



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

Efectos de la carga sedimentaria sintectónica en la evolución del borde externo de un orógeno: Modelación analógica aplicada al Sistema Estructural Pocuro, V Región, Chile

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

JAVIERA ESTEFANÍA CORTÉS CAMUS

PROFESORA GUÍA:
LUISA PINTO LINCOÑIR

PROFESORA CO-GUÍA:
PAMELA JARA MUÑOZ

COMISIÓN:
GABRIEL EASTON VARGAS

Este trabajo ha sido financiado por el Proyecto Fondecyt, 1200871

SANTIAGO DE CHILE

2024

**RESUMEN MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA
POR: JAVIERA ESTEFANÍA CORTÉS CAMUS
FECHA: 2024
PROF. GUÍA: Dra. LUISA PINTO LINCOÑIR**

**EFFECTOS DE LA CARGA SEDIMENTARIA SINTECTÓNICA EN LA EVOLUCIÓN DEL
BORDE EXTERNO DE UN ORÓGENO: MODELACIÓN ANALÓGICA APLICADA AL SISTEMA
ESTRUCTURAL POCURO, V REGIÓN, CHILE.**

En la zona comprendida entre los 32°S y 33°S, se evidencia una notable transición en el paisaje cordillerano. En la parte norte de esta franja, se observan los valles transversales que conectan la Cordillera de los Andes con la Cordillera de la Costa. Sin embargo, en la parte sur se encuentra la depresión Los Andes-San Felipe, una cuenca sedimentaria que actúa como una división geomorfológica entre ambas cordilleras. Este fenómeno resulta en una marcada diferencia entre el área al sur de 32°30'S, caracterizada por una alta sedimentación, y el sector norte de los 32°30'S, donde la presencia de sedimentos es notablemente escasa.

Estas dos áreas, interactúan con el frente de formación del orógeno Andino, donde se encuentra la Zona de Falla Pucuro (ZFP), una zona de falla regional que se extiende entre los 32°S y 33°S. Estudios recientes han evidenciado una actividad tectónica dentro del área de influencia de la ZFP, afectando unidades cuaternarias. Se ha observado que esta actividad tectónica varía a lo largo de la latitud, dependiendo de la presencia de depósitos sedimentarios, con el frente de deformación aflorando más hacia el Oeste en áreas con menor presencia de sedimentos.

En base a estas observaciones, surgen preguntas fundamentales sobre la relación entre la evolución de los sistemas estructurales en los bordes de los orógenos y la presencia de depósitos sedimentarios. Por lo tanto, este estudio se propuso abordar estas interrogantes mediante modelos análogos que recrearan el proceso de compresión simple en el borde externo de un orógeno, comparando la evolución del sistema estructural frente a zonas con diferentes tasas de sedimentación sintectónica en su frente, y aplicando los resultados a la zona de ZFP.

Los resultados de la modelación analógica indican que existe una fuerte incidencia de la tasa de sedimentación sintectónica con la geometría de los sistemas estructurales de borde de orógenos. Las variaciones de los ángulos, desplazamientos y altura del sistema estructural señalan que al estar expuesto a una mayor tasa de sedimentación sintectónica limita su capacidad de propagarse hacia el frente de deformación. La división entre dos zonas con distintas tasas de sedimentación interactuando con un mismo sistema estructural, permite comparar como el sistema estructural se propaga a mayor distancia en la zona donde recibe menor carga sedimentaria, versus la otra zona con mayor carga sedimentaria, resultando en una menor propagación.

En cuanto a la aplicación de la modelación analógica al sistema natural, ZFP, se observa que los modelos logran explicar la diferencia de propagación del sistema estructural entre la zona sur en contraste con la zona norte, donde se observa mayor propagación, siendo la sedimentación sintectónica el factor principal de esta diferencia. Por otra parte, el afloramiento del frente de deformación del sistema estructural hacia el Oeste, al norte de la depresión de Los Andes-San Felipe, es el resultado de la falta de sedimentos que obstaculicen su propagación en esa dirección.

*“La única manera de lidiar con un mundo no libre, es llegar a ser tan absolutamente libre que tu misma existencia sea un acto de rebelión”
(Albert Camus).*

Para mi hijo Rafael, con todo el amor

Agradecimientos

En primer lugar, deseo expresar mi profundo agradecimiento a mi profesora guía, Luisa Pinto, a quien admiro tanto por su labor académica y docente como por su calidad como persona. Muchas gracias por brindarme la oportunidad de realizar este trabajo, por su apoyo incondicional hasta las últimas instancias y por nunca rendirse conmigo.

También quiero agradecer a Pamela Jara por su coguía, siempre aportando con sus comentarios asertivos para mejorar la calidad de este trabajo.

Agradezco al equipo de Mountain Building por su dedicación y contribuciones a la geología de la Cordillera de la V Región, así como todo aporte a este estudio en particular.

A Camilo Pérez y Paula Montiel, mis ayudantes de laboratorio, les agradezco su simpatía, compromiso y dedicación en sus prácticas, lo cual contribuyó enormemente a que de este estudio se llevara a cabo.

Quiero expresar mi gratitud a todas y cada una de las amistades y personas que han sido parte de mi vida universitaria. A mis Bachiamores Piri, Javi C, Darle, Bastián, Pipe, Mariela, Chico, Joyce y Dani, por ser seres hermosos, únicos y especiales, me siento muy honrada cuando estoy en su presencia, gracias por los años de bachiamor y amistad. También a todos los Wan Lov, por compartir esa vibra bonita que los caracterizaba y por ser una verdadera familia dentro de la universidad. A Maiki por demostrar una amistad duradera y por ser un compañero en la lucha que ambos conocemos.

Quiero agradecer a Jaime por ser un gran maestro y enseñarme el camino de vuelta a mi esencia, y por su constante cariño y presencia en mi vida. También a Alonso, por los años de cariño y compañerismo que nos dedicamos.

A mis amigos BachiBuchefer, Rodri por ser una amistad bonita y sincera que siempre entrega lo mejor de sí mismo, y a Seba por nuestras infinitas conversaciones y por ser un hermano durante los años universitarios. A mis queridas Girlas, Nine, Javi y Naty, por ser compañeras en las buenas y en las malas, en el carrete y en el estudio, en las risas y en las penas, y por ser fuente de admiración e inspiración.

A mis adorables cachorritas Moka y Bellota, por ser mis compañeras durante la realización de este trabajo y por estar siempre disponibles para brindarme un abrazo para calmar mi ansiedad.

A Chesther, por ser como eres, por tu amor y atención hacia mí y hacia Rafa, por crear un espacio familiar donde podemos crecer juntos, por creer en mí y por animarme constantemente a alcanzar mis metas.

Quiero agradecer a mis hermanos, a Lucas por ser un compañero y cómplice en la vida, y a Matías por ser un hermano mayor, mentor y guía en mi vida, siempre cuidando mis pasos y compartiendo su sabiduría.

A mi papa y mama, por su amor y labor como padres, por mucho de lo que soy hoy en día. Y porque a pesar de las adversidades, siempre han estado ahí para apoyarme, sin ese apoyo no podría haber llegado hasta este punto.

A mi bebé Rafael, por ser mi principal motor y fuente de motivación para finalizar este trabajo y construir mi vida junto a él. Y por ser el amor más hermoso que he experimentado en mi vida.

Por último, quiero agradecerme a mí misma por el arduo trabajo personal que ha significado finalizar este proyecto y por no rendirme en el camino.

Tabla de contenido

1.	Introducción	1
1.1.	Formulación del problema	1
1.2.	Hipótesis	3
1.3.	Objetivos	3
1.3.1.	Objetivo General.....	3
1.3.2.	Objetivos Específicos	3
1.4.	Metodología	4
2.	Marco Teórico.	5
2.1.	Sistemas Estructurales Compresivos	5
2.1.1.	<i>Pop-Up</i>	5
2.1.2.	Pliegue por flexura de falla.....	6
2.1.3.	Pliegues por propagación de falla	7
2.1.4.	Pliegue por despegue	7
2.2.	Modelo de Pendiente Crítica de la Cuña de Coulomb (Critical Taper Coulomb Wedge Model) 8	8
2.3.	Concepto de sedimentación sintectónica.	8
3.	Marco geológico	10
3.1.	Contexto geotectónico	10
3.2.	Unidades Morfoestructurales	11
3.3.	Marco litoestratigráfico	13
3.3.1.	Rocas Estratificada.....	14
3.3.2.	Roca Intrusiva.....	16
3.4.	Depósitos no Consolidados	17
3.4.1.	Depósitos Aluviales.	17
3.4.2.	Depósitos de Megadeslizamiento.	19
3.5.	Marco Estructural	20
3.5.1.	Sistema de Falla Las Minillas.....	21
3.5.2.	Zona de Falla Pocuro	22
3.5.3.	Falla Los Quemados	23
3.5.4.	Falla El Saino	24
3.5.5.	Falla Jahuel	24
3.5.6.	Falla Campos de Ahumada	25
3.5.7.	Falla San Francisco.....	26
3.5.8.	Falla Cariño Botado.....	27

3.5.9.	Falla Los Andes	28
4.	Modelación Analógica.....	29
4.1.	Generalidades.....	29
4.2.	Escalamiento.....	29
4.3.	Dispositivo experimental y montaje.....	32
4.4.	Modelos Cosedfin	34
4.5.	Metodología para el análisis de deformación	36
5.	Resultados.....	37
5.1.	Descripción General de Resultados	37
5.1.1.	Evolución General de los Modelos en Planta	37
5.1.2.	Resultado General de los Modelos en Perfil.....	38
5.2.	Resultados Especificos.....	40
5.2.1.	Compresión simple sin sedimentación sintectónica.....	40
5.2.2.	Compresión simple con sedimentación sintectónica completa.....	44
5.2.3.	Compresión simple con sedimentación sintectónica parcial.....	49
6.	Discusión	56
6.1.	Análisis de resultados	56
6.1.1.	Influencia de la sedimentación sintectónica	56
6.2.	Aplicación del modelo análogo al caso real de estudio, Zona de Falla Pocuro .	65
6.2.2.	Discusión Respecto a la Actividad Tectónica del Área.....	71
7.	Conclusiones.....	73
7.1.	Conclusiones Generales.....	73
7.2.	Limitaciones del Estudio	74
	Bibliografía.....	75
	Anexos.....	87

Índice de Figuras

Fig. 1.1 Mapa de la zona de estudio. Se indican las fallas principales que presentan actividad cuaternaria y el área de la depresión Los Andes-San Felipe	1
Fig. 2.1: Ejemplo de cinturón de fallas inversas de un sistema compresivo, con bloques imbricados. Geometría Este de La Codillera de los Andes en la zona central. Extraído de Riesner et al., (2017).	5
Fig. 2.2: Desarrollo de una estructura de "pop- up". Extraído de Fabby y Smeraglia, 2019, modificado de Butler, (1882).	6
Fig. 2.3: Esquema de desarrollo de un pliegue por flexura de falla. Modificado de Butler et al. (2020)	6
Fig. 2.4: Esquema de desarrollo de un pliegue por propagación de falla. Modificado de Butler et al. (2020)	7
Fig. 2.5: Esquema de desarrollo de un pliegue por despegue. Modificado de Butler et al. (2020)	7
Fig. 2.6: (a) Ilustración de Bulldozer deformando una cuña, antes (arriba) y después de la acreción (abajo). (b) Sección transversal de una cuña de Coulomb. Ángulo crítico (α) y ángulo basal (β). Tomado de Buitter (2012)	8
Fig. 2.7: Algunos ejemplos de geometrías de deformación de depósitos sintectónico. (a) Estratos de crecimiento durante alzamiento acelerado de superficie pretectónica. (b) Estratos de crecimiento durante alzamiento retardado de superficie pretectónica. (c) Estratos de crecimiento en falla normal. (d) desarrollo de un pliegue en presencia de sedimentación sintectónica. extraído de Cruz (2012).....	9
Fig. 3.1: Elevación topográfica de la segmentación Andina, modificada de Gregory-Wodzicki (2000). Dentro de los rectángulos se destacan las zonas de Flat Slab.	10
Fig. 3.2: Evolución paleodinámica de las placas del Océano Pacífico y la placa Sudamericana desde el Mesozoico al presente. Extraído de Zonenshayn et al. (1984).	11
Fig. 3.3: Distribución de las unidades morfoestructurales principales comprendida entre los 32° y 33°S. El recuadro en rojo indica la zona de estudio. Las líneas segmentadas gruesas indican las curvas de nivel del plano de subducción (Modificado de Jara, 2013).....	12
Fig. 3.4: Mapa geológico de Chile Central. El rectángulo en rojo indica la zona de estudio. Compilado de Rivano et al. (1993), Gana y Wall (1997), SERNAGEOMIN (2003), Fuentes et al. (2004), Fock (2005), Campbell (2005), Troncoso (2014) Boyce (2015). Modificado de Machuca (2017).	13

Fig. 3.5: Depósitos de abanico aluvial entre los 32° y 33°, resultados en rojo. Extraído de Estay (2019)	18
Fig. 3.6: Profundidad del basamento donde limitan el relleno sedimentario en la depresión Los Andes-San Felipe. Extraído de Luna (2023).	19
Fig. 3.7: Depósitos de megadeslizamientos resaltado en rojo en la zona de estudio. Extraído de Estay (2019).	20
Fig. 3.8: Mapa de la zona donde se encuentra el sistema de falla Las Minillas. Modificado de Arias (2019)	21
Fig. 3.9: Mapa de la zona de estudio donde se destaca la ZFP. Basado en SERNAGEOMIN (2003), Fock (2005), Troncoso (2014) y Boyce (2015). Extraído de Machuca (2017)	22
Fig. 3.10: Mapa geológico del sector que se encuentra al norte de la depresión Los Andes-San Felipe, Valle del estero del Saino. Se indican las fallas principales que se presentan en esta área. Extraído de Pérez (2023)	23
Fig. 3.11: Mapas geomorfológicos y perfil topográficos que evidencian la Falla Jahuel. (a) Imagen de relieve sombreado y elevación. (b) Relieve local. Extraído de Estay (2019).....	25
Fig. 3.12: Mapa de las fallas presente en el límite occidental de la depresión Los Andes-San Felipe. Falla Cariño Botado (FCB) y Falla San Francisco (FSF). Extraído de Estay (2019).	26
Fig. 3.13: Mapa geológico del límite entre la CP y la depresión Los Andes-San Felipe. Se indican la falla Cariño Botado y la falla Los Andes. Modificado de Jackson-Gain (2023).	27
Fig. 4.1: Esquema de dispositivo utilizado para modelación analógica con sus respectivas dimensiones. DV refiere a la discontinuidad de velocidad generada por la placa de aluminio en la base del pistón.	33
<i>Fig. 4.2. Esquema del dispositivo utilizado para modelación analógica con secuencia de arena montada y sus respectivas dimensiones.</i>	<i>33</i>
<i>Fig. 5.1: Secuencia de evolución del modelo C02 en planta. (a) vista en planta a los 10 min de compresión simple. (b) a los 20 minutos de compresión simple. (c) vista en planta a los 60 minutos de compresión simple.</i>	<i>37</i>
<i>Fig. 5.2 Vista en sección de modelo C02 Se indican estructuras recurrentes y significativas en la serie de modelos análogos. Se señala también secuencia pre-compresional (SPC), el depósito de sedimentos previo a la deformación.</i>	<i>38</i>
Fig. 5.3: Estructuras principales orientales de la cuña, destacadas falla Pb y fallas secundarias de propagación S1-S5.	39
Fig. 5.4: Se indican las partes que componen la sección transversal de los modelos: En azul se indica la secuencia sintectónica (SS) que se deposita simultáneamente al proceso de compresión	

(secuencia en arena blanca y azul. En rojo la secuencia pre-compresional que corresponde a una secuencia estratigráfica previa a la compresión (secuencia de arena blanca y negra). En Celeste se indica la pendiente topográfica correspondiente a critical taper, En verde la cuña Coulomb completa. En amarillo se indica La pendiente de la Cuña SPC, corresponde a la solo a SPC deformada sin considerar la SS. En naranja se indica la retrocuña. 39

Fig. 5.5: Vista en planta del modelo Cosedfin 01 completados 60 minutos de compresión simple. 42

Fig. 5.6 Sección AB del modelo Cosedfin 01. Se destaca las fallas principales del sistema estructural..... 42

Fig. 5.7 Vista en planta Cosedfin 02 completados 60 min de compresión simple. 44

Fig. 5.8 Sección AB del modelo Cosedfin 02. Se destacan las fallas principales dl sistema estructural..... 44

Fig. 5.9 Sección O-E del modelo Cosedfin 03. Se destacan las fallas principales del sistema estructural..... 45

Fig. 5.10 Sección OE del modelo Cosedfin 04 se destacan las fallas principales del sistema estructural..... 46

Fig. 5.11: Sección O-E del modelo Cosedfin 05. Se destacan estructuras principales del sistema estructural. 47

Fig. 5.12: Sección O-E del modelo Cosedfin 05. Se destacan las fallas principales del sistema estructural..... 48

Fig. 5.13: Vista en planta del modelo Cosedfin 07 completados 60 min de compresión simple. Sección AB: Corresponde a Cosedfin 07 N; Sección CD a Cosedfin 07 T; Sección EF a Cosedfin 07 S. 50

Fig. 5.14: (a) Sección AB del modelo Cosedfin 07 N. (b) Sección CD del modelo Cosedfin 07 T. (c) Sección EF del modelo Cosedfin 07 S (Tabla 5.9). Se destacan las fallas principales del sistema estructural..... 51

Fig. 5.15: Vista en planta del modelo Cosedfin 08 completados 60 minutos de compresión simple. Sección AB: Corresponde a Cosedfin 08 N; Sección CD a Cosedfin 08 S..... 52

Fig. 5.16: (a) Sección AB del modelo Cosedfin 08 N. (b) Sección CD del modelo Cosedfin 08 S. Se destacan las fallas principales del sistema estructural. 53

Fig. 5.17: Vista en planta del modelo Cosedfin 09 completados 60 min de compresión simple. Sección AB: Corresponde a Cosedfin 09 N; Sección CD a Cosedfin 09 T; Sección EF a Cosedfin 09 S 54

Fig. 5.18: (a) Sección AB del modelo Cosedfin 09 N. (b) Sección CD del modelo Cosedfin 09 T. (c) Sección EF del modelo Cosedfin 09 S (Tabla 5.11). Se destacan las fallas principales del sistema estructural. 55

