos (TST₃), adquiere el valor de superficie de máxima regresión MSR₃.

La presencia de asociaciones de facies deltaicas y playa (D1, D2, D3 y P) sobre el ultimo sistema transgresivo, muestran nuevamente un cambio en el sistema debido a las características progradantes del dominio deltaico, estableciendo un cortejo de regresión normal de tipo HST₃. Razón por la cual, la transición entre facies transgresivas y regresivas adquiere el valor de una superficie de máxima inundación MFS₃. La parte superior de estas últimas series regresivas muestran un cambio brusco por la presencia de una base erosiva importante, sobre la cual se establecen canales fluviales (A2) de alta energía y poco espacio de acomodación que corresponden a un de regresión normal LST₄, estableciendo nuevas condiciones en la cuenca. El nivel erosivo que divide los cortejos HST₃ y LST₄ adquiere el valor de una superficie de erosión subaérea (SU₃), representando la etapa de regresión forzada.

Los depósitos LST₄, son cubiertos por asociaciones de dominio estuarino (E1, E2 y E3) que tienen patrón de apilamiento retrogradante (fining upward). De esta manera el paso entre facies continentales proximales y estuarinas distales, adopta el valor de superficie de máxima regresión MRS₄, preservado por el cortejo transgresivo TST₄. Sobre este periodo retrogradante, se establecen elementos arquitecturales deltaicos (D1, D2 y D3 y A2), que muestran un cambio visible en las condiciones de sedimentación, debido al patrón progradante de esta sucesión que terminan con canales fluviales de baja energía desarrolladas dentro de un cortejo de regresión normal HST₄. La superficie que restringe el final de la transgresión, para dar paso a un contexto durante HST₄, adquiere el valor de superficie de máxima inundación MFS₄.

A partir de este punto en la sección estratigráfica Inambari, se observa un intervalo con un comportamiento diferente en la clasificación de secuencias (ver figura 41). Este cambio está relacionado con las tasas de sedimentación y variaciones del nivel de base. El modelo T-R propuesto por Johnson y Murphy (1984); Embry y Johannessen (1992); donde la superficie de máxima regresión MRS delimita una secuencia, se acomoda mejor a esta parte de la columna (ver figura 39 y 40).

De esta manera, el último cortejo regresivo HST₄, es cubierto por asociaciones de facies E1, E2 y E3; que muestran un patrón de apilamiento retrogradante, representando un cortejo de transgresión marina TST₅. El límite entre las series de la última regresión y las facies estuarinas, adquiere el valor de una superficie de máxima regresión (según el modelo T-R). Una característica importante dentro de este cortejo transgresivo es la presencia de un estrato de toba volcánica retrabajada (litofacies T, en la tabla 1), etiquetada en la columna como TOBA 1 (ver figura 41).

Al término de la última transgresión, la sucesión continúa con elementos arquitecturales D1, D2, D3, A2 y A3, que muestra un apilamiento progradante, donde se tiene una relación proximal sobre distal de estas series fluvio-deltaicas, caracterizadas dentro de un cortejo de regresivo RST_(HST5).

Los depósitos proximales de la última regresión normal, pasan en seguida a un sistema estuarino de gran espesor, con elementos arquitecturales E1, E2 y E3; organizados con un patrón de apilamiento estrato decreciente (fining upward), correspondiendo a un cortejo transgresivo TST₆. La transición entre estos ambientes fluvio-deltaicos y estuarinos es restringida por una superficie que adquiere el valor de superficie de máxima regresión MRS₅, que marca el final del cortejo regresivo. La sucesión continúa con el desarrollo de asociaciones de facies D1, D3, P, A2 y A3 con patrones progradantes y agradantes que son frecuentes en sistemas deltaicos con importantes tasas de sedimentación, caracterizando un cortejo regresivo

$RST_{(HST6)}$. Por consiguiente, el límite entre los cortejos transgresivos y regresivos adquiere el valor de superficie de máxima inundación MFS_6 . Una característica adicional dentro cortejo regresivo $RST_{(HST6)}$, es la presencia de otro estrato de toba volcánica, ubicado entre canales y llanuras de baja energía con influencia tidal, etiquetada en la columna como TOBA 2.

La clasificación en función del modelo de secuencia T-R, abarca hasta este último cortejo sedimentario. Por consiguiente, desde este punto hasta el final de la columna se volverá a utilizar el modelo de secuencia IV (ver figura 41).

De esta manera, luego de la zona con cobertura vegetal. La sucesión reinicia con la ocurrencia elementos arquitecturales de barras de desembocadura deltaica (D3), cubiertas por canales fluviales de alta energía (A2) y llanuras de inundación (A3), estableciendo una relación proximal sobre distal, traduciendo este entorno, en una progradación del sistema deltaico durante un cortejo de regresión normal HST_7 . Al tope de este cortejo regresivo se encontró un nivel erosivo resaltante, sobre el cual se establecieron canales fluviales (A2) de alta energía y llanuras de inundación (A3) que se encuentran amalgamados, correspondiendo a los depósitos de un cortejo regresivo LST_8 con un patrón agradante relacionados con la subida del nivel de base. La superficie que delimita la transición entre las series deltaicas progradantes y ambientes continentales, obtiene el valor de una superficie de erosión subaérea SU_7 .

Por encima de estas series continentales de la regresión normal LST_8 se establecen asociaciones de facies tidales E1, E2 y E3; con un patrón de apilamiento retrogradante, evidenciando claramente un cortejo transgresivo TST_8 . Dentro de este intervalo transgresivo se encontró nuevamente un estrato de toba volcánica retrabajada, etiquetada como TOBA 3 dentro de la sección Inambari (ver figura 41). En la parte superior de este último sistema transgresivo, se observa una superficie erosiva resaltante, sobre el cual aparecen canales fluviales de alta energía (A2) y algunos canales con influencia tidal (D1) que se desarrollaron dentro de un cortejo de regresión normal LST_8 , desarrollada durante el inicio de la subida del

nivel de base. Por consiguiente, se tiene que la presencia del nivel erosivo basal de este intervalo, cubierto por depósitos continentales, adquiere el valor de una superficie de erosión subaérea SU_8 que representa un cortejo de regresión forzada.

Los elementos arquitecturales que siguen la sucesión, son series de dominio estuarino (E1 y E2) y depósitos continentales (A2 y A3), que exhibían un comportamiento repetitivo, donde los canales estuarinos de baja energía se posicionan sobre canales fluviales de alta energía, reflejando una relación distal sobre proximal (E2/A2) que caracterizan un cortejo transgresivo TST_9 . A este último sistema transgresivo le sobreyace asociaciones de facies fluvio-deltaicas D1, D3, A2 y A3 progradantes, depositados durante un cortejo regresivo HST_9 . Por tal razón la transición entre ambientes estuarinos y fluvio-deltaico, es clasificado como una superficie de máxima inundación MFS_9 . En la parte final de esta última regresión, se encontró una superficie de erosión subaérea SU_9 que adquiere este valor, porque son cubiertos por depósitos continentales de alta energía (A1, A2 y A3), con un patrón apilamiento agradante que representa un cortejo de regresión normal de tipo LST_{10} . Este último periodo regresivo representa la proximalización del sistema, a causa de las elevadas tasas de aporte sedimentario, que permiten la sedimentación de estos depósitos continentales.

Finalmente, de acuerdo a la descripción de todos los cortejos sedimentarios, según los modelos IV y T-R (ver figura 39 y 40); se determinó 10 secuencias que representan ciclos importantes durante la sedimentación de las series Neógenas, mostrando una sedimentación en general, de un ambiente de transición siliciclástico, dentro de la columna Inambari (ver figura 41).

Figura 41 Columna estratigráfica Inambari

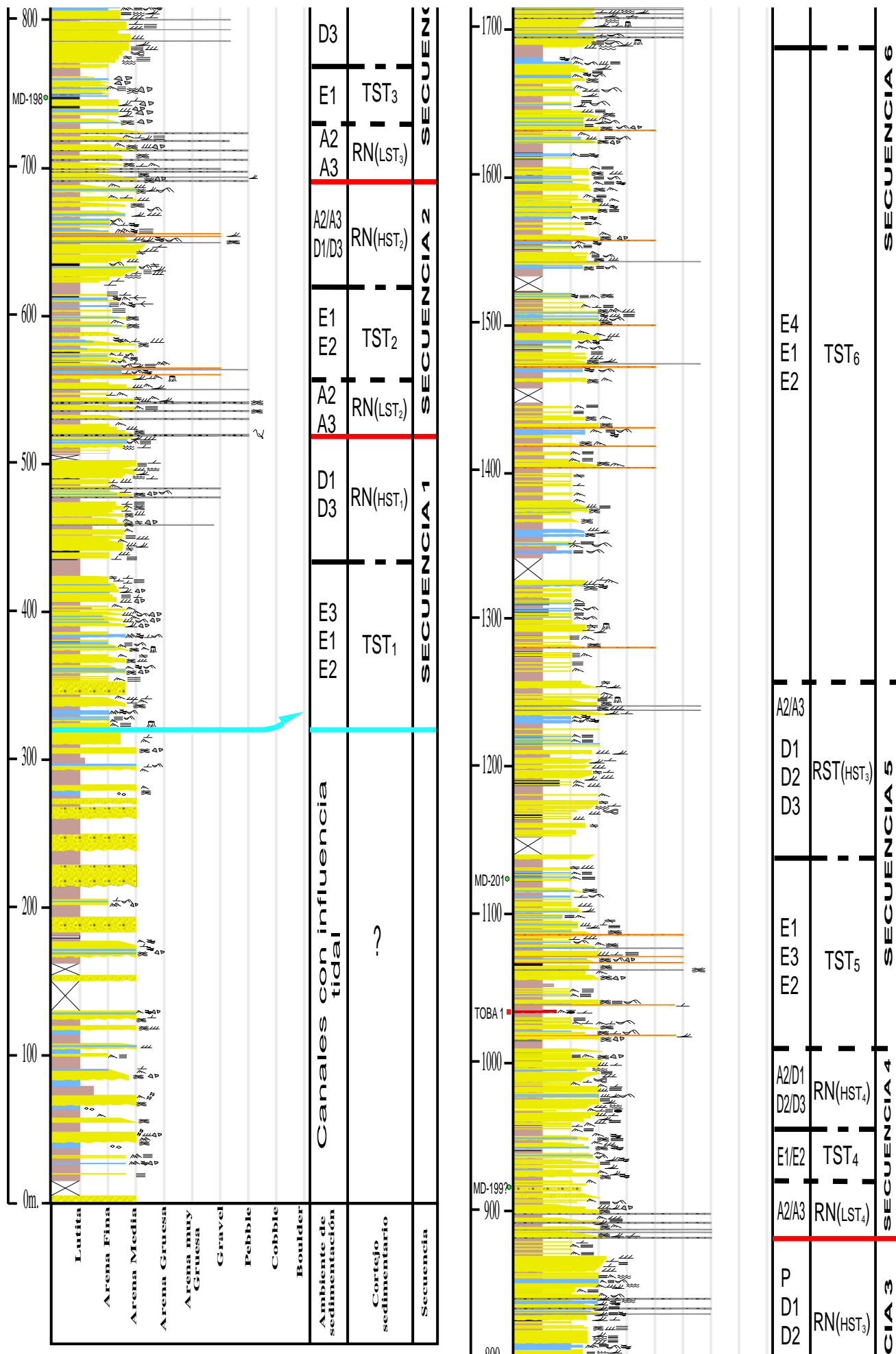


Figura 41. 1/3 Muestra la columna estratigráfica interpretada (Fuente: elaboración propia)

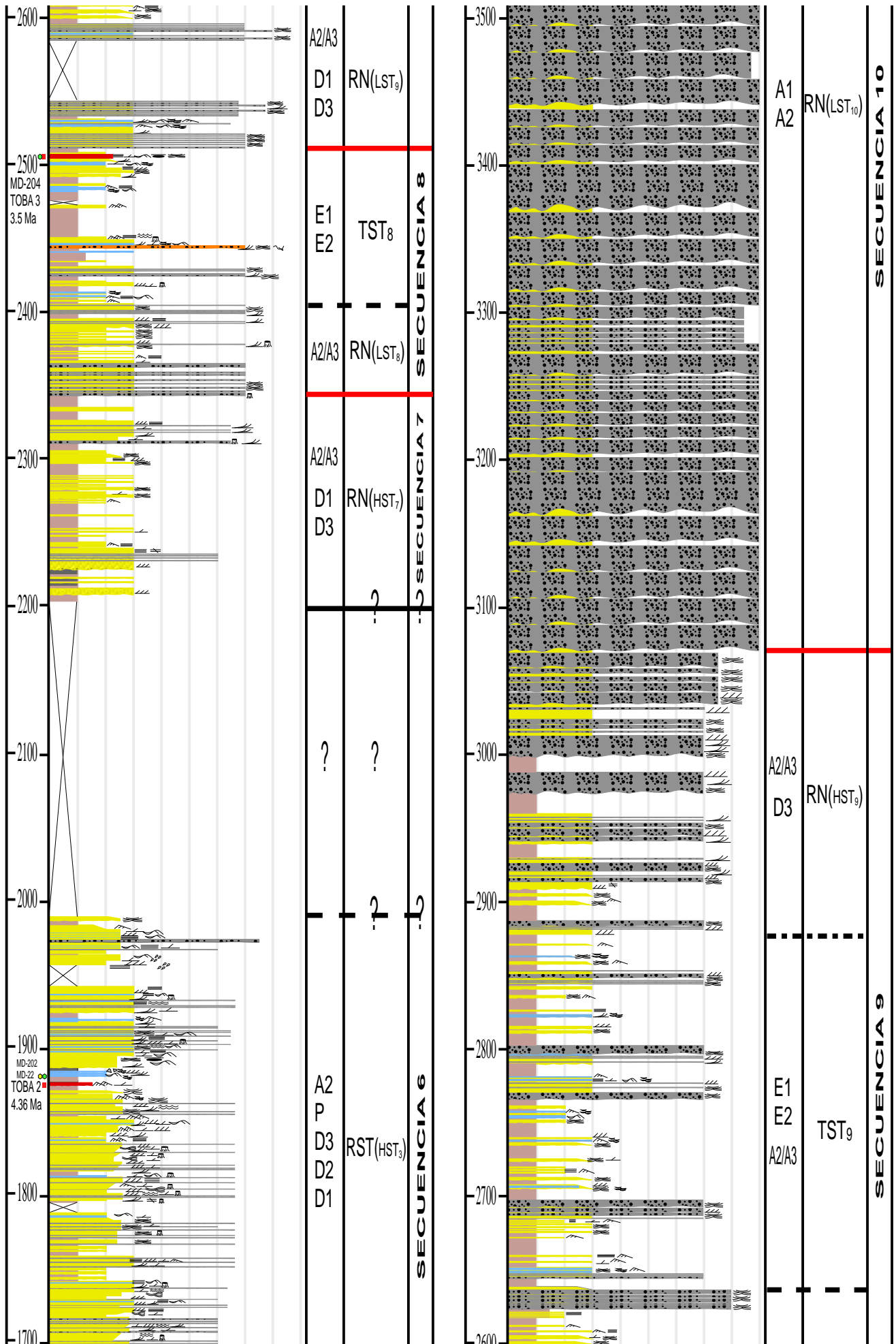
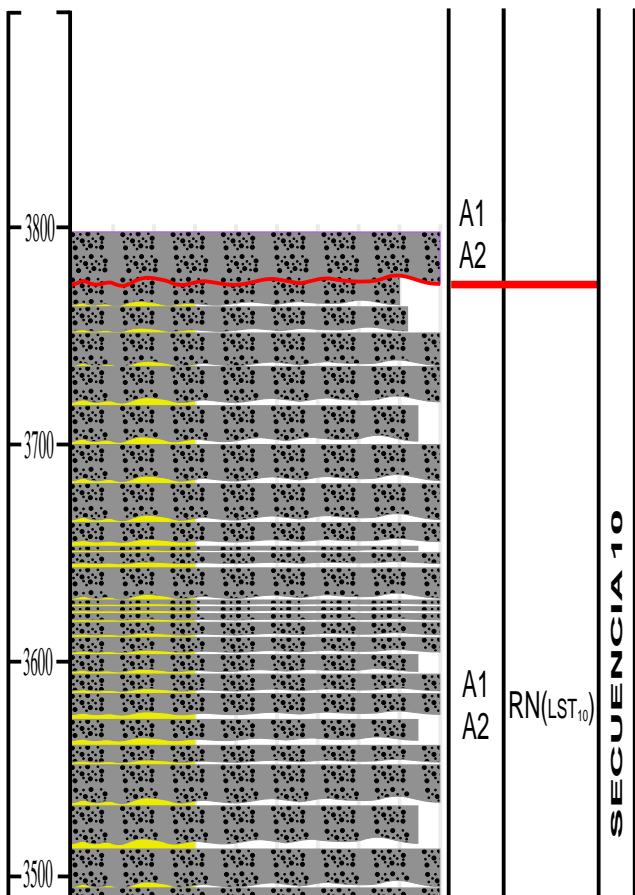


Figura 41. 2/3 Muestra la columna estratigráfica interpretada (Fuente: elaboración propia)



LEYENDA

Litología dominante

- Lutitas
- Areniscas
- Areniscas con influencia tidal
- Conglomerado
- Conglomerado con clastos de arcilla
- Toba volcánica

SIMBOLOGÍA

Estructuras sedimentarias

- Masivo
- Laminción horizontal
- Laminación cruzada planar
- Laminación cruzada planar de bajo ángulo
- Herringbone cross bedding (bidireccional)
- Hummocky cross bedding
- Laminación en artesas
- Swaley cross bedding
- Ripple lamination
- Climbing ripples
- Wave ripple cross lamination
- Flaser lamination
- Heterolithic lamination
- Lenticular lamination
- Wavy lamination
- Ball and pillow
- Laminación cruzada tangencial
- Clastos blandos

Fósiles

- Restos de troncos

Cortejos sedimentarios

- TST** Transgressive system track
- HST** Highstand system track
- FSST** Falling stage system track
- LST** Lowstand system track

Límite de cortejo

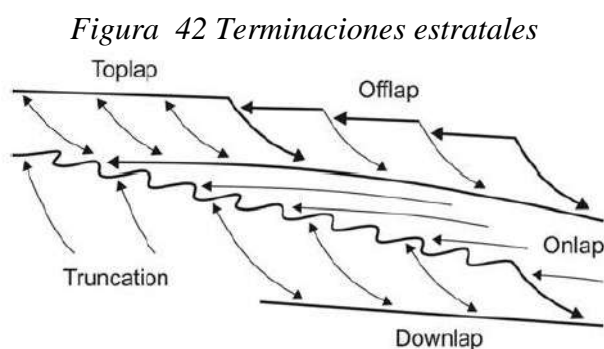
- BSFR
- MFS
- MRS
- SU - CC

Figura 41. 3/3 Muestra la columna estratigráfica interpretada (Fuente: elaboración propia)

4.2.2 Interpretación de estratigrafía secuencial en la sísmica

Las imágenes sísmicas revolucionaron la interpretación geológica, siendo mayormente utilizada en el estudio de cuencas sedimentarias. Por tal razón en este trabajo de tesis, se logró obtener la información sísmica en profundidad de la cuenca Madre de Dios solicitada a Perupetro. Estas secciones sísmicas permitieron visualizar el relleno sedimentario Neógeno en el sinclinal de Punquiri para realizar el análisis en términos de estratigrafía secuencial. La imagen sísmica utilizada para este propósito fue la línea 97MCT-109 (ver figura 26), porque tiene mejor calidad de imagen y mayor continuidad de los reflectores sísmicos, permitiendo clasificar mejor la sucesión de cortejos sedimentarios y superficies, utilizando la terminología del modelo de secuencia IV (ver figura 21 y 39).

El criterio principal para utilizar el enfoque de estratigrafía secuencial en líneas sísmicas, es conocida como terminaciones estratales. Definidas por (Catuneanu, 2022), como la relación geométrica entre los estratos y la superficie estratigráfica en la cual terminan. Existen 5 tipos de terminaciones estratales conocidas como: truncation, toplap, onlap, downlap y offlap. Esto significa que para validar una superficie estratigrafía importante, se tiene que identificar terminaciones estratales que ayudaran a diagnosticar cortejos sedimentarios. Por ejemplo, el onlap indica la subida de nivel de base, durante un LST o TST, el offlap es diagnóstico de la regresión forzada y el downlap asociada normalmente a regresión normal y forzada (figura 42).



Fuente: modificado de Catuneanu (2022)

Figura 42. Representa los diferentes tipos de terminaciones estratales, utilizadas para definir superficies estratigráficas y por lo tanto cortejos sedimentarios.

4.2.2.1 Estratigrafía secuencial de la línea 97MCT-109 (figura 43):

En la parte basal del sinclinal de Punquiri, se pueden observar reflectores sísmicos bien resaltantes, correspondientes a los depósitos Paleógenos. Este substrato pre-Neógeno está bien cartografiado en todas las secciones sísmicas que están hacia el norte y sur de la línea 97MCT-109.

El análisis de estratigrafía secuencial, fue desarrollado solo en las series Neógenas del sinclinal de Punquiri. Bajo esta premisa, los primeros reflectores sísmicos que se encontraron, fueron identificados como onlaps que representan la subida del nivel de base que corresponden a depósitos del cortejo de sistema transgresivo TST_1 , están apilados sobre una superficie marcada que adquiere el valor de superficie de máxima regresión MRS_1 . Sobre esta transgresión, los siguientes reflectores sísmicos exhiben un patrón con geometría progradante y terminaciones estratales tipo downlaps que son característicos de un cortejo de regresión normal de tipo HST_1 . De esta manera se establece que la superficie que divide los cortejos transgresivos y regresivos adquiere el valor de una superficie de máxima inundación MFS_1 . El cortejo HST_1 está restringido al tope por una superficie basal de regresión forzada $BSFR_1$; sobre el cual se superponen reflectores sísmicos en downlaps y geometrías de lóbulos que caracterizaran los depósitos distales de regresión forzada $FSST_1$. La superficie que restringe el $FSST_1$ corresponde a una superficie de correlación conforme CC_1 . Todos los cortejos descritos de esta primera secuencia, tiene continuidad dentro de todo el sinclinal.

La sucesión estratigráfica continúa con depósitos de geometría progradante que terminan en downlaps sobre la CC_1 , reflejando un periodo de regresión normal de tipo LST_2 asociada al inicio de la subida del nivel de base. Los depósitos siguientes son esta influenciados por la presencia de onlaps, desarrolladas durante una etapa transgresiva TST_2 . Motivo por el cual la superficie que divide la regresión normal y la transgresión adquiere el valor de una superficie de máxima regresión MSR_2 . La transición al siguiente cortejo, esta

influenciada por la presencia de un apilamiento agradante y terminaciones estratales downlaps, ubicando estos depósitos dentro de un sistema de regresión normal HST₂. El límite entre cortejos de trasgresión y regresión normal adquiere el valor de una superficie de máxima inundación MFS₂. La regresión normal HST₂ es limitado al tope por una superficie basal de regresión forzada BSFR₂. La extensión de estos 3 últimos cortejos, se suscribe al flanco oriental y centro del pliegue Punquiri, siendo selladas por el cortejo de caída de nivel de base FSST₂ junto a la superficie CC₂ que la recubre. La extensión de este cortejo de regresión forzada se da a lo largo de todo el sinclinal hasta superponerse a las series distales del FSST₁ (ver figura 43).

La presencia de onlaps contra la superficie de regresión forzada CC₂, mostrando un patrón de apilamiento retrogradante, determinan el cortejo transgresivo TST₃. Este cortejo está limitado en la parte inferior por la superficie compuesta de CC₂ + TRS₃ + CC₂, que significa que la superficie de erosión marina (transgressive ravinemen Surface) fue importante, provocando la erosión de las series que se encuentran por debajo, generando un depósito de haeling phase. En la parte superior el límite transgresivo se ubica la superficie de máxima inundación MFS₃; sobre la cual se depositó un delgado cortejo de regresión normal HST₃, limitado al tope por un BSFR₃ que marca el final de la regresión normal y el inicio del cortejo de caída de nivel base FSST₃, limitada por una superficie de conformidad correlativa CC₃. Esta superficie de regresión forzada muestra una geometría resaltante, debido a la parte erosiva que se pone en contacto con el cortejo HST₃, vinculada a la erosión de flujos de gravedad subacuáticos que ocurren normalmente en sistemas de regresión forzada, originando flujos caóticos en dirección transversal y longitudinal a la línea sísmica que se cortan entre ellas durante el FSST₃, evidenciando zonas de erosión y sedimentación.

El cortejo que continua la sucesión es caracterizada por downlaps y onlaps sobre la superficie CC₃, relacionadas con la subida del nivel de base, constituyen un cortejo de regresión

normal LST₄, limitado en la parte superior por la superficie de máxima regresión MRS₄, dando paso a los depósitos de cortejo transgresivo TST₄, con reflectores sísmicos en onlaps sobre la superficie regresiva subyacente. Este periodo transgresivo es limitado al tope por una superficie de máxima inundación MFS₄; sobre el cual, se establecen los downlaps de la regresión normal HST₄ que está restringida en la parte superior por la superficie basal de regresión forzada BSFR₄. Por último, para completar la cuarta secuencia, se identificó el cortejo de regresión forzada FSST₄ que está por debajo de la superficie CC₄, las series de este cortejo están relacionados con la ocurrencia de depósitos de gravedad (debris Flow) ocasionados durante la caída del nivel de base. Todos los cortejos de la secuencia 4 tienen gran espesor y extensión en el sinclinal de Punquiri.

El desarrollo de un cortejo regresivo LST₅, muestra el inicio de la subida del nivel de base, siendo coronada al tope por la superficie de máxima regresión MRS₅ que restringe el paso al cortejo transgresivo TST₅, donde la rápida subida del nivel de base es importante durante este periodo que termina con la superficie de máxima inundación MFS₅; siendo revestida por depósitos distales de la regresión normal de tipo HST₅ limitado al tope por un BSFR₅. Por encima, se encuentra el cortejo de regresión forzada FSST₅ sellado por una superficie de conformidad correlativa CC₅; estableciendo el final de la secuencia 5. El espesor de estos cortejos sedimentarios disminuye, pero su extensión fue cartografiada en todo el pliegue.

Los reflectores sísmicos con downlaps sobre la superficie de regresión forzada, indican un cortejo de regresión normal LST₆ que es restringido en la parte superior por la superficie de máxima regresión MSR₆, simbolizando el final de la regresión y el inicio de un periodo transgresivo TST₆ debido a la rápida subida del nivel de base representada por terminaciones de tipo onlaps, esta etapa esta recubierto por la superficie de máxima inundación MFS₆. Al término del periodo transgresivo, se establece un cortejo sedimentario de regresión normal de tipo HST₆ que junto a la superficie BSFR₆, definen este último estadio de subida de nivel de

base y sedimentación positiva en la cuenca. El periodo de caída de nivel de base que sigue a continuación, está evidenciado por el cortejo FSST₆, limitado al tope por una conformidad correlativa CC₆ que tiene nuevamente una geometría diferente, porque hay parte que muestra la erosión del cortejo subyacente (HST₆) sobre el cual se establece la superficie CC₆; esta característica está vinculado a flujos de gravedad subacuáticos en dirección transversal y longitudinal a línea sísmica, que se cortan entre ellos durante el FSST₆, originando zonas de erosión y sedimentación. Los cortejos de esta secuencia a excepción del TST₆, muestran gran extensión dentro de todo el sinclinal.

Sobre la regresión forzada se deposita la regresión normal LST₇. Este cortejo es recubierto por la superficie de máxima regresión MRS₇, debido a la presencia de depósitos con terminaciones estratales de tipo onlaps, relacionados con la subida del nivel de base dentro de un sistema transgresivo TST₇. El final de la transgresión es restringido por la superficie de máxima inundación MFS₇, que adquiere este valor por el desarrollo el cortejo de regresión normal HST₇ con terminaciones estratales en downlaps sobre la superficie de máxima inundación. El final de esta séptima secuencia, está constituida por el cortejo FSST₇ que representa el periodo de caída del nivel de base, limitado en la parte inferior por el BSFR₇ y la parte superior por el CC₇ que muestra el final de un ciclo completo de secuencia.

Tras el cortejo de caída de nivel de base, el ciclo inicia nuevamente con la regresión normal LST₈, recubierto por una superficie de máxima regresión MRS₈, sobre el cual se apilan terminaciones estratales de tipo onlap que corresponde al sistema de transgresión TST₈. Al final de la transgresión se establece la superficie de máxima inundación MFS₈; debido al apilamiento a las terminaciones estratales del cortejo de regresión normal HST₈. Por encima de los depósitos de regresión normal, establece el sistema de regresión forzada FSST₈ que refleja la etapa de caída de nivel de base, conformadas por depósitos distales por gravedad.

Este intervalo de regresión forzada tiene como límite inferior la superficie BSFR₈ y la superficie de conformidad correlativa CC₈ en la parte superior de este cortejo.

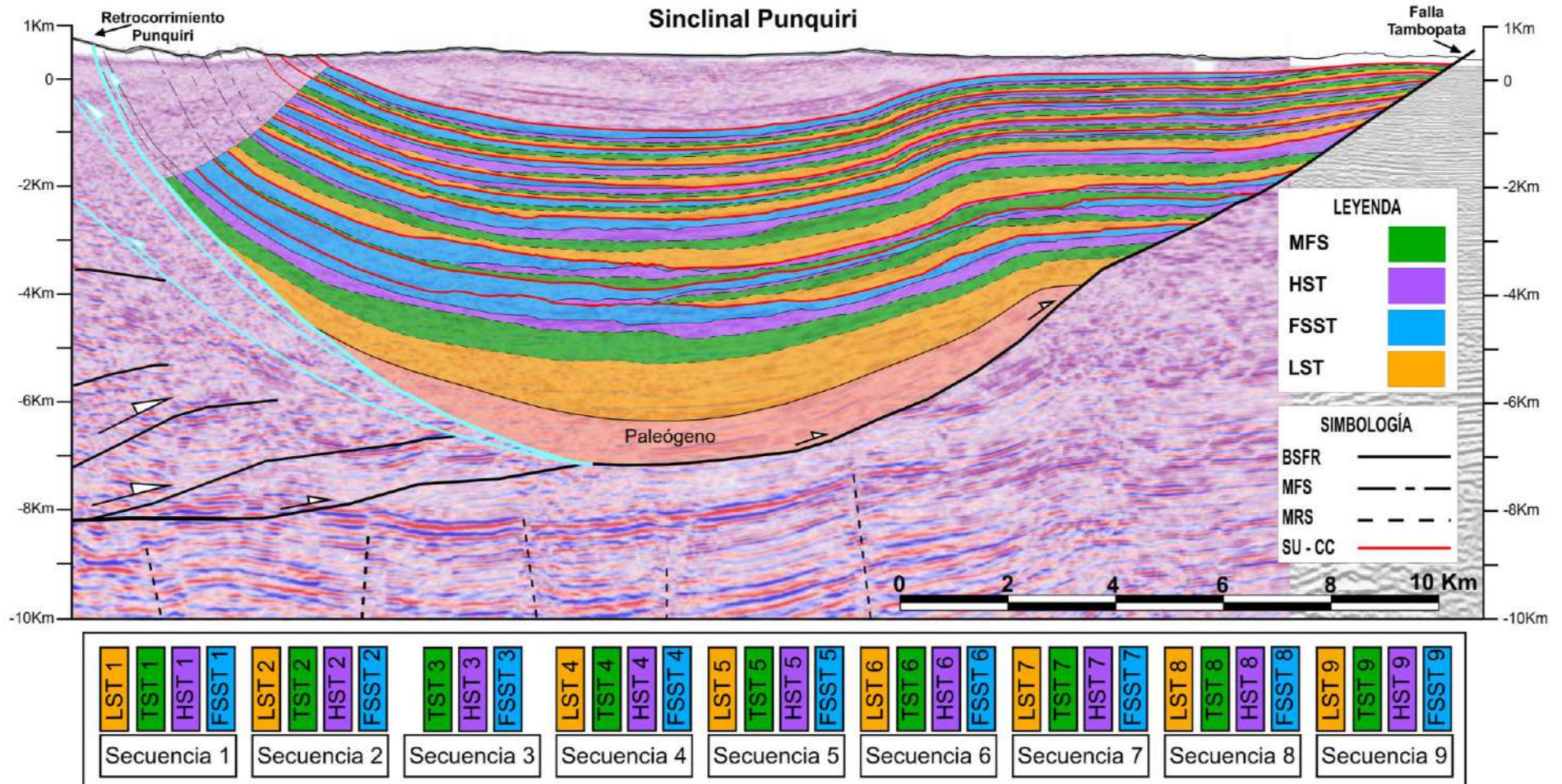
Finalmente, los últimos cortejos sedimentarios que definen la secuencia 9, inicia con un cortejo de regresión normal LST₉, seguido de un cortejo transgresivo TST₉ con terminaciones estratales tipo onlaps. El límite entre estos dos primeros cortejos adquiere el valor de superficie de máxima regresión MRS₉. El desarrollo de depósitos de la regresión normal HST₉, ayudan a establecer la superficie de máxima inundaciones MFS₉ al final del cortejo transgresivo. El ultimo cortejo de esta secuencia está caracterizada por un periodo de regresión forzada FSST₉ que se establece durante la caída del nivel de base, por ende, la superficie que la limita en la parte superior corresponde a un CC₉ que remarca el final de este periodo. Los cortejos sedimentarios de esta secuencia tienen gran extensión y poco espesor dentro del sinclinal Punquiri.

4.2.3 Correlación estratigráfica (columna de campo – sísmica)

La interpretación de la columna estratigráfica Inambari y el registro sísmico mob-97-109 en términos de estratigrafía secuencial, permitió la caracterización de cortejos sedimentarios y secuencias. Con esta información se realizó una correlación de datos, para establecer cortejos sedimentarios y superficies importantes que se desarrollaron a escala del sinclinal del Punquiri.

Para este proceso, primero se generó 4 secciones estratigráficas sintéticas en la interpretación sísmica, respetando la escala vertical de los cortejos sedimentarios y las superficies que las limitan. Luego se ubicó en orden la columna de campo Inambari y las columnas sintéticas de la interpretación sísmica, bajo una misma escala vertical y horizontal para tener una mejor visión de la extensión de los cortejos sedimentarios. De esta manera se creó un perfil con orientación suroeste – noreste.

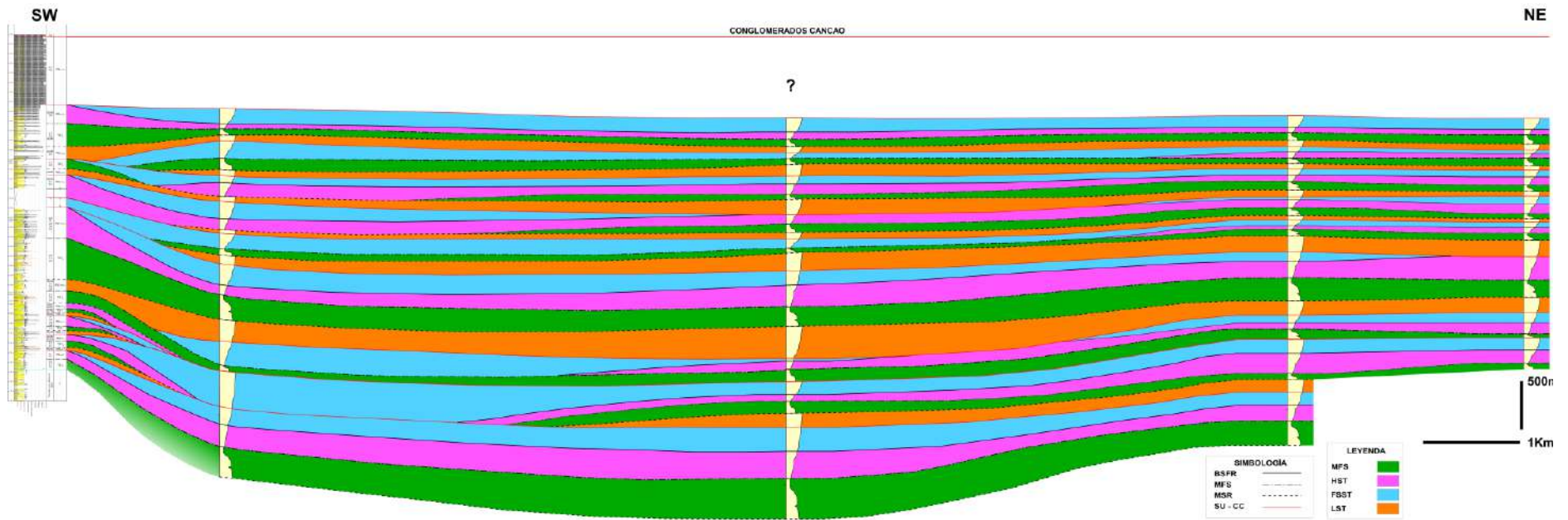
Figura 43 Interpretación sísmica en términos de estratigrafía secuencial.



Fuente: elaboración propia

Figura 43. Interpretación en términos de estratigrafía secuencial de la línea sísmica 97MCT-109. Se observa los cortejos sedimentarios y las superficies estratigráficas que las limitan, para ser agrupadas en unas secuencias en un orden de mayor escala. El inicio del flanco occidental solo muestra la continuación de las superficies que fueron correlacionadas con la interpretadas de la columna estratigráfica Inambari.

Figura 44 Correlación estratigráfica (columna de campo – sísmica)



Fuente: elaboración propia

Figura 44. Muestra la correlación de los cortejos sedimentarios y superficies que se reconocen en la sección estratigráfica de campo y la interpretación sísmica. Se puede ver la correlación de cortejos transgresivos, de regresión normal y regresión forzada a lo largo de todo el sinclinal de Punquiri.

De esta forma, se logró correlacionar cortejos de regresión normal (LST y HST), transgresión (TST) y regresión forzada (FSST); acompañadas de superficies de máxima inundación MFS, superficies de máxima regresión MRS y superficies de caída de nivel de base SU-CC (ver figura 44). Este análisis también muestra que algunos cortejos sedimentarios no ocurren a nivel de todo el sinclinal, debido a que lateralmente se pierden y terminan sobre superficies y cortejos que tienen un desarrollo más importante (ver figura 44). Determinando que los bordes del sinclinal dependen de los momentos de carga y descarga que establecen zonas de aporte opuestos.

A partir de las superficies correlacionadas, el siguiente paso consistía en extrapolar esta información a las otras líneas sísmicas que se encuentran dentro del área del sinclinal de Punquiri (ver figura 48). Para lo cual se utilizó un modelo de elevación digital (imagen DEM) e imágenes satelitales, permitiendo mapear estas superficies utilizando el criterio de la regla de las Vs.

4.3 Estilo de deformación estructural y geometría del sinclinal Punquiri

Con el objetivo conocer el estilo de deformación estructural y la geometría del sinclinal de Punquiri fue necesario un análisis detallado de los datos de superficie y subsuelo (líneas sísmicas en profundidad), permitiendo la construcción de cortes geológicos que muestren de manera coherente la estructuración del sinclinal.

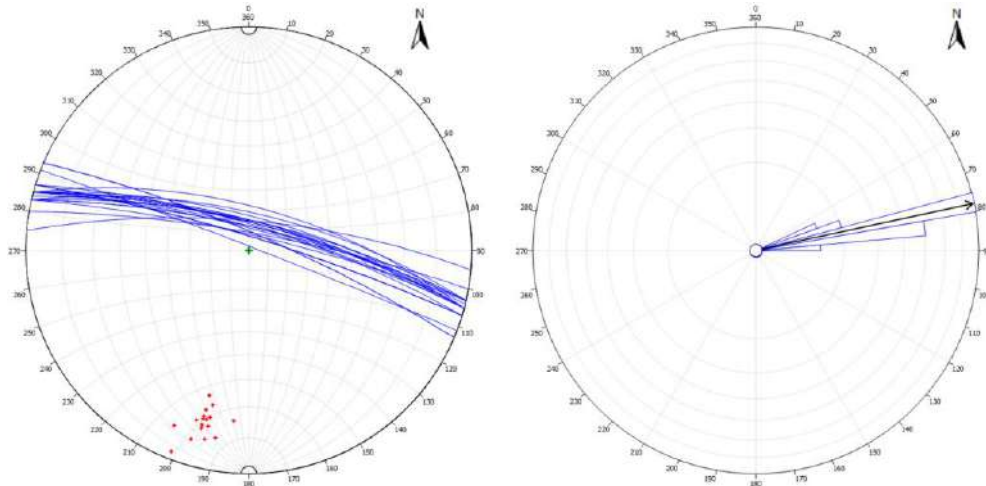
4.3.1 Datos estructurales de campo

Durante las campañas de campo realizadas a las orillas del río Inambari cerca del centro poblado de Mazuko, se recopiló información estructural importante que ayudara en la construcción e interpretación de secciones geológicas. Registrando los siguientes tipos de datos:

Rumbo y buzamiento de capas: dentro de este tipo de datos, se encontraron medidas de afloramientos que corresponden al flanco occidental del sinclinal de Punquiri. Tal como se

puede ver en la figura 45, donde la tendencia general del rumbo es noroeste – sureste con buzamientos que varían entre 75° - 85° al noreste.

Figura 45 Proyección estereográfica de estratos del flanco occidental del sinclinal



Fuente: elaboración propia

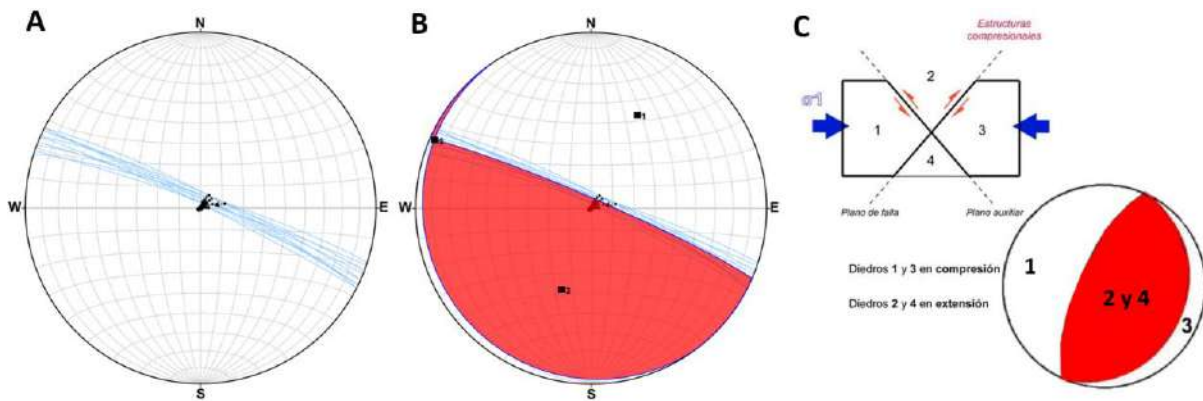
Figura 45. Muestra gráficos de proyección estereográfica (izquierda) donde se puede observar las medidas de rumbo y buzamiento de las capas, los puntos rojos representan los polos de las capas. El diagrama de rosas (derecha) representa tendencia de buzamiento de los estratos Neógenos del sinclinal.

Falla inversa: A lo largo de los afloramientos Neógenos en el río Inambari, se identificó la única zona deformada influenciada por la presencia de una falla inversa importante con rumbo $N297^{\circ}$ y buzamiento 83° NE; con coordenadas UTM: N8548024 - E346254. La figura 46, muestra la proyección estereográfica graficada a partir del datum de la falla (rumbo y buzamiento del plano de falla y cabeceo de las estrías), revisar anexo 1.

Esta falla inversa de alto ángulo con vergencia al oeste fue determinante dentro de nuestra recolección de datos, porque a partir de este punto se realizó el levantamiento de la columna estratigráfica Inambari de manera continua (ver figura 41). A si mismo su influencia se verá reflejado dentro de la construcción de las secciones geológicas.

El análisis estereográfico realizado con los datos de la falla inversa encontrada en campo, muestra su representación a través de los diedros rectos, donde se determina que la orientación de la compresión máxima tiene una orientación de suroeste a noreste durante su desarrollo (ver figura 46).

Figura 46 Análisis estereográfico del retrocorrimiento Punquiri



Fuente: elaboración propia

Figura 46. Proyección estereográfica de la falla inversa. 46A muestra la proyección estereográfica del datum de una falla. 46B muestra la configuración de diedros rectos de la falla inversa, los diedros en extensión pintados de color rojo y los diedros en compresión no presentan color. 46C muestra el modelo teórico de una falla inversa según el modelo de Anderson. Las proyecciones estereográficas fueron realizadas en el programa libre Faulkin.

Figura 47 Retrocorrimiento Punquiri

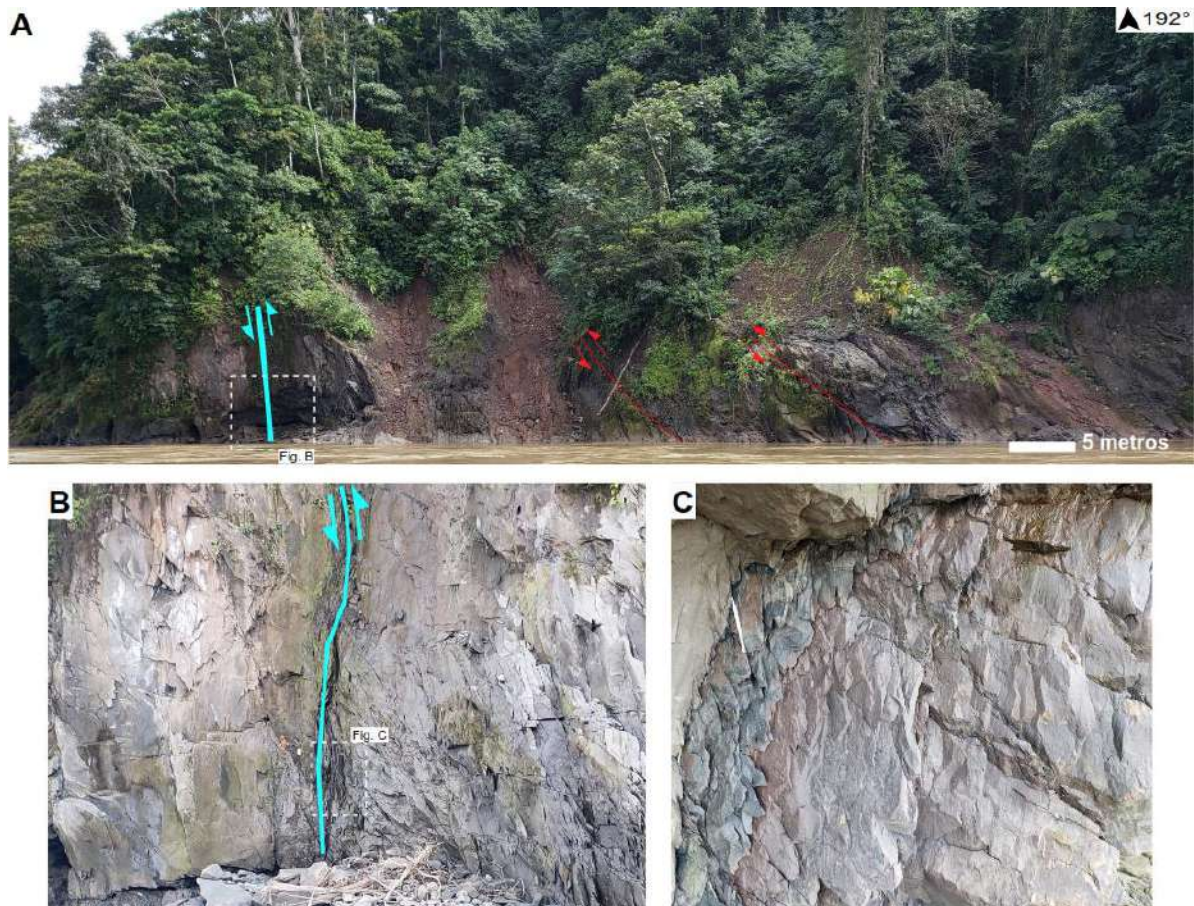


Figura 47. Muestra la falla inversa de alto ángulo encontrada en campo (color celeste). Foto 47A vista panorámica que muestra la falla inversa principal, acompañada de fallas inversas secundarias (color rojo) que evidencia poco desplazamiento. La foto 47B y 47C muestran el plano de falla. Fotografías tomadas a orillas del río Inambari.

4.3.2 Interpretación estructural de secciones geológicas

Para la elaboración e interpretación de cortes geológicos se utilizó datos de superficie e imágenes sísmicas en profundidad en formato SEG-Y. La información sísmica fue proporcionada por Perupetro, a través de la solicitud realizada por la escuela profesional de ingeniería geológica de la Universidad Nacional San Antonio Abad del Cusco.

El procesamiento de toda esta información fue desarrollada, utilizando el programa de modelamiento geológico MOVE, gracias al convenio institucional entre la empresa Petroleum Expert y la escuela profesional de ingeniería geológica UNSAAC, que otorga licencias académicas de este programa para realizar trabajos de investigación.

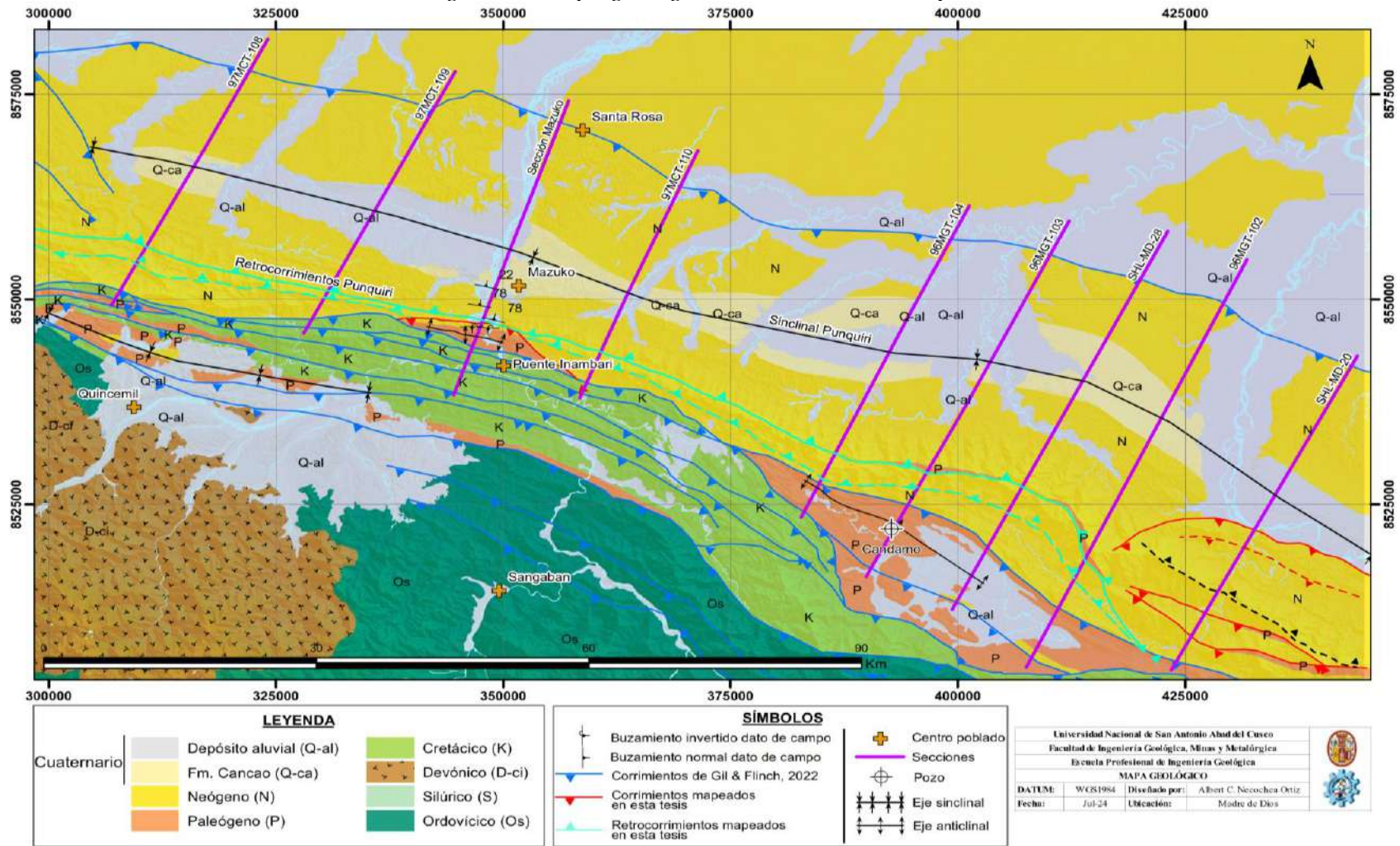
A continuación, se presentarán 9 cortes geológicas que cubren el área del sinclinal de Punquiri de noroeste a sureste; de las cuales 8 fueron realizadas con datos de superficie y líneas sísmicas y la sección restante fue elaborada utilizando solo datos de campo (esta sección pasa a lo largo del río Inambari, lugar donde se realizó los trabajos de campo). La figura 48, muestra la ubicación de las secciones geológicas.

Para uniformizar parámetros, se vio por conveniente que el relleno sedimentario del sinclinal de Punquiri en todas las secciones, este limitado por las superficies de máxima inundación (MFS) y superficies de máxima regresión (MRS), obtenidas de la interpretación estratigráfica; también fue necesario considerar la ubicación de las tobas volcánicas, debido a que todos estos datos representan líneas de tiempo que serán relevantes en el análisis de subsidencia.

4.3.2.1 Sección geológica 97MCT-108 (figura 49)

Al norte del sinclinal de Punquiri, la sección geológica 97MCT-108, con orientación noroeste – sureste, inicia con el sistema de fallas inversas con desplazamiento hacia el antepaís, que van apilando y repitiendo series Paleozoicas y Cretácicas. Estas estructuras son generadas desde zonas de despegue profundo.

Figura 48 Mapa geológico del sinclinal de Punquiri



Fuente: elaboración propia.

Figura 48. Mapa geológico del área de estudio y la ubicación de las secciones interpretadas. Para su elaboración se modificó las hojas 26u, 26v, 26x, 27u, 27v y 27x. Ver imagen en tamaño completo Anexo 5

Dentro de esta sección, la deformación de los depósitos Paleógenos y Neógenos, primero aparecen cubriendo cabalgamientos antiguos. También se identificó la presencia de una falla de gravedad que solo afecta las series Neógenas. La ocurrencia de fallas de retrocorrimiento que surgen del techo de los dúplex basales, limitan el flanco oeste del sinclinal de Punquiri, mientras que el flanco opuesto está restringido por el corrimiento Tambopata, demarcando la geometría de esta estructura.