Fig. 6.1: (a) Gráfico de altura de la cuña vs el espesor de la secuencia sintectónica (SS). (b) Gráfico de la altura de la cuña vs la tasa de sedimentación (escala arbitraria, ver anexo B). Se muestra la línea de tendencia directamente proporcional con sus respectivas ecuaciones y error asociado. Los modelos en la leyenda están ordenados de menor a mayor según la variable de sedimentación del cada gráfico. 57

Fig. 6.2: (a) Gráfico del ángulo de la falla Pa2 vs el espesor de la secuencia sintectónica (SS). (b) Gráfico del ángulo de la falla Pa2 vs la tasa de sedimentación (escala arbitraria, ver anexo B). Se muestra la línea de tendencia directamente proporcional con sus respectivas ecuaciones y error asociado. Los modelos en la leyenda están ordenados de menor a mayor según la variable de sedimentación del cada gráfico. 57

Fig. 6.3: (a) Gráfico del ángulo de la pendiente topográfica (PT) vs la tasa de sedimentación sintectónica. Se muestra el comportamiento de tendencia inversamente lineal con su respectiva ecuación y error asociado (b) Gráfico del ángulo de la pendiente de la Cuña SPC vs la tasa de sedimentación (escala arbitraria, ver anexo B). Se muestra la línea de tendencia directamente proporcional con sus respectivas ecuaciones y error asociado. Los modelos en la leyenda están ordenados de menor a mayor según la variable de sedimentación del cada gráfico. 58

Fig. 6.4: (a) Gráfico de largo del flanco de la última falla de propagación vs espesor de la secuencia sintectónica (SS). (b) Gráfico de largo del flanco de la última falla de propagación vs tasa de sedimentación (escala arbitraria). (c) Ídem gráfico (a) sin incluir modelo C01 y C02. (d) Ídem gráfico (b) sin incluir modelo C01 y C02. Todos los gráficos incluyen línea de tendencia inversamente proporcional con sus respectivas ecuaciones y error asociado. 59

Fig. 6.5: (a) Desplazamiento de la falla Pa vs espesor de la secuencia sintectónica. (b) Desplazamiento de la falla Pa v/s tasa de sedimentación sintectónica (escala arbitraria, anexo B). Los gráficos muestran la de tendencia directamente proporcional con sus respectivas ecuaciones y error asociado. 60

Fig. 6.6: Resultados del Modelos C07 según la zona de régimen sedimentario. (a) Gráfico de barra de desplazamiento de los resultados de la falla Pa, Altura de la cuña y largo del flanco de la última falla de propagación (b) Grafico de barras de los resultados de los ángulos de la falla Pa2 pendiente de la Cuña SPC y pendiente topográfica (PT) S.S.: zona sin sedimentación sintectónica; T: zona de transición; S.A: zona de sedimentación alta. 61

Fig. 6.7: Resultados del Modelos C09 según la zona de régimen sedimentario. (a) Gráfico de barra de desplazamiento de los resultados de la falla Pa, Altura de la cuña y largo del flanco de la última falla de propagación (b) Grafico de barras de los resultados de los ángulos de la falla Pa2 pendiente de la Cuña SPC y pendiente topográfica (PT) S.M.: zona de sedimentación media; S.A: zona de sedimentación alta. 62

Fig. 6.8: Resultados del Modelos C09 según la zona de régimen sedimentario. (a) Gráfico de barra de desplazamiento de los resultados de la falla Pa, Altura de la cuña y largo del flanco de la última falla de propagación (b) Grafico de barras de los resultados de los ángulos de la falla Pa2 pendiente de la Cuña SPC y pendiente topográfica (PT) S.S.: zona sin sedimentación sintectónica; T: zona de transición; S.A: zona de sedimentación alta 63

Fig. 6.9: Perfiles gravimétricos de la zona limítrofe de la depresión Los Andes-San Felipe con la CP. Se observa como las falla Cariño Botado limita con los depósitos sedimentarios de la depresión. Extraído de Figueroa 2020.	66
Fig. 6.10: Perfil Geológico interpretado a través de estudio de magnetotelúrica. Se observa las fallas San Francisco y Falla Cariño Botado limitando con unidad de depósitos aluviales pertenecientes a la depresión Los Andes- San Felipe. Extraído de Urrejola (2022).	66
Fig. 6.11: Sección de perfil de la zona sur del modelo C09, dominio con sedimentación sintectónica. Se resaltan fallas relevantes y el largo que alcanzo el frente de deformación de la SPC respecto a la Falla Pa (falla artefacto).	67
Fig. 6.12: Mapa de la zona sur y de transición del área de estudio, Se destacan fallas relevantes para el estudio y distancia que se genera entre el frente de deformación de la zona sur con la zona de transición.	67
Fig. 6.13: Sección de perfil de la zona de transición del modelo C09. Esta zona no se le aplicó sedimentación directamente. Se resaltan fallas relevantes y el largo que alcanzo el frente de deformación de la SPC respecto a la Falla Pa (falla artefacto).	68
Fig. 6.14 Perfil esquemático de la zona de transición. Se observa la escasa presencia de depósitos sedimentarios. Extraído de Bustamante et al. (2012).	69
Fig. 6.15. Mapa de la zona de estudio de la zona de transición y zona norte. Se destacan fallas relevantes para el estudio y distancia aproximada que se genera entre el frente de deformación de la zona de transición con la zona norte.	69
Fig. 6.16: Sección de perfil de la zona de norte del modelo C09. Esta zona no se le aplicó sedimentación. Se resaltan fallas relevantes y el largo que alcanzo el frente de deformación de la SPC respecto a la Falla Pa (falla artefacto).	70
Fig. 6.17: Perfiles geológicos del sistema estructural Las Minillas. Ubicación de los perfiles en planta se observan en la Fig. 0.1, en el anexo C. Extraído de Arias (2019).	70
Fig. 6.18: Mapa geológico de la zona de estudios. Se indican las fallas relevantes para este estudio.	71
Fig. 6.19: Vista en planta del modelo C09. Se muestra la tendencia de la traza de la última estructura de propagación a desplazarse hacia el occidente en la zona norte sin sedimentación. .	72
Fig. 0.1 Mapa geológico de la zona norte del río Putaendo. Extraído de Arias (2019).	91

1. Introducción

1.1. Formulación del problema

El movimiento convergente entre placas tectónicas desencadena el proceso orogénico. Este es el mecanismo principal por el cual se generan las grandes cadenas montañosas (Dewey y Bird, 1970; Bott y Dean, 1973; Houseman y Egland, 1986; Sack y Secor, 1990; Cloos, 1993; Davis y von Blanckenburg, 1995). La Cordillera de los Andes es un ejemplo de orógeno de borde continental o de tipo Andino que se genera a partir de la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana (Ramos et al., 2009; Mpodozis et al., 1989). El proceso de formación y evolución de la Cordillera de los Andes es de alta complejidad debido a los diversos factores que inciden en su desarrollo, como la tectónica, efectos climáticos, la erosión y sedimentación, magmatismo, entre otros (Armijo y Thiele, 2012; García y Ramos, 2016).

En la región comprendida entre los 32°S y 33°S, existe un cambio en el paisaje cordillerano. Hacia el sur de los 33°S aparece la Depresión Central (DC) como una morfoestructura claramente distinguible que separa la Cordillera Principal (CP) de la cordillera de la Costa (CC) (Charrier et al., 2007, 2015), mientras que, hacia el norte de los 32°, se presenta la región de valles transversales que conectan la CP con la CC, desapareciendo la DC (Paskoff, 1970; Charrier et al., 2007). Sin embargo, a los ~32°30'S se encuentra la Depresión Los Andes-San Felipe, que se extiende entre la CC y está compuesta principalmente por depósitos sedimentarios e ignimbritas (Fig. 1.1). Esta depresión está separada de la DC en la Región Metropolitana por el cordón montañoso de Chacabuco. Algunos autores sugieren que la Depresión Los Andes-San Felipe podría ser la última expresión de la Depresión Central hacia el norte (Campbell, 2005; Estay, 2019).

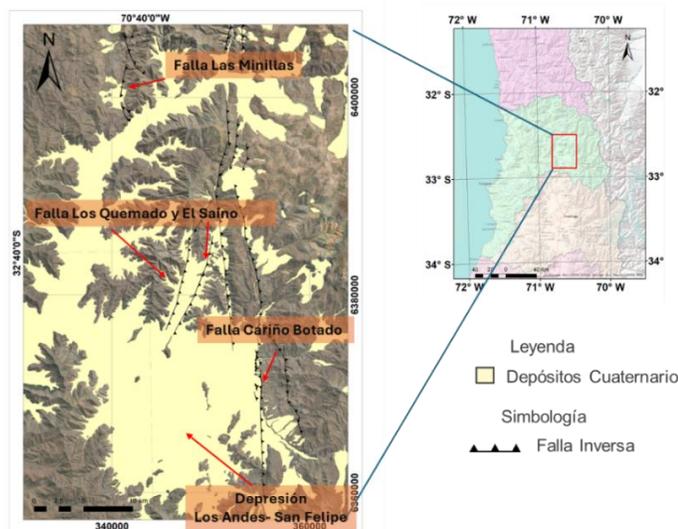


Fig. 1.1 Mapa de la zona de estudio. Se indican las fallas principales que presentan actividad cuaternaria y el área de la depresión Los Andes-San Felipe

Esta misma zona presenta un mega sistema de fallas que caracteriza la región, la Zona de Falla Pocuro (ZFP), esta se extiende desde los 32°S y 33° (Fig. 1.1) a lo largo del límite occidental de la CP. La ZFP la describen como un sistema de fallas invertido de alto ángulo con vergencia Oeste (Aguirre, 1960; Carter y Aguirre, 1965; Moscoso et al., 1982; Rivano, 1996; Campbell, 2005; Machuca, 2017; Said, 2021).

Estudios recientes han evidenciado actividad tectónica dentro del área de influencia de la ZFP que ha afectado unidades cuaternarias, como es el caso de la falla inversa Cariño Botado, cuya traza está emplazada en la misma zona de ZFP, separando rocas de la CP del relleno sedimentario de la depresión Los Andes San Felipe (Estay, 2019; Taucare, 2020; Figueroa; 2021, Estay, 2023), (Fig. 1.1). Esta falla montaría el sustrato rocoso de la CP sobre abanicos aluviales cuaternarios (Troncoso, 2014; Machuca, 2017; Estay, 2019; Estay et al., 2023). Luego, al norte de la depresión Los Andes-San Felipe (Fig. 1.1), Estay (2019), a partir de análisis geomorfológicos en esta zona, propone que las fallas inversas Los Quemados, entre otras fallas, presentarían actividad cuaternaria. Esto fue respaldado por análisis estructurales posteriores (Urrejola, 2022; Pérez, 2023). Por otra parte, los perfiles gravimétricos presentados por Figueroa (2020), demuestran que a esa latitud ya no hay presencia de depósitos aluviales importantes sobre la traza de estas fallas. Por último, al norte de Río Putaendo, Arias (2019) (Fig. 1.1) identificó actividad cuaternaria dentro del sistema de Falla Las Minillas, por el alzamiento de un abanico aluvial en esta área.

La serie de evidencias anteriormente expuesta indica una migración del frente de deformación que comienza en el sur, en el núcleo de la ZFP, y avanza hacia el Oeste a medida que disminuye la latitud (Fig. 1.1). Por otro lado, observamos que el sistema estructural presente en esta zona interactúa con un área que tiene una alta concentración de sedimentos al sur, correspondiente a la depresión Los Andes-San Felipe, mientras que, en la zona norte de estudio, hay una escasa presencia de depósitos sedimentarios y se observa la propagación del sistema estructural hacia el occidente (Fig. 1.1). Por lo tanto, se sugiere que puede existir una relación entre la migración del frente de deformación del sistema estructural hacia el Oeste, en la zona norte, y la ausencia de depósitos cuaternarios en esta área.

Basándonos en lo expuesto anteriormente, surgen ciertas interrogantes acerca de la relación entre la evolución de los sistemas estructurales en los bordes de orógenos y la presencia de depósitos sedimentarios. Por ende, este estudio se propone abordar las siguientes preguntas: ¿Cómo evolucionan los sistemas estructurales en los bordes de los orógenos bajo la influencia del proceso de sedimentación sintectónica? ¿Cómo varía un mismo sistema estructural en áreas con alta sedimentación sintectónica en comparación con aquellas de baja sedimentación sintectónica?

La modelación analógica es una metodología empleada para estudiar procesos naturales complejos de manera simplificada y aislar los factores que controlan la deformación, como los factores de erosión y/o sedimentación sintectónica en sistemas compresivos. Estos factores han demostrado tener una importante incidencia en la geometría resultante del proceso tectónico (Tondjy Biyo, 1995; Storti y McClay, 1995; Casas et al., 2001; Muñoz et al., 2014; Barrier et al., 2002; Gestain et al., 2004; Nalpas et al., 1999, 2003; Pichot y Nalpas, 2009; Strayer et al., 2004; Vidal-Royo et al., 2011).

Algunos estudios se han centrado exclusivamente en comprender el papel de la sedimentación durante la evolución de un complejo estructural a una escala de complejo estructural (Wu y McClay, 2011; Wang et al., 2013; Darnault, 2016). En particular, está el estudio de Sieniawska et al. (2010),

que modeló la sedimentación sintectónica presente en el antepaís en los Montes Cárpatos, comparando una zona con sedimentación y otra sin sedimentación. En este trabajo, se pretende profundizar en esta metodología modificando los parámetros de los materiales utilizados y aplicando los resultados de la modelación al borde externo del orógeno Andino, entre los 32° y 33°S.

Por lo tanto, se propone realizar una serie de modelos análogos que recrearán el proceso de compresión simple en el borde externo de un orógeno. Se comparará la evolución del sistema estructural enfrentado a zonas con distintas tasas de sedimentación sintectónica en su cuenca antepaís. Una vez obtenidos los resultados de los experimentos análogos, se aplicarán al caso de estudio del borde occidental de la cordillera central de la V Región de Valparaíso de Chile, localizada entre los 32°S y 33°S. El objetivo es esclarecer las incertidumbres existentes acerca de la configuración y comportamiento de la geología estructural en la zona, así como obtener conclusiones más precisas y detalladas sobre la influencia de la sedimentación en la evolución estructural de la zona, en particular, en el desarrollo de su sistema de fallas y el papel que ha jugado la sedimentación en estos aspectos

1.2. Hipótesis

El proceso de sedimentación sintectónica incide directamente sobre la geometría de los sistemas estructurales presentes en el borde de orógenos.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Comprender la influencia de la carga sedimentaria reciente en la evolución estructural del borde occidental del orógeno andino a los 32°-33°S, utilizando modelación análoga.

1.3.2. Objetivos Específicos

- a) Comparar la evolución estructural entre un sistema compresivo sin sedimentación sintectónica y un sistema compresivo con sedimentación sintectónica.
- b) Estudiar la evolución estructural de un sistema compresivo en relación con la variación transversal (perpendicular al frente de deformación principal) de la tasa de sedimentación sintectónica.
- c) Aplicar los resultados de los experimentos análogos al caso de estudio del borde occidental de la Cordillera Principal entre los 32° y 33°S, región de Valparaíso

1.4. Metodología

La metodología propuesta para realizar ensayos de modelación analógica para un proceso compresivo con sedimentación sintectónica, donde la variable de interés es la tasa de sedimentación, consta de los siguientes pasos:

1. **Revisión bibliográfica:** Realizar una revisión bibliográfica del caso de estudio centrada en la geología estructural de la zona de estudio y en modelación analógica para casos de compresión simple y sedimentación sintectónica.
2. **Selección de materiales:** Se utilizarán materiales que tengan comportamientos reológicos similares a las rocas de la litósfera, previamente verificados y utilizados en experimentos de sistemas frágil-dúctil en laboratorios de experimentación. Se escalarán adecuadamente los parámetros involucrados en el proceso natural modelado, teniendo en cuenta el dominio de estudio. Se buscará la mejor manera de simular la sedimentación sintectónica durante el proceso de compresión.
3. **Diseño y preparación de los modelos análogos:** Se diseñarán y prepararán modelos análogos a escala de la corteza continental frágil, la litósfera continental. Se utilizarán técnicas similares a las empleadas en el Laboratorio de Tectónica Experimental del Departamento de Geociencia, Universidad de Rennes (Francia), descritas en estudios previos.
4. **Realización de los experimentos:** Se realizarán una serie de modelos análogos en los cuales se mantendrán fijos parámetros como la magnitud y ángulo de la compresión, tamaño de las cajas, espesor de las capas y cantidad de acortamiento. La sedimentación sintectónica, que es el parámetro de interés en este trabajo, se analizará variando la espacialmente el régimen de sedimentación, con o sin erosión sin cinemática, tomando como referencia el frente de deformación principal, el cual se localiza a través de la discontinuidad de velocidad o DV.
5. **Análisis de resultados:** Se analizarán los datos obtenidos de los modelos análogos como ángulos de los pliegues, desplazamiento y espesores de las capas para cada experiencia. Además, se realizará un análisis cualitativo de la formación tanto topográfica como estructural de la evolución de la deformación.
6. **Aplicación al caso de estudio:** Se aplicarán los resultados y se compararán con los antecedentes de la geología estructural del caso de estudio. Se realizará una discusión cotejando la información de la zona con los datos obtenidos a partir de las experiencias de modelación analógica.

2. Marco Teórico.

En el presente capítulo se introducirán algunos conceptos relevantes al lector, los cuales facilitarán la comprensión de los siguientes capítulos en donde serán utilizados.

2.1. Sistemas Estructurales Compresivos

La interacción entre los bordes de placas tectónicas convergentes es el factor principal que desencadena el proceso orogénico y da origen a los sistemas estructurales compresivos presentes en los orógenos. Dichos sistemas se caracterizan por generar cinturones de fallas inversas de alto ángulo, cuyas orientaciones son similares y los bloques que se desplazan se imbrican entre sí (Fig. 3.3). Este tipo de formaciones se observan recurrentemente en los bordes externos de un orógeno, así como en las cuencas antepaís y traspais (Foseen, 2010). Dentro de estos cinturones, y dependiendo de las características geológicas y del dominio reológico de la zona, pueden presentarse diversas estructuras geológicas, tales como distintos tipos de pliegues, *dúplex*, *pops up*, entre otras. A partir de estas estructuras se puede interpretar información importante respecto a la tectónica y la geología de una zona. A continuación, se detallan las estructuras principales relevantes para este estudio.

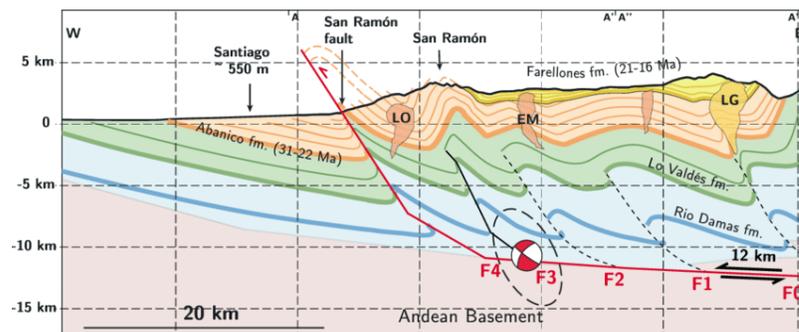


Fig. 2.1: Ejemplo de cinturón de fallas inversas de un sistema compresivo, con bloques imbricados. Geometría Este de La Cordillera de los Andes en la zona central. Extraído de Riesner et al., (2017).

2.1.1. Pop-Up

Esta estructura es el producto de un acortamiento ortogonal de la corteza en donde se genera un alzamiento de el bloque colgante entre una falla sintética y otra antitética (Butler 1882, Fig 3.4). Se observan comunmente en cinturones fallas y fajas plegadas y corridas donde se caracterizan por presentar secuencias sedimentaria con multicapas (Fabbi & Smeraglia, 2019).

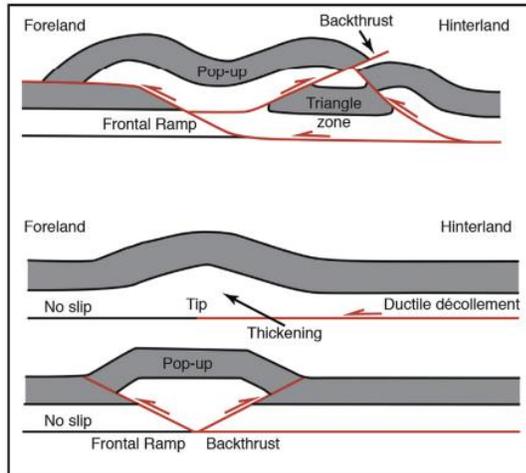


Fig. 2.2: Desarrollo de una estructura de "pop-up". Extraído de Fabby y Smeraglia, 2019, modificado de Butler, (1882).

2.1.2. Pliegue por flexura de falla

EL pliegue por flexura de falla se forma debido a la presencia de una falla de tipo inverso, cuyo plano se encuentra flexionado, lo que induce el plegamiento de los estratos a medida que el bloque colgante se acomoda sobre la falla, alterando su inclinación. La geometría del pliegue refleja la geometría de la rampa (Fossen, 2010, Fig. 3.5). En términos generales, los pliegues por flexión de falla exhiben charnelas planas, limbos con poca inclinación, y la transferencia del desplazamiento ocurre hacia adelante en la dirección de la propagación de la deformación. En la trayectoria de la falla se identifican sectores planos (*flats*) y sectores inclinados (*ramps*).

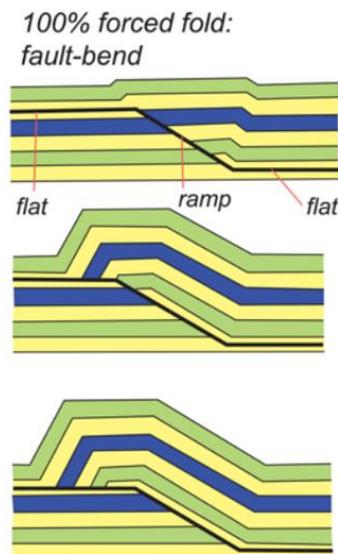


Fig. 2.3: Esquema de desarrollo de un pliegue por flexura de falla. Modificado de Butler et al. (2020)

2.1.3. Pliegues por propagación de falla

Estos tipos de pliegues se desarrollan de forma simultánea con la propagación de la falla a la cual están asociados, cuya dinámica es de tipo inverso (McClay. 1992). Las charnelas de los pliegues causados por la propagación de fallas suelen ser estrecha en comparación con los pliegues generados por flexión de falla. En estos pliegues no se observa transferencia de desplazamiento hacia adelante, lo que resulta en un limbo frontal con una inclinación pronunciada y un limbo trasero con pendiente suave y alargada, resultando un pliegue asimétrico (Fig. 3.6).

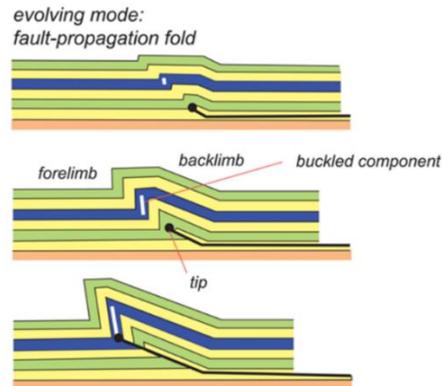


Fig. 2.4: Esquema de desarrollo de un pliegue por propagación de falla. Modificado de Butler et al. (2020)

2.1.4. Pliegue por despegue

Los pliegues por despegue, también llamados por *detachment* o *décollement* fold (Fossen, 2010), se forman a partir de un régimen compresivo donde se pliegan una secuencia estratigráfica que está apoyada sobre un superficie o nivel de despegue con naturaleza dúctil (Fossen, 2010). Este tipo de pliegue se caracterizan por presentar charnelas apretadas, limbos simétricos y un núcleo de material dúctil (Fig. 3.7).

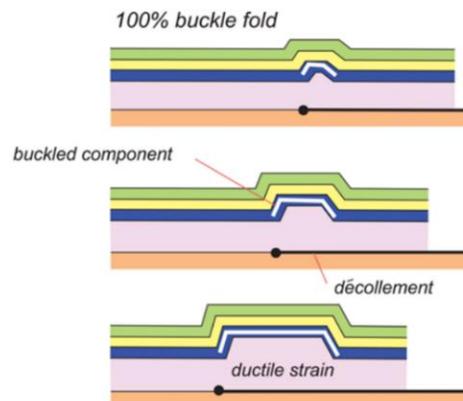


Fig. 2.5: Esquema de desarrollo de un pliegue por despegue. Modificado de Butler et al. (2020)

2.2. Modelo de Pendiente Crítica de la Cuña de Coulomb (Critical Taper Coulomb Wedge Model)

La teoría de la pendiente crítica de la cuña de Coulomb fue inicialmente analizada por Elliot y Chapple a finales de la década de 1970. Posteriormente, se incorporó el concepto de deformación frágil para explicar el emplazamiento de cuñas acrecionarias, propuesto por primera vez por Davis et al. (1983) y desarrollado posteriormente por Dahlen (1990) y McClay (1992).

Esta teoría propone que sistemas como cuñas de acreción, cinturones de fallas y cuencas de antepaís presentan secciones transversales triangulares con una pendiente superficial (α) y un ángulo de deslizamiento basal (β) (Fig. 3.8b). Una analogía que se utiliza para representar su dinámica de deformación es la imagen de la nieve acumulándose frente a una bulldozer (Fig. 3.8a). El material frente a la cuña se deforma hasta alcanzar un ángulo crítico (*critical taper*) (Buitter, 2012). Si la cuña alcanza su pendiente crítica, puede deslizarse de manera estable a lo largo de la base sin sufrir deformación interna. Si encuentra nuevo material, la cuña crecerá hasta alcanzar un ángulo similar al de la pendiente crítica (Fig. 3.8a). Esta teoría ha tenido éxito al explicar la geometría general de las cuñas, incluyendo su inclinación superficial, y ha sido aplicada para entender la formación de prismas de acreción y cinturones plegados en antearcos.

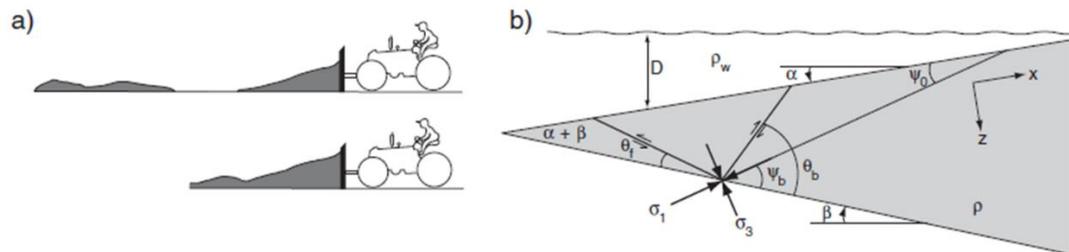


Fig. 2.6: (a) Ilustración de Bulldozer deformando una cuña, antes (arriba) y después de la acreción (abajo). (b) Sección transversal de una cuña de Coulomb. Ángulo crítico (α) y ángulo basal (β). Tomado de Buitter (2012)

2.3. Concepto de sedimentación sintectónica

La relación entre la sedimentación y la tectónica es muy directa, ya que conforme al evento tectónico que acontezca va a quedar un registro en el depósito sedimentario que este participando en dicho evento. Lo que aporta información significativa del proceso de deformación (Cruz, 2012). Generalmente se utilizan tres clasificaciones tectonoestratigráficas para describir los tipos de interacción entre la sedimentación y la actividad tectónica: Pre-tectónica, sin-tectónica y post-tectónica (Fig. 2.7), (Cruz, 2012). Según el estilo tectonoestratigráfico se van a identificar el tipo de geometría característica de cada depósito.

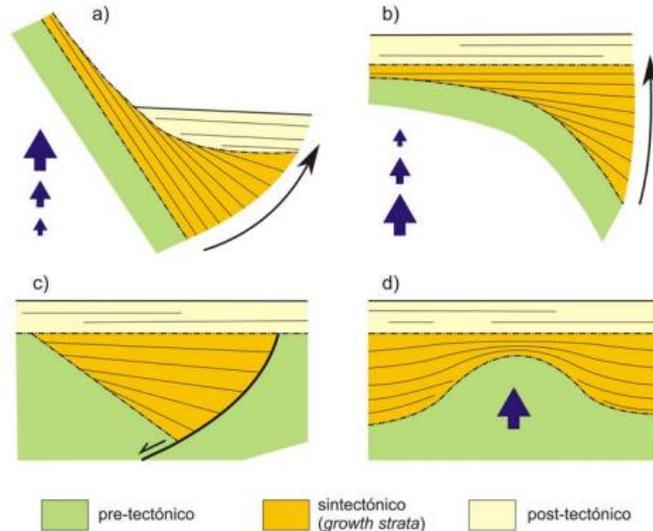


Fig. 2.7: Algunos ejemplos de geometrías de deformación de depósitos sintectónico. (a) Estratos de crecimiento durante alzamiento acelerado de superficie pre-tectónica. (b) Estratos de crecimiento durante alzamiento retardado de superficie pre-tectónica. (c) Estratos de crecimiento en falla normal. (d) desarrollo de un pliegue en presencia de sedimentación sintectónica. extraído de Cruz (2012)

La sedimentación sintectónica hace referencia los estratos sedimentarios que se depositan durante el proceso de deformación tectónica (Cristallini, 2000). Este tipo de depósito, comúnmente, es generado por la erosión de las cadenas montañosas, el cual es trasladado a las cuencas antepaís y traspáis, haciendo crecer la cuña de coulomb (Fillon et al., 2013). En los depósitos sintectónico, generalmente la deformación continúa avanzando sobre los depósitos en proceso de formación, lo que ocasiona traslapes y acuñamientos de los estratos sobre los flancos de los pliegues en deformación (Cristallini, 2000) y el crecimiento del plano de falla. Los elementos geométricos más característicos de los depósitos sintectónico son los denominados estratos de crecimientos. Estos tienden a engrosarse en la zona donde se encuentra con el frente de deformación (Fig. 2.7), (Cristallini, 2000; Cruz, 2012). La identificación y análisis de este tipo de estructura otorga información valiosa sobre las historias y condiciones de deformación.

3. Marco geológico

3.1. Contexto geotectónico

La Cordillera de los Andes se extiende por más de 7500 km a lo largo del borde occidental del continente sudamericano, desde las costas caribeñas hasta el extremo sur de Chile (Stern, 2004). Esta imponente cadena montañosa es el resultado del proceso orogénico en un borde de placas convergentes activo, donde la Placa de Nazca se subduce bajo la placa continental de la Placa Sudamericana (referencia). La geometría de esta subducción varía considerablemente a lo largo de la cordillera, mostrando heterogeneidades significativas según la latitud en la que se observe (Gansser, 1973; Isacks et al., 1982; Jordan et al., 1983; Gutscher, 2002).

Un aspecto notable es la variación en el ángulo de subducción, que se refleja en la actividad volcánica a lo largo de los Andes (Gansser, 1973; Ramos, 1999). Entre los 2°S y 15°S y entre los 28° y 33°S, se identifican dos zonas conocidas como zonas de subducción plana o "Flat Slab" (Fig. 2.1), dado que en estos segmentos la placa de Nazca converge con un ángulo de entre 5° y 10°. Estas áreas se caracterizan por la ausencia de actividad volcánica, y algunos estudios sugieren que esto podría estar relacionado con la subducción de la dorsal asísmica de Nazca y Juan Fernández, respectivamente (Pilger, 1981; Nur y Ben-Avraham, 1981; Yáñez et al., 2001; 2002). Para el resto del margen convergente, se observa un ángulo de subducción de alrededor de 30°, con la particularidad de una actividad volcánica reciente (Mpodozis y Ramos, 1989; Jaillard et al., 2000).

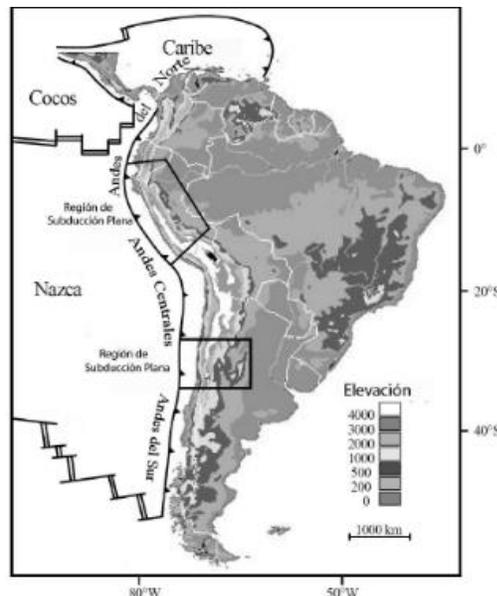


Fig. 3.1: Elevación topográfica de la segmentación Andina, modificada de Gregory-Wodzicki (2000). Dentro de los rectángulos se destacan las zonas de Flat Slab.

Los estudios indican que el margen convergente entre la placa Sudamericana y la placa de Nazca ha estado activo al menos desde el Jurásico temprano (Mpodozis y Ramos, 1989). La evidencia señala que su origen comienza junto al fraccionamiento del supercontinente de Gondwana y al desplazamiento hacia el occidente de la placa Sudamericana (Frutos, 1981; Silver et al., 1998). El siguiente hito en la evolución de este margen ocurrió con la ruptura de la placa Farallón, dando lugar a las placas de Nazca y Cocos a principios del Mioceno (Jordan et al., 1983; Mpodozis y Ramos, 1989; Fig. 2.2). Esta división se asoció con un notable aumento en la velocidad de convergencia, alcanzando 15 cm/a, coincidiendo con un cambio en la inclinación de la convergencia con respecto al margen continental, adoptando un ángulo casi ortogonal (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella, 2012). La tasa de convergencia se mantuvo alta hasta los ~20 Ma, para luego disminuir gradualmente hasta alcanzar la velocidad observada en la actualidad ~6,6 cm/a (Martinod et al., 2010).

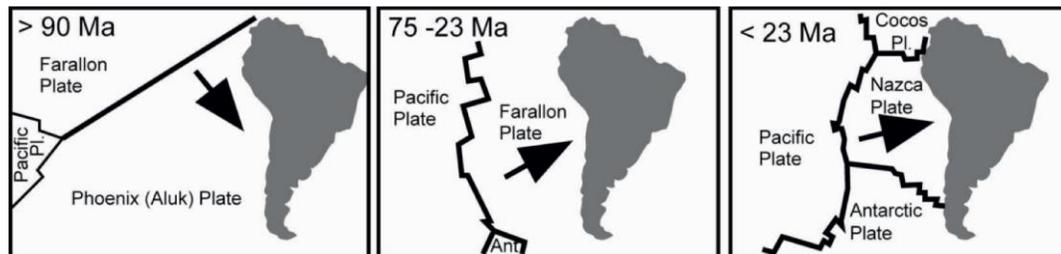


Fig. 3.2: Evolución paleodinámica de las placas del Océano Pacífico y la placa Sudamericana desde el Mesozoico al presente. Extraído de Zonenshayan et al. (1984).

3.2. Unidades Morfoestructurales

En la región comprendida entre los 32°S y 33°S, a lo largo del borde continental de América del Sur, se pueden identificar cinco unidades morfoestructurales dispuestas en franjas con orientación N-S. Estas se conocen como Cordillera de la Costa (CC), Depresión Central (DC), Cordillera Principal (CP), Cordillera Frontal y Precordillera, (Fig. 3.3). Estas divisiones se definen en función de criterios topográficos de relieve y variaciones morfológicas (Estay, 2019). Aunque estas morfoestructuras son distinguibles, resulta complicado establecer límites precisos entre ellas, lo que ha dado lugar a diversos estudios que proponen diferentes delimitaciones para estas unidades.