El relleno del sinclinal, está constituido únicamente por rocas Paleógenas y Neógenas reconocidas dentro de la imagen sísmica. Sin embargo, se puede ver que la información sísmica solo muestra el relleno del flanco oeste. Por tal razón, se tuvo que reconstruir la parte faltante, en función de las tendencias de los reflectores sísmicos y la ubicación de falla Tambopata, para visualizar la configuración completa del sinclinal de Punquiri.

4.3.2.2 Sección geológica 97MCT-109 (figura 50)

La sección 97MCT-109, en la parte suroeste, inicia con el sistema de corrimientos con desplazamiento hacia el antepaís. Este estilo de deformación influenciara la distribución de las series Paleógenas y Neógenas, debido a la presencia de retrocorrimientos conectados a los dúplex basales, delimitando el flanco occidental del sinclinal de Punquiri. Mientras que el flanco oriental está restringido por el corrimiento frontal de Tambopata.

La extensión del sinclinal en esta sección, tiene un alcance horizontal de 25.2 kilómetros en superficie y una distancia vertical de 7.4 kilómetros desde la parte más profunda. El relleno sedimentario de esta estructura, puede ser visualizada en gran medida por la imagen sísmica, constituidas por rocas Paleógenas y Neógenas.

4.3.2.3 Sección geológica Mazuko (figura 51)

Esta sección fue construida únicamente con datos de superficie (datos de campo tomados en el río Inambari). El borde suroeste del perfil está constituido por series cretácicas, Paleógenas y Neógenas que aparecen de manera repetida debido a la ocurrencia de pliegues

asociados a fallas inversas. Estas estructuras también son conocidas como las escamas Inambari.

El flanco oeste del sinclinal de Punquiri, está restringido por la existencia de una falla inversa de alto ángulo que buza en dirección noreste (figura 47), a partir de esta estructura los datos de campo muestran que los estratos Neógenos aparecen de manera continua, sin estar sometidos a ningún tipo de deformación importante que vuelva a modificar su posición en esta parte del sinclinal. Por todas estas características, dentro de esta sección geológica, se considera que esta falla de campo corresponde a uno de los retrocorrimientos observado en secciones previas, restringiendo la geometría de este pliegue en el flanco oeste, mientras que el flanco opuesto es delimitado por la ocurrencia de la falla Tambopata.

El relleno sedimentario del sinclinal es considerado según la interpretación de la columna estratigráfica Inambari a partir de las superficies MFS, MRS y tobas volcánicas.

4.3.2.4 Sección geológica 97MCT-110 (figura 52)

La imagen sísmica de la sección 97MTC-110, muestra una variación en el tamaño del sinclinal Punquiri, se observa un alcance horizontal de 21.8 kilómetros en superficie y un alcance vertical máximo de 5.8 kilómetros en profundidad. Sin embargo, el estilo de deformación que lo rodea es similar a las secciones previas.

Por lo tanto, la sección se inicia en la parte suroeste con el sistema de corrimientos que se desplazan hacia el antepaís, influenciando en la distribución de depósitos Paleógenos y Neógenos. El paso hacia el noreste, muestra que estas rocas son deformadas nuevamente por la presencia de las fallas de retrocorrimiento, restringiendo el flanco occidental del sinclinal de Punquiri con estratos que tienen buzamientos subverticales. Mientras que, en el flanco opuesto de este pliegue, las capas van disminuyendo su buzamiento hasta una posición subhorizontal que están cortadas por la falla Tambopata.

Para esta sección también fue necesaria la reconstrucción del pliegue en el flanco oriental, con el objetivo de visualizar la geometría completa de esta estructura, este proceso se realizó respetando las tendencias del primer flanco junto a la posición de la falla Tambopata mapeada en superficie.

4.3.2.5 Sección geológica 96MGT-104 (figura 53)

En la parte suroeste, la sección 96MGT-104, muestra la presencia de sistemas de corrimientos con vergencia al este, que se desarrollan desde la parte basal hasta la parte superficial de la sección. Este apilamiento de fallas son los primeros en deformar las series Paleógenas y Neógenas que luego volverán a ser deformadas por la ocurrencia de retrocorrimientos. Estas fallas inversas con vergencia al oeste, delimitan la geometría del flanco occidental del sinclinal de Punquiri.

El relleno sedimentario de este pliegue, está limitado por marcadores estratigráficos como: superficies de máxima inundación, superficies de máxima de regresión y tobas volcánicas truncadas por la falla Tambopata en el flanco oriental, del sinclinal.

La geometría de esta estructura tiene un alcance horizontal de 28.5 kilómetros en superficie y un alcance vertical máximo de 7.5 kilómetros. A diferencia de la sección 97MCT-110, se puede observar un aumento en las dimensiones del pliegue Punquiri.

4.3.2.6 Sección geológica 96MGT-103 (figura 54)

Al igual que en las secciones previas, en la parte suroeste de la sección 96MGT-103, se observa la existencia del sistema de fallas inversas con desplazamiento hacia antepaís que se apilan entre ellas. La transición hacia el noreste, muestra la ocurrencia de retrocorrimientos que acomodan los depósitos Paleógenos y Neógenos, ayudando a definir la geometría del sinclinal de Punquiri en el flanco occidental. El relleno sedimentario de este pliegue está definido por superficies MFS, MRS y tobas volcánicas, que serán cortadas por la falla Tambopata al final de la sección.

La ausencia de información en el flanco oriental de esta estructura, fue reconstruida para conocer la geometría completa del sinclinal de Punquiri en esta parte del mapa (figura 48).

4.3.2.7 Sección geológica SHL-MD-28 (figura 55)

La sección SHL-MD-28, con dirección de suroeste – noreste, comienza con el sistema de corrimientos que tiene un desplazamiento hacia antepaís, distribuyendo rocas Paleógenas y Neógenas. El comportamiento de estas fallas muestra un sistema en secuencia y fuera de secuencia que se desarrollan desde zonas basales hasta superficiales en la sección.

Hacia el noreste del corte, se observa la ocurrencia de retrocorrimientos que surgen desde la parte basal del pliegue e influyen en la distribución de depósitos en el flanco occidental del sinclinal de Punquiri. Dentro del relleno sedimentario se delimitaron superficies de máxima inundación, máxima regresión y tobas volcánicas que terminan contra el corrimiento de Tambopata, delimitando el pliegue en el flanco oriental.

Para esta sección, también fue necesario realizar la reconstrucción del flanco oriental del pliegue, para conocer la geometría completa de esta estructura.

4.3.2.8 Sección geológica 96MGT-102 (figura 56)

La sección 96MGT-102, muestra una configuración similar a las secciones previas, el borde suroeste está influenciado por un complejo sistema de fallas inversas con desplazamiento hacia el antepaís.

La existencia de retrocorrimientos, influye en la posición de rocas Paleógenas y Neógenas, restringiendo el flanco occidental del sinclinal de Punquiri. El relleno sedimentario de este pliegue está delimitado por superficies MFS, MRS y tobas volcánicas que son truncadas en el flanco oriental por el corrimiento de Tambopata que surge desde la base de esta estructura.

4.3.2.9 Sección geológica SHL-MD-20 (figura 57)

Finalmente, en la parte sureste de nuestra área de trabajo (ver figura mapa), se encuentra la sección SHL-MD-20, con dirección suroeste – noreste.

Este corte, muestra en la parte inferior el desarrollo de sistemas de corrimientos con desplazamiento hacia el antepaís, limitando hacia el este, con las fallas de retrocorrimiento que empiezan a restringir la geometría del sinclinal de Punquiri. Este pliegue está compuesto por depósitos Paleógenos y Neógenos, que son cortados en el flanco oriental por el conocido corrimiento Tambopata.

Sin embargo, en la parte superior de esta sección, se observa la existencia de un sistema de cabalgamientos fuera de secuencia, que cubren el flanco occidental del pliegue de Punquiri. Esta característica solo aparece dentro de esta última sección y también puede ser visualizada en el mapa geológico (ver figura 48).

Figura 49 Sección geológica 97MCT-108

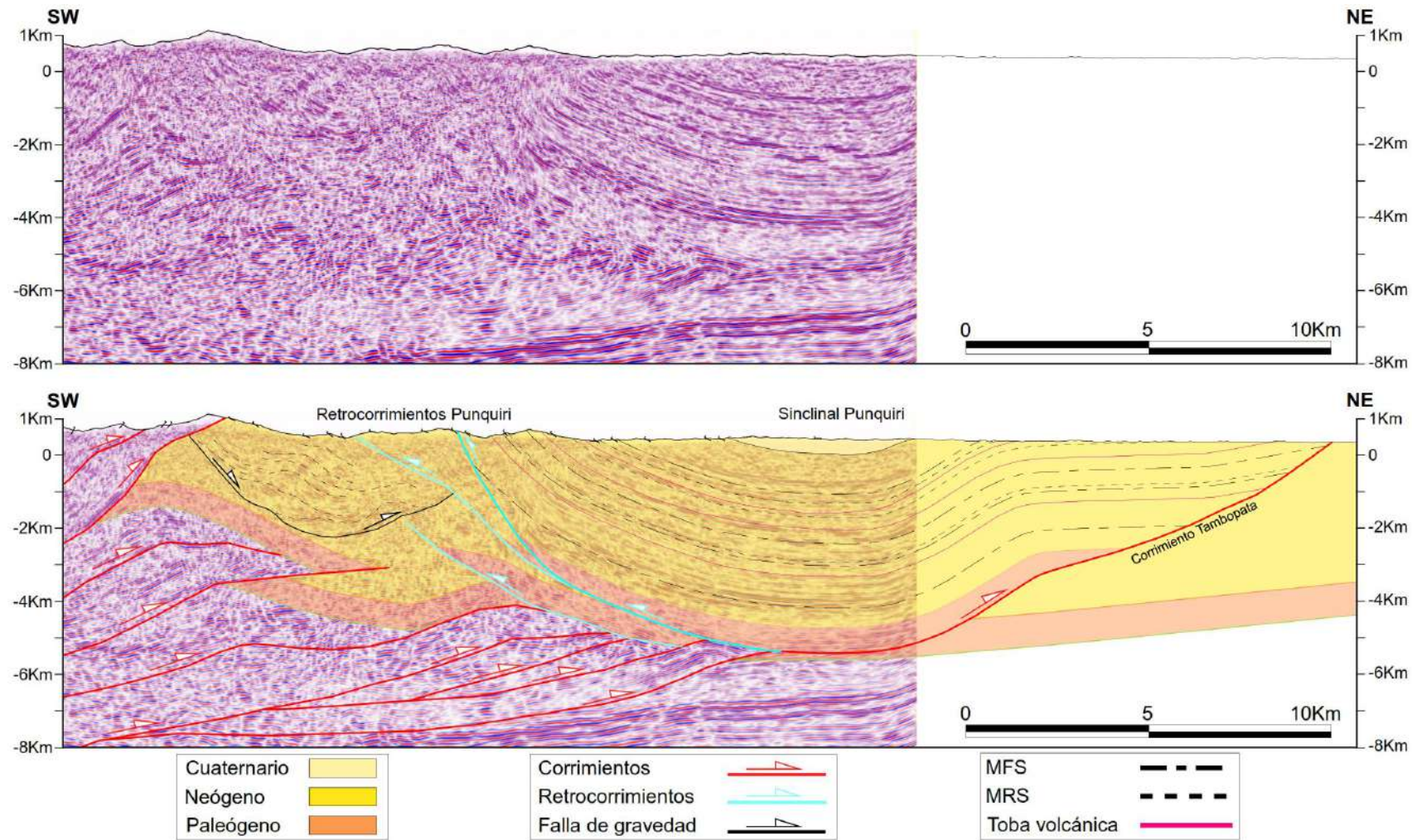


Figura 49. Muestra la interpretación de la sección 97MCT-108. La imagen en la parte superior muestra la misma línea sísmica sin interpretar.

Figura 50 Sección geológica 97MCT-109

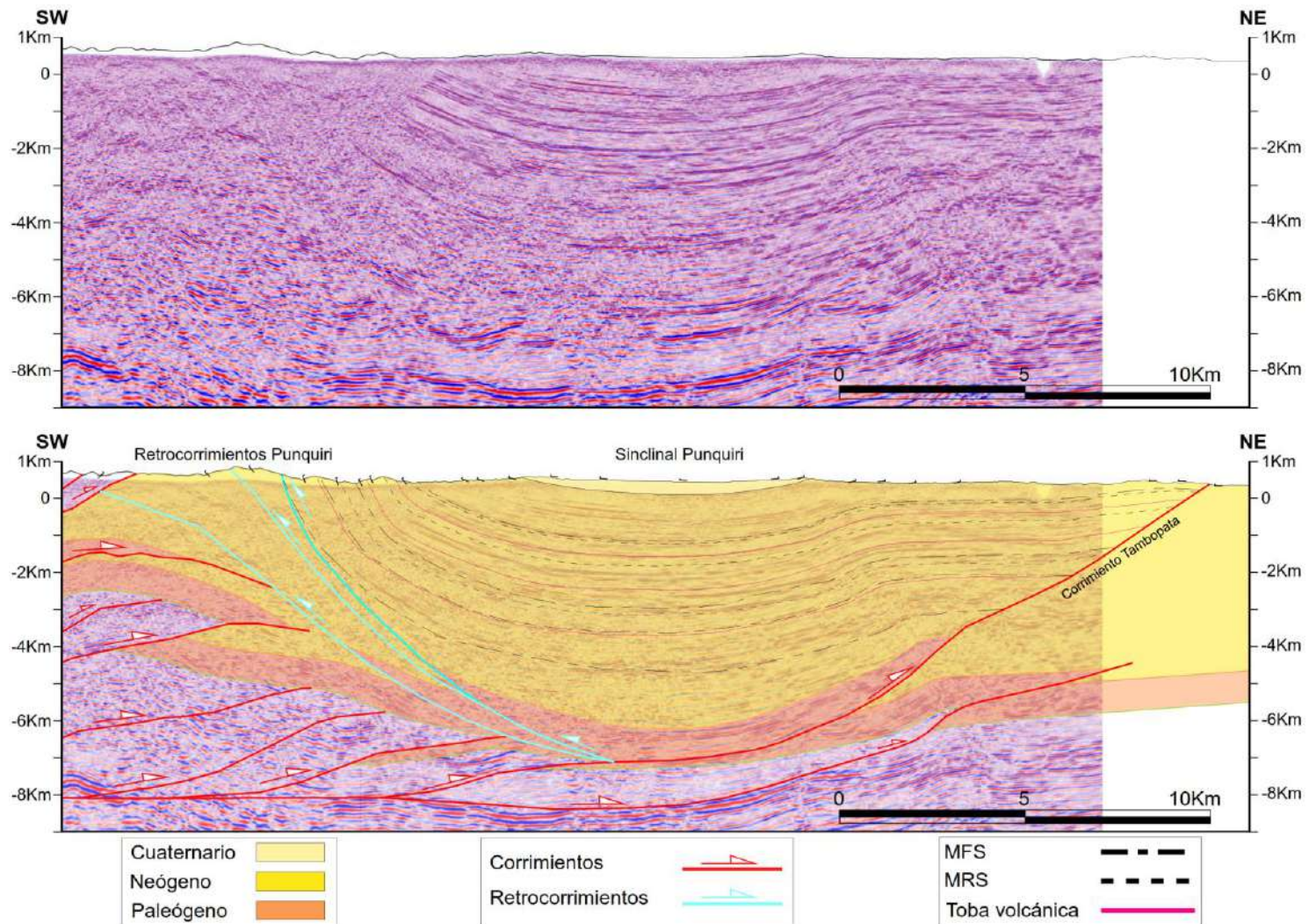


Figura 50. Muestra la interpretación de la sección 97MCT-109. La imagen en la parte superior muestra la misma línea sísmica sin interpretar.

Figura 51 Sección geológica Mazuko

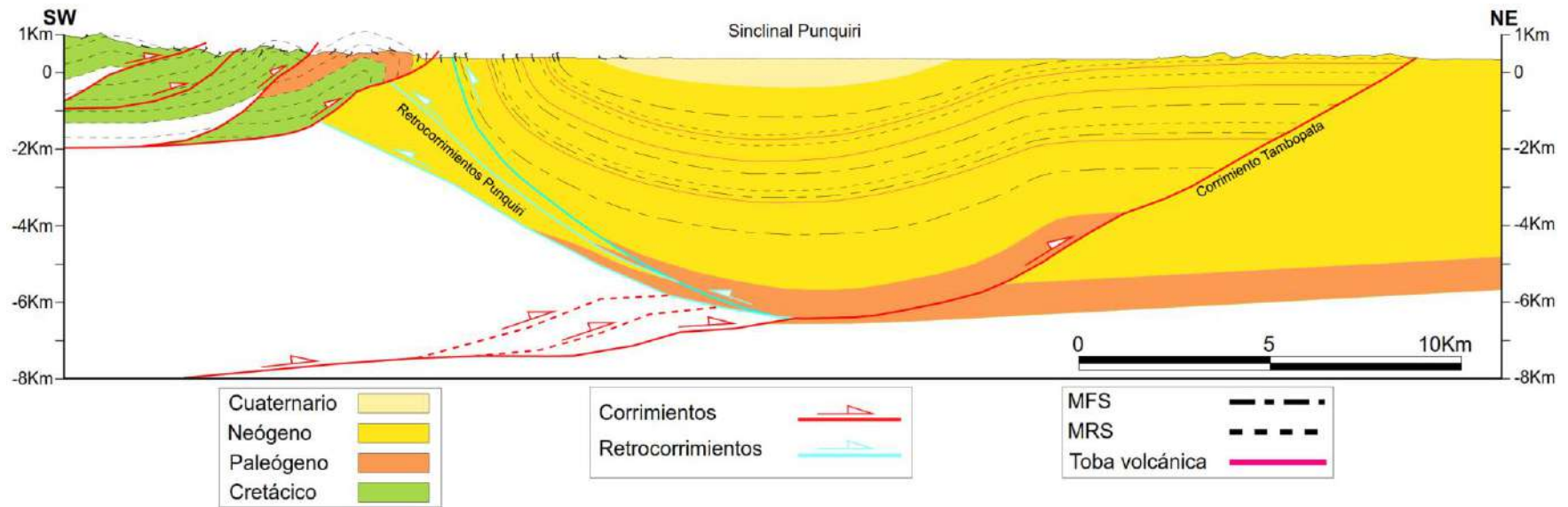


Figura 51. Muestra la interpretación de la sección geológica Mazuko.

Figura 52 Sección geológica 97MCT-110

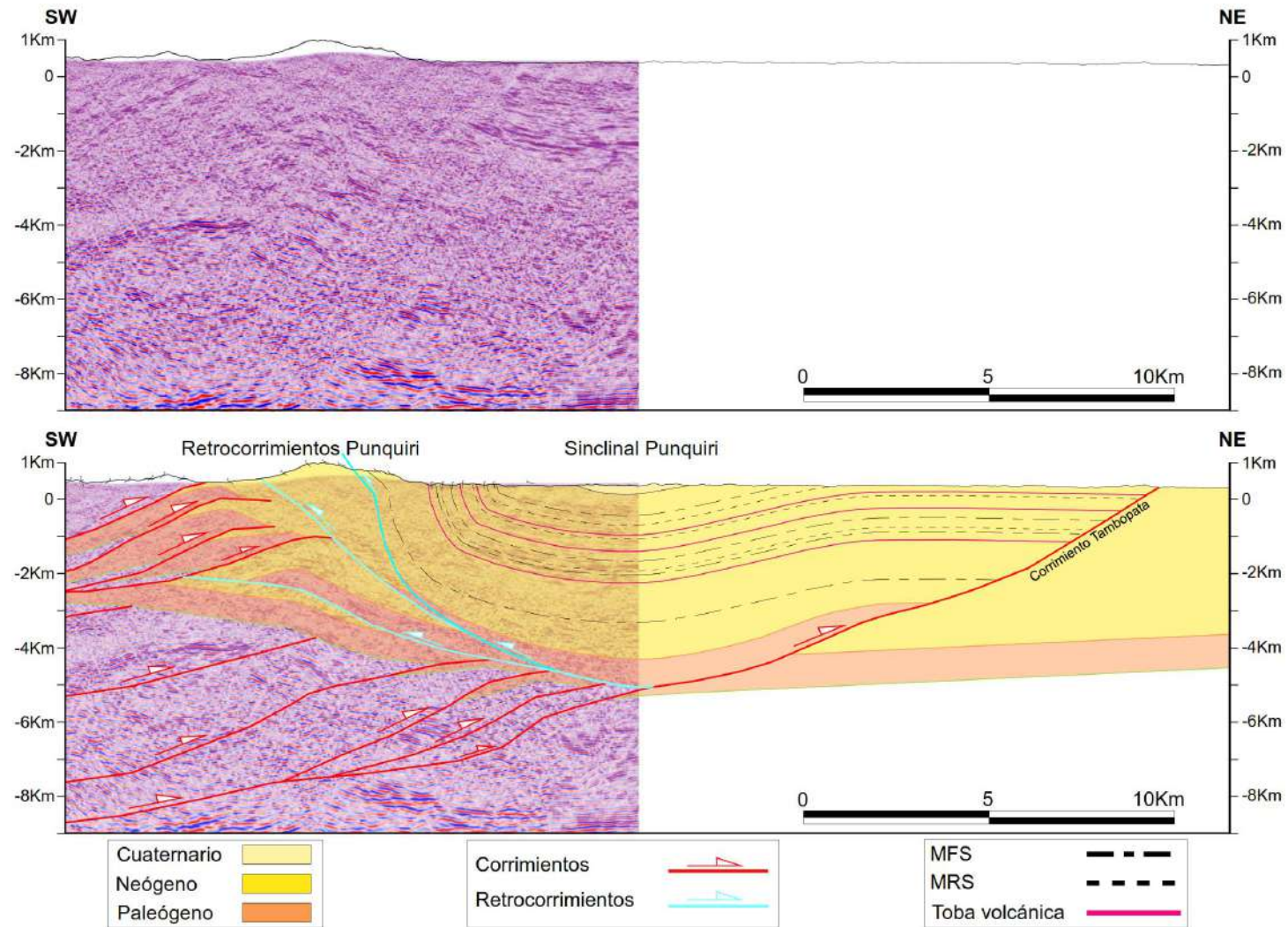


Figura 52. Muestra la interpretación de la sección 97MCT-110. La imagen en la parte superior muestra la misma línea sísmica sin interpretar.

Figura 53 Sección geológica 96MGT-104

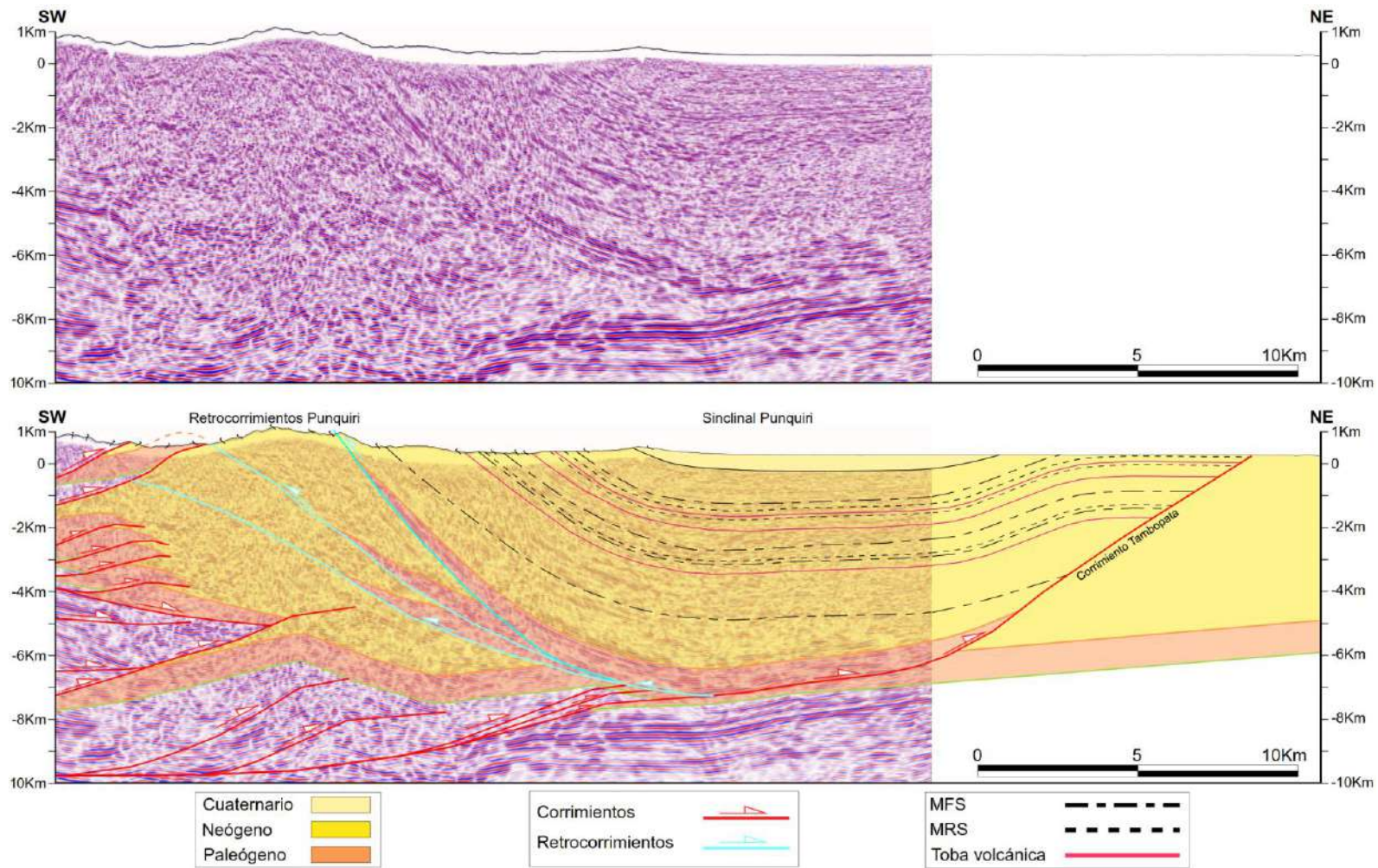


Figura 53. Muestra la interpretación de la sección 96MGT-104. La imagen en la parte superior muestra la misma línea sísmica sin interpretar.