El área de estudio (Fig. 2.3) se ubica en una región que atraviesa una transición desde el segmento de *flat slab* pampeano, al norte de los ~33°S a un segmento de subducción normal, al sur de los ~33°S (Gutscher, 2000; Charrier, 2002). Esta transición es atribuida a la subducción de la dorsal de Juan Fernández, la cual se asocia a los cambios significativos observados en la morfología de esta zona (Jordan et al., 1983; Ramos et al., 1996). Por ejemplo, al sur de los 33°S resulta sencillo diferenciar el límite entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal debido a la clara presencia de la Depresión Central. No obstante, hacia el norte, surgen discrepancias

en la identificación de la DC, ya que se observan cordones montañosos y valles transversales que conectan la CC y la CP (Fig. 2.3). Algunos autores sugieren que la Depresión Los Andes-San Felipe marca el límite norte de la DC, aproximadamente en los 32°30'S (Campbell, 2005; Estay, 2019).

En esta zona (32°-33°S), la CC se caracteriza por alcanzar una altitud máxima de 2200 m.s.n.m. Está compuesta principalmente por unidades mesozoicas, las cuales han sido instruidas por rocas ígneas cretácicas (Arias, 2019). Por otro lado, la CP se eleva entre 2500 y 3000 m.s.n.m. y está conformada mayoritariamente por rocas estratificadas mesozoicas y cenozoicas, en las cuales se pueden encontrar, además, intrusiones ígneas del Cretácico tardío. Por último, la DC está compuesta mayoritariamente por depósitos sedimentario e ignimbríticos, los cuales alcanzan una potencia de hasta ~0,5 km (Araneda et al., 2000; Pastén et al., 2015).

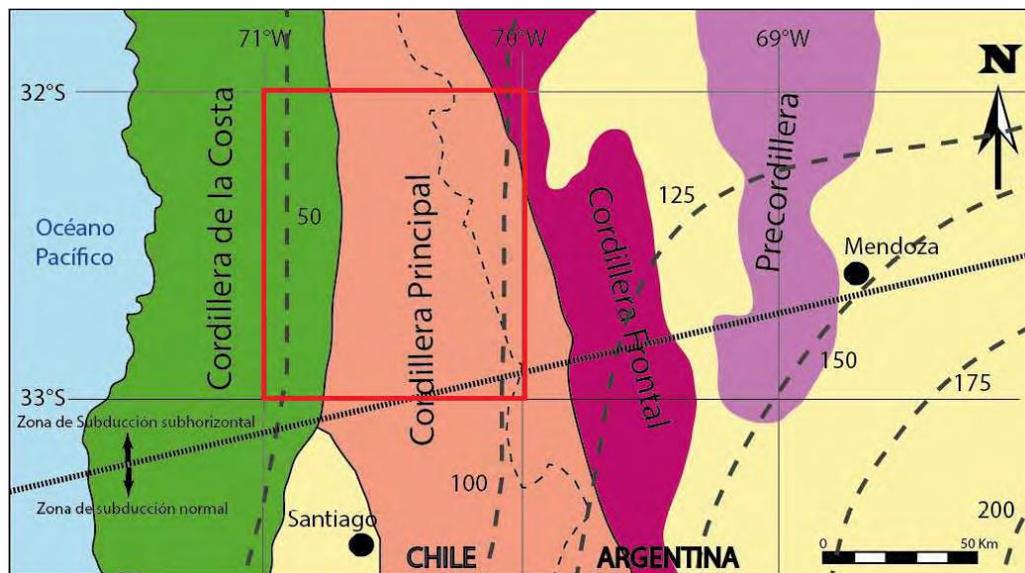


Fig. 3.3: Distribución de las unidades morfoestructurales principales comprendida entre los 32° y 33°S. El recuadro en rojo indica la zona de estudio. Las líneas segmentadas gruesas indican las curvas de nivel del plano de subducción (Modificado de Jara, 2013).

3.3. Marco litoestratigráfico

La estratigrafía en la zona central de Chile se caracteriza por unidades rocosas de escala regional dispuestas en franjas de orientación norte-sur, con edades que van desde las más antiguas en el Oeste hasta las más jóvenes en el Este (Fig. 3.4). En la zona de estudio, en la parte occidental, encontramos sucesiones volcánicas sedimentarias continentales del Mesozoico, correspondiente a las formaciones Cerro Morado, Las Chilcas y Lo Valle. Mientras, en el lado oriental, se hallan unidades rocosas de origen volcánico y volcanoclástico pertenecientes a las formaciones Abanico y Farellones (Fig. 3.4). A continuación, en las tablas 3.1, 3.2 y 3.3 se presenta la información detallada respecto a la estratigrafía del área de estudio.

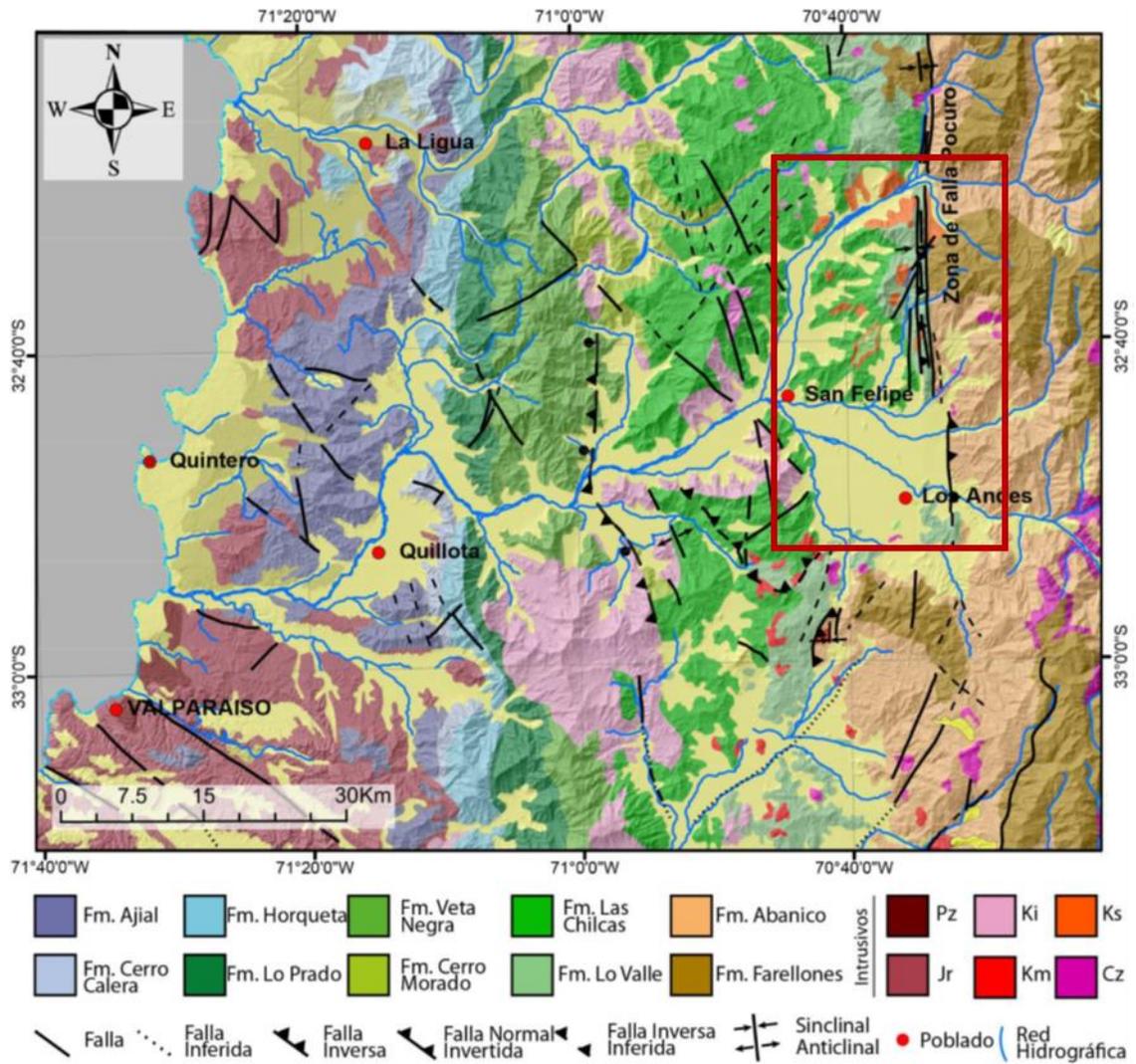


Fig. 3.4: Mapa geológico de Chile Central. El rectángulo en rojo indica la zona de estudio. Compilado de Rivano et al. (1993), Gana y Wall (1997), SERNAGEOMIN (2003), Fuentes et al. (2004), Fock (2005), Campbell (2005), Troncoso (2014) Boyce (2015). Modificado de Machuca (2017).

3.3.1. Rocas Estratificada

Tabla 3.1 características de las unidades estratificadas presentes en la zona de estudio (Edad, Método de obtención, y litología). Modificado de Said (2021) y Urrejola (2022).

Formación	Miembro	Edad	Método	Litología
Veta Negra (Thomas, 1958)	Purehue	119,0± 1,2 Ma	40 Ar/39Ar ¹	brechas, tobas, lavas andesíticas vesiculares grisáceas, con intercalaciones sedimentarias rojas como areniscas, conglomerados y brechas.
	Ocoa	118,7 ±0,6	40Ar/39Ar ²	Rocas andesíticas de textura porfídica gruesa, con fenocristales de plagioclasa > 2cm
Cerro Morado (Carter y Aliste, 1962)	-	Aptiano Tardío y Albiano Temprano	Posición Estratigráfica	Rocas volcánicas gris verdosas compuestas de tobas y brechas. Hacia a la base aparecen lentes de conglomerado que están cubiertos por andesitas tobas y brechas. A su vez están cubiertos por tobas y brechas que en ciertos sectores tienen intercalaciones de andesitas porfíricas, similares a las del Miembro Ocoa de la Formación Veta Negra ³
Las Chilcas (Thomas 1958, Boyce, 2015)	Pitipeumo	Cretácico Inferior (105-100 Ma)	K/Ar en Intrusivos que cortan la formación ⁴	Secuencia de rocas volcanoclásticas con intercalaciones sedimentaria. Presenta marcadas variaciones de facies laterales y verticales. Existen intercalaciones de areniscas calcáreas y calcilitas grises a negras a veces margosas.
	Tabón	Albiano Medio (100-93 Ma)	Microfósiles en niveles calcáreos ^{5, 6}	
	Ñilhue	109,6 ± 0,1 y 106,5 ± 0,2 Ma (92-90 Ma)	U-Pb en circón en lavas y flujos piroclásticos ⁷	
	El Calavario	101±3 y 95±3 Ma (90-82 Ma) *	K/Ar de lavas ^{6, 7}	
Salamanca (Rivano y Sepúlveda, 1991)	Santa Virginia	Cretácica Superior	Posición Estratigráfica ^{4,9}	Sedimentaria, formada por conglomerados arenosos.
	Río Manque	86±3 y 56±2,1 Ma	K/Ar ^{4, 10}	Lavas, tobas brechas volcánicas andesíticas a dacíticas con intercalaciones riolíticas ⁴
Lo Valle (Thomas, 1958)	-	Cretácica Superior 77-60 Ma	K/Ar ^{11, 12}	Secuencia de rocas piroclásticas con intercalaciones de lavas sedimentitas continentales. Corresponde a una secuencia de tobas de composición andesíticas a riolíticas (flujos piroclásticos ácidos y depósitos de caída de ceniza principalmente) con intercalaciones de lavas y rocas sedimentarias continentales fluviales y lacustres con restos de troncos fósiles.
	-	Maastrictiana Superior - 71 Ma	40Ar/39Ar en plg. de tobas dacíticas cercanas a los 71 Ma ¹³	
Abanico (Aguirre, 1960)	-	Eoceno Medio a Superior a Mioceno Inferior	K/Ar y 40Ar de esta formación al sur del área de estudio ^{13, 14, 15, 16}	Serie de depósitos volcanoclásticos lavas intermedias a ácidas e intercalaciones sedimentarias aluviales, fluviales y lacustre. Esta formación se encuentra plegada y es afectada por un pervasivo metamorfismo de muy bajo grado ^{17, 18}
Farellones (Klohn, 1960)	-	Miocena	Dataciones radiométricas K/ar en roca total y en plg. con edades de 20-18 Ma ^{19, 20, 21, 22}	Secuencia volcánica de lavas andesíticas a riolíticas depósitos piroclásticos y sedimentarios. ^{18, 19, 21, 22, 23}

¹ (Aguirre et al., 1999) ² (Fuentes et al., 2004) ³ (Carter y Aliste, 1962) ⁴ (Rivano, 1996) ⁵ (Martinez-Pardo et al., 1994) ⁶ (Gallego, 1994) ⁷ (Wall et al., 1999) ⁸ (Arévalo, 1992) ⁹ (Rivano et al., 1993) ¹⁰ (Camus et al., 1986) ¹¹ (Vergara y Drake, 1978) ¹² (Padilla y Vergara, 1985) ¹³ (Gana y Wall, 1997) ¹⁴ (Moscoso et al., 1982) ¹⁵ (Charrier et al., 1996) ¹⁶ (Charrier et al., 2002) ¹⁷ (Aguirre, 1960) ¹⁸ (Thiele, 1980) ¹⁹ (Vergara et al., 1988) ²⁰ (Fuentes et al., 2002) ²¹ (Nyström et al., 2003) ²² (Campbell, 2005) ²³ (Rivano et al., 1990)

Tabla 3.2: características de las unidades estratificadas presente en la zona de estudio (Espesor, ubicación, relaciones de contacto e interpretación. Modificado de Said (2021) y Urrejola (2022).

Formación	espesor	Ubicación	Relaciones de contacto		Interpretación
			Inferior	Superior	
Veta Negra (Thomas, 1958)	50-2000 m	Parte central de la CC en Chile central	Concordante y gradual con la Fm. Lo Prado ¹	Concordante y gradual o mediante discordancia erosiva con la Fm. Cerro Morado ^{1, 2, 3, 4, 5}	
	500-3000 m				
Cerro Morado (Carter y Aliste, 1962)	400-3500 m	Parte E de la CC en Chile Central. Borde occidental de la CP al N de Los Andes ⁶	Discordancia progresiva y/o Erosiva y concordancia gradual con la Fm. Veta Negra. ^{1, 2, 3, 4, 5}	Concordante e interdigitado como una discordancia de erosión ^{2, 7} o una discordancia angular con la Fm. Las Chilcas ^{2, 3, 7}	
Las Chilcas (Thomas, 1958; Boyce, 2015)	435-1015 m	Franca N-S, parte E de las CC, borde W de la CP al N de los Andes ⁶	Concordante con la Fm. Veta Negra; por discordancia angular con la Fm. Cerro Morado.	Con la Fm. Lo Valle mediante discordancia angular o concordante ^{1, 2, 3}	Esta formación representa un arco volcánico subaéreo con intercalaciones aluviales continentales t en menor medida marinas. Las intercalaciones marinas se habrían depositado en una cuenca extensional, en un ambiente de plataforma carbonatada abierta hacia el Oeste y que correspondería a una etapa terminal del ciclo transgresivo marino de una cuenca ensiálica marina de Albiano medio hasta el Albiano Superior ^{8, 9, 10, 11}
	500-2500 m				
	85-830 m				
	900-2000 m				
Salamanca (Rivano y Sepúlveda, 1991)**	300 m, Hacia el N, aumenta hasta 2500 m.	N-O (cercano a las 32°S)	Pseudoconcordancia y/o discordancia de erosión con las Fm. Las Chilcas ^{4, 12}	Discordancia angular y de erosión con la Fm. Farellones entre el valle de Alicahue y el estero chalaco. En otras zonas superficie actual de erosión ^{4, 12}	La Fm. Salamanca se habría depositado en un ambiente continental, en el cual inicialmente fueron sedimentos clásticos fluviales y a aluviales y posteriormente depósitos volcánicos ¹² .
Lo Valle (Thomas, 1858)	700-1800 m	Al sur de Río Aconcagua. Parte E de la CC y en los cerros del centro y E de la DC ¹⁴	Sobreyace principalmente en la discordancia de erosión de la Fm. Las Chilcas, pero también concordante y discordante. ^{1, 2, 3, 13}	En el sector de la Cuesta de Chacabuco en contacto tectónico con la Fm. Abanico ¹⁵	Esta formación se trata de depósitos volcánicos de composición ácida del tipo flujo piroclástico, en un ambiente continental ¹⁴
Abanico (Aguirre, 1960)	500-3000 m	2 franjas N-S, separadas por los afloramientos de la Fm Farellones ^{16, 17, 18}	En discordancia de erosión con unidades mesozoicas, e algunas zonas el contacto es por la ZFP. En Angostura de Paine se disponen en discordancia de erosión sobre la Fm. Las Chilcas ^{4, 15, 26}	En algunas zonas discordante, en otras concordantes o pseudoconcordantes y en algunos sectores en transición gradual con la Fm. Farellones ^{14, 20, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27}	Esta formación se depositó en un ambiente continental. Mayormente corresponden depósitos volcánicos subaéreos continental con intercalaciones sedimentarias a ambientes lacustres de menor energía ¹⁶
Farellones (Klohn, 1960)	150-2400 m	Franja N-S en la CP.	Discordante, pseudoconcordante, concordante, por la falla transicional con la Fm. Abanico ¹⁵	Superficie de erosión.	Las rocas de esta formación corresponderían al arco volcánico del Mioceno desarrollado en un ambiente continental subaéreo. ^{14, 19}

¹ (Thomas, 1958). ² (Carter y Aliste, 1962) ³ (Boyce, 2015) ⁴ (Rivano et al., 1993) ⁵ (Piracés y Maksae, 1977) ⁶ (Machuca, 2017) ⁷ (Viteri, 1970) ⁸ (Gallego, 1994) ⁹ (Martínez-Pardo et al., 1994) ¹⁰ (Mpodozis y Ramos, 1989) ¹¹ Charrier y Muñoz, 1994) ¹² (Rivano, 1996) ¹³ (Gana y Wall, 1997) ¹⁴ (Moscoso et al., 1982) ¹⁵ (Fock, 2005) ¹⁶ (Charrier et al., 2002) ¹⁷ (Charrier et al., 2005) ¹⁸ (Charrier et al., 2009) ¹⁹ (Vergara et al., 1988) ²⁰ (Aguirre, 1960) ²¹ (Klohn, 1960) ²² (Thiele, 1980) ²³ (Padilla, 1981) ²⁴ (Rivano et al., 1990) ²⁵ (Godoy y Lara, 1994) ²⁶ (Godoy et al., 1999) ²⁷ (Navarro, 2001) ²⁸ (Campbell, 2005)

3.3.2. Rocas Intrusivas

Las rocas intrusivas en la zona de estudio se disponen en 3 franjas N-S las cuales representan distintas etapas en la evolución del arco volcánico continental originado por el proceso de subducción. Las unidades mas antiguas se encuentran en el lado Oeste mientras que las más jóvenes hacia el Este, denotando la migración del arco volcánico. Estas franjas corresponden a la del cretácico, cretácico- paleógena y neógena, detalladas en la siguiente tabla.

Tabla 3.3. Descripción de las unidades intrusivas presentes en la zona de estudios. Modificado de Urrejola (2022)

Franja	Superunidad	Unidad	Edad	Litología	Ubicación	Instruye
Cretácica	Complejo Plutonico Illapel (CPI) ¹	Máfica	[118 ± 19; 115,7 ± 2] Ma ₂	Gabros y dioritas con tonalitas subordinadas ₃	Franja N-S en la C.Costa. Tiene un área aproximada d2 e 3200 km	Rocas volcánicas y sedimentarias triásicas, intrusivos y rocas volcánicas del Jurásico, y rocas sedimentarias y volcánicas del Cretácico inferior _{1,2,3,4,5}
		Trondhjemítica	[110,4 ± 1,8; 109,7 ± 1,5] Ma ₂	Trondhjemitas y leucogranitos. ₃		
		Tonalítica Principal	[102,3 ± 1,5; 98,8 ± 1,2] Ma ₂	Tonalitas con enclaves máficos con granodioritas subordinadas ₃		
		Granodiorítica	86,9 ± 1,2 Ma ₂	Granodioritas leucocráticas a mesocráticas. ₃		
Cretácica-Paleógena		San Lorenzo _{4, 6}	[86±3; 79±3] ₇	Cuerpos dioríticos, pórfidos andesíticos y andesitas de grano fino ₈	Borde occidental C.Principal	Formaciones Las Chilcas y Salamanca ₄
	Cogoti	Fredes	[68±10; 45,5±1,2] Ma _{4,6,9}	Dioritas de piroxeno y hornblenda y cuarzo dioritas _{6,8}		
Neógena	Río Chicharra	Cerro Blanco	[19,5±5; 12,1±0,9] Ma	Monzodioritas con hornblendas, clinopiroxenos y biotita, Monzonitas cuarcíferas, monzogranitos y granodioritas _{6,8}	Afloran al Este de la ZFP	Formación Abanico ₁₂
		Portezuelo del Azufre	[19,2±0,7; 17,8±0,6] Ma	Pórfidos cuarzofeldespáticos de grano fino, textura porfírica ₈		Formaciones Abanico y Farellones ₁₂
		Tambillos ₄	[9,8±0,3; 6,5±0,5] Ma ₉	Pórfido dacítico color blanquesino, hololeucocráticos, porfíricos ₈		Formación Farellones ₈

₁ (Parada et al., 1999) ₂ (Morata et al., 2010) ₃ (Ferrando, 2014) ₄ (Rivano et al., 1993) ₅ (Parada et al., 2005a) ₆ (Parada et al., 1988) ₇ (Camus et al., 1986) ₈ (Rivano, 1996) ₉ (Munizaga y Vicente, 1982) ₁₀ (Rivano, 1996) ₁₁ (Rivano et al., 1985) ₁₂ (Sernageomin, 2003) ₁₃ (Gana y Wall, 1997) ₁₄ (Moscoso et al., 1982) ₁₅ (Fock, 2005)

3.4. Depósitos no Consolidados

Los depósitos no consolidados en la zona de estudio corresponden principalmente a los depósitos cuaternarios, con un área aproximada de 1232,1 km², según el estudio de Estay (2019). De este total, alrededor del 70% son depósitos aluviales, seguidos por aproximadamente un 19% de megadeslizamientos, mientras que el resto se distribuye entre depósitos de origen glacial, lacustre y antropogénico, como se detalla en la Tabla 3.4.

Tabla 3.4: Clasificación de depósitos cuaternarios en la zona de estudio. Extraído de Estay (2019).

Depósito	Tipo	Cronología	Código	Área, km ²
Aluvial	Lavado	Actual	Qw	56,9
		Joven	Qyw	22
	Abanico	Actual	Qf	101,2
		Joven	Qyf	684,1
		Antiguo	Qof (Qof ₂ , Qof ₁)	38,3
Colapso de ladera	Megadeslizamiento	Muy antiguo	Qvof (Qvof ₂ , Qvof ₁)	34,6
		Actual	Qls	4,1
		Joven	Qyls	36,3
		Antiguo	Qols	154,5
Glacial	Glacial	Muy antiguo	Qvols	40,3
		Actual	Qg	8,3
		Joven	Qyg	42,1
		Antiguo	Qog	3,3
Depocentro no marino	Lacustre	Actual	Ql	1
		Joven	Qyl	1,2
Antropogénico	Relleno Artificial	Actual	Qaf	3,9

3.4.1. Depósitos Aluviales.

Los depósitos aluviales en la zona de estudio se caracterizan por llenar quebradas y valles (Fig. 3.5) con materiales que van desde poco consolidados hasta no consolidados, los cuales son resultado de la erosión y transporte de los cursos de agua (Rivano et al., 1996; Estay, 2019). Estos depósitos se dividen en dos categorías: los de lavado aluvial y los de abanico aluvial, siendo estos últimos la fracción dominante dentro de los depósitos aluviales, representando aproximadamente el 91,6% (Estay, 2019). Por lo general, se presentan como depósitos estratiformes con una selección muy pobre, abarcando desde arcillas hasta bloques de diferentes tamaños (Rivano et al., 1993), con una composición polimíctica (Estay, 2019).

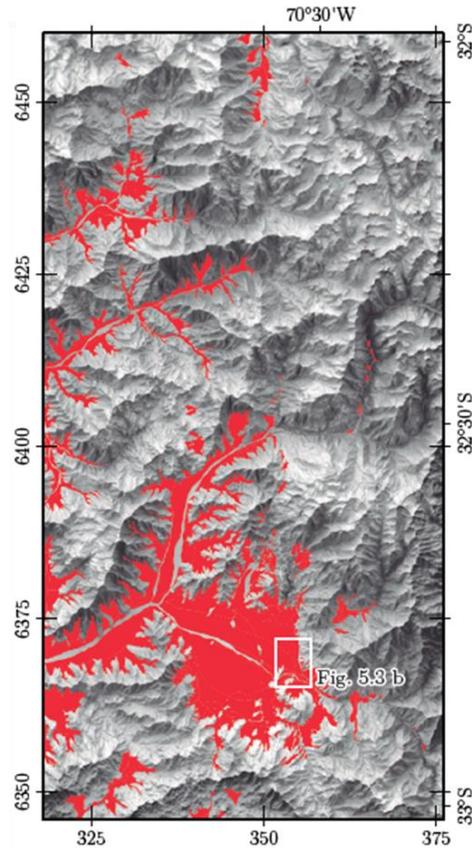


Fig. 3.5: Depósitos de abanico aluvial entre los 32° y 33°, resultados en rojo. Extraído de Estay (2019)

3.4.1.2. . Depósitos en la Depresión Los- Andes San Felipe.

La Depresión Los Andes-San Felipe destaca como la zona con la mayor acumulación de sedimentos dentro del área de estudio. Con una extensión aproximada de 310 km² y una profundidad que oscila entre los 300 y 350 metros, que disminuye rápidamente hacia los límites de la cuenca (Luna, 2023, Fig. 3.6). Los depósitos presentes en esta zona son principalmente de tipo abanico aluvial, distribuyéndose desde los depósitos más antiguos en el sector oriental hasta los más recientes hacia el borde occidental (Estay, 2019). La composición litológica de estos sedimentos varía desde grava con una matriz arenosa en la superficie hasta arena limosa con una notable presencia de arcilla en profundidad (Luna, 2023)

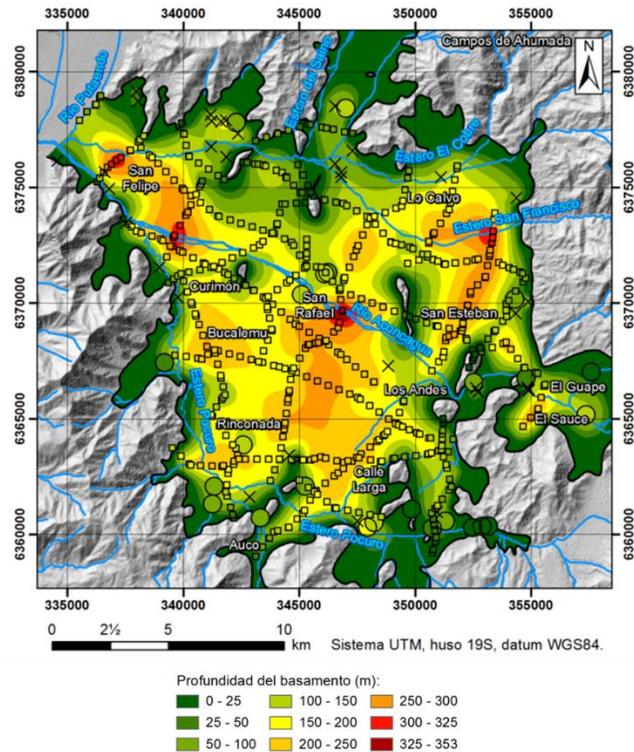


Fig. 3.6: Profundidad del basamento donde limitan el relleno sedimentario en la depresión Los Andes-San Felipe. Extraído de Luna (2023).

3.4.2. Depósitos de Megadeslizamientos

Los depósitos de megadeslizamiento son el resultado de procesos de remoción en masa, tales como deslizamientos y flujos de roca y suelo, desencadenados por colapsos gravitacionales en las laderas (Rivano et al., 1993; Estay, 2019). Corresponden la segunda fracción más significativa dentro de los depósitos no consolidados en área de estudio, luego de los depósitos aluviales. Se distribuyen principalmente en el borde oriental de la CP, cerca de la ZFP (Fig. 3.7). Estos depósitos están constituidos por material no consolidado y pobremente seleccionado, con una granulometría que varía desde bloques hasta material tamaño arcilla (Estay, 2019). La composición puede ser polimíctica o monomíctica, dependiendo del depósito, con predominancia de rocas generalmente de origen ígneo, intrusivo o extrusivo (Estay, 2019).

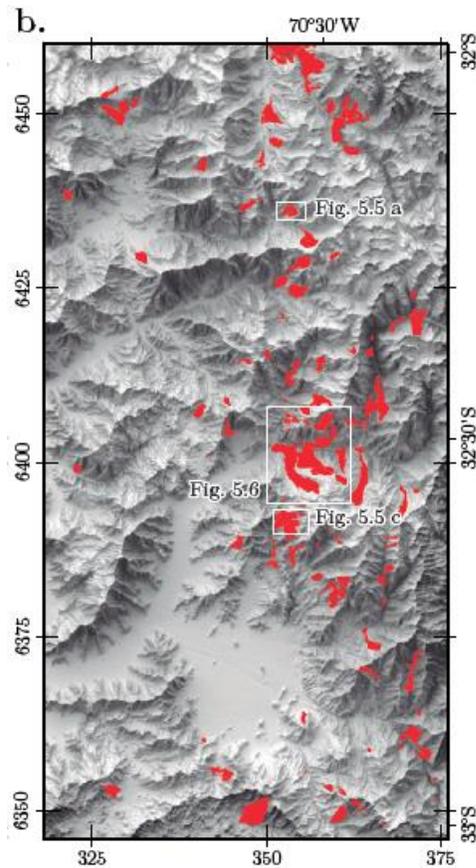


Fig. 3.7: Depósitos de deslizamientos resaltado en rojo en la zona de estudio. Extraído de Estay (2019).

3.5. Marco Estructural

La región cordillerana entre los 32°S y 33°S, en el contexto de deformación tectónica, ha sido interpretada como un extenso sinclinorio asimétrico, con su flanco occidental inclinado hacia el Este y su flanco oriental inclinado hacia el Oeste (Aguirre, 1960; Moscoso et al., 1982; Padilla, 1981). Esta zona se exhiben distintos patrones de deformación los cuales se pueden observar en las unidades estratificadas. Por ejemplo, la Formación Las Chilcas muestra una estratificación monoclinal con pliegues de suave manteo que gradualmente se vuelve subhorizontal hacia su límite Este. Por otro lado, la Formación Abanico exhibe pliegues suaves hacia el Oeste. A continuación, se describen en detalle las principales estructuras que se encuentran en la zona de estudio.

3.5.1. Sistema de Falla Las Minillas

Fue definido por Arias (2019), agrupando 4 fallas de inversas: Falla Las Minillas, Falla Las Ranas, Falla El Cráter y Falla Norte. Estas se sitúan en el sector Las Minillas y El Arrayán, en el sector norte del río Putaendo (Fig. 3.8).

- Falla Las Minillas: Se encuentra atravesando el valle de Las Minillas con un rumbo NNW a NNE, y un buzamiento hacia el Este. Se estima un largo de ~6 km (Machuca, 2017; Arias, 2019) y un rechazo de 280 m (Arias, 2019).
- Falla Las Ranas: se sitúa a 600 m al Este de la Falla Las Minillas, con rumbo NNW. Se extiende por ~2 km (Arias, 2019).
- Falla El Cráter: Se ubica en el sector de Arrayán, con un Rumbo NNW. Posee vergencia Oeste y su traza tiene una extensión de 6,6 km. Se le estima un rechazo de entre 200 a 250 m (Arias, 2019).
- Falla Norte: se ubica al norte del sector del Arrayán. Posee un rumbo NNE a NS, y presenta una vergencia Oeste. Se estima una extensión de 3 km. En esta Falla se identificó un abanico aluvial basculado, por lo que sugiere actividad cuaternaria (Arias, 2019).

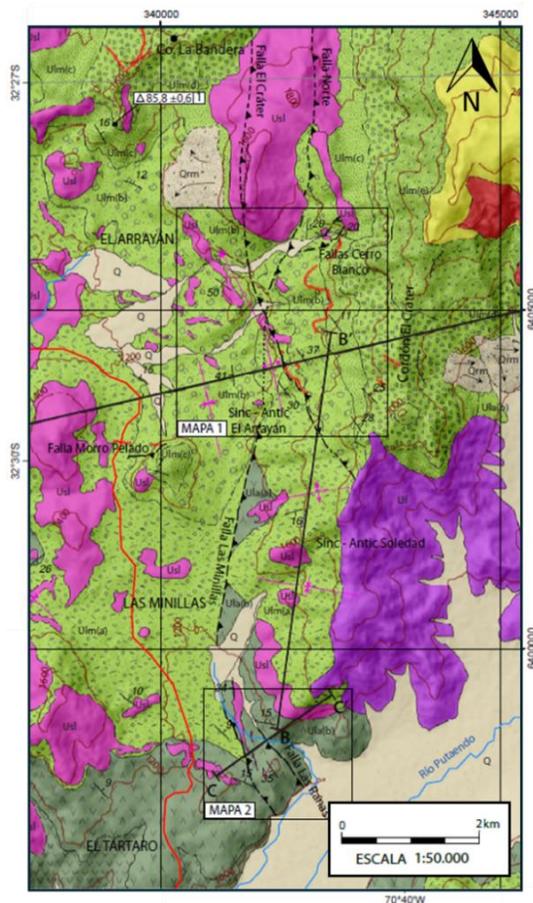


Fig. 3.8: Mapa de la zona donde se encuentra el sistema de falla Las Minillas. Modificado de Arias (2019)

3.5.2. Zona de Falla Pocuro

La Zona de Falla Pocuro (ZFP) es un rasgo geomorfológico que se presenta a escala regional entre los 32°S y 33°S (Fig. 3.9), lo que la califica como una megaestructura (Moscoso et al., 1982, Campbell, 2005). Fue inicialmente referida por Aguirre (1960) y posteriormente definida por Carter y Aguirre (1965) como el límite que separa el de valle central del dominio estructural de la CP. Los mismos autores la describieron como una faja bien definida de roca milonitizada con una microfábrica cataclásticas que aflora en un rango de decena de metros de espesor. Presenta un rumbo de componente NS-NNW con fallas subparalelas subordinadas a la traza principal (Rivano, 1996). Se han reconocido espejos de falla en la zona norte del sistema de falla, con estrías que buzcan entre 80° a 85° (Rivano, 1996).

La cinemática de ZFP la han caracterizado en primera instancia como normal y de rumbo (Rivano, 1996) y la asocian con la actividad extensional que origino la cuenca de Abanico (Campbell, 2005), la cual se desarrolló hasta al menos el mioceno temprano (Jara y Charrier, 2014). Posteriormente, en el periodo compresivo hace ~20 Ma se produjo la inversión de la cuenca, lo que resultó en la reactivación de las estructuras de alto ángulo de vergencia Oeste ahí presentes (Carter y Aguirre, 1965; Rivano et al., 1993; Campbell, 2005; Machuca, 2017). Se estima que la inversión se mantuvo al menos hasta el cuaternario, ya que nuevos estudios han evidenciado roca perteneciente a la Formación Abanico montando sobre depósitos no consolidados (Estay, 2019; Taucare et al., 2022; Estay et al., 2023). Este desplazamiento reciente indica que la ZFP podría estar actualmente activa.