Figura 54 Sección geológica 96MGT-103

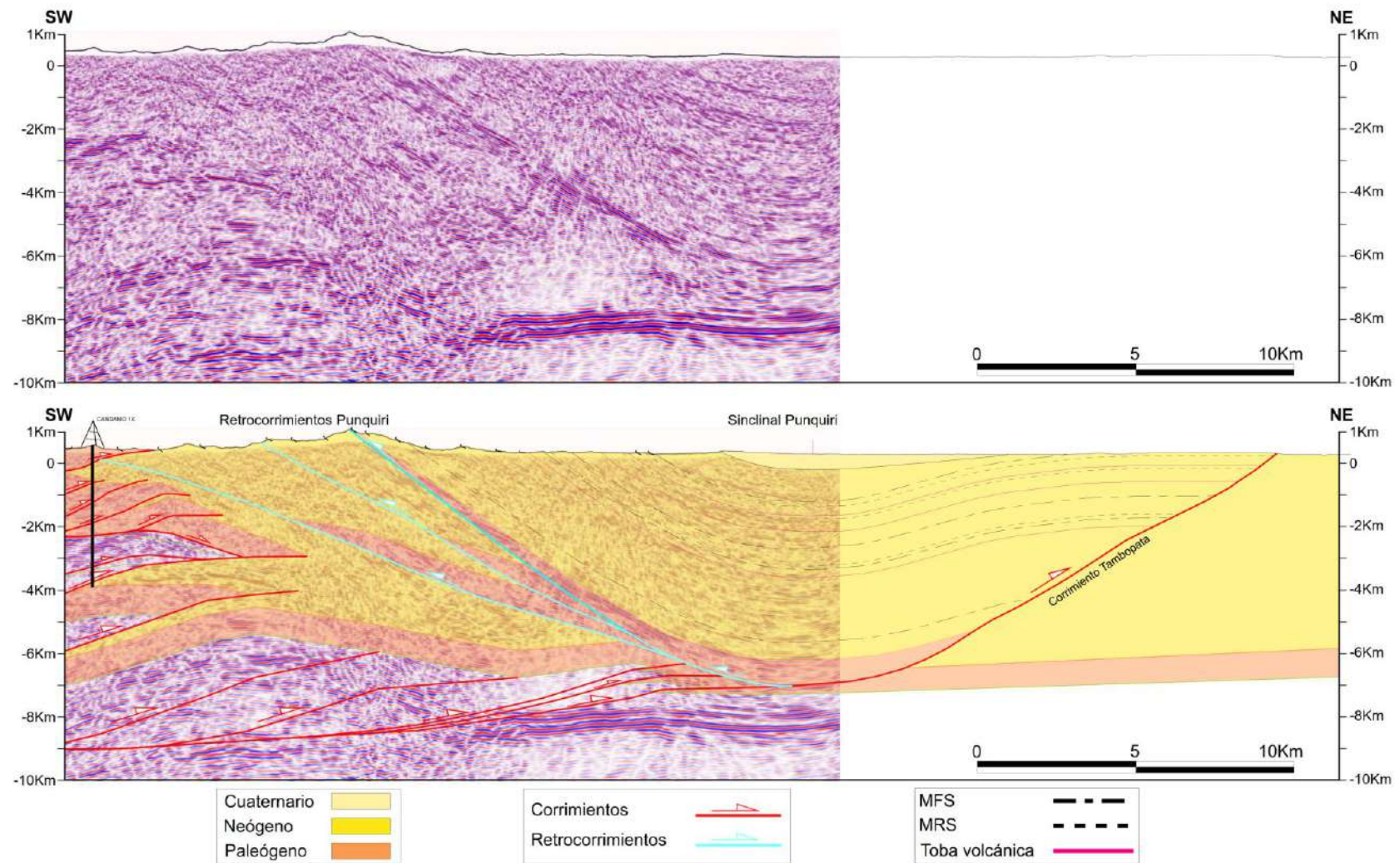


Figura 54. Muestra la interpretación de la sección 96MGT-103. La imagen en la parte superior muestra la misma línea sísmica sin interpretar.

Figura 55 Sección geológica SHL-MD-28

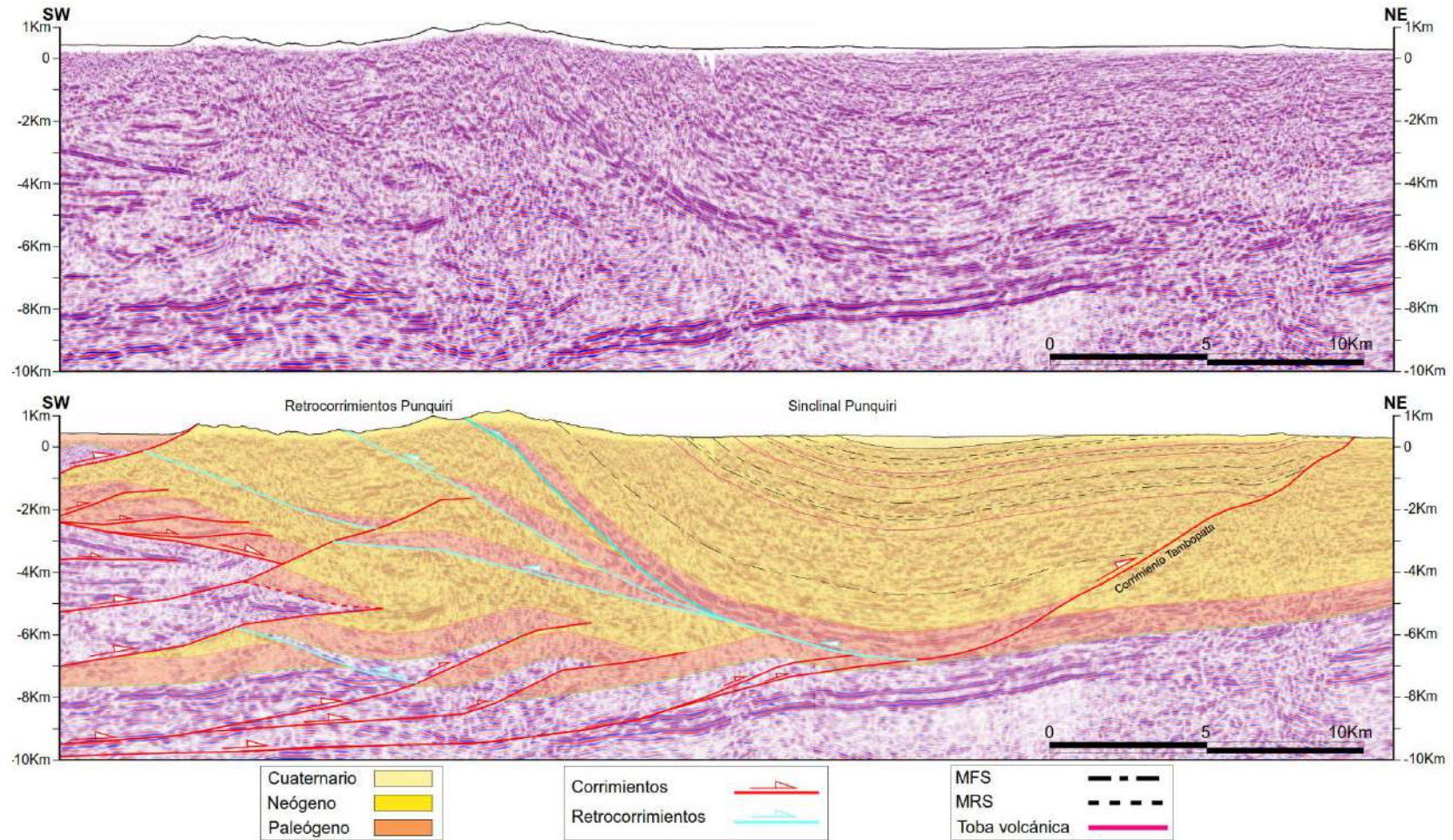


Figura 55. Muestra la interpretación de la sección SHL-MD-28. La imagen en la parte superior muestra la misma línea sísmica sin interpretar.

Figura 56 Sección geológica 96MGT-102

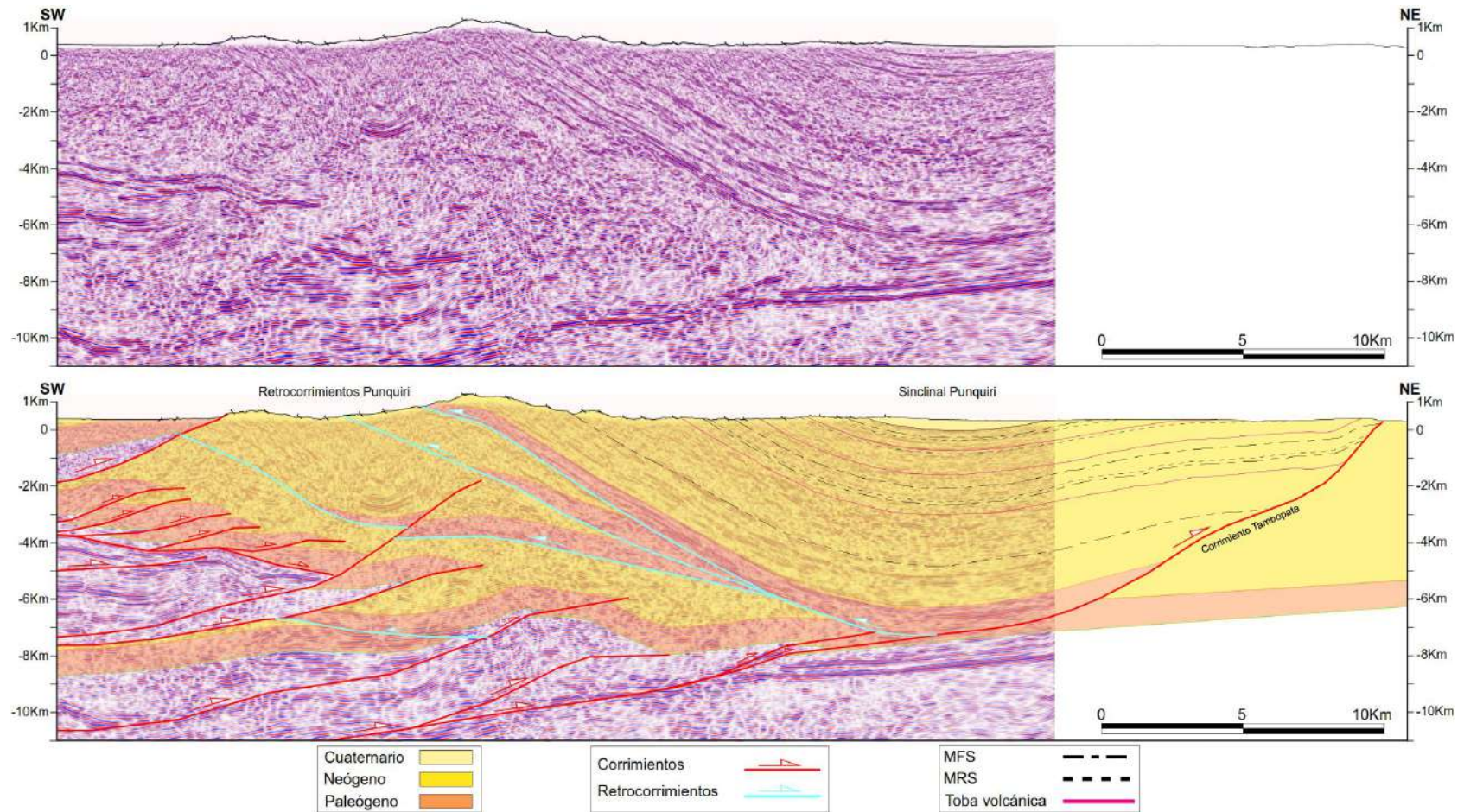


Figura 56. Muestra la interpretación de la sección 96MGT-102. La imagen en la parte superior muestra la misma línea sísmica sin interpretar.

Figura 57 Sección geológica SHL-MD-20

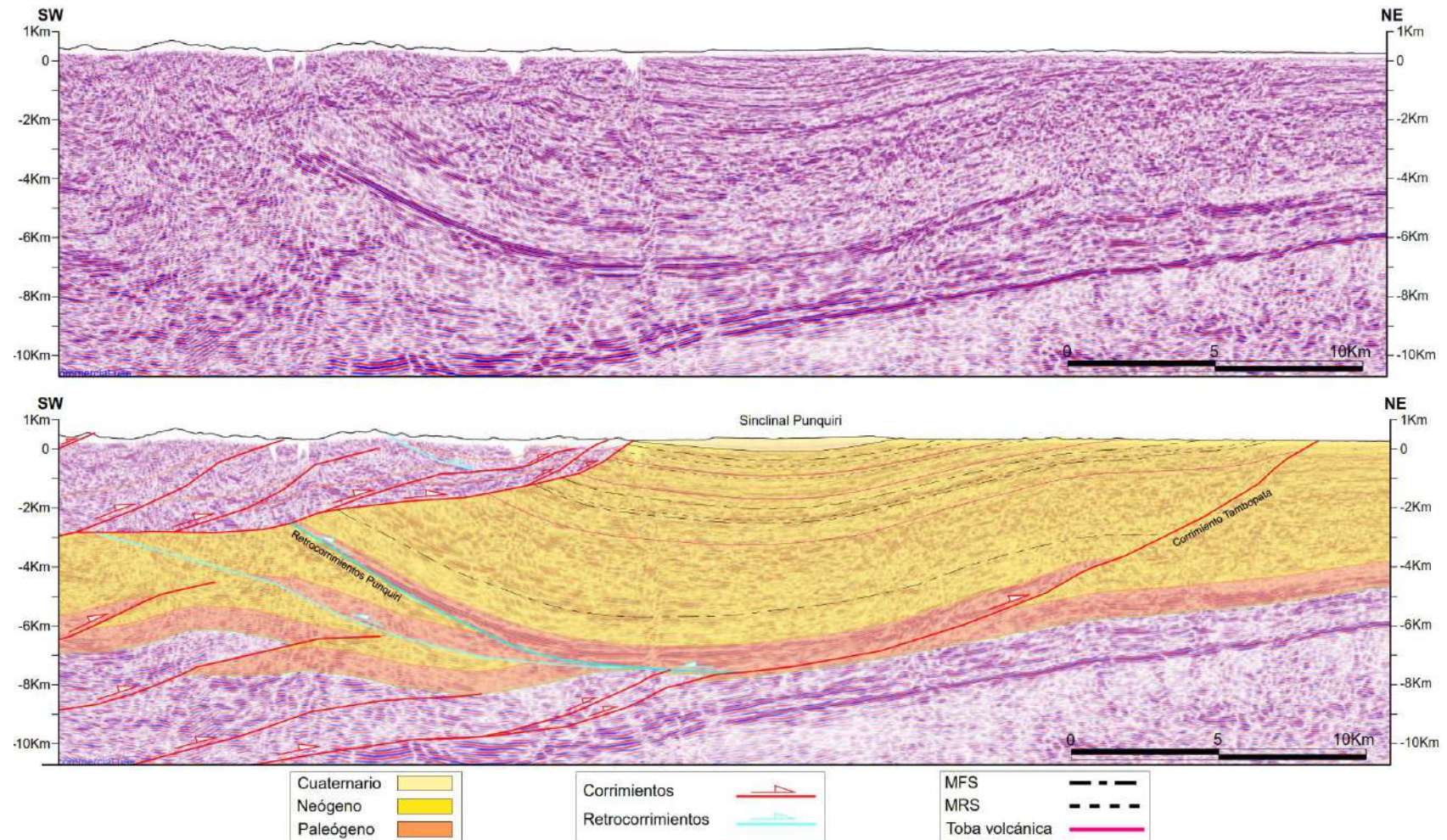


Figura 57. Muestra la interpretación de la sección SHL-MD-20. La imagen en la parte superior muestra la misma línea sísmica sin interpretar.

4.4 Análisis de subsidencia

El entorno tectónico es uno de los controles más importantes en la formación de una cuenca sedimentaria, esta información puede ser estudiada a partir del análisis de subsidencia. Este método también es conocido como backstripping, consiste en separar la subsidencia total que está compuesta por la subsidencia tectónica y la subsidencia debido a la carga de sedimentos (ver figura 11). Para lograr este ejercicio será necesario conocer parámetros, como la porosidad que varía según la composición litológica de los depósitos Neógenos. Otro parámetro importante será conocer la edad de los límites estratigráficos que se utilizarán para realizar este análisis. El resultado final consistirá en una curva generada entre las variables de profundidad y tiempo, al cual se le conoce como curva de subsidencia tectónica.

Dentro de este trabajo, los cálculos de análisis de subsidencia serán desarrollados dentro del programa de modelamiento geológico Move, utilizando el módulo de decompactación 2D. Los datos obtenidos, serán importados dentro de tablas Excel, para graficar la curva de subsidencia tectónica.

4.4.1 Cálculo de curva de subsidencia

Antes de realizar el análisis de subsidencia para cada sección, fue necesario conocer las edades de los marcadores estratigráficos que aparecen dentro del sinclinal de Punquiri. Estas edades fueron calculadas a partir de las dataciones conocidas, utilizando un gráfico de profundidad versus edad.

Dentro de las edades conocidas, para este trabajo de investigación se realizó la datación de una toba volcánica encontrada en campo, con coordenadas UTM E348180 – S8549295, fue etiquetada dentro de la columna Inambari como TOBA 2 (ver figura 41), los resultados del análisis en zirrones, otorgan a la toba una edad de 4.36 Ma, ver tabla 4. Sin embargo, dentro de esta misma muestra se encontró una pequeña población de zirrones con una edad promedio de 15 Ma, esta edad indica la presencia de otra toba volcánica más antigua.

Tabla 3 resultados de la edad de los zircones en la TOBA 2

Mineral: Zircon				
Sample Name: Toba Volcanica (TOBA 2)				
GSS Name: 607-03				
Analysis Name	Preferred Age (Ma)	2 -sigma	2 +sigma	Age Type
6073A_1	4.00	3.10	3.10	206Pb/238U concordant scans
6073A_36	4.03	1.10	1.10	206Pb/238U concordant scans
6073A_26	4.05	1.80	1.80	206Pb/238U concordant scans
6073A_17	4.06	1.83	1.83	206Pb/238U concordant scans
6073A_18	4.07	1.15	1.15	206Pb/238U concordant scans
6073A_9	4.07	2.37	2.37	206Pb/238U concordant scans
6073A_40	4.30	3.24	3.24	206Pb/238U concordant scans
6073A_24	4.34	1.32	1.32	206Pb/238U concordant scans
6073A_27	4.36	1.35	1.35	206Pb/238U concordant scans
6073A_14	4.51	0.72	0.72	206Pb/238U concordant scans
6073A_37	4.60	2.48	2.48	206Pb/238U concordant scans
6073A_29	4.62	2.23	2.23	206Pb/238U concordant scans
6073A_8	4.67	2.35	2.35	206Pb/238U concordant scans
6073A_20	4.72	2.65	2.65	206Pb/238U concordant scans
6073A_6	4.72	1.13	1.13	206Pb/238U concordant scans
6073A_23	4.93	1.57	1.57	206Pb/238U concordant scans
6073A_31	4.94	2.57	2.57	206Pb/238U concordant scans
6073A_12	4.96	1.74	1.74	206Pb/238U concordant scans
6073A_35	4.99	0.83	0.84	206Pb/238U concordant scans
6073A_38	5.00	2.46	2.46	206Pb/238U concordant scans
6073A_25	5.15	2.58	2.58	206Pb/238U concordant scans
6073A_30	5.29	1.27	1.27	206Pb/238U concordant scans
6073A_19	5.40	0.78	0.78	206Pb/238U concordant scans
6073A_32	5.72	1.68	1.68	206Pb/238U concordant scans
6073A_4	8.18	1.82	1.82	206Pb/238U concordant scans
6073A_10	14.65	5.78	5.78	206Pb/238U concordant scans
6073A_15	14.84	3.98	3.98	206Pb/238U concordant scans
6073A_16	15.22	1.63	1.63	206Pb/238U concordant scans
6073A_3	15.76	1.40	1.40	206Pb/238U concordant scans
6073A_11	15.88	4.34	4.34	206Pb/238U concordant scans
6073A_5	15.96	1.46	1.46	206Pb/238U concordant scans
6073A_7	16.03	4.18	4.18	206Pb/238U concordant scans
6073A_13	18.31	5.24	5.24	206Pb/238U concordant scans

Tabla 3. Muestra las edades de los zircones encontrados en la TOBA 2. La familia con zircones más recientes sirve para asignar la edad correspondiente a la toba volcánica. Análisis realizado en el laboratorio GeoSep Service.

Realizando el levantamiento de la columna Inambari se encontró otra toba volcánica que fue etiquetada como TOBA 1 (ver figura 41), tiene coordenadas UTM E348215 – S8548466, está ubicada a 840 metros por debajo de la TOBA 2. Esta primera toba volcánica que aparece en la columna estratigráfica no fue datada. Sin embargo, se le asignó una edad de

15 Ma, en referencia a la pequeña población de zircones que fueron encontradas en la TOBA 2, De esta manera se tendría una edad referencial para esta muestra.

A continuación, se muestra la tabla 4, con las edades conocidas y estimadas de los marcadores estratigráficos que fueron utilizados para el análisis de subsidencia.

El otro parámetro importante dentro del análisis de subsidencia, es la relación que existe de la porosidad en función de la profundidad. La tendencia que dibujan estas variables, es similar en todas las secciones estudiadas, evidenciando que la característica más importante que se observa en la figura 59, tiene una relación inversa entre la profundidad y la porosidad; es decir que a mayor profundidad la porosidad disminuye.

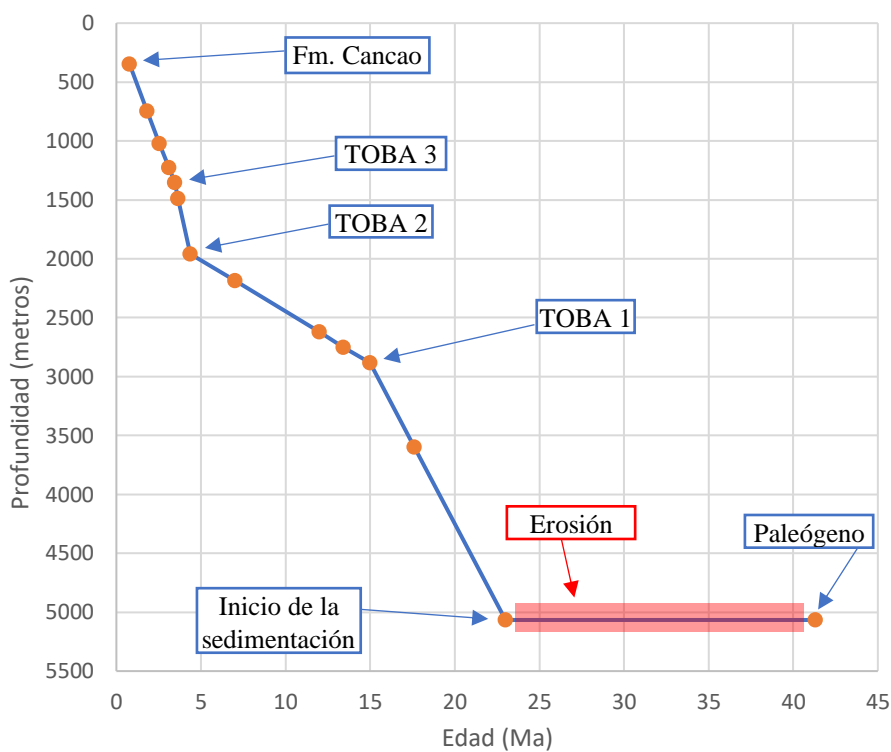
Después de conocer estos parámetros de edad y profundidad, se generó las curvas de subsidencia tectónica según el orden de las secciones geológicas en el mapa (ver figura 49).

Tabla 4 Edades de los marcadores estratigráficos en el sinclinal de Punquiri

Marcadores estratigráficos	Espesor entre superficies	Age (Ma)
Tope_Fm_Cancao	348	0.78 (Palacio, et al, 1996)
Base_Fm_Cancao (SU10)	748	1.80
MFS_9	1022	2.55
MRS_9	1228	3.1
TOBA 3	1352	3.5 (Gil, 2001)
MRS_8	1490	3.65
TOBA 2	1959	4.36 (datado en este trabajo)
MFS_5	2186	7
MRS_5	2622	12
MFS_4	2753	13.4
TOBA 1	2881	15
MFS_1	3597	17.6
Inicio de la sedimentación	5660	23
Paleógeno	5660	41.3 (Baby, et al., 2018)

Tabla 4. Muestra las edades de los marcadores estratigráficos encontrados en el sinclinal de Punquiri. Las superficies que están de color azul muestran edades conocidas por referencias de trabajos previos. Estas dataciones conocidas ayudaron a calcular la edad aproximada de las demás superficies utilizando el diagrama de profundidad y edad (ver figura 58). Revisar anexo 6 tabla de zircones encontrados en la datación de la toba 2.

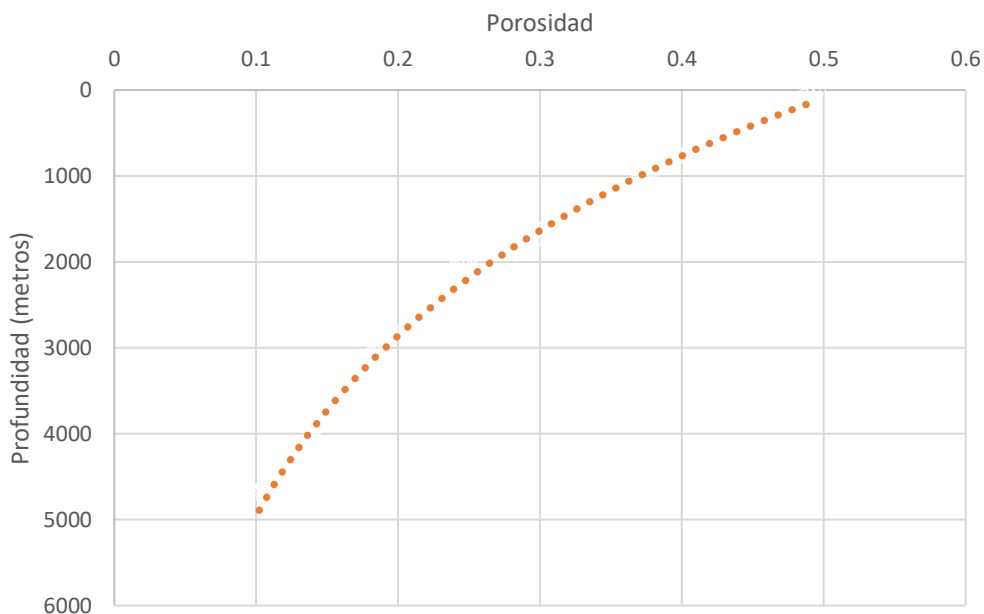
Figura 58 Relación de profundidad y edad



Fuente: elaboración propia.

Figura 58. Muestra la relación que existe entre la profundidad y la edad de los marcadores estratigráficos en el sinclinal de Punquiri.

Figura 59 Relación de profundidad y porosidad

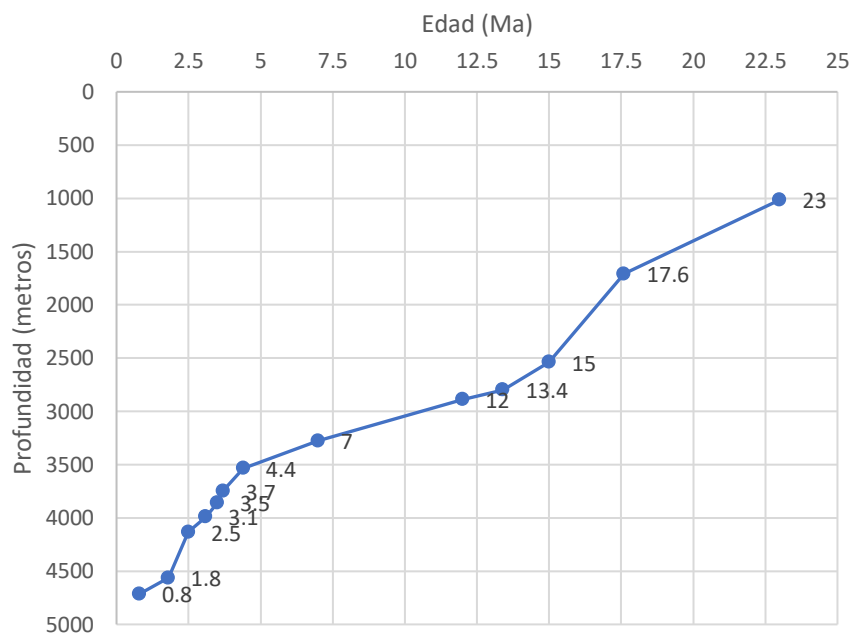


Fuente: elaboración propia

Figura 59. Muestra la relación inversa que existe entre las variables de porosidad y profundidad.