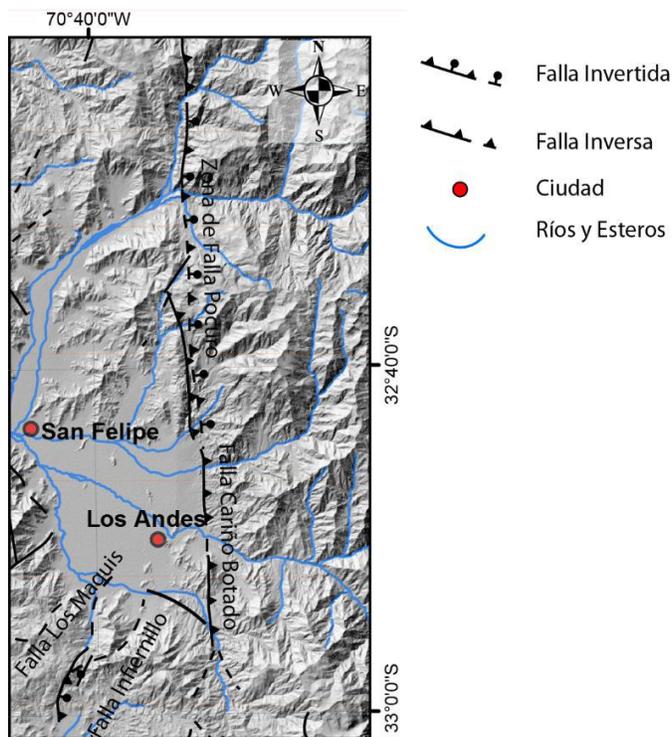


Fig. 3.9: Mapa de la zona de estudio donde se destaca la ZFP. Basado en SERNAGEOMIN (2003), Fock (2005), Troncoso (2014) y Boyce (2015). Extraído de Machuca (2017)

3.5.3. Falla Los Quemados

La Falla Los Quemados, una estructura de tipo inverso, la cual se infiere a partir del lineamiento rectilíneo observado a contrapendiente 700 m de longitud y 10 m de desnivel que secciona la superficie de un pequeño cordón montañoso dentro de valle del estero El Zaino (Estay, 2019, Fig. 3.10). Su traza se puede proyectar a lo largo de 4,5 kilómetros a lo largo del lineamiento observado por una serie de lomas redondeadas que no siguen el patrón descendente de los interfluvios (Estay, 2019). Su topografía y las morfologías tectónicas indican una probable componente inversa con manteo hacia sureste (Estay, 2019). Se ha observado que la traza de esta falla concuerda con una falla de movimiento indeterminado mencionada por Rivano et al. (1993) en la quebrada homónima junto con el extremo sur de la zona de la falla principal occidental reportada por Campbell (2005). A pesar de estas coincidencias, ambos autores no la designaron con un nombre específico ni proporcionaron pruebas de deformación tectónica reciente (Estay, 2019).

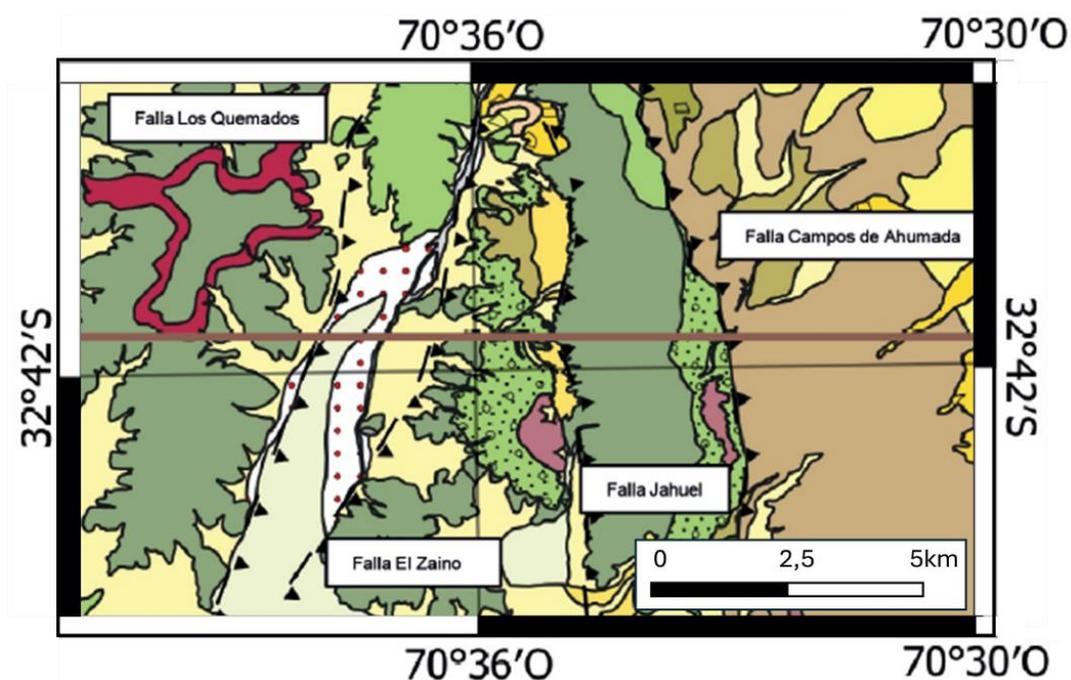


Fig. 3.10: Mapa geológico del sector que se encuentra al norte de la depresión Los Andes-San Felipe, Valle del estero del Saino. Se indican las fallas principales que se presentan en esta área. Extraído de Pérez (2023)

3.5.4. Falla El Saino

Identificada por Pérez (2023), se trata de una estructura de cinemática inversa que se observa en el límite Este de la Cordillera Principal, al norte de Jahuel, a lo largo del estero El Saino (Fig. 3.10). Desde el Norte, disloca las unidades de la formación Las Chilcas, pasando por el Balneario de Jahuel, hasta influir en las rocas volcánicas de la Formación Cerro Morado en las proximidades de La Higuera hacia el sur (Pérez, 2023). Presenta una extensión de alrededor de 10 km en dirección N15°E y una inclinación hacia el Oeste. Se distingue al norte del Balneario de Jahuel un escarpe que se eleva unos 60 m sobre una distancia de 2 km, delineando la ladera Este de la quebrada del estero El Saino (Pérez, 2023). Se observa una notable meteorización y alteración de la roca en el escarpe, disminuyendo hacia la parte superior, donde se identifican nuevamente las secuencias sedimentarias de la Formación Las Chilcas. Al sur del Balneario de Jahuel, la traza de la falla se infiere y se fundamenta en el alineamiento percibido en las imágenes satelitales y en la morfología del terreno, evidenciada por la discontinuidad presente en el cerro situado al noreste de Santa Filomena (Pérez, 2023).

3.5.5. Falla Jahuel

La Falla Jahuel, definida por Machuca, (2017), corresponde a una estructura inferida la cual se encuentra bordeando la ladera occidental del cordón montañoso que hay entre la localidad Jahuel y Campos de Ahumada (Fig. 3.11). Esta estructura se infiere a partir de un fuerte del fuerte escarpe de ~12 km con un desnivel de ~600 m el cual diferencia la superficie plana del valle de estero del Zaino con la pronunciada pendiente hacia el poniente (Estay, 2019, Fig. 3.10). De acuerdo con las características geomorfológicas observadas se deduce que la falla tiene una dinámica inversa con orientación NS- NW con manteo hacia el Este (Machuca, 2017; Estay, 2019). Esta falla pondría en contacto la formación Las Chilcas al occidente por sobre la Formación Cerro Morado (Machuca, 2017). No se encuentran zonas de fracturas superficiales debido a que la traza de esta estructura está cubierta por depósitos de megadeslizamientos y abanico aluvial (Estay, 2019).

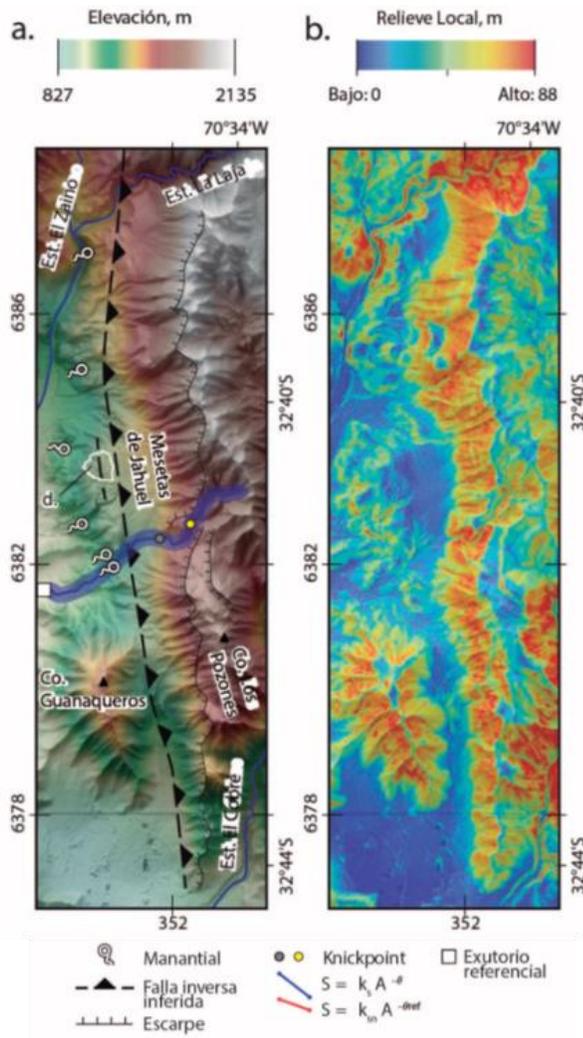


Fig. 3.11: Mapas geomorfológicos y perfil topográficos que evidencian la Falla Jahuel. (a) Imagen de relieve sombreado y elevación. (b) Relieve local. Extraído de Estay (2019).

3.5.6. Falla Campos de Ahumada

La Falla Campos de Ahumada, identificada por Machuca (2017), la define como el límite que pone en contacto el intrusivo El Cántaro de edad paleógena con la parte oriental de la base de la Formación Las Chilcas (Fig. 3.10). Se presenta como una estructura inversa con orientación N20°W y vergencia Oeste (Fig. 3.10). Se manifiesta como una zona de alteración que se extiende hasta 5 metros de espesor sobre las rocas de la secuencia sedimentaria de la Formación Las Chilcas (Machuca, 2017). Hacia el Este, afecta a rocas volcánicas, generando una alteración hidrotermal que da lugar a minerales como clorita y epidota. Los afloramientos a lo largo del camino de Campos de Ahumada exhiben rellenos de minerales de arcilla en las vetillas y estructuras que se vinculan a la zona de alteración de esta falla. Es posible que existan estructuras secundarias que contribuyan a la expansión de la zona de alteración hidrotermal (Machuca, 2017; Taucare et al., 2022).

3.5.7. Falla San Francisco

Se trata de una falla inversa inferida discontinua situada en el borde oriental de la Depresión Los Andes-San Felipe (Estay, 2019, Fig. 3.12). Esta falla presenta un rumbo NS-NNW y un manteo de 45°E. Su segmento norte tiene una longitud de 1,8 km y un desnivel de 80 m, mientras que, en el segmento sur, su traza abarca 2 km con un desplazamiento de 3.5 m (Estay, 2019). Se reconoce a través de la observación de tres escarpes discontinuos ubicados a ~500 m al Oeste de la traza de Falla Cariño Botado.

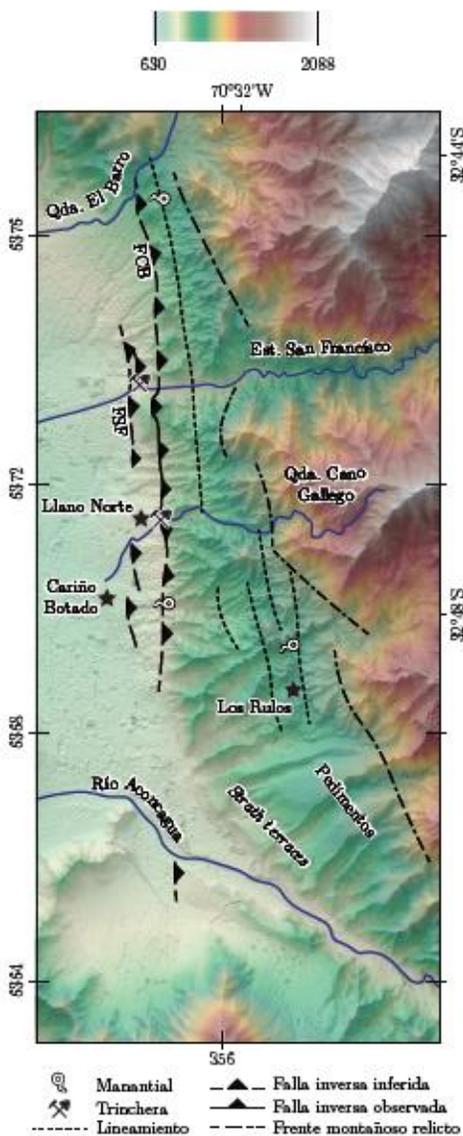


Fig. 3.12: Mapa de las fallas presente en el límite occidental de la depresión Los Andes-San Felipe. Falla Cariño Botado (FCB) y Falla San Francisco (FSF). Extraído de Estay (2019).

3.5.8. Falla Cariño Botado

Según la definición proporcionada por Troncoso (2014), la Falla Cariño Botado representa una falla activa de la era cuaternaria, localizada a una distancia de 7 kilómetros al noreste de la ciudad de Los Andes (Fig. 3.13). Su desplazamiento de tipo inverso se manifiesta en una dirección predominante de norte a sur y una inclinación hacia el Oeste. Esta falla impacta y afecta las capas de roca de la Formación Abanico, superponiéndose sobre depósitos aluviales cuaternarios (Estay, 2019). A escala kilométrica, destaca por un prominente escarpe de 80 a 100 m de altura y una longitud de ~7,5 km, cuya continuidad puede ser rastreada de manera ininterrumpida desde la quebrada El Barro hasta Cariño Botado. Además, al sur del río Aconcagua, se identifica un escarpe secundario de 400 m de longitud, alineado con el anteriormente mencionado. El escarpe principal de la Falla Cariño Botado se evidencia en la cima del cerro La Mesilla, donde se estima un desplazamiento aproximado de 28 m en la superficie plana de los depósitos fluviales cuaternarios (Estay, 2019).

La traza de esta falla coincide con la orientación de la Zona de Falla Pocuro, y se superpone a esta. Sin embargo, la Falla Cariño Botado se desarrolló internamente en la Zona de Falla Pocuro, aprovechando la debilidad previa de las rocas debido a procesos de brechización y alteración (Troncoso, 2014). Esta configuración estructural de las rocas consolidadas de la Formación Abanico sobre depósitos no consolidados se réplica al sur de los 33°S en el sistema estructural San Ramón, cuya actividad ha sido reconocida como cuaternaria (Armijo et al., 2010; Vargas et al., 2014; Estay et al., 2023).



Fig. 3.13: Mapa geológico del límite entre la CP y la depresión Los Andes-San Felipe. Se indican la falla Cariño Botado y la falla Los Andes. Modificado de Jackson-Gain (2023).

3.5.9. Falla Los Andes

Fue propuesta por Medina (2018) y Estay (2019) utilizando modelos de elevación digital, quienes identificaron lineamientos que se encuentran paralelos a la orientación principal de la Zona de Falla Pocuro por el lado oriente de la falla, en la extensión sur de la zona (Fig. 3.13). Said (2021) extendió este análisis utilizando imágenes satelitales y propuso una estructura de naturaleza subvertical con una inclinación hacia el Oeste. Según su propuesta, esta estructura colocaría las rocas cretácicas por encima de las secuencias cenozoicas. Luego Urrejola (2022) a través de estudios de magnetotelúrica identificó en esta área, anomalías de resistividad sugiriendo que la falla se trataría de una estructura inversa con manteo hacia el Este. Por último, Jackson-Gain (2023) evidenció en este sector afloramientos de rocas Paleocenas sobre Eocenas, por lo que utilizó esta falla para explicar el hallazgo de rocas más antiguas sobre más jóvenes (Fig. 3.13).

4. Modelación Analógica

4.1. Generalidades

La utilización de modelos análogos en la geología es una herramienta de gran utilidad que se ha empleado desde finales del siglo XIX (Hall, 1985; Schellar, 2002) con el propósito de comprender diversos fenómenos geológicos. Esta técnica permite enfocarse en el estudio de la influencia de un único parámetro en un proceso geológico particular, lo que simplifica la comprensión de sus mecanismos subyacentes (Schellar, 2002).

La metodología implica la simulación de un fenómeno físico en una escala diferente a la que se manifiesta en la naturaleza. Para llevar a cabo esta simulación de manera efectiva, es fundamental elegir un escalamiento apropiado y utilizar materiales que exhiban comportamientos mecánicos similares a los encontrados en sistemas naturales (Hubber, 1937). La deformación resultante en estos materiales se compara con lo que ocurre en sistemas naturales con el objetivo de confirmar, proponer o modificar el modelo conceptual existente

4.2. Escalamiento

Tal como se mencionó en la sección anterior, el proceso de escalamiento es una de las fases más desafiantes en la realización de estos experimentos, ya que su éxito determina la aplicabilidad a los procesos geológicos reales. La teoría de escalamiento fue inicialmente introducida en el ámbito de las estructuras geológicas por Hubbert (1937) y Ramberg (1981), y ha sido objeto de discusión y desarrollo posterior en la literatura científica por Shemenda (1983); Davy (1986), Richard (1991); Davy y Cobbold (1991); Cobbold y Jackson (1992) y Weijermans et al. (1993) en el contexto de modelación de deformación frágil-dúctil.

La teoría de escalamiento se basa en la idea de similitud, que requiere que ciertas propiedades y relaciones entre variables en el modelo sean proporcionales a las del fenómeno real, a pesar de las diferencias en tamaño. Las similitudes principales incluyen el escalamiento geométrico, que mantiene las proporciones de longitudes y ángulos; el escalamiento cinemático, que conserva las proporciones de velocidades de movimiento y cambios del proceso; y el escalamiento dinámico, que asegura que las fuerzas en el modelo sean proporcionales al sistema natural (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981).

Al determinar el factor de escala para las propiedades físicas entre el sistema real y el modelo, es crucial tener en cuenta una serie de variables como la longitud (l), la gravedad (g), el estrés (σ), la velocidad (v) y la densidad (ρ). Estos valores pueden ser derivados a partir de otros tres parámetros fundamentales: la masa m (kg), la longitud l (m) y el tiempo t (seg.), según lo propuesto por Tondji Biyo (1995). A partir de lo anterior, se pueden calcular los factores de escala entre el

modelo y la realidad como la relación entre los valores correspondientes de cada propiedad, es decir, se definen como $X^*=X_{mod}/X_{nat}$, donde X representa el parámetro que se escala. Luego, para que un modelo esté bien escalado es suficiente que los valores adimensionales que participan en la experiencia sean iguales a los observados en la naturaleza (Martinod,1991). Por último, utilizando estos factores de escala, es factible calcular los ajustes necesarios para otros parámetros, como la velocidad (v), la densidad (ρ), y otros.

Se obtuvieron los datos empleados en la adaptación de las dimensiones y parámetros de los modelos mediante una estimación basada en la región comprendida entre los 32°S y 33°S, que abarca tanto el borde occidental de la Cordillera como la Depresión Central, con una extensión total de 111,12 km. Además, se busca emular el comportamiento reológico frágil de la corteza a una profundidad de entre 10 y 13 km (Duba, 1990). Basándonos en lo anterior, se estima que cada centímetro de distancia en el modelo debe corresponder a una distancia real de entre 1,6 km y 3,8 km. En consecuencia, se calcula el siguiente factor de escala:

$$l^* = \frac{l_{mod}}{l_{nat}} = \frac{1 \text{ cm}}{[1,6 \text{ Km}, 3,8 \text{ Km}]} = \frac{0,01 \text{ m}}{[1600 \text{ m}, 3800 \text{ m}]} = [2,63 \cdot 10^{-6}, 6,25 \cdot 10^{-6}]$$

Con el propósito de capturar el impacto de los sedimentos durante cuaternario, se ha optado por emplear el lapso temporal desde el comienzo de este período, que se estima en 2,59 Ma. Para la elaboración del modelo, se ha considerado un tiempo total de 60 minutos, lo que conduce a la definición del siguiente factor de escala.

$$t^* = \frac{t_{mod}}{t_{nat}} = \frac{60 \text{ min}}{2,59 \text{ Ma}} = \frac{60 \text{ min}}{1,36 \cdot 10^{12} \text{ min}} = 4,41 \cdot 10^{-11}$$

Los materiales empleados en este estudio, al cumplir con los criterios de Mohr-Coulomb, presentan una deformación independiente a la velocidad de acortamiento, lo que elimina la necesidad de escalar velocidad de contracción al sistema natural (Kusznir and Park, 1984a, 1984b; Sonder and England, 1986). Basándonos en algunos ensayos con el dispositivo utilizado, la velocidad utilizada en este trabajo es de:

$$v_a = 0,33 \text{ cm/min}$$

En base a las unidades que se encuentran presente en la zona de estudio se observa que la mayor parte de la estratigrafía corresponde a rocas sedimentarias y volcánicas cuyas densidades rondan los 2 y 2,7 g/cm³ y 2,4 y 2,9 g/cm³, respectivamente (Daly et al., 1966; Johnson y Olhoeft, 1984). El material que se utiliza para representar el comportamiento mecánico de la roca es generalmente arena seca con una granulometría inferior a 500 μm , que carezca de cohesión y posea un coeficiente de fricción interna cercana a los 30° (Tondji Biyo, 1995). En este estudio se escogió una arena que cumplía dicho criterio y cuya densidad era 1,60 g/cm³, lo que determinó el siguiente factor de escala:

$$\rho^* = \frac{\rho_{mod}}{\rho_{nat}} = \frac{1,60 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}}{2,70 \frac{\text{g}}{\text{cm}^3}} = 0,59$$

En el contexto de la gravedad, se asume que, tanto en el caso real como en el modelo, la aceleración gravitatoria opera de manera idéntica a $9,8 \text{ m/s}^2$, en consecuencia, se establece un factor de escala unitario.

$$g^* = \frac{g_{mod}}{g_{nat}} = \frac{9,8 \text{ m/s}^2}{9,8 \text{ m/s}^2} = 1$$

Según Byerlee (1978) el comportamiento de la corteza en su dominio frágil se puede reproducir bajo el criterio de Mohr-Coulomb el cual propone que la ruptura de materiales frágiles ocurre cuando se alcanza un cierto nivel de esfuerzo cortante crítico, dependiendo de la cohesión y el ángulo de fricción interna del material en cuestión. Este criterio matemáticamente se expresa mediante la siguiente ecuación:

$$\tau = C_0 + \sigma \tan \varphi$$

donde τ es el estrés de cizalle, C_0 es la Cohesión interna, σ es el estrés normal, y φ el ángulo de fricción interna.

A partir del criterio utilizado para la analogía dinámica se tiene que cumplir que la distribución de la masa por unidad de volumen entre el caso real y el modelo sea la misma, para que el movimiento cinemático y geometría se mantenga constante, en otras palabras, la densidad (δ) debe mantenerse constante:

$$\delta = \frac{\rho_{mod}}{\rho_{nat}} = \frac{\frac{dm_{mod}}{dV_{mod}}}{\frac{dm_{nat}}{dV_{nat}}} = m^* \cdot l^*$$

Según lo expuesto anteriormente, el cumplimiento de esta condición requiere que las fuerzas actuantes sobre los cuerpos conserven una relación constante. Esto implica que cada vector de fuerza, tanto en el modelo como en la naturaleza, debe mantener la misma dirección y sentido, además de preservar proporcionalidad en sus magnitudes (Vargas, 2001). Por consiguiente, se considera un factor de escalamiento unitario para la fuerza, dado que la proporción entre las fuerzas ejercidas en la naturaleza y en el modelo permanece constante. Considerando que la fuerza a escalar es el estrés σ , la anterior premisa se puede expresar mediante la siguiente fórmula.

$$\frac{F_{mod}}{F_{nat}} = \frac{\sigma_{mod}}{\sigma_{nat}} = \frac{\rho_{mod} \cdot g_{mod} \cdot l_{mod}}{\rho_{nat} \cdot g_{nat} \cdot l_{nat}} = \frac{\rho^* \cdot g^* \cdot l^*}{\sigma^*} \approx 1$$

$$\rightarrow \sigma^* \approx \rho^* \cdot g^* \cdot l^* = 0,59 \cdot 1 \cdot [2,63 \cdot 10^{-6}, 6,25 \cdot 10^{-6}] = [1,55 \cdot 10^{-6}, 3,69 \cdot 10^{-6}]$$

Habiendo calculado σ^* se puede calcular los estreses de cizalle τ , en naturales y en experimento con la fórmula de Morh-Coulomb. Se debe tener en cuenta que la cohesión para roca

sedimentaria varía entre 107 Pa y 108 Pa y el ángulo de fricción interna entre 26° y 45° (Schellart, 2000).

A continuación, se expone una tabla de resumen de todos los parámetros escalados para la realización de este trabajo (Tabla. 3.5)

Tabla 4.1: Resumen de parámetros escalados para modelación analógica con factores de escalamiento.

Parámetro	Unidad de Medida	Valor en naturaleza	Valor Experimental	Factor de escalamiento
Longitud (l)	m	[1,6 x 10 ³ , 3,8 x 10 ³]	10 ⁻²	[2,63 x 10 ⁻⁶ , 6,25 x 10 ⁻⁶]
Tiempo (t)	min	1,36 x 10 ¹²	60	4,41 x 10 ⁻¹¹
Velocidad (v_a)	cm/min	N/A	0,33	N/A
Densidad (ρ)	g/cm ³	2,7	1,6	0,59
Gravedad (g)	m/seg ²	9,8	9,8	1
Estrés (σ)	Pa	[10 ⁷ , 10 ⁸]	[15,5 , 369]	[1,55 x 10 ⁻⁶ , 3,69 x 10 ⁻⁶]
Angulo de fricción (φ)	°	26-45	35	1

En resumen, los parámetros empleados para configurar la modelación análoga tienen como objetivo representar la deformación en la región entre los 32°S y 33°S (~111 km), dentro del dominio frágil de la corteza, a una profundidad de 10 a 13 km (Duba, 1990). De esta manera, en el modelo, 1 cm equivale a entre 1,6 km y 3,8 km. En cuanto al tiempo, se pretende capturar la influencia de la sedimentación durante el período de deformación del Cuaternario (2,59 Ma), ajustando el modelo a 60 minutos de compresión simple mediante un factor de escala (Tabla 3.5). En lo que respecta a la velocidad de acortamiento utilizada, esta es impuesta ya a que los materiales empleados en la modelación presentan una deformación que es independiente de la tasa de acortamiento (Kusznir y Park, 1984a, 1984b; Sonder y England, 1986).

4.3. Dispositivo experimental y montaje

Para llevar a cabo el experimento, se diseñó un dispositivo compuesto por una superficie de vidrio de 1 m x 1 m sobre la cual se fijaron dos paredes de madera de 15 cm de ancho y 1 m de largo, ubicadas en cada extremo de la superficie con una separación de 1 m (Fig. 4.1). Una de estas paredes se ancló firmemente para restringir el desplazamiento de la arena durante la compresión. La otra pared es móvil y está sujeta a un pistón, el cual, a su vez, está conectada a un motor reductor eléctrico que genera el movimiento del pistón para generar la compresión simple.

En la base de la pared móvil se fijó, de forma perpendicular, una placa de aluminio de 1 m por 35 cm. Esta placa es responsable de crear la discontinuidad de velocidad (DV), que marca el

punto donde se producirá la separación de las capas y la localización de la deformación (Malavielle, 1984; Balé, 1986; Allemand et al., 1989; Ballard, 1989).

Para nivelar las diferentes capas de arena que conforman los modelos, se colocaron tablas de 17,5 cm x 1 m a cada lado del dispositivo, de manera perpendicular a las paredes. Estas tablas, con espesores de 1 cm y 0,5 cm, sirvieron como guía para extender las capas de arena. Con la implementación de estas tablas, la superficie final del modelo se redujo a 65 cm x 1 m (Fig. 4.2).

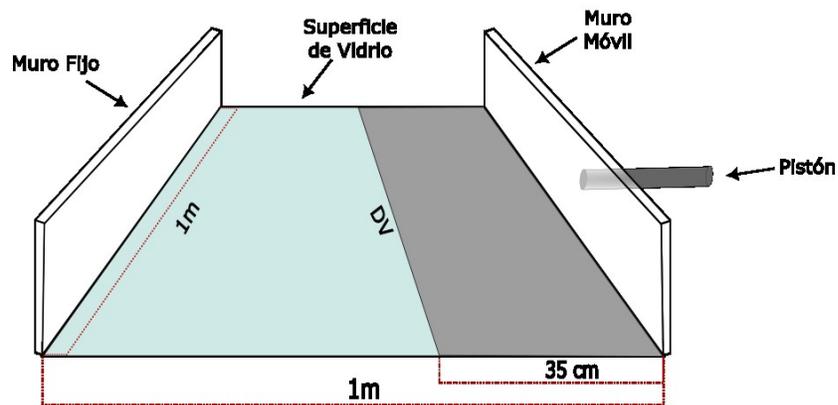


Fig. 4.1: Esquema de dispositivo utilizado para modelación análogica con sus respectivas dimensiones. DV refiere a la discontinuidad de velocidad generada por la placa de aluminio en la base del pistón.

La arena utilizada para la experimentación fue previamente tamizada para tener una granulometría inferior a 500 μm , se le calculo un Angulo de fricción interna 35°, y carecía de cohesión, por lo que cumplía con los criterios mencionados anteriormente en la sección 4.2. Parte de la arena fue teñida de negro y azul para poder recrear y discernir entre las distintas capas que conformaron los modelos.

Para el montaje de la arena en el dispositivo se realizó a través de tamices para asegurar que esta no tuviera ningún tipo de adherencias. Finalizando la deposición de la arena el resultado es una torta de 3,4 cm de alto, 65 cm de ancho y 1 m de largo (Fig. 4.2).

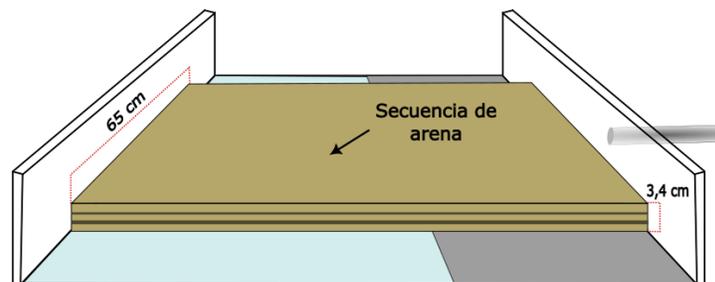


Fig. 4.2. Esquema del dispositivo utilizado para modelación análogica con secuencia de arena montada y sus respectivas dimensiones.

Luego, se procede a llevar a cabo la compresión simple. Para este propósito, se programa el motor para que mueva el pistón a una velocidad de 20 cm/h durante una hora (sección 4.2). En los modelos que incluyen sedimentación sintectónica, se lleva a cabo el depósito de sedimentos durante el proceso de compresión, distribuyendo material de forma manual y probando distintas tasas de sedimentación, siguiendo la metodología de Barrier et al. 2002 y Barrier et al, 2012. En el caso de los modelos de sedimentación parcial (sección 5.2.3), se dividen en dos secciones, norte y sur, utilizando una tabla que separa ambas áreas, y se deposita la arena de manera localizada. Una vez completada la compresión simple, se prepara el modelo para su análisis (sección 4.4). Este procedimiento de montaje de la arena se repite para cada modelo. A continuación, la tabla contiene un resumen de todos los parámetros utilizados en la creación de la serie de modelos análogos.

Tabla 4.2: Resumen de parámetros utilizados para el montaje de la serie experimental de modelación análoga. (DV: desviación de discontinuidad, [C01- C08]: parámetros utilizados desde Cosedfin 01 a Cosedfin 08).

Instrumento	Parámetros Fijos	Valor
Arena	Granulometría	<500 μm
	Ángulo de fricción interna	35°
	Altura SPC	3,4 cm
Dispositivo	Largo	100 cm
	Ancho	65 cm
	Largo DV	35 cm
Motor	Frecuencia	45 Hz
	Revoluciones	1080
	Velocidad Compresión	20 cm/h

4.4. Modelos Cosedfin

Se diseñaron nueve experiencias específicas para llevar a cabo la modelación analógica, centrándose en la variable de sedimentación sintectónica, la cual se implementa en el dispositivo durante el proceso de compresión simple. La sedimentación sintectónica se distribuye en el dispositivo a diferentes tasas y en distintas zonas según el modelo, mientras los demás parámetros de la experimentación se mantienen fijos. A partir de estas variaciones, los modelos se han clasificado en tres categorías: (1) Modelos de compresión simple sin sedimentación, (2) modelos de compresión simple con sedimentación sintectónica completa y (3) modelos de compresión simple con sedimentación sintectónica parcial. Los cuales se describen a continuación:

- (1) **Modelos de compresión simple sin sedimentación:** Corresponden a los Modelos Cosedfin 01 y Cosedfin 02. El experimento consiste en generar una compresión simple sin aplicar sedimentación sintectónica, es decir, la variable de sedimentación es constante igual a cero. Esta tasa de sedimentación nula representa al régimen sedimentario sin sedimentación (S.S.). El Objetivo de estos modelos es tener una base comparativa respecto a los siguientes modelos con sedimentación sintectónica.
- (2) **Modelos de compresión simple con sedimentación sintectónica completa:** Corresponden a los modelos desde Cosedfin 03, Cosedfin 04, Cosedfin 05 y Cosedfin 06. El experimento se basa en aplicar sedimentación sintectónica sobre todo el dispositivo excepto la zona sobre la cima del orógeno recreado. A cada modelo se le aplica una tasa de sedimentación sintectónica distinta, la cual consiste es verter la sedimentación durante 1 o 2 minutos dentro de un intervalo de tiempo de 5 o 10 minutos, dependiendo el modelo (Tabla 4.3). La tasa de sedimentación que se aplican dentro de un intervalo de 5 minutos representa un régimen de sedimentario alto (S.A.), mientras que los de 10 minutos representan un régimen sedimentario medio (S.M.) El fin de este set de modelos es analizar la influencia que tiene la variación de la tasa de sedimentación sobre el sistema estructural.
- (3) **Modelos de compresión simple con sedimentación sintectónica parcial:** Corresponden a los modelos Cosedfin 07, Cosedfin 08 y Cosedfin 09. Este experimento se divide el dispositivo por la mitad, en una zona norte y una zona sur, la cuales serán sedimentadas con distintas tasas según el modelo (Tabla 4.4). El objetivo de esta experimentación es analizar las diferencias estructurales que observan entre la zona norte y la zona sur producto de las distintas tasas de sedimentación.

A continuación, en las siguientes tablas se encuentra resumida en el diseño para la experimentación de cada modelo.

Tabla 4.3: Resumen de diseño experimental para modelos Cosedfin de compresión simple sin sedimentación y con sedimentación sintectónica completa. Los siguientes caracteres corresponden a: S.S.: Sin sedimentación; S.A.: Sedimentación alta; S.M.: Sedimentación media. El cociente de tasa de sedimentación representa el tiempo de sedimentación dentro de un intervalo de tiempo.

Modelo	Cosedfin 01 (C01)	Cosedfin 02 (C02)	Cosedfin 03 (C03)	Cosedfin 04 (C04)	Cosedfin 05 (C05)	Cosedfin 06 (C06)
Tasa de sedimentación	nula	nula	2 min / 5 min	1 min / 5 min	2 min / 10 min	1 min / 10 min
Régimen Sedimentario	S.S.	S.S.	S.A.	S.A.	S.M.	S.M.
Tiempo de Compresión	60 min					

Tabla 4.4: Resumen de diseño experimental para modelos Cosedfin de compresión simple con sedimentación sintectónica parcial. Los siguientes caracteres corresponden a: S.S.: Sin sedimentación; S.A.: Sedimentación alta; S.M.: Sedimentación media. El cociente de tasa de sedimentación representa el tiempo de sedimentación dentro de un intervalo de tiempo.

Modelo	Cosedfin 07 (C07)		Cosedfin 08 (C08)		Cosedfin 08 (C09)	
	Zona	Norte	Sur	Norte	Sur	Norte
Tasa de Sedimentación	Nula	1min/ 5 min	1 min/ 10 min	1 min/ 5 min	Nula	1min/10 min
Régimen Sedimentario	S.S.	S.A.	S.M.	S.A.	S.S.	S.M.
Tiempo de Compresión	60 min	60 min	60 min	60 min	90 min	90 min

4.5. Metodología para el análisis de deformación

Después de realizar el montaje experimental, se inicia el análisis de la deformación. Durante el proceso de compresión simple, se capturan fotografías del dispositivo desde una vista en planta cada 5 minutos para observar la evolución de los modelos y su deformación. Estas fotografías, junto con las imágenes de las secciones de perfil de los modelos, se analizan detalladamente. Para obtener las secciones de perfil, es necesario hidratar el modelo para mantener la cohesión de la arena y preservar su forma. Inicialmente, se cubre el modelo con más arena para proteger las estructuras del agua, y luego se procede a humedecer la arena. Una vez completado este proceso, se corta el modelo en secciones Oeste-Este, de manera perpendicular a DV, en varias secciones con el objetivo de observar la variación de las estructuras en sentido latitudinal.