4.4.1.1 Análisis de subsidencia sección 97MCT-108

Figura 60 Curva de subsidencia tectónica sección 97MCT-108

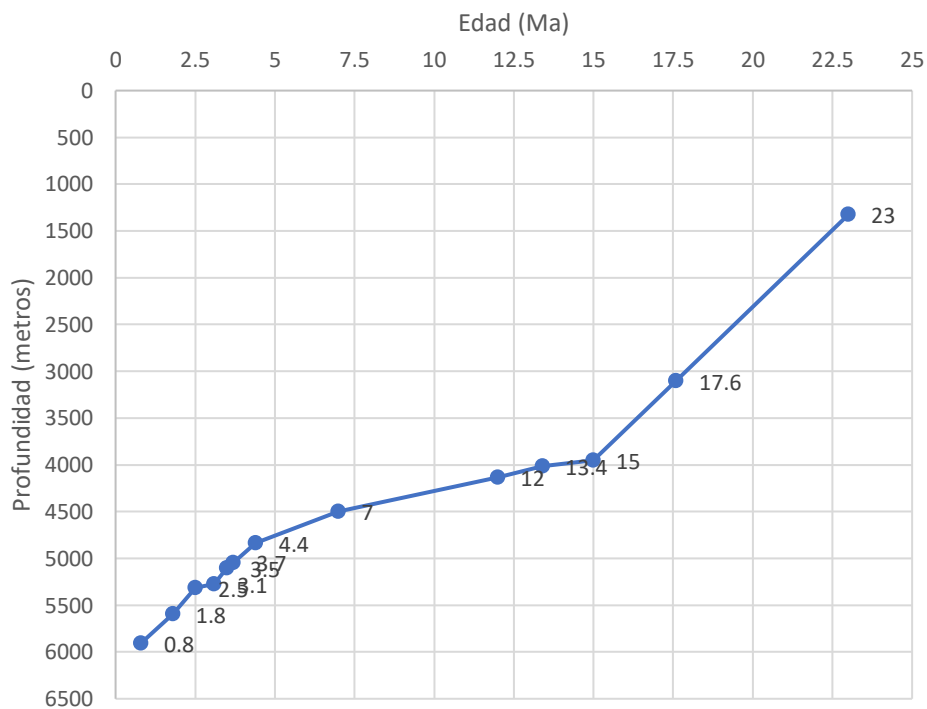


Fuente: elaboración propia

Figura 60. Muestra la tendencia de la subsidencia tectónica del sinclinal de Punquiri.

4.4.1.2 Análisis de subsidencia sección 97MCT-109

Figura 61 Curva de subsidencia tectónica sección 97MCT-109

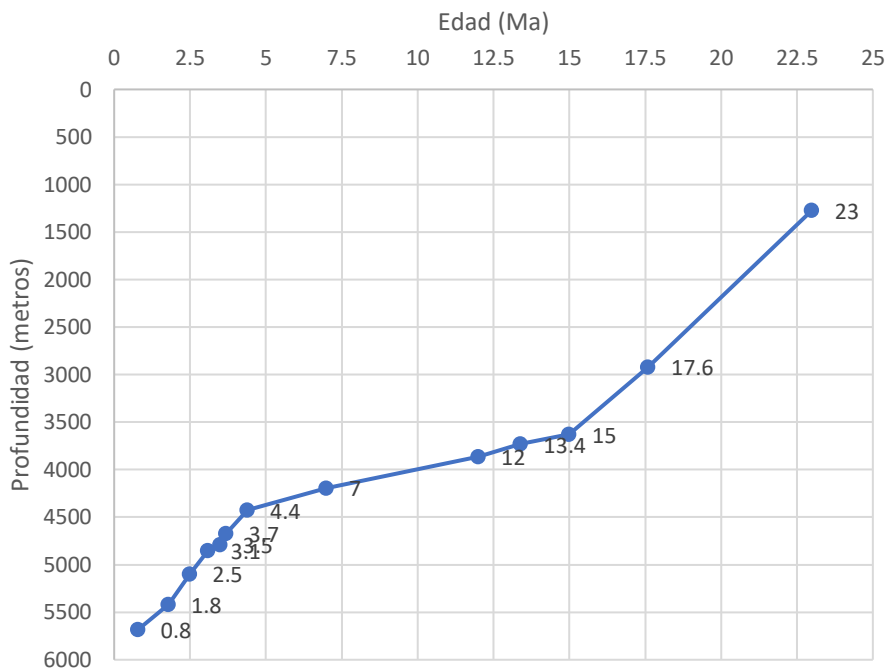


Fuente: elaboración propia

Figura 61. Muestra la tendencia de la subsidencia tectónica del sinclinal de Punquiri.

4.4.1.3 Análisis de subsidencia sección Mazuko

Figura 62 Curva de subsidencia tectónica sección Mazuko

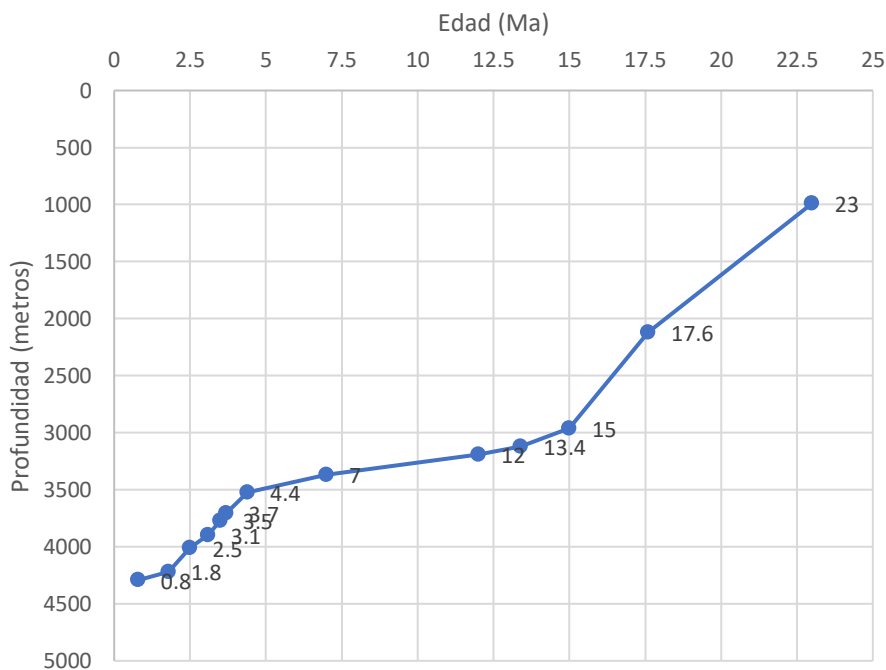


Fuente: elaboración propia

Figura 62. Muestra la tendencia de la subsidencia tectónica del sinclinal de Punquiri.

4.4.1.4 Análisis de subsidencia sección 97MCT-110

Figura 63 Curva de subsidencia tectónica sección 97MCT-110

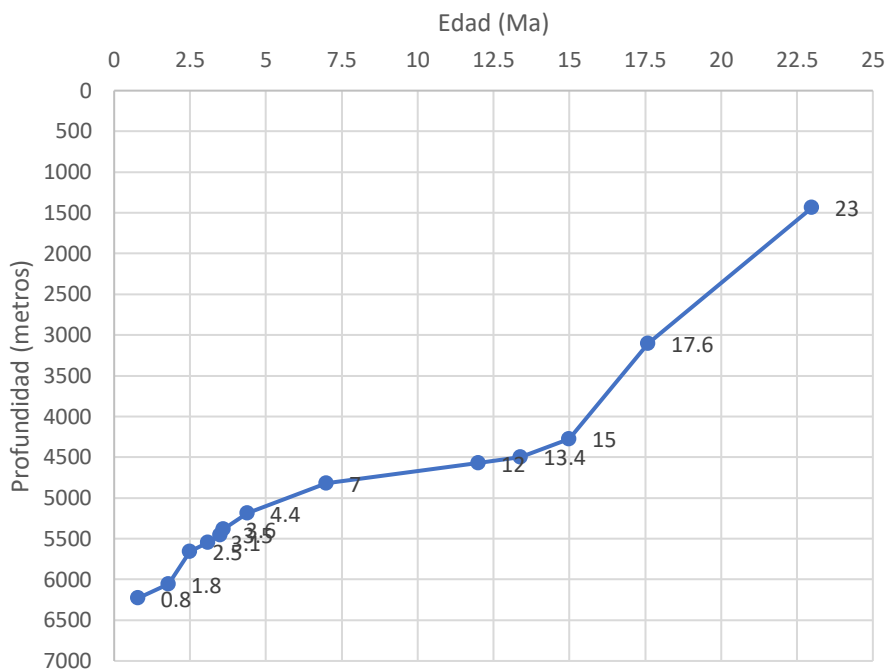


Fuente: elaboración propia

Figura 63. Muestra la tendencia de la subsidencia tectónica del sinclinal de Punquiri.

4.4.1.5 Análisis de subsidencia sección 96MGT-104

Figura 64 Curva de subsidencia tectónica sección 96MGT-104

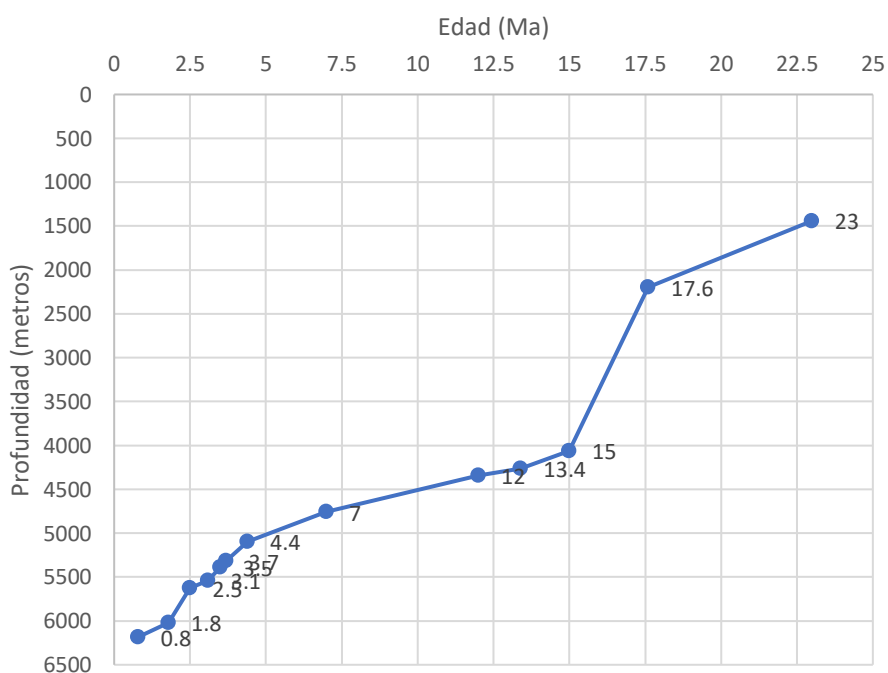


Fuente: elaboración propia

Figura 64. Muestra la tendencia de la subsidencia tectónica del sinclinal de Punquiri.

4.4.1.6 Análisis de subsidencia sección 96MGT-103

Figura 65 Curva de subsidencia tectónica sección 96MGT-103

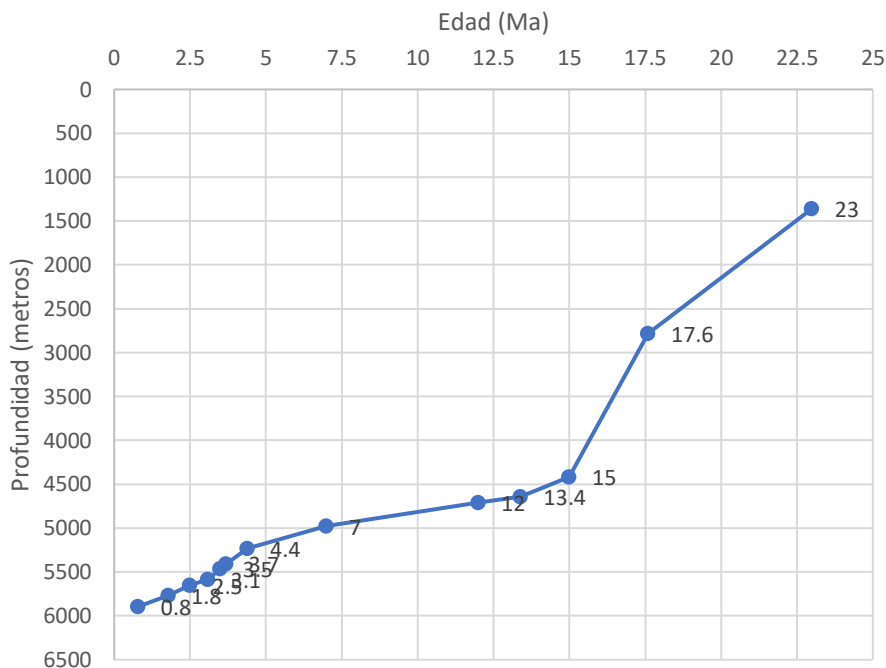


Fuente: elaboración propia

Figura 65. Muestra la tendencia de la subsidencia tectónica del sinclinal de Punquiri.

4.4.1.7 Análisis de subsidencia sección SHL-MD-28

Figura 66 Curva de subsidencia tectónica sección SHL-MD-28

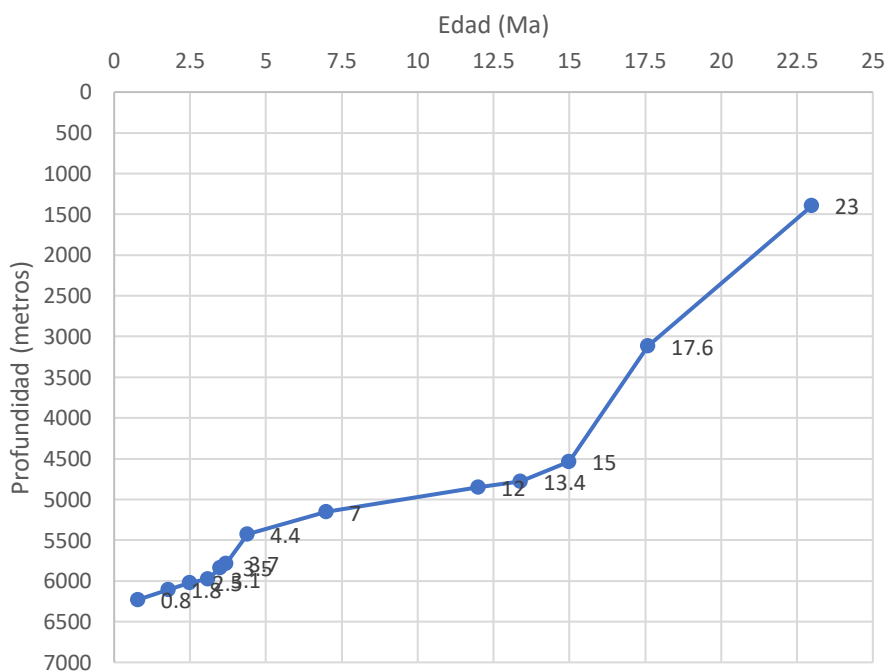


Fuente: elaboración propia

Figura 66. Muestra la tendencia de la subsidencia tectónica del sinclinal de Punquiri.

4.4.1.8 Análisis de subsidencia sección 96MGT-102

Figura 67 Curva de subsidencia tectónica sección 96MGT-102

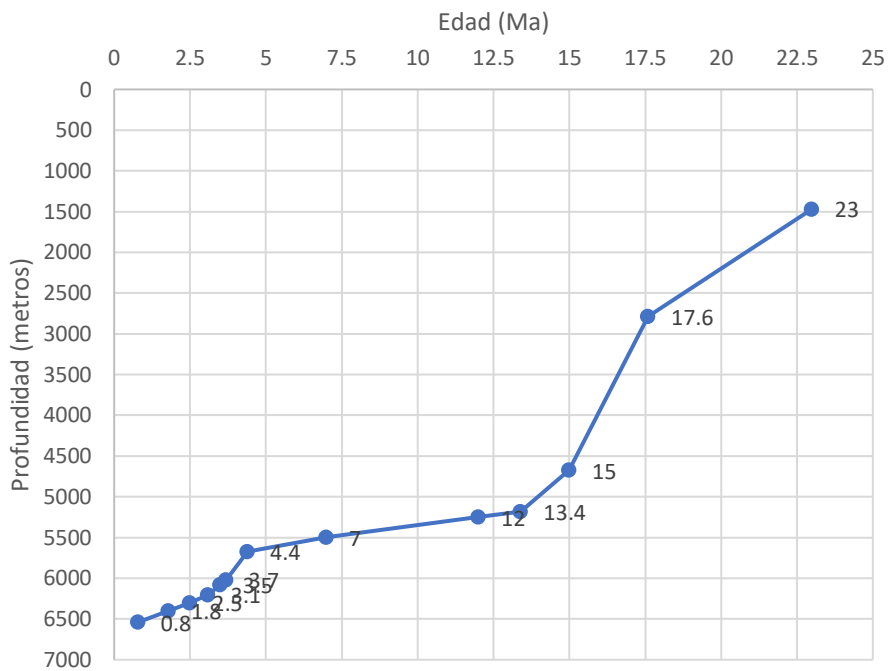


Fuente: elaboración propia

Figura 67. Muestra la tendencia de la subsidencia tectónica del sinclinal de Punquiri.

4.4.1.9 Análisis de subsidencia sección SHL-MD-20

Figura 68 Curva de subsidencia tectónica sección SHL-MD-28



Fuente: elaboración propia

Figura 68. Muestra la tendencia de la subsidencia tectónica del sinclinal de Punquiri.

CAPÍTULO V – DISCUSIÓN DE RESULTADOS

A partir de los hallazgos encontrados, aceptamos la hipótesis principal de este trabajo, estableciendo que, a partir del análisis de subsidencia se puede determinar la dinámica tectono-sedimentaria de las formaciones Neógenas en el sinclinal de Punquiri, Madre de Dios. Para detallar mejor la comprensión de este capítulo, se decidió realizar la discusión de resultados en diferentes partes, de la siguiente manera:

5.1 Estratigrafía secuencial del sinclinal de Punquiri

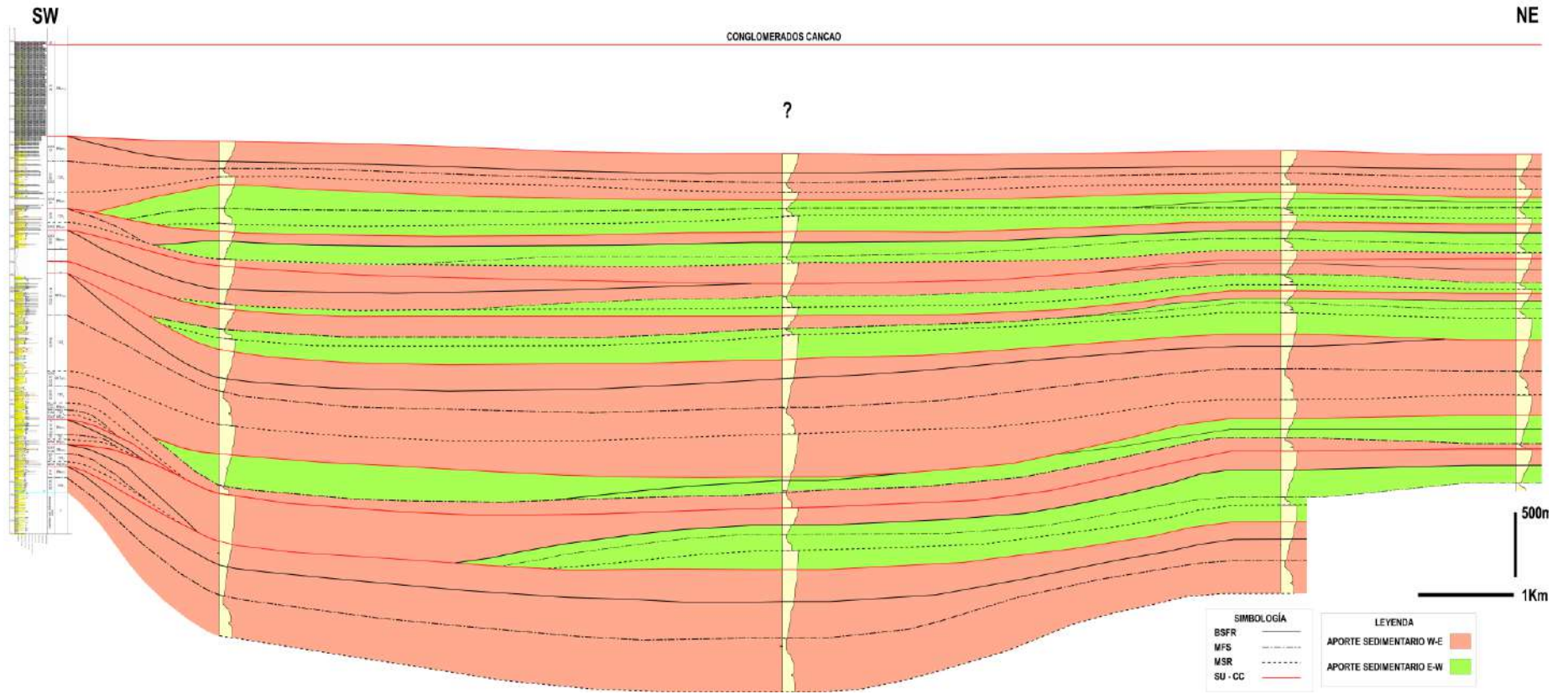
5.1.1 Hallazgos más relevantes y significativos

A partir de la interpretación estratigráfica y las edades de las tobas volcánicas, se puede observar una sedimentación continua de depósitos Neógenos (Mioceno y Plioceno) en el sinclinal de Punquiri, desarrollados dentro de un sistema sedimentario transicional, con la interacción de ambientes continentales, deltaicos y estuarinos. Mostrando la relación entre depósitos proximales y distales que permiten el desarrollo de diferentes patrones de apilamiento, siendo fundamentales para realizar la interpretación en términos de estratigrafía secuencial.

El análisis de la estratigrafía secuencial (columna Inambari y sección sísmica 97MCT-109), permitió dividir el relleno sedimentario Neógeno en 10 secuencias. Cada secuencia está integrada por cortejos de regresión normal, regresión forzada y transgresión que están vinculadas a las subidas y bajadas del nivel de base, el aporte sedimentario y el espacio de acomodación disponible (ver figura 41).

Dentro de la columna Inambari, la interpretación en términos de estratigrafía secuencial muestra en la parte central, secuencias T-R que están constituidas por cortejos sedimentarios de regresión normal y trasgresión. Esta característica evidencia que las tasas de subsidencia y aporte sedimentario son más importantes en la cuenca. Durante periodos transgresivos mayor subsidencia generando que el espacio de acomodación supere el aporte sedimentario. Mientras

Figura 69 Aporte sedimentario en el sinclinal de Punquiri



Fuente: elaboración propia.

Figura 69. Direcciones de aporte sedimentario de los depositos Neógenos del sinclinal de Punquiri.

que los periodos regresivos asociados importantes cantidades de aporte sedimentario en la cuenca. Ambos periodos influenciados por la tectónica del sistema de antepaís.

La correlación entre la interpretación de la columna estratigráfica Inambari y la estratigrafía secuencial en la sísmica 97MCT-109, permitió relacionar cortejos y límites de cortejo importantes a nivel del sinclinal de Punquiri (figura 44). Este procedimiento permitió establecer las tobas volcánicas encontradas en campo dentro de cortejos sedimentarios. De esta manera tenemos que la TOBA 1 de aproximadamente 15 Ma y la TOBA 3 de 3.5 Ma se encuentran dentro de cortejos transgresivos. Mientras que la TOBA 2 con una edad de 4.36 Ma (datada en este trabajo), se deposita dentro de cortejo de regresión normal.

El análisis de las correlaciones, también permitió determinar que los bordes del sinclinal estaban influenciados por 2 zonas de aporte durante su formación. La primera zona de aporte con mayor influencia en el sistema, muestra el transporte de sedimentos de oeste a este. Entre tanto, la segunda zona de aporte, con sedimentos que viajan de este a oeste, tiene menor desarrollo en el sistema (ver figura 69).

Finalmente, todos los límites estratigráficos fueron cartografiados en superficie para extrapolar esta información en las demás secciones geológicas y ver su posición de noroeste a sureste en el sinclinal de Punquiri.

5.1.2 Comparación con la literatura existente

La comprensión sedimentaria de los depósitos Neógenos en el sinclinal de Punquiri sufrió diferentes cambios a lo largo del tiempo. Los trabajos de (Hermeza, 2000) e (Gil, 2001) interpretan las columnas estratigráficas levantadas a orillas del río Inambari, como depósitos continentales con el desarrollo ambientes sedimentarios fluviales. Dentro de este trabajo de tesis, la columna Inambari fue levantada en una escala de 1:100, esto permitió tener más detalle durante la interpretación de los ambientes sedimentarios, determinando ambientes transicionales, difiriendo con la interpretación realizada por estos autores.

El trabajo de (Hovikoski, et al., 2005), describe depósitos con influencia tidal datados en el Mioceno tardío en la cuenca Madre de Dios. Estas series fueron observadas en pequeñas secciones en el Rio Madre de Dios, Cerro Colorado y Rio Inambari (fuera del sinclinal de Punquiri); estos indicios empezaron a cambiar la idea que se tenía de estas rocas dentro de esta Cuenca. En este trabajo investigación también se encontró estructuras sedimentarias tidales, dentro de la columna Inambari. La información sedimentaria de esta columna, registra gran parte del flanco oeste del sinclinal de Punquiri, donde se observa que la influencia tidal está presente continuamente (ver figura 41).

El trabajo de (Louterbach M. , 2014), interpreta las series Neógenas del sinclinal de Punquiri, desarrolladas en ambientes continentales fluviales y transicionales, debido a la ocurrencia 3 incursione marinas en diferentes intervalos de tiempo, permitiendo el desarrollo de ambientes costeros (ver figura 25); este trabajo también propone un periodo sin acumulación de sedimentos durante el Mioceno tardío. La interpretación de la columna estratigráfica Inambari de esta tesis, muestra una sedimentación continua durante Mioceno y Plioceno (Neógeno), con la presencia de un mar somero que permite el desarrollo de un sistema transicional con la formación de ambientes continentales, deltaicos y estuarinos.

Trabajos desarrollados en la región de Bolivia muestran datos de depósitos Micénicos formados por influencia marina. Como (Rodraz, et al., 2006), encontrando depósitos tidales y fluviales en la cuenca Beni-Mamore. Al igual que, (Hovikoski, et al., 2007) que determina depósitos deltaicos y estuarinos en la formación Quendeque. Referente a estos estudios realizados en Bolivia, se encuentra semejanzas con este trabajo, debido a la influencia marina durante el Mioceno permite el desarrollo de depósitos deltaicos y estuarinos. Estos datos podrían indicar la presencia de un mar activo en la cuenca Madre de Dios y las cuencas bolivianas durante este periodo

5.2 Configuración estructural del sinclinal de Punquiri

5.2.1 Hallazgos más relevantes y significativos

Dentro de este trabajo de investigación, para lograr visualizar la configuración estructural del sinclinal de Punquiri se realizó la construcción de secciones que cortan transversalmente a la estructura del pliegue. Un punto importante dentro de esta etapa, fue la gran falla inversa de alto ángulo con vergencia al oeste que fue encontrada en campo (ver figura 46 y 47). Dentro de la interpretación de las secciones, esta falla corresponde a uno de los retrocorrimientos que limita el flanco oeste del sinclinal.

Al cartografiar este retrocorrimiento en superficie, se pudo observar que tiene una influencia a lo largo del flanco occidental del sinclinal de Punquiri de noroeste a sureste (ver figura 48). Esta observación fue validada, debido a que la interpretación de secciones sísmicas también muestra la existencia de esta falla de retrocorrimiento encontrada en campo.

Gracias a la interpretación de las secciones sísmicas, también se pudo determinar la existencia de otras 2 fallas de retrocorrimiento más antiguas que acomodan los depósitos Paleógenos y Neógenos en el flanco oeste del sinclinal. La ocurrencia de estas fallas de retrocorrimiento surge desde la parte basal del pliegue, sobre el sistema de dúplex con desplazamiento hacia el antepaís (ver figuras 49 al 57).

El flanco oriental del sinclinal, está limitado por el conocido corrimiento de Tambopata. Esta falla inversa corta los reflectores sísmicos desde la base del pliegue, restringiendo su geometría (ver figuras 48 al 57).

La configuración que muestran los corrimientos y retrocorrimientos en la parte basal del sinclinal describen una zona triangular, también conocida en la bibliografía como dúplex de techo pasivo. Que consiste en transferir el acortamiento de la falla principal (corrimiento) en una falla de vergencia opuesta (retrocorrimiento). Existen diferentes modelos dentro las zonas triangulares. De esta manera se propone que los 2 primeros retrorrimientos están relacionados a los dúplex apilados en la base del pliegue. Mientras que el ultimo retro

corrimiento estaría asociado al corrimiento de Tambopata, describiendo una estructura de tipo pop-up.

5.2.2 Comparación con la literatura existente

Los estudios previos de (Louterbach M. , 2014), (Baby, et al., 2018), y (Gil & Flinch, 2022), muestran la configuración de la zona subandina (escala de trabajo mayor), incluyendo la posición del sinclinal de Punquiri.

De esta manera, los autores de (Louterbach M. , 2014) y (Baby, et al., 2018), describen que el flanco oeste del sinclinal de Punquiri, es influenciado por el apilamiento de sistemas dúplex complejos que forman estructuras conocidas como anticlinal stack que propicia la formación de una falla de retrocorrimiento que limite el flanco occidental. Mientras que la borde opuesto de este pliegue estará limitado por la falla de Tambopata. Dentro de este trabajo de tesis, existen semejanzas referentes a estos autores, debido a la presencia de estructuras anticlinal stack al oeste del sinclinal de Punquiri que fueron desarrollados a partir de fallas en secuencia y fuera de secuencia a lo largo del tiempo. Sin embargo, la configuración estructural de esta tesis propone la presencia de 3 retrocorrimientos que deforman y distribuyen las series Paleógenas y Neógenas.

El trabajo de (Gil & Flinch, 2022) describe la influencia de zonas triangulares que están relacionadas a la transferencia de la deformación de una falla principal, para formar fallas de retrocorrimiento. De esta forma, se tiene que el flanco occidental del sinclinal está restringido por la presencia de hasta 2 retrocorrimientos y el flanco oriental estará siempre limitado por la falla de Tambopata. Dentro de este trabajo también se propone un modelo de zonas triangulares que forman fallas de retrocorrimiento, esta transferencia de la deformación de fallas principales, generan 3 retrocorrimientos que restringen el flanco occidental del Sinclinal Punquiri.

El trabajo (Gil & Flinch, 2022) muestra la interpretación estructural de la parte sur de la cuenca Ucayali. La configuración estructural y sedimentaria afectada por sistemas dúplex, con estructuras como: anticlinal stack, zonas triangulares y estructuras tipo pop-up que generan pliegues importantes como el sinclinal de Sihuayro que constituido por series Paleógenas y Neógenas. Este trabajo de tesis, encuentra semejanzas con esta publicación; mostrando que, a pesar de compartir la deformación del mismo sistema de antepaís, no tienen la misma configuración estructural (esta variación es normal dentro de los sistemas de antepaís a lo largo del frente orogénico). Sin embargo, las estructuras producto de los estilos de deformación son similares, porque dentro de este trabajo, se logró identificar estructuras tipo anticlinal stack y zonas triangulares.

5.3 Curvas de subsidencia

5.3.1 Hallazgos más relevantes y significativos

Para este trabajo de investigación se realizó el cálculo de curva de subsidencia tectónica o también conocido como método del backstripping, para cada sección geológica interpretada dentro del Sinclinal de Punquiri (ver figuras 60-69). El intervalo de tiempo que se tomó en cuenta para este análisis fue desde el tope del Paleógeno hasta el tope del Cuaternario (formación Cancao), utilizando solo los marcadores estratigráficos interpretados en el relleno sedimentario del sinclinal de Punquiri en el eje de esta estructura. De esta manera, se pudo conocer las variaciones de espesor total que se tienen a lo largo del pliegue según su geometría en diferentes partes.

Según este análisis, se pudo conocer que a lo largo de este pliegue existen dos zonas de acumulación de sedimentos importantes que fueron divididas en el sector noroeste y sureste. En la región noroeste se ha obtenido un alcance máximo de 5994 metros de espesor total que involucra las secciones 97MCT-109 y Mazuko (ver figuras 61 y 62). Mientras que, en la region

sureste, se obtuvo un espesor total máximo de 6537 metros, involucrando a las secciones 96MGT-104, 96MGT-103, SHL-MD-28, 96MGT-102 y SHL-MD-20 (ver figuras 64-69).

También se determinaron áreas con poca acumulación de sedimentos. Como es el caso hacia el norte de la sección 97MCT-108 (figura 60), tiene un espesor total de 4713 metros. No obstante, fue la sección 97MCT-110 (figura 63), con el valor más bajo de 4292 metros de espesor total. Estos resultados coinciden con la posición de las secciones con respecto a la geometría del sinclinal, debido a que se encuentran en zonas donde el sinclinal hace un cierre para pasar a zonas de acumulación importante, como el caso de la sección 97MCT-110 que divide la regiones noroeste y sureste.

Al comparar los espesores totales entre las secciones de cada sector (noroeste y sureste), también se encontró diferencias entre ellas. Para explicar estas variaciones se plantean dos opciones. Primero podría ser una consecuencia del corrimiento de Tambopata, porque dentro de las secciones la influencia de la falla de Tambopata varia, mostrando que en algunas secciones esta falla sea más profundas y modifica el nivel regional que es equivalente al tope del Paleógeno. De esta manera se pudo establecer una relación respecto a esta falla de la siguiente manera: si la falla es más profunda modificara el nivel regional y levantara más la estructura del sinclinal ocasionando menos espesor de los depósitos posteriores. Mientras que, si la falla no es tan profunda y no modifica el nivel regional, se obtendrá más espesor de los depósitos posteriores.

La segunda causa de esta variación de espesor importante, podría estar relacionado con la geometría del basamento que se encuentra por debajo del sinclinal de Punquiri. Por ejemplo, en el sector noroeste el basamento se mantiene subhorizontal y paralelo (figuras 50, 51, 61 y 62). Sin embargo, en la zona sureste, desde la sección 96MGT-104 hasta la sección SHL-MD-20, se puede ver como el basamento en la parte basal del sinclinal muestra un cambio, donde los reflectores sísmicos que se encontraban posición subhorizontal, van aumentando su

inclinación. Esta variación de la inclinación del basamento también se ve reflejado con un aumento en la cantidad de espesor total hacia la última sección (SHL-MD-20), del sinclinal de Punquiri (ver figuras 53-57 y 64-69).

Figura 70 Subsistencia en la región noroeste y sureste en el transcurso del tiempo

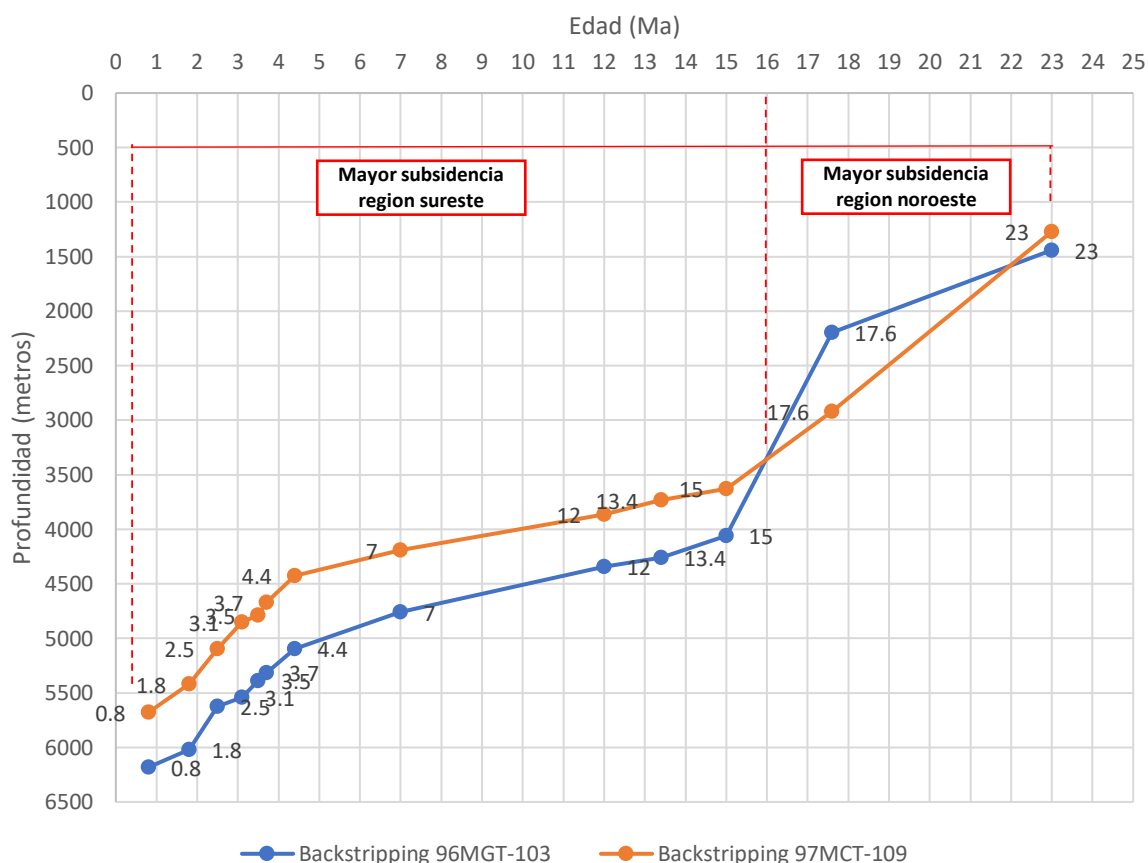


Figura 70. Muestra la comparación de las curvas de subsidencia en la región noroeste y sureste representado por las secciones 96MCT-109 y 96MGT-103. La distancia en superficie entre ambas secciones es de 124 kilómetros.

Finalmente, dentro de este análisis de curvas de subsidencia tectónica, se realizó una comparación entre una curva representativa de la zona noroeste y sureste (ver figura 70). De esta comparación, primero se puede observar que, al inicio en un intervalo de 23 a 16 Millones de años, la mayor tasa de subsidencia estaba en la región noroeste del sinclinal de Punquiri, esto indica que la carga tectónica era más importante en esta primera región. Posteriormente, a partir de los 16 Millones de años hasta la actualidad, se puede ver la intersección de ambas curvas, reflejando un cambio en el sistema de antepaís, debido a que, la mayor subsidencia

migra hacia la zona sureste. Sin embargo, en la figura 70 las curvas durante este periodo muestran una geometría paralela que indica que la velocidad de subsidencia es la misma en ambas regiones, pero la intensidad varia. Este aspecto muestra que se modifica la carga orogénica en el sistema de antepaís, siendo más importante en la parte sur.

5.3.2 Comparación con la literatura existente

El trabajo de (Louterbach M. , 2014), realizo el cálculo de curva de subsidencia tectónica dentro de la sección Inambari, obtuvo un espesor total de 5100 metros y un incremento en la cantidad de subsidencia a partir de los 11 millones de años. Estos cálculos fueron realizados en un intervalo de tiempo que iba desde el Cretácico tardío hasta el Cuaternario. Dentro de este trabajo de investigación, los cálculos realizados en la misma sección sísmica, muestran un espesor total 5904 metros y un incremento en la cantidad de subsidencia a partir de los 7 millones de años.

La comparación curva de subsidencia en las regiones noroeste y sureste, permitió comparar nuestros resultados con los obtenidos en el trabajo de (Perez, et al, 2021). Quien realizo el cálculo de curva subsidencia tectónica en los depósitos cenozoicos de la cuenca Chaco al sur de Bolivia, desarrollados dentro de una cuenca foredeep. Los resultados obtenidos por este autor, muestran la curva de subsidencia desde los últimos 26 millones de años, con un cambio importante a partir de los 11 millones de años, donde aumenta la subsidencia y logra alcance máximo de 1750 metros. Dentro de este trabajo de tesis el incremento y la migración de subsidencia hacia el sur, comienza a partir de los 16 millones de años. Este aumento de subsidencia podría haber empezado en la cuenca Madre de Dios y migrado progresivamente hacia las cuencas de antepaís bolivianas, como la cuenca Chaco, debido a que una escala de observación regional pertenece al mismo sistema de subducción. Sin embargo, el alcance máximo es mayor para la cuenca Madre de Dios con 6537 metros.

5.4 Modelos geodinámicos

5.4.1 Hallazgos más relevantes y significativos

La construcción de estos modelos geodinámicos que muestran la evolución del sinclinal de Punquiri desde los últimos 17.6 Ma, fue realizada a partir de la horizontalización de superficies, utilizando los siguientes marcadores estratigráficos: MFS₁, TOBA 1, TOBA 2 y TOBA 3, debido a que se tiene mejor control de edades de estas superficies dentro del sinclinal (ver tabla 3). El proceso de horizontalización fue desarrollado en el programa MOVE utilizando el módulo de “kinematic modelling” y la herramienta “unfolding”. El atributo principal de esta herramienta permite hacer reconstrucciones al estado inicial de una superficie (principio de la horizontalidad), mostrando la geometría de la cuenca cuando se estaba depositando.

5.2.1.1 Configuración del sistema al tiempo de la MFS₁ ≈ 17.6 Ma (figura 71)

Los resultados después de poner en posición horizontal la superficie MFS₁; evidenciaron que la superficie inferior (tope de Paleógeno) tenía una geometría irregular que variaba en intensidad de noroeste a sureste; esta característica evidencia que la deformación del sistema de antepaís ya afectaba los depósitos Paleógenos y Neógenos en el sinclinal de Punquiri desde el noroeste.

La primera sección al noroeste, muestra al sinclinal de Punquiri influenciado en el flanco occidental por la ocurrencia del primer retrocorrimiento que inicia en esta parte y en el flanco opuesto la presencia de la falla de Tambopata que se extiende hacia el sureste.

Las dos secciones centrales muestran que el sinclinal es influenciado en ambos flancos por corrimientos con desplazamiento hacia el antepaís, donde la falla de Tambopata es la encargada de limitar este pliegue en el borde oriental.

Dentro de estas 3 primeras secciones, se observa que la falla de Tambopata había iniciado su deformación dentro de la cuenca foredeep, antes de la MFS₁. La configuración

que se observa en estas secciones, muestra una estructura de foredeep complejo descrito por (Allen & Allen, 2013); donde al avance del corrimiento de Tambopata divide el foredeep en una parte interna (sinclinal de Punquiri) y una parte externa que son conectados por depósitos Neógenos en la parte superior.

La última sección al sureste muestra un comportamiento diferente, donde la geometría de la superficie del tope del paleógeno no muestra una deformación importante, razón por la cual se considera que durante este periodo no está afectada por el corrimiento de Tambopata. Esta sección muestra que los depósitos Neógenos se depositaban en un contexto de cuenca foredeep, clasificada según (Allen & Allen, 2013) dentro de una configuración de foredeep simple.

5.2.1.2 Configuración del sistema al tiempo de la TOBA 1 \approx 15Ma (figura 72)

Al tiempo de la TOBA 1, en la primera sección al noroeste, se observa que el sinclinal de Punquiri sigue influenciada por un retrocorrimiento en el flanco occidental y el corrimiento de Tambopata en el flanco opuesto.

Dentro de este periodo, se observa que la deformación de la falla de Tambopata varía de noroeste a sureste, pero no logra ser significativa debido a que continúa debajo de la superficie MFS₁. Sin embargo, se puede notar un incremento importante de relleno sedimentario en toda la cuenca, a diferencia del primer escenario hace 17 millones de años. La configuración de esta cuenca sigue clasificada como foredeep complejo donde la región interna y externa están conectadas por depósitos Neógenos como indica (Allen & Allen, 2013).

Por el contrario, la última sección al sureste, durante este tiempo continúa sin ser influenciada por el corrimiento de Tambopata, acumulando sedimentos Neógenos.

En general, dentro del intervalo de tiempo de la MFS₁ y la TOBA 1, se observa subsidencia tectónica y el aporte sedimentario jugaron un rol importante en toda esta área durante el Neógeno.

5.2.1.3 Configuración del sistema al tiempo de la TOBA 2 - 4.36 Ma (figura 73)

Los resultados de esta horizontalización para este periodo, muestran cambios importantes dentro del área de Punquiri. Debido a la influencia de las fallas de retrocorrimiento que se expanden hacia el sureste en todas las secciones, desarrollando 2 retrocorrimientos que restringen el flanco occidental del sinclinal de Punquiri.

El flanco oriental siempre se verá limitada por el corrimiento de Tambopata que durante este periodo también muestra influencia en todas las secciones, donde la deformación avanza de noroeste a sureste. Este corrimiento no logra aflorar en superficie, sigue actuando como una falla ciega a pesar que su deformación afecta todas las secciones; esta cualidad muestra que la configuración de esta cuenca sigue funcionando como un foredeep complejo, donde la parte interna (sinclinal de Punquiri) y externa que están conectados en la parte superior por depósitos Neógenos.

Las tasas de subsidencia tectónica y acumulación de sedimentos muestran que son muy importantes, debido espesor de series Neógenas en la figura 73; mostrando gran diferencia respecto a la configuración de la TOBA 1.

5.2.1.4 Configuración del sistema al tiempo de la TOBA 3 - 3.5 Ma (figura 74)

Para el periodo de la TOBA 3, se tiene un mayor desarrollo de los retrocorrimientos en el flanco occidental del sinclinal de Punquiri. Entre tanto el flanco opuesto limitado por el corrimiento de Tambopata sigue funcionando como una falla ciega debido a que no aflora en superficie, presentando una mayor deformación en todas las secciones. De esta manera, gracias a la falla de Tambopata, esta cuenca sigue funcionando como una estructura foredeep complejo durante la edad de la toba 3, permitiendo reconocer una zona interna y externa, conectados por sedimentos Neógenos en la parte superficial.

Hasta los 3.5 millones de años, se observa que la tasa de subsidencia y acumulación de sedimentos es importante hacia el sureste del sinclinal de Punquiri, tal como lo evidenciaron las curvas de subsidencia tectónica.

5.2.1.5 Configuración actual del sistema (figura 75)

Esta configuración muestra la geometría que hoy conocemos del sinclinal de Punquiri, limitada en el flanco occidental por las fallas de retrocorrimiento y en el flanco oriental por la falla de Tambopata que para este periodo corta las series Neógenas y aflora en superficie. Bajo estas condiciones la configuración de esta cuenca deja de ser clasificada como un foredeep complejo; para ubicar el sinclinal de Punquiri dentro de la zona wedge-top como una gran cuenca piggyback.

La deformación que sufre este pliegue en los últimos 3 Millones de años es muy evidente al ser comparada con la configuración de la TOBA 3.

De esta manera se pudo observar que la evolución de las fallas de corrimiento y retrocorrimiento, controlaron la geometría, las tasas de subsidencia y acumulación de sedimentos. Además, la construcción de estos modelos, también evidenciaron la migración de la subsidencia hacia el sureste, descritas en el cálculo y análisis de curvas de subsidencia tectónica, realizadas para los depósitos Neógenos del sinclinal de Punquiri.

5.4.2 Comparación con la literatura existente

Los autores (Hermeza, 2000), (Gil, 2001) y (Baby, et al., 2018), describen la formación del sinclinal Punquiri está relacionada a la evolución de una cuenca tipo piggyback producto de un mecanismo de acomodación de acortamiento del dúplex de candamo. Dentro de este trabajo de tesis, gracias a los modelos geodinámicos presentados, se encuentra semejanzas con este punto, debido a que el sinclinal de Punquiri estaba influenciado por fallas de corrimiento Tambopata y retrocorrimientos Punquiri durante su evolución, permitiendo clasificarla dentro de un modelo de foredeep complejo.

Figura 71 Configuración del sistema al tiempo de la MFS₁

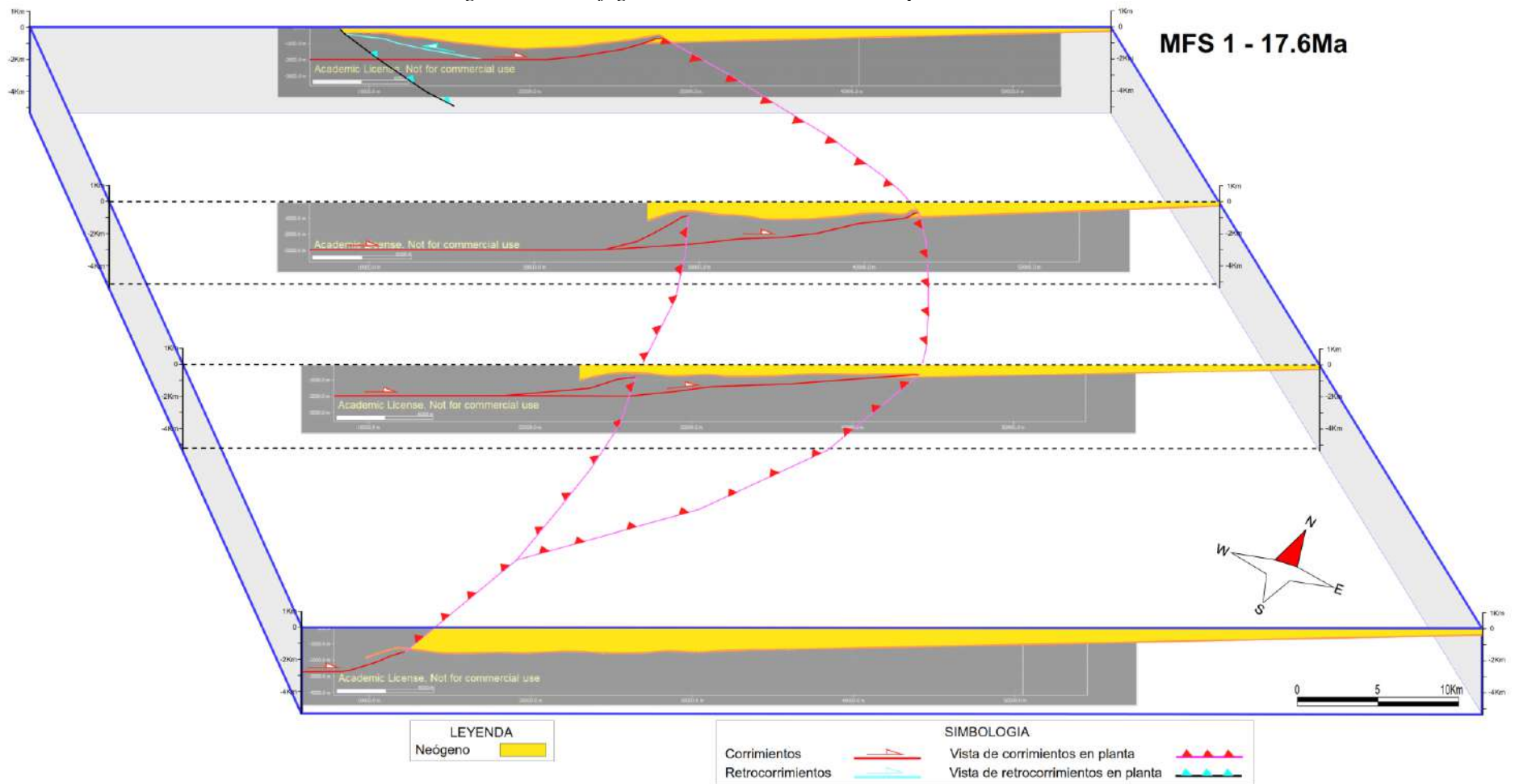


Figura 71. Muestra la configuración del sistema al periodo de la MFS₁ aproximadamente 17.6 millones de años. Los polígonos de color amarillo representan los depósitos Neógenos.

Figura 72 Configuración del sistema al tiempo de la TOBA 1

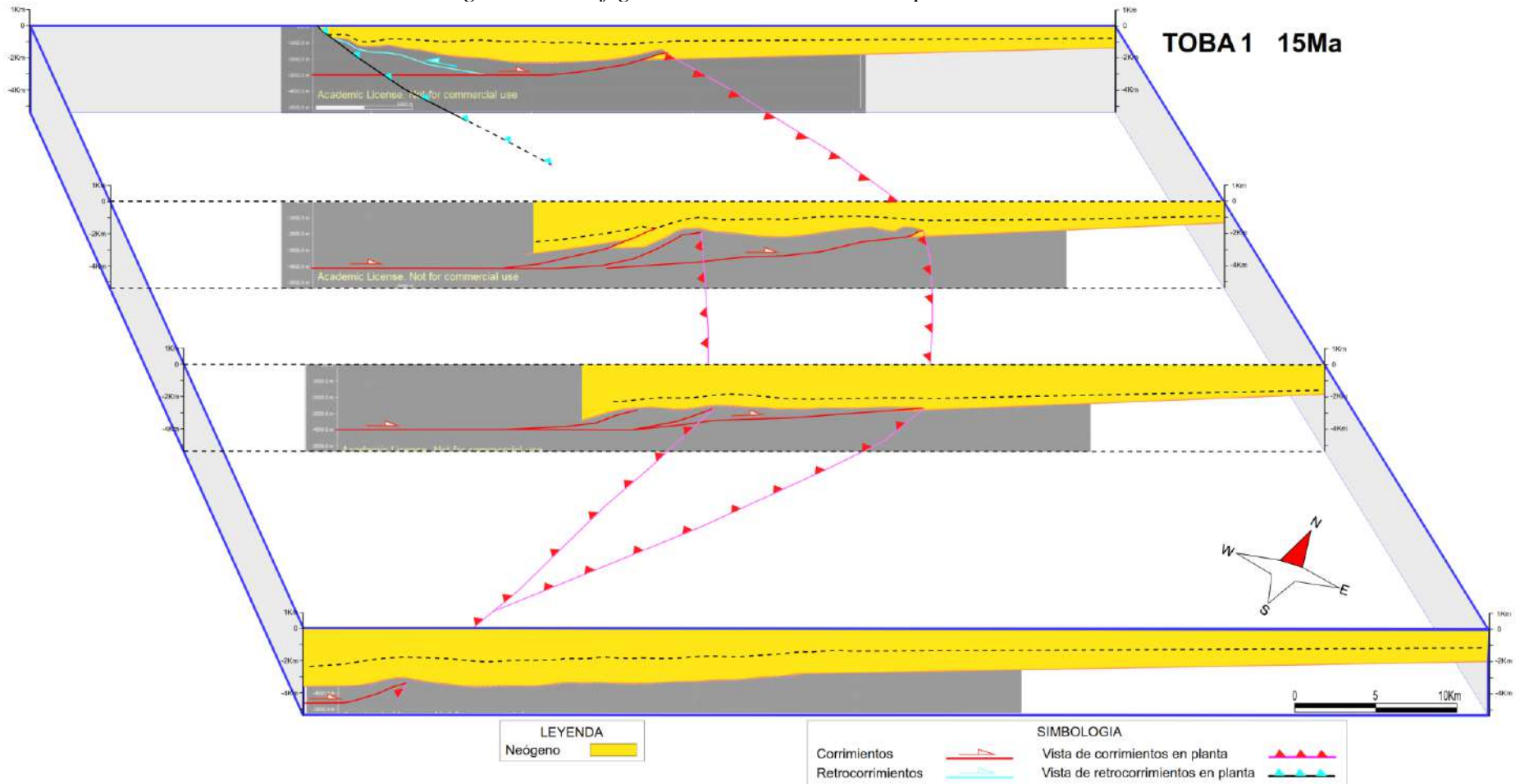


Figura 72. Muestra la configuración del sistema al periodo de la TOBA 1, aproximadamente 15 millones de años. Los polígonos de color amarillo representan los depósitos Neógenos.

Figura 73 Configuración del sistema al tiempo de la TOBA 2

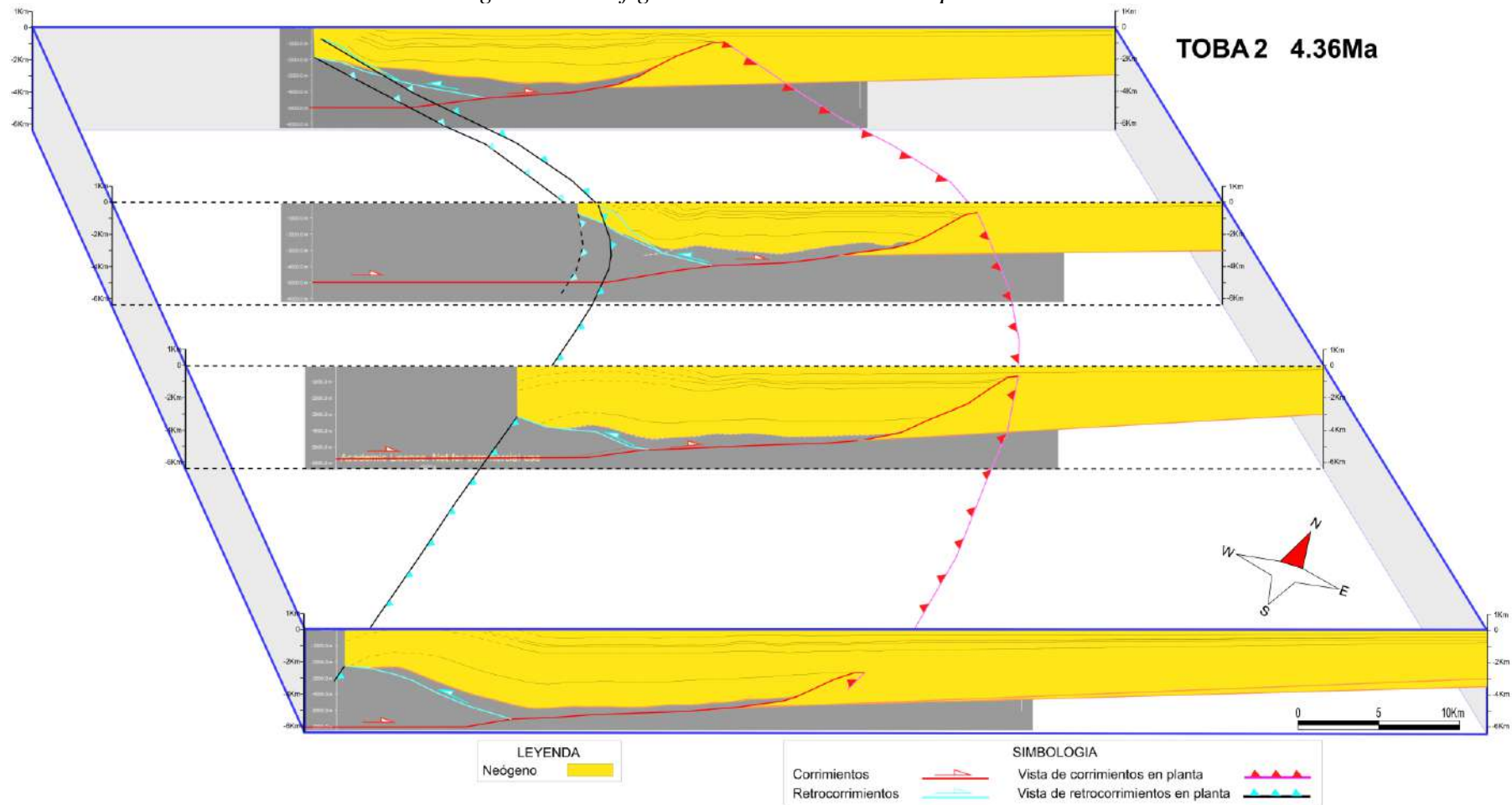


Figura 73. Muestra la configuración del sistema al periodo de la TOBA 2, aproximadamente 4.36 millones de años. Los polígonos de color amarillo representan los depósitos Neógenos.

Figura 74 Configuración del sistema al tiempo de la TOBA 3

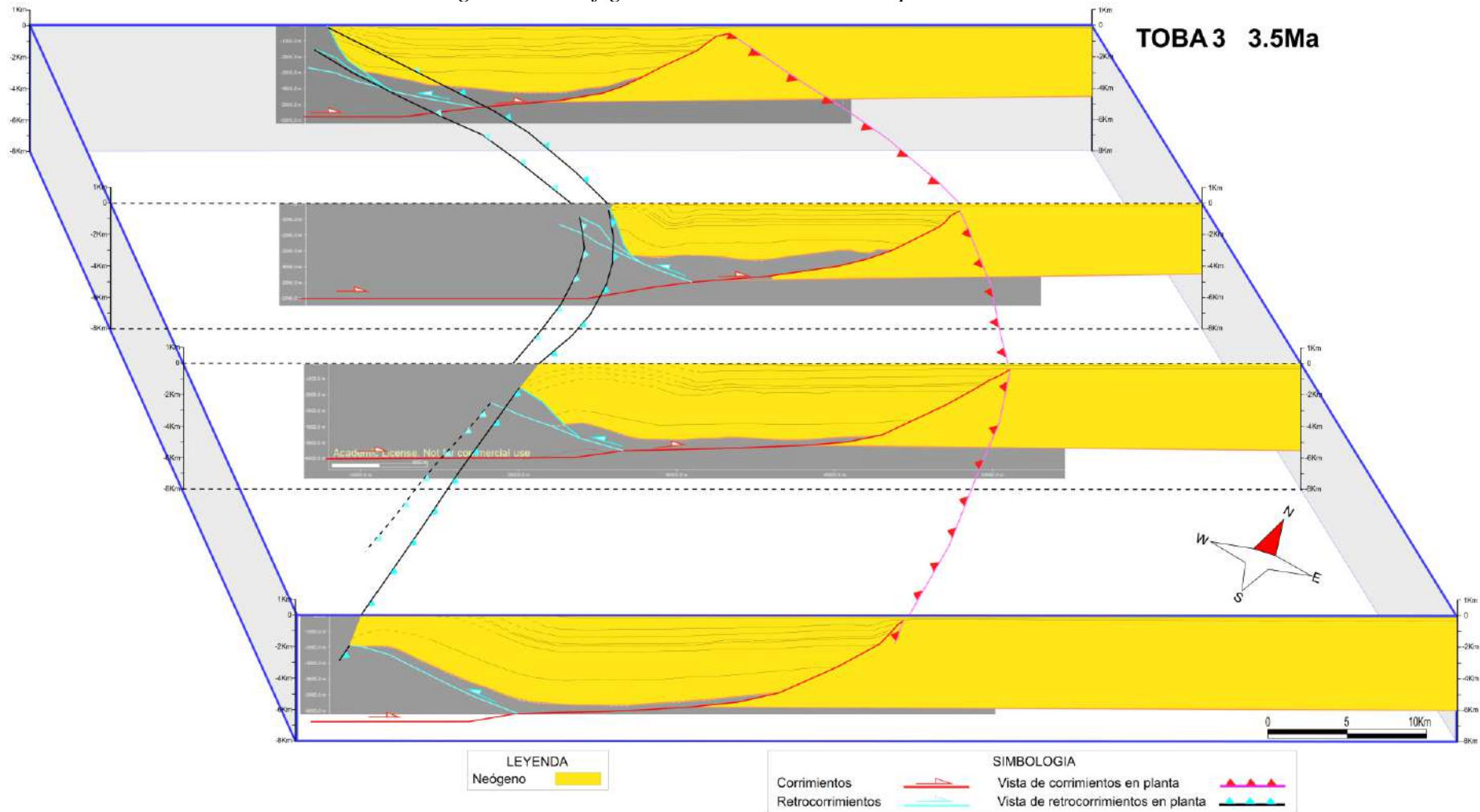


Figura 74. Muestra la configuración del sistema al periodo de la TOBA 1, aproximadamente 3.5 millones de años. Los polígonos de color amarillo representan los depósitos Neógenos.

Figura 75 Configuración actual del sistema

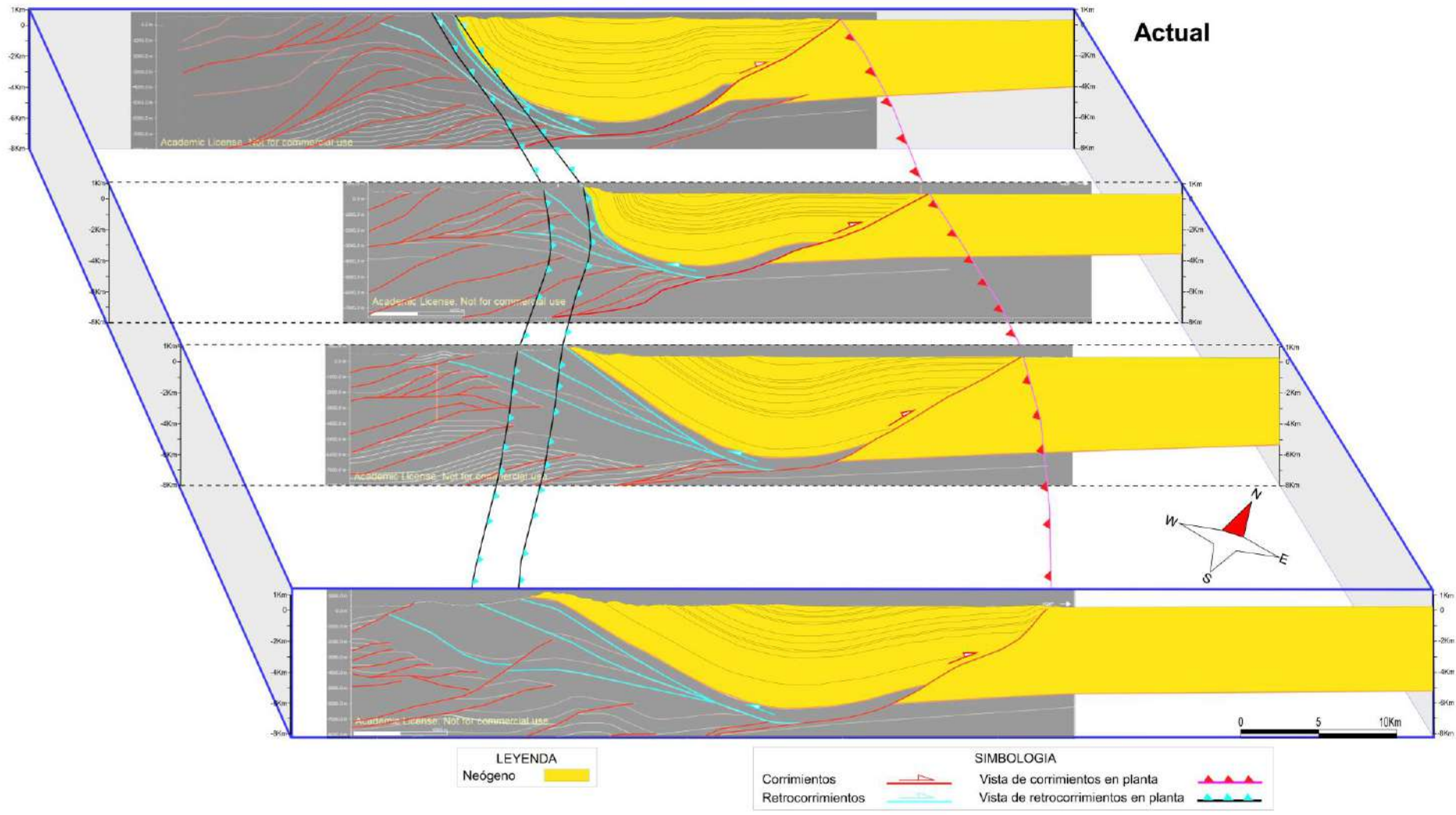


Figura 75. Muestra la configuración actual del sistema.

CONCLUSIONES

El estudio de la dinamina tectono-sedimentario y análisis de subsidencia en las series Neógenas del sinclinal de Punquiri, ha permitido llegar a las siguientes conclusiones:

Primero: Se estableció la dinámica tectono-sedimentaria de las series Neógenas del sinclinal de Punquiri a partir de los cálculos de análisis de subsidencia, debido a que la geometría de las curvas de subsidencia tectónica muestra características relacionadas a periodos de mayor y menor subsidencia vinculadas a eventos tectónicos importantes, estos datos están ligados con la interpretación estructural y sedimentaria.

Segundo: Se interpreto la columna estratigráfica Inambari y la sección sísmica 97MCT-109, en términos de estratigráfica secuencial. Esta interpretación muestra una sedimentación continua durante el Neógeno, con el desarrollo principalmente de ambientes transicionales en la parte basal y media de las series Neógenas y ambientes continentales en la parte superior de estos depósitos. Esta clasificación permitió establecer cortejos sedimentarios de regresión normal, transgresión y regresión forzada y límites de cortejo importantes que al final fueron agrupados en 10 secuencias. Además, esta interpretación también permitió fijar la posición de marcadores estratigráficos como tobas volcánicas que fueron importantes por sus edades.

Tercero: Se cartografió límites de cortejos y elementos estructurales importantes, logrando establecer una correlación noroeste - sureste a lo largo del sinclinal de Punquiri, este proceso permitió conocer la posición de estos límites en todas las de secciones geológicas.

Cuarto: Se determinó el estilo de deformación estructural a partir de la relación entre datos de superficie y subsuelo en el sinclinal de Punquiri; estableciendo que este pliegue muestra un estilo de deformación estructural influenciado por zonas triangulares o dúplex de techo pasivo.

Quinto: Al establecer la relación entre las curvas de subsidencia tectónica calculadas para cada sección que corta transversalmente el sinclinal de Punquiri. Se muestra que durante

un primer estadio la mayor subsidencia se encontraba en la región noroeste. Sin embargo, un cambio importante en el sistema de antepaís desde los 16 millones de años hasta la actualidad, establece un segundo estadio donde la mayor subsidencia migra a la región sureste.

RECOMENDACIONES

Establecidas las conclusiones de esta investigación se realiza las siguientes recomendaciones:

Primero: realizar estudios a una mayor la escala de trabajo. Por ejemplo, a nivel del sistema de antepaís dentro de la cuenca Madre de Dios, de esta forma se puede continuar estableciendo la dinámica tectono-sedimentaria a partir del análisis de subsidencia dentro de las series Neógenas.

Segundo: realizar interpretaciones en términos de estratigrafía secuencial, en zonas nuevas donde se pueda levantar columnas estratigráficas detalladas. También se podría realizar este análisis utilizando datos de registros de pozo que se tiene dentro de la cuenca Madre de Dios. Esta interpretación permitirá establecer puntos de correlación con la columna Inambari interpretada dentro de este trabajo de tesis.

Tercero: revisar nuevas zonas que permitan recopilar datos estructurales (medidas de fallas, estratos y paleocorriente). Esta información permitirá ajustar mejor el cartografiado, a partir marcadores estratigráficos importantes como tobas volcánicas, debido a que se puede conocer su edad. En consecuencia, se recomienda realizar la datación de la TOBA 1 para determinar la edad exacta.

Cuarto: realizar la construcción de secciones balanceadas, ampliando la escala de trabajo, para conocer el estilo de deformación a nivel del sistema de antepaís, que involucre el sinclinal de Punquiri.

Quinto: realizar el análisis de subsidencia en las series Neógenas a nivel de la cuenca Madre de Dios, para comparar con los resultados de las curvas de subsidencia tectónica calculadas en este trabajo.

REFERENCIAS

- Allen, P., & Allen, J. (2013). Basin due to flexure. En *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment* (págs. 98-152). Wiley-blackwell.
- Allen, P., & Allen, J. R. (2013). Subsidence history. En *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment* (Vol. 3, págs. 326-339). Wiley-blackwell. doi:10.1016/B978-0-08-091761-1
- Arche, A. (2010). *Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. Editorial CSIC.
- Baby, P., Calderón, Y., Brusset, S., Roddaz, M., Calves, G., Calderón, Y., . . . Hurtado, C. (2018). The Peruvian Sub-Andean Foreland Basin System: Structural Overview, Geochronologic Constraints, and Unexplored Plays. In *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia*.
- Banks, C., & Warburton, J. (1986). Passive-roof duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan. *Journal of Structural Geology*, 229-237. doi:10.1016/0191-8141(86)90045-3
- Bonnemaison, M., Fomari, M., Galloso, A., Grandin, G., Herial, G., Jungbluth, R., . . . Zegarra, J. (1985). Evolución geomorfológica y placeres de oro en los Andes surorientales del Perú. *Boletín DOciedad Geologica del Perú*, 13-32.
- Brocher, T., Blakely, R., & Wells, R. (2004). Interpretation of the Seattle Uplift, Washington, as a Passive Roof Duplex. *AGU*, 1379-1401. doi:10.1785/012003190
- Burg, J.-P. (2018). Introduction to tectonics. *ETH Zurich*, 1-21. doi:10.3929/ethz-b-000279495
- Burg, J.-P. (2018). Thrust Systems. *Script to Structural Geology*. doi:10.3929/ethz-b-000279493
- Campbell, K., Heizler, M., Frailey, C., Romero-Pittman, L., & Prothero, D. (2001). Upper Cenozoic chronostratigraphy of the southwestern Amazon Basin. *Geology*, 595-598. doi:10.1130/0091-7613(2001)029<0595:UCCOTS>2.0.CO;2
- Catuneanu. (2022). *Principles of Sequence Stratigraphy* (Vol. Second Edition). Elsevier. doi:10.1016/B978-0-08-102111-1
- Catuneanu, O. (2004a). Basement control on flexural profiles and the distribution of foreland facies: The Dwyka Group of the Karoo Basin, South Africa. *Geology*, 517-520. doi:10.1130/G20526.1
- Catuneanu, O. (2004b). Retroarc foreland systems—evolution through time. *Journal of African Earth Sciences*, 38(3), 225-242. doi:10.1016/j.jafrearsci.2004.01.004
- Catuneanu, O. (2006). *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier.
- Catuneanu, O. (2019). First-order foreland cycles: Interplay of flexural tectonics, dynamic loading, and sedimentation. *Journal of Geodynamics*, 290-298. doi:10.1016/j.jog.2018.03.001
- Catuneanu, O. (2022). *Principles of Sequence Stratigraphy - Second Edition*. Elsevier.

- Catuneanu, O., Sweet, A., & Miall, A. (1999). Concept and styles of reciprocal stratigraphies: Western Canada foreland system. *Terra Nova*, 1-8. doi:doi.org/10.1046/j.1365-3121.1999.00222.x
- Chen, Y.-W., Wu, J., & Suppe, J. (2019). Southward propagation of Nazca subduction along the Andes. *Nature*, 565, 441-447. doi:10.1038/s41586-018-0860-1
- Couzens Schultz, B., Vendeville, B., & Wiltschko, D. (2003). Models of passive-roof duplex and triangle zones in fold-and-thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 1623–1644.
- Dalrymple, R. (2010). Interpreting sedimentary successions: facies, facies analysis and facies models. *Facies Models 4*, 3-18.
- Dalrymple, R., & Choi, K. (2007). Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 135-174. doi:doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002
- Dalrymple, R., Kurcinka, C., Jablonski, B., Ichaso, A., Mackay, D., Ashworth, P., . . . Parsons, D. (2015). Chapter 1 - Deciphering the relative importance of fluvial and tidal processes in the fluvial–marine transition. In P. Ashworth, J. Best, & D. Parsons, *Fluvial-Tidal Sedimentology*. Elsevier.
- DeCelles, P., & Giles, K. (1996). Foreland basin systems. *Basin Research*, 8, 105-123. doi:doi.org/10.1046/j.1365-2117.1996.01491.x
- Einsele, G. (2001). Subsidence, Flux Rates, and Sediment Budget. En *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget* (págs. 388-540). Springer. doi:10.1016/S0037-0738(01)00061-6
- Fenies, H., & Taste, J.-p. (1998). Facies and architecture of an estuarine tidal bar (the Trompeloup bar, Gironde Estuary, SW France). *Marine Geology*, 149-169. doi:doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00059-0
- Fidel, L., Boulanger, E., & Cavero, R. (1998). *Geología de los cuadrángulos de Río Las Piedras 23-s, Río Citiyacu 23-t, Esperanza 23-u, Tayacome 24-s, Paquitsa 24-t y Río Lidia 24-u. Hoja: SC 19-13 – [Boletín A 113]*. Lima: INGEMMET. Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional; n° 113.
- Flemming, B. (2004). Beach morphodynamics in relationship to wave energy, grain size and internal sedimentary structure. *Journal of Coastal*, 256–276. Obtenido de <http://www.jstor.org/stable/4299281>
- Fossen, H. (2016). Structural geology. En H. Fossen, *Contractional regimes* (págs. 1405-1495). Reino Unido: Cambridge University.
- Gil, W. (03 de Julio de 2001). Evolución lateral de la deformación de un frente orogénico: ejemplo de las cuencas subandinas entre 0° y 16°s. Ph.D. Thesis, Université Toulouse III: Tesis de doctorado.

- Gil, W., & Flinch, J. F. (2022). Several types of triangle zones from the Subandean ranges of Peru: Fish-tails, tectonic wedges and passive-roof duplexes. *Marine and Petroleum Geology*, 146. doi:doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105968
- Gobo, K., Ghinassi, M., & Nemec, W. (2015). Gilbert-type deltas recording short-term base-level changes: Delta-brink morphodynamics and related foreset facies. *Sedimentology*, 1923-1949.
- Gobo, K., Ghinassi, M., Nemec, W., & Sjursen, E. (2013). Development of an incised valley-fill at an evolving rift margin: Pleistocene eustasy and tectonics on the southern side of the Gulf of Corinth, Greece. *Sedimentology*, 1923–1949. doi:10.1111/sed.12089
- Gobo, K., Ghinassi, M., Wojciech, N., & Eivind, S. (2014). Development of an incised valley-fill at an evolving rift margin: Pleistocene eustasy and tectonics on the southern side of the Gulf of Corinth, Greece. *Sedimentology*. doi:10.1111/sed.12089
- Hassan, M., Johnson, H., Allison, P., & Abdullah, W. (2016). Sedimentology and stratigraphic architecture of a Miocene retrogradational, tide-dominated delta system: Balingian Province, offshore Sarawak, Malaysia. *Geological Society, London, Special Publications*. doi:10.1144/SP444.12
- Hermoza, W. (Enero de 2000). Análisis de las relaciones tectónica-erosion-sedimentacion del terciario de la cuenca de Madre de Dios. Cusco : Tesis de pre grado .
- Hermoza, W. (2004). Dinámica tectono-sedimentaria y restauración secuencial de la cuenca de antepais de los andes centrales. Tesis de doctorado de la Université Paul Sabatier de Toulouse III.
- Horton, B. K. (2018). Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Reviews*, 178, 279-309.
- Hovikoski, J., Gingras, M., Räsänen, M., Hernani, L., Guerrero, J., Ranzi, A., & Melo, J. (2007b). The nature of Miocene Amazonian epicontinental embayment: High-frequency shifts of the low-gradient coastline. *Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL*. doi:10.1130/B26149.1
- Hovikoski, J., Räsänen, M., Gingras, M., Lopez, S., Romero, L., Ranzi, A., & Melo, J. (2007c). Palaeogeographical implications of the Miocene Quendeque Formation (Bolivia) and tidally-influenced strata in southwestern Amazonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 23-41. doi:10.1016/j.palaeo.2006.07.013
- Hovikoski, J., Räsänen, M., Gingras, M., Roddaz, M., Brusset, S., Hermoza, W., . . . Lertola, K. (2005). Miocene semidiurnal tidal rhythmites in Madre de Dios, Peru. *Geology*, 177-180. doi:10.1130/G21102.1
- Hurtado, C., Calderon, I., Baby, P., Brusset, S., & Viveen, W. (2022). The Candamo antiformal stack, Madre de Dios basin, Peru. *Elsevier*, 313-319. doi:doi.org/10.1016/B978-0-323-85175-6.00024-9
- Jones, P. B. (1996). Triangle zone geometry, terminology and kinematics. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 139-152.

- Lalit, R., & Kohki, Y. (2021). Sedimentary facies analysis of the fluvial environment in the siwalik group of eastern Nepal: deciphering its relation to contemporary himalayan tectonics, climate and sea-level change. *Progress in Earth and Planetary Science*. doi:10.21203/rs.3.rs-154653/v1
- Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Cristallini, E., Araujo, V., & Dimieri, L. (2020). Kinematics of a backthrust system in the Agrio fold and thrust belt, Argentina: Insights from structural analysis and analogue models. *Journal of South American Earth Sciences*. doi:doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102594
- Louterbach, M. (Octubre de 2014). Propagation du front orogénique Subandin et réponse sédimentaire associée dans le bassin d'avant-pays Amazonien (Madre de Dios, Pérou). Tesis de doctorado.
- Louterbach, M., Roddaz, M., Adnet, S., Dantas, E., Baby, P., & Calderon, Y. (2018). Provenance record of late Maastrichtian–late Palaeocene Andean Mountain building in the Amazonian retroarc foreland basin (Madre de Dios basin, Peru). *Terra Nova*.
- Louterbach, Roddaz, M., Bailleul, J., Antoine, P., Parra, F., Calderon, Y., & Baby, P. (2014). Evidences for a Paleocene marine incursion in southern Amazonia (Madre de Dios Sub-Andean Zone, Peru). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 414-471. doi:doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.09.027
- Manea, V., Manea, M., Ferrari, L., Orozco, T., Valenzuela, T., Husker, A., & Kostoglodov, V. (2017). A review of the geodynamic evolution of flat slab subduction in Mexico, Peru, and Chile. *Tectonophysics*, 27-52. doi:doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.037
- McClay, K. (1992). Glossary of thrust tectonics terms . In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, London, 419–433.
- Miall, A. (2015). *Stratigraphy: A Modern Synthesis*. Springer. doi:10.1007/978-3-319-24304-7
- Miall, A. D. (1985). Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 261-308. doi:doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7
- Nichols, G. (2009). *Sedimentology and Stratigraphy*. Chichester, UK: Wiley-Blackwell.
- Noblet, C., Lavenu, A., & Marocco, R. (1996). Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics*, 255, 65-78. doi:doi.org/10.1016/0040-1951(95)00081-X
- Oliveira, L., Statterger, K., & Vital, H. (2006). Holocene sea-level history: Evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology*, 39-53. doi:doi.org/10.1016/j.margeo.2005.12.008
- Olson, H. C., & Leckie, R. M. (2003). Micropaleontologic Proxies for Sea-Level Change and Stratigraphic Discontinuities. *SEPM Society for Sedimentary Geology*. doi:10.2110/pec.03.75

- Palacio, O., Molina, O., Galloso, A., & Reyna, C. (1996). *Geología de los cuadrángulos de Puerto Luz, Colorado, Laberinto, Puerto Maldonado, Quincemil, Masuco, Astillero y Reserva Tambopata. Hojas: 26-u, 26-v, 26-x, 26-y, 27-u, 27-v, 27-x, 27-y – [Boletín A 81]*. Lima: INGEMMET. Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional; n° 81.
- Perez, N., Anderson, R., Horton, B., Ohlson, B., & Calle, A. (2021). Reconciling Spatial and Temporal Patterns of Cenozoic Shortening, Exhumation, and Subsidence in the Southern Bolivian Andes. *Frontiers in Earth Science*. doi:10.3389/feart.2021.636269
- Perez, N., Horton, B., & Carlotto, V. (2016). Structural inheritance and selective reactivation in the central Andes: Cenozoic deformation guided by pre-Andean structures in southern Peru. *Tectonophysics*, 264-280. doi:doi.org/10.1016/j.tecto.2015.12.031
- Perez, N., Horton, B., & Carlotto, V. (2016). Structural inheritance and selective reactivation in the central Andes: Cenozoic deformation guided by pre-Andean structures in southern Peru. *Tectonophysics*, 264-280. doi:doi.org/10.1016/j.tecto.2015.12.031
- Price, R. A. (1981). The Cordilleran foreland thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains. *Geological Society, London, Special Publications*, 427-448. doi:doi.org/10.1144/GSL.SP.1981.009.01.3
- Ramos, V. (2018). Tectonic Evolution of the Central Andes: From Terrane Accretion to Crustal Delamination. En G. Zamora, K. R. McClay, & V. A. Ramos, *Petroleum Basins and Hydrocarbon Potential of the Andes of Peru and Bolivia* (Vol. 117). The American Association of Petroleum Geologists.
- Roddaz, M. (2004). Transition des stades alimentés à suralimentés dans les systèmes de rétro-bassin d'avant-pays : du bassin amazonien. *Thèse de doctorat*, 0-332. Obtenido de www.theses.fr/2004TOU30133
- Roddaz, M., Brusset, S., Baby, B. P., & Hérail, G. (2006). Miocene tidal-influenced sedimentation to continental Pliocene sedimentation in the forebulge–backbulge depozones of the Beni–Mamore foreland Basin (northern Bolivia). *Journal of South American Earth Sciences*, 351-368. doi:doi.org/10.1016/j.jsames.2005.11.004
- Roddaz, M., Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., & Brusset, S. (2010). Cenozoic Sedimentary Evolution of the Amazonian Foreland Basin System. *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*, 61-88. doi:10.1002/9781444306408.ch5
- Roddaz, M., Hermoza, W., Mora, A., Baby, P., Parra, M., Christophoul, F., . . . Espurt, N. (2009). Cenozoic Sedimentary Evolution of the Amazonian Foreland Basin System. En C. Hoorn, *Amazonia: landscape and species evolution: a look into the past* (págs. 61-88). doi:doi.org/10.1002/9781444306408.ch5
- Rosas, S., Fontboté, L., & Tankard, A. (2007). Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Peru. *Journal of South American Earth Sciences*, 24, 1-24. doi:doi.org/10.1016/j.jsames.2007.03.002
- Sampieri, R., Collado, C. F., & Lucio, P. B. (2014). *Metodología de la investigación*. México D.F.: McGraw-Hill.

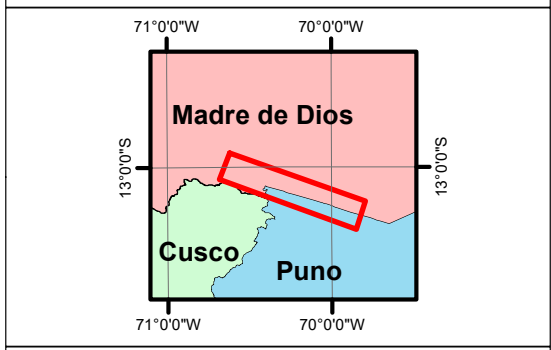
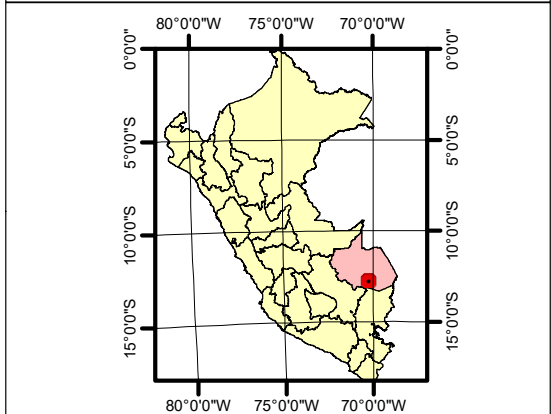
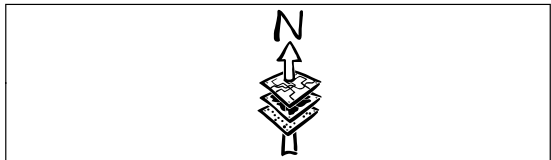
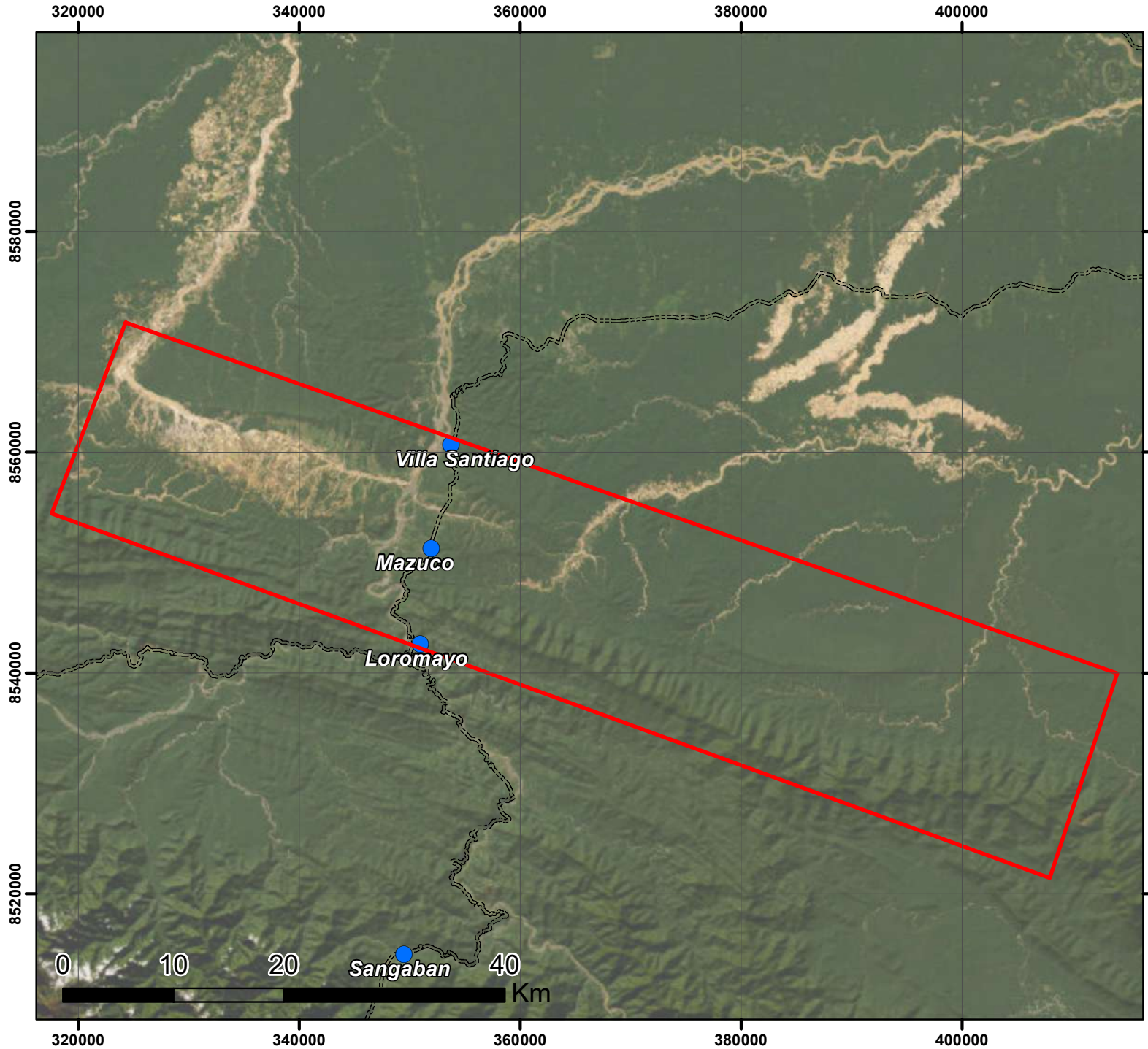
- Scherer, C., Goldberg, K., & Bardola, T. (2015). Facies architecture and sequence stratigraphy of an early post-rift fluvial succession, Aptian Barbalha Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 43-62. doi:doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.03.010
- Scherer, C., Goldberg, K., & Bardola, T. (2015). Facies architecture and sequence stratigraphy of an early post-rift fluvial succession, Aptian Barbalha Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, 43-62. doi:doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.03.010
- Scherer, C., Goldberg, K., & Bardola, T. (2015). Facies architecture and sequence stratigraphy of an early post-rift fluvial succession, Aptian Barbalha Formation, Araripe Basin, northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*. doi:doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.03.010
- Sleveland, A., Midtkandal, I., Galland, O., & Leanza, H. (2020). Sedimentary Architecture of Storm-Influenced Tidal Flat Deposits of the Upper Mulichinco Formation, Neuquén Basin, Argentina. *Frontiers in Earth Science*, 1-24. doi:10.3389/feart.2020.00219
- Swan, A., Hartley, A., Owen, A., & Howell, J. (2018). Reconstruction of a sandy point-bar deposit: implications for fluvial facies analysis. *Wiley Online Books*. doi:10.1002/9781119424437.ch17
- Tanner, D. C., Brandes, C., & Leiss, B. (2010). Structure and kinematics of an outcrop-scale fold-cored triangle zone. *AAPG Bulletin*. doi:doi.org/10.1306/06301009188
- Tinterri, R. (2011). Combined Flow Sedimentary Structures and the Genetic Link Between Sigmoidal- and Hummocky-Cross Stratification. *GEOACTA*, 1-43.
- van Yperen, A., Poyatos-Moré, M., Holbrook, J., & Midtkandal, I. (2020). Internal mouth-bar variability and preservation of subordinate coastal processes in low-accommodation proximal deltaic settings (Cretaceous Dakota Group, New Mexico, USA). (431-458).
- Wangen, M. (2010). Subsidence. En *Physical Principles of Sedimentary Basin Analysis* (págs. 194-259). Cambridge University. doi:ISB 1108446965
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A, Otharán, G., & Irastorza, A. (2021). Deltas: a new classification expanding Bates's concepts. *Journal of Palaeogeography*, 1-15. doi:10.1186/s42501-021-00098-w

ANEXOS

Anexo 1: Datum de falla de retrocorrimiento

Estación	E	N	Rumbo	Buzamiento	A-R Rake	K campo	Estructura
			297	83	81	Inversa	
			294	88	88	Inversa	
			292	86	88	Inversa	
			289	87	89	Inversa	
1	34624	854810	297	88	87	Inversa	Retrocorrimient
	4	5	296	86	86	Inversa	o
			291	84	87	Inversa	
			288	84	89	Inversa	
			296	85	88	Inversa	
			294	83	89	Inversa	

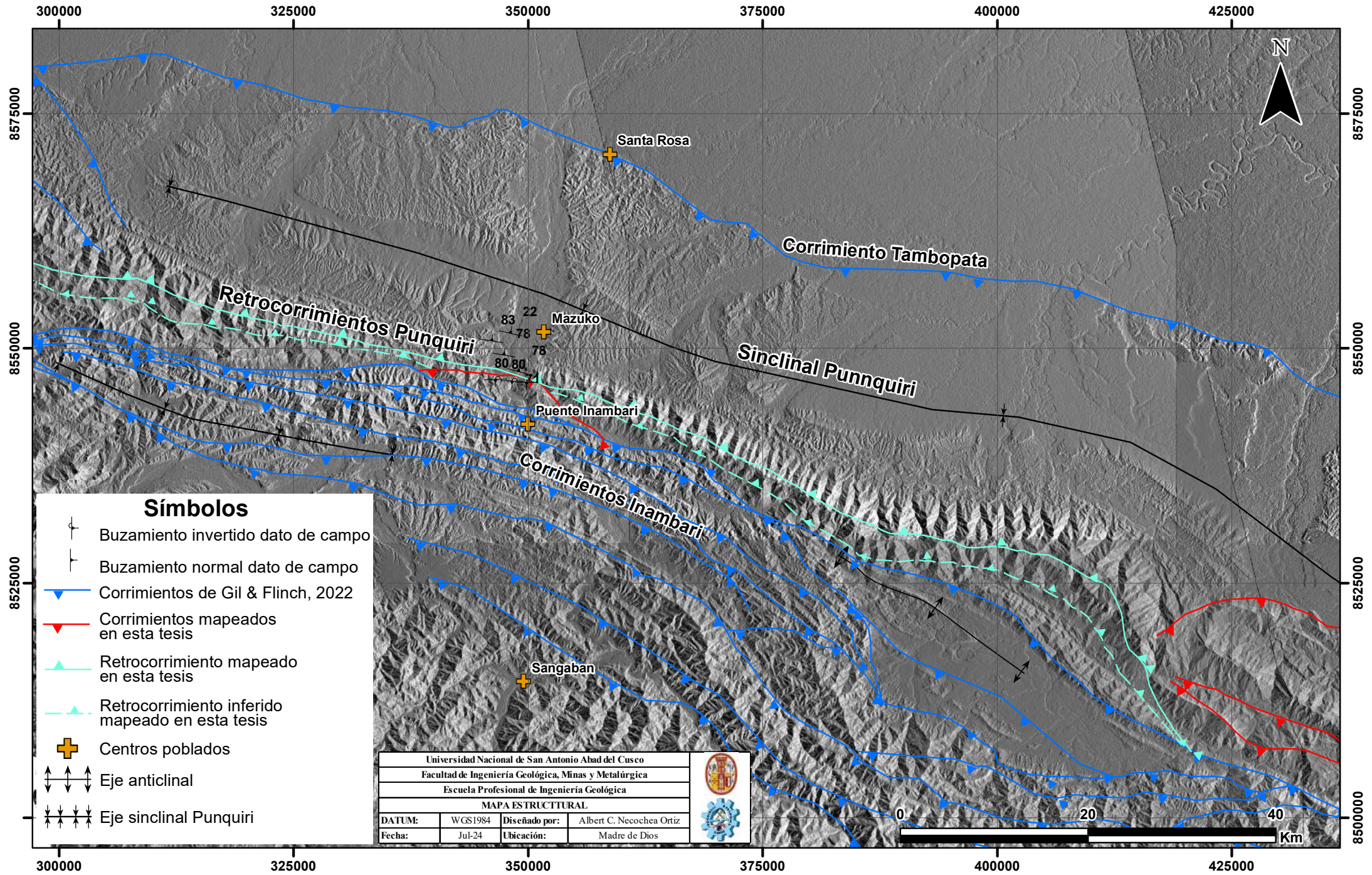
Tabla del anexo 1 muestra el datum de la falla de retrocorrimiento visto en campo, estos datos fueron utilizados para realizar el análisis estereografico de la figura 46.



Simbología

- Área de trabajo
- Centros poblados
- Carretera interoceánica Cusco-Puno-Puerto Maldonado

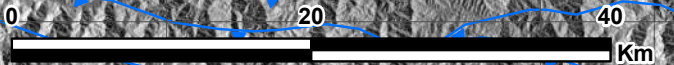
Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco			
Facultad de Ingeniería Geológica, Minas y Metalúrgica			
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica			
MAPA DE UBICACIÓN			
DATUM:	WGS1984	Diseñado por:	Albert C. Necochea Ortiz
Fecha:	Jul-24	Ubicación:	Madre de Dios

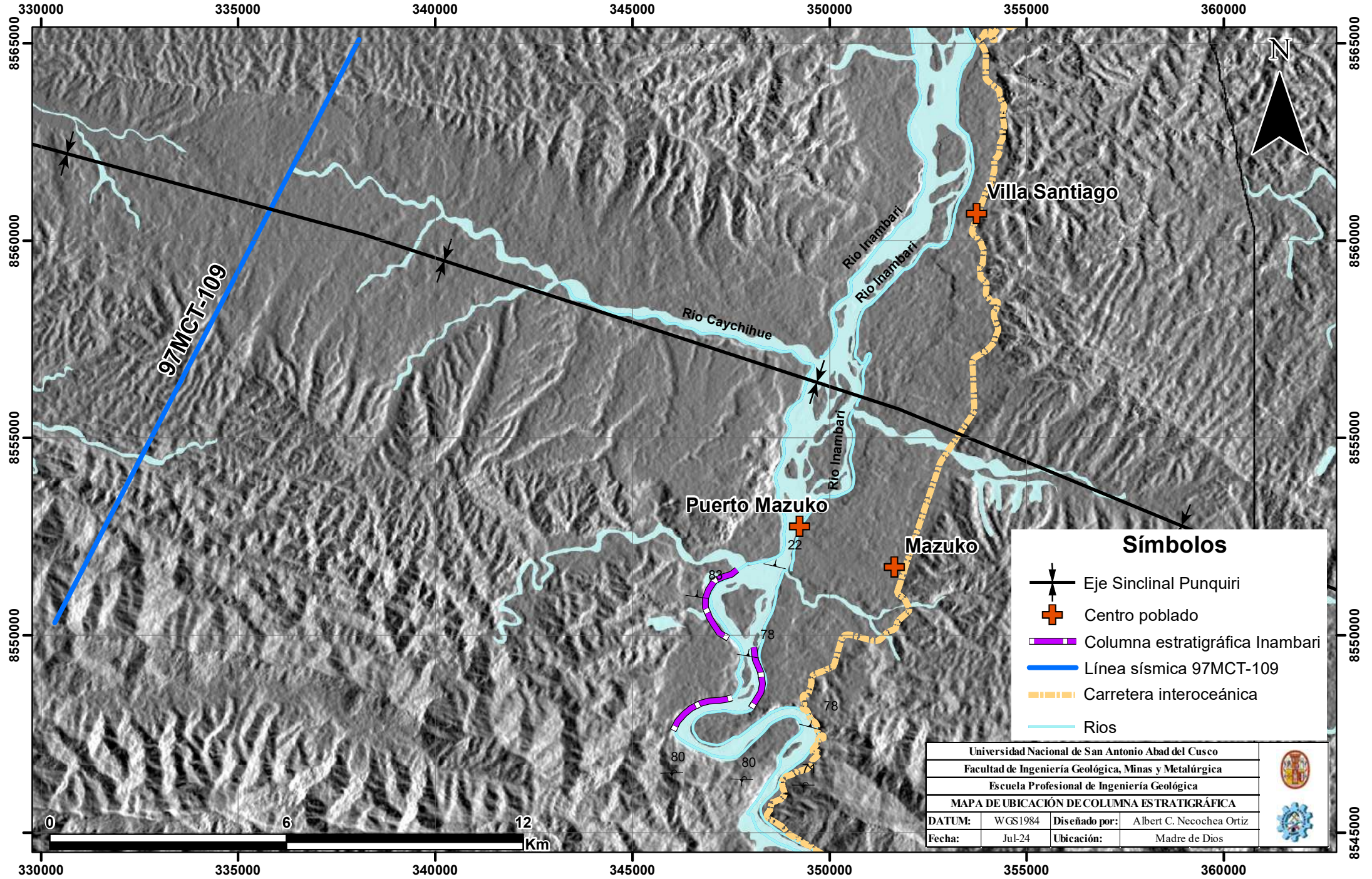


Símbolos

- Buzamiento invertido dato de campo
- Buzamiento normal dato de campo
- Corrimientos de Gil & Flinch, 2022
- Corrimientos mapeados en esta tesis
- Retrocorrimiento mapeado en esta tesis
- Retrocorrimiento inferido mapeado en esta tesis
- Centros poblados
- Eje anticlinal
- Eje sinclinal Punquiri

Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco			
Facultad de Ingeniería Geológica, Minas y Metalúrgica			
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica			
MAPA ESTRUCTURAL			
DATUM:	WGS1984	Diseñado por:	Albert C. Necochea Ortiz
Fecha:	Jul-24	Ubicación:	Madre de Dios



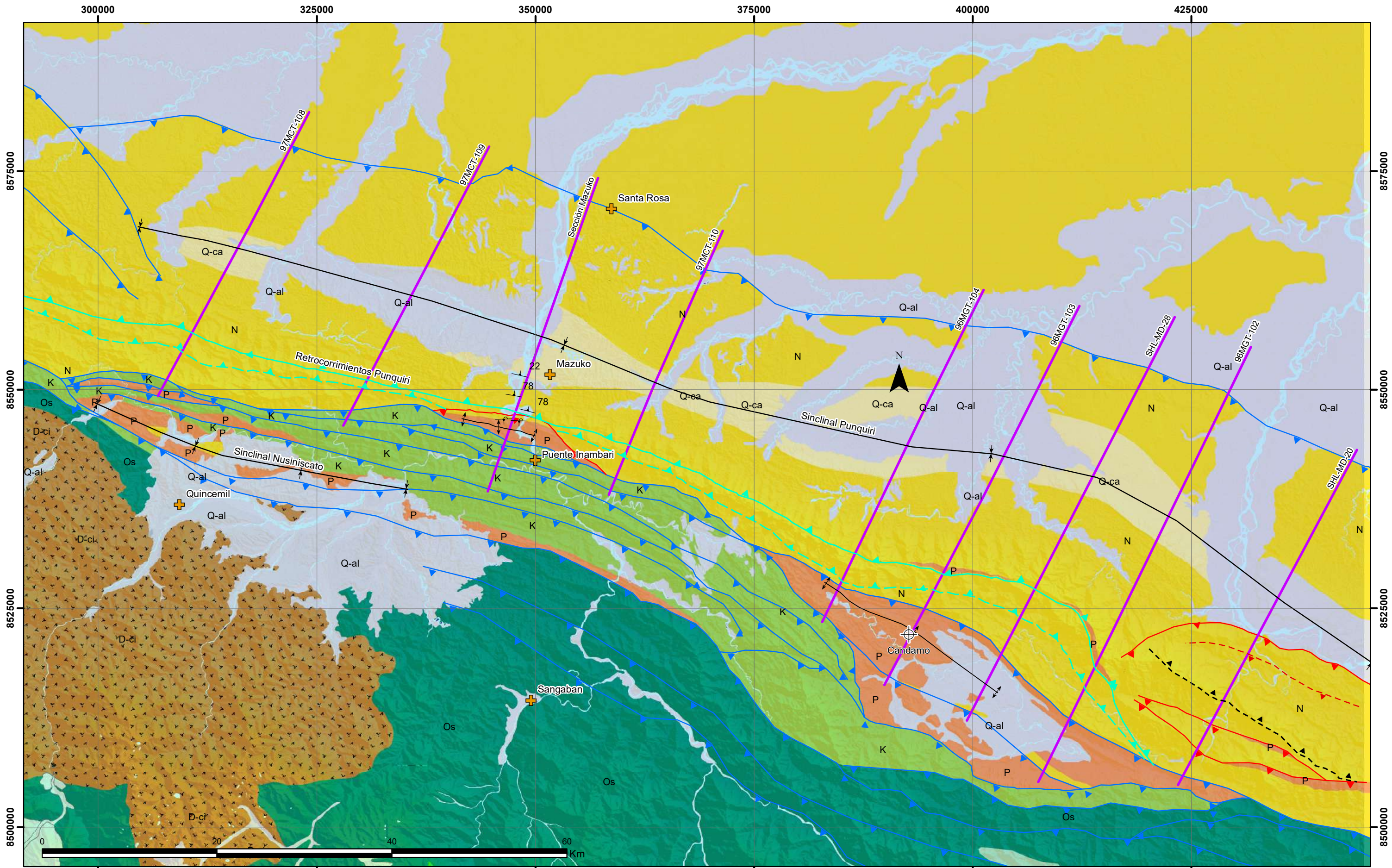


Símbolos

- Eje Sinclinal Punquiri
- Centro poblado
- Columna estratigráfica Inambari
- Línea sísmica 97MCT-109
- Carretera interoceánica
- Rios

Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco			
Facultad de Ingeniería Geológica, Minas y Metalúrgica			
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica			
MAPA DE UBICACIÓN DE COLUMNA ESTRATIGRÁFICA			
DATUM:	WGS1984	Diseñado por:	Albert C. Necochea Ortiz
Fecha:	Jul-24	Ubicación:	Madre de Dios





LEYENDA

Cuaternario	Depósito aluvial (Q-al)	Cretácico (K)
	Fm. Cancao (Q-ca)	Devónico (D-ci)
	Neógeno (N)	Silúrico (S)
	Paleógeno (P)	Ordovícico (Os)

SÍMBOLOS

Buzamiento invertido dato de campo	Centro poblado
Buzamiento normal dato de campo	Secciones
Corrimientos de Gil & Finch, 2022	Pozo
Corrimientos mapeados en esta tesis	Eje sinclinal
Retrocorrimientos mapeados en esta tesis	Eje anticlinal

Universidad Nacional de San Antonio Abad del Cusco			
Facultad de Ingeniería Geológica, Minas y Metalúrgica			
Escuela Profesional de Ingeniería Geológica			
MAPA GEOLÓGICO			
DATUM:	WGS1984	Diseñado por:	Albert C. Necochea Ortiz
Fecha:	Jul-24	Ubicación:	Madre de Dios



COLUMNA ESTRATIGRÁFICA INAMBARI