En cada sección, se realiza una observación minuciosa, se comparan todas las estructuras presentes y se toman medidas de ángulos y desplazamientos y alturas. Además, se mide el espesor de las secuencias sedimentarias. Finalmente, se toma una fotografía de la sección para continuar con el análisis de la deformación y comparar las geometrías características de las estructuras generadas entre las diferentes secciones y modelos realizados.

En resumen, las características principales a medir y analizar son: (1) La altura de cuña de coulomb (2) Las pendientes de las secuencias sedimentarias. (3) los del ángulo de la falla, (4) desplazamientos de fallas, (5) el espaciamiento entre las fallas.

5. Resultados

5.1. Descripción General de Resultados

Se realizaron 9 modelos análogos válidos para este estudio cuyos resultados se resumen en la (Tablas 5.1 y 5.2) y se detallan a profundidad las observaciones de cada modelo en la sección 5.2. No obstante, para lograr una mejor comprensión de los resultados, se realiza previamente una descripción general de las características principales observadas en esta serie de modelos análogos, con el fin de poder definir las estructuras recurrentes y citarlas en la sección 5.2.

5.1.1. Evolución General de los Modelos en Planta

Iniciado el proceso de compresión simple, los modelos exhiben las estructuras primarias Pa y Pb, fallas inversas, que forman un primer *pop up* (Pup1) entre el minuto 4 y 5 (Fig. 5.1). A medida que el acortamiento aumenta comienzan a desarrollarse fallas de propagación con manteo al E. Dichas estructuras aparecen una a la vez cada ~5 minutos al W de la falla Pb, propagándose en esta misma dirección. Se les denomina fallas secundarias (Sn) y se enumeran según su orden de aparición (Fig. 5.1).

En el caso de los modelos C02 y C09 desarrollaron de un segundo *pop up* (Pup2) evidenciado por la estructura P2b en el extremo Oeste que aparece durante los últimos 5 minutos de la compresión (Fig. 5.1c). Este se presenta con un menor desarrollo que el Pup1. El análisis en planta solo se realiza para los modelos sin sedimentación sintectónica completa, debido que al aplicar la cobertura sedimentaria sobre el dispositivo se dificulta la observación del desarrollo de los modelos en planta.

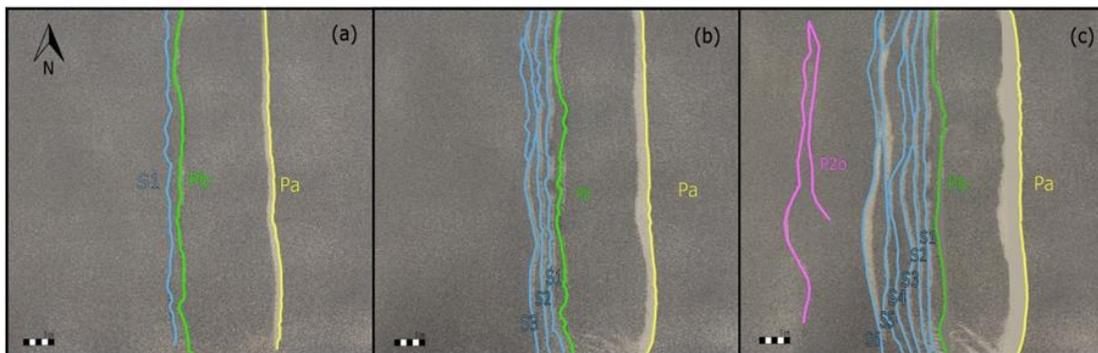


Fig. 5.1: Secuencia de evolución del modelo C02 en planta. (a) vista en planta a los 10 min de compresión simple. (b) a los 20 minutos de compresión simple. (c) vista en planta a los 60 minutos de compresión simple.

5.1.2. Resultado General de los Modelos en Perfil

Al seccionar los modelos obtenidos en perfiles E-W, se puede observar la geometría expresada en ellos. El resultado es un complejo estructural compresional de fallas inversas el cual forma hasta 2 *pops up*. El Pup1 evoluciona a un pliegue inclinado por flexura de falla con un ancho de ~10 a 12 cm, como se observa a la derecha de la Fig. 5.2. El Pup2 forma un pliegue simétrico en forma de abanico (Fig.5.2). La altura que alcanza Pup2 por sobre la secuencia pre-compresional (SPC) siempre es menor que la altura de Pup1. Este segundo *pop up* se presenta solo en algunos modelos en C02 y C09, mientras Pup1 se presenta en todos.

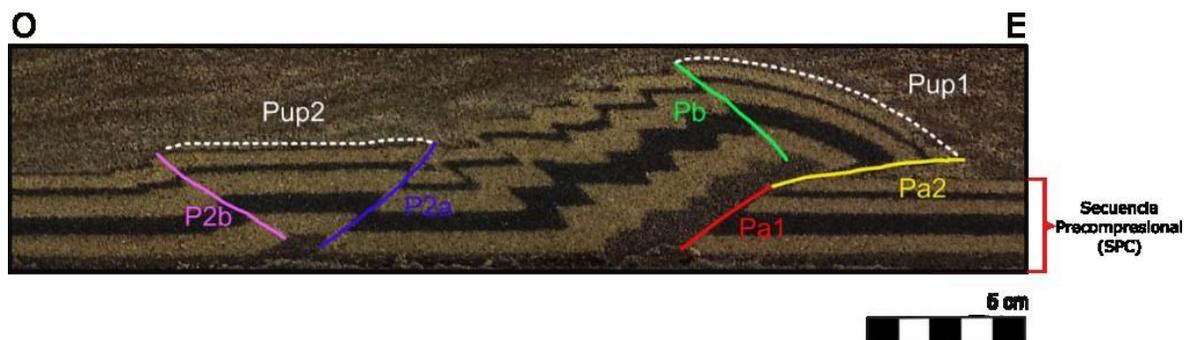


Fig. 5.2 Vista en sección de modelo C02. Se indican estructuras recurrentes y significativas en la serie de modelos análogos. Se señala también secuencia pre-compresional (SPC), el depósito de sedimentos previo a la deformación.

Pa es la falla principal. Este de Pup1 esta tiene vergencia E y se divide en dos, Pa1 y Pa2 (Fig. 5.2), justo en el punto donde existe el cambio de pendiente, como se indica en la Fig. 2. Pa1 presenta un ángulo que varía entre los 28° y 35°. Pa2 es la traza de la falla que indica el ángulo de cabalgamiento sobre los depósitos sedimentarios, por lo que este ángulo varía entre 10° y 24° dependiendo del modelo y la tasa de sedimentación aplicada. La Falla Pa se origina por defecto a partir de la DV (Sección 4.4). Si bien se empleará como un artefacto y referencia para llevar a cabo los análisis de deformación, no constituirá una estructura que pueda correlacionarse directamente con el sistema natural.

Pb, junto las estructuras de propagación (Fig. 5.3) son fallas inversas con manteo E y vergencia W como se observan en la Fig. 3. El número de fallas de propagación que puede desarrollar un modelo es de 5 hasta 9 estructuras, con ángulos similares que oscilan entre los 24° y 35°. El conjunto de estas estructuras forma el frente de propagación (Fig. 5.3) y a su vez nos indica la pendiente de la Cuña de Coulomb.

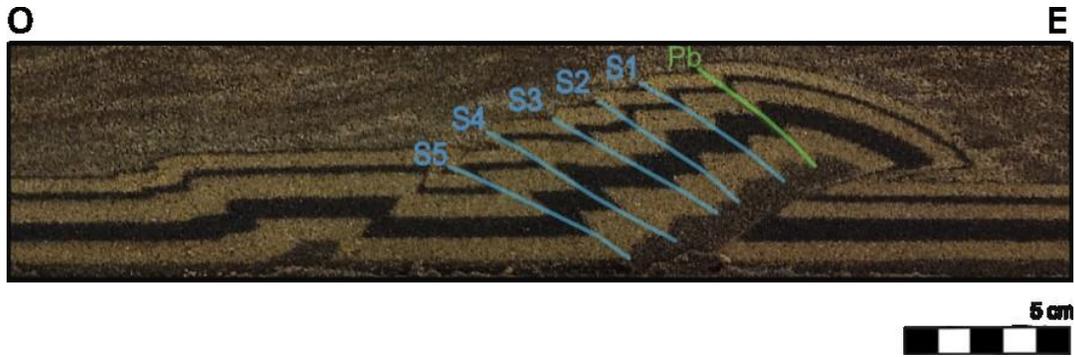


Fig. 5.3: Estructuras principales orientales de la cuña, destacadas falla Pb y fallas secundarias de propagación S1-S5.

La secuencia o sedimentación sintectónica (SS) es la intercalación de estratos azules con estratos blancos que se deposita durante el proceso de compresión por sobre la secuencia estratigráfica existente previa a la compresión, SPC. Esta última se observa como la intercalación de capas de arena blanca con arena negra (Fig. 5.4) y representa a unidades rocosas que pueden ser tanto sedimentarias como volcánicas.

Para este trabajo se definieron dos pendientes para la cuña de Coulomb (sección 3.3), una delimitada por la SPC deformada, a la que denominaremos Cuña SPC y otra que es la Pendiente topográfica (Fig. 5.4) correspondiente a la *critical taper* (sección 3.3). Para la sección que se encuentra desde el punto más alto de la cuña hacia el Oeste se le denomina retrocuña (Fig. 5.4).

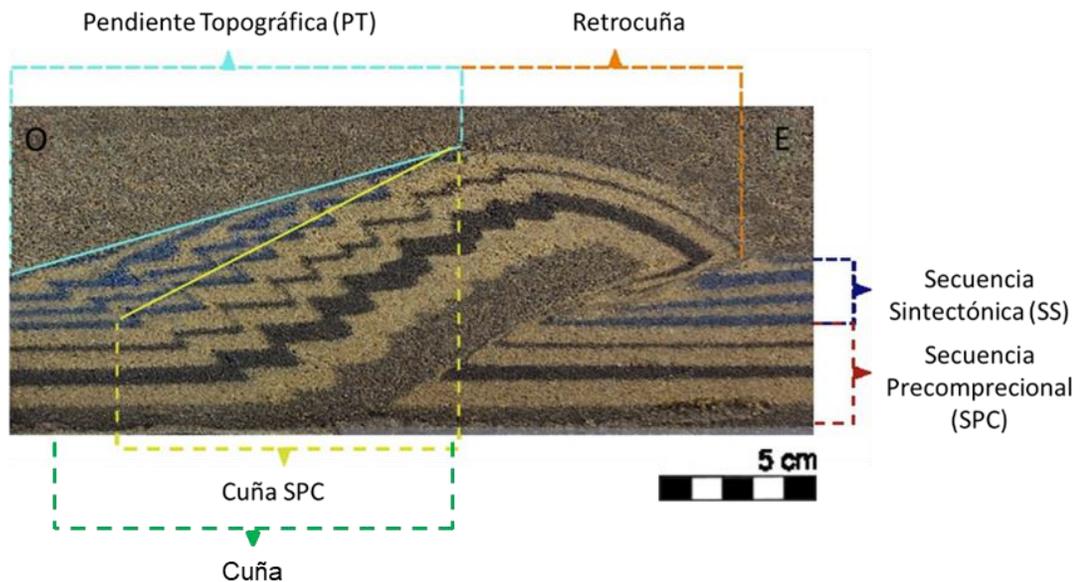


Fig. 5.4: Se indican las partes que componen la sección transversal de los modelos: En azul se indica la secuencia sintectónica (SS) que se deposita simultáneamente al proceso de compresión (secuencia en arena blanca y azul). En rojo la secuencia pre-compresional que corresponde a una secuencia estratigráfica previa a la compresión (secuencia de arena blanca y negra). En Celeste se indica la pendiente topográfica correspondiente a *critical taper*, En verde la cuña Coulomb completa. En amarillo se indica La pendiente de la Cuña SPC, corresponde a la solo a SPC deformada sin considerar la SS. En naranja se indica la retrocuña.

5.2. Resultados Específicos.

Tabla 5.1. Resumen de resultados de la serie experimental de modelación analógica de la presente investigación. En la columna de Modelo, los siguientes caracteres hacen referencia: N: zona Norte; T: Zona de Transición; S: Zona Sur. En la Columna de Variante: Nula: sin sedimentación; indirecta: no se le aplico directamente sedimentación. El cociente de tasa de sedimentación representa el tiempo de sedimentación dentro de un intervalo de tiempo.

Modelo	Variante	Datos Medidos					
		Altura Cuña	Desplazamiento Pa	Largo Flanco	Ángulo Pa2	Ángulo Cuña SPC	Pendiente Topográfica
Cosedfin 01	nula	35 mm - 48,5 mm	55,0 mm - 70,5 mm	93,3 mm - 100 mm	10,5°-11,5°	14,4°-17,6°	14,4°-17,6°
Cosedfin 02	nula	38,5 mm - 46 mm	52,7 mm - 64,7 mm	29,1 mm - 43,9 mm	11°-12°	18,0°-20,5°	18,0°-20,5°
Cosedfin 03	2 min / 5 min	51,8 mm - 54,2 mm	78,6 mm - 87,0 mm	23,2 mm - 29,2 mm	23°	26,6°-27,6°	10,3°-11,0°
Cosedfin 04	1 min / 5 min	51,8 mm - 54,4 mm	86,5 mm - 92,1 mm	25,4 mm - 28,8 mm	19-21°	25,7°-26,8°	13,4°-18,8°
Cosedfin 05	2 min / 10 min	53,8 mm - 58,7 mm	79,3 mm - 85,0 mm	23,3 mm - 30,4 mm	19°-19,5°	24,7°-25,9°	12,4°-15,9°
Cosedfin 06	1 min / 10 min	52,2 mm - 56,4 mm	69,6 mm - 80,7 mm	31,6 mm - 32 mm	13,5°-17°	21,7°-24,6°	14,9°-16,5°
Cosedfin 07 N	Nula	44,5 mm	63,3 mm	41,9 mm	10,4°	18,0°	18,0°
Cosedfin 07 T	Indirecta	54,2 mm	77,8 mm	29,6 mm	15,5°	22,4°	11,5°
Cosedfin 07 S	1min / 5min	57,5 mm	76,0 mm	35,7 mm	24,6°	24,7°	10,7°
Cosedfin 08 N	1 min / 10 min	49,66 mm	66,4 mm	37,2 mm	16,3°	20,0°	14,0°
Cosedfin 08 S	1 min / 5 min	49,69 mm	70,6 mm	22,9 mm	21,1°	23,6°	8,8°
Cosedfin 09 N	Nula	50,9 mm	80,2 mm	33,2 mm	8,52°	13,7°	13,7°
Cosedfin 09 T	Indirecta	59,8 mm	98,8 mm	67,3 mm	10,5°	15,4°	8,5°
Cosedfin 09 S	1min / 10 min	65,6 mm	102,1 mm	29,6 mm	16,0°	22,2°	10,8°

Tabla 5.2: Resultados del espesor de la secuencia sintectónica (SS) aplicada en cada modelo. En la fila Modelo, los siguientes caracteres hacen referencia: N: zona Norte; T: Zona de Transición; S: Zona Sur

Modelo	Cosedfin 01	Cosedfin 02	Cosedfin 03	Cosedfin 04	Cosedfin 05	Cosedfin 06
Grosor SS (mm)	0	0	21,4 - 24,6	23,1 -27,0	17,5 - 19,2	11,4 - 14,0

Modelo	Cosedfin 07 N	Cosedfin 07 T	Cosedfin 07 S	Cosedfin 08 N	Cosedfin 08 S	Cosedfin 09 N	Cosedfin 09 T	Cosedfin 09 S
Grosor SS (mm)	0	17,1 - 21,5	26,1 - 28,5	20,9 - 25,3	11,9 - 14,6	0	10,1- 20,0	19,5 - 20,8

5.2.1. Compresión simple sin sedimentación sintectónica

El experimento de compresión simple sin sedimentación sintectónica resultaron en los modelos Cosedfin 01 y Cosedfin 02. El experimento de prueba consistió en generar una compresión simple sin aplicar sedimentación sintectónica, es decir, la variable fue sedimentación constante igual a cero. Si bien, los parámetros utilizados para ambos modelos se mantuvieron fijos, las condiciones de montaje fueron más precisas para el modelo Cosedfin 02 en comparación con el modelo Cosedfin 01. Estos resultados proporcionaron una base comparativa para los siguientes modelos que incluyen sedimentación sintectónica.

5.2.1.1. Modelo Cosedfin 01 (C01)

Se sometió al modelo Cosedfin 01 a una compresión simple durante 1 hora, con una velocidad de acortamiento de 20 cm/hr y sin aplicar sedimentación. A partir de los primeros 2 minutos de iniciada la compresión, se observa el desarrollo de las primeras dos fallas Pa y Pb, las cuales limitan el primer *pop up* (Pup1) (Fig. 5.3 y 5.4) con disposición N-S. A los 5 minutos, este *pop up* se muestra bien desarrollado, con un ancho de 10 cm. La primera falla de propagación se visualiza en los 5 minutos siguientes, y posteriormente continúan apareciendo fallas de propagación con una frecuencia similar.

El ángulo de la falla principal Pa1 alcanza los 33°, mientras que el ángulo de cabalgamiento de la falla Pa2 se mantiene entre 10,5° y 11,5° (Fig. 5.4). Por su parte, la falla principal Pb alcanza un ángulo de 39° (Fig. 5.4). En total, este modelo desarrolló 8 fallas de propagación (Figs. 5.3 y 5.4). Los ángulos de las primeras 6 fallas oscilan entre los 25° y 30° (Fig. 5.4).

La última falla de propagación, S7, presenta un ángulo de 32° y se ubica a una distancia de 93,3 mm respecto a la estructura que le antecede, S6 (Figs.5.3 y 5.4). Esta distancia es considerablemente mayor en comparación con las distancias entre el resto de las estructuras de propagación, que oscilan entre 16,7 y 23,3 mm (Figs. 5.3 y 5.4). La cuña alcanza una altura media de 41 mm sobre la superficie. La falla de propagación S7 también realiza un basculamiento que eleva la superficie hasta 6,3 mm (Fig. 5.4).

El ángulo de la cuña SPC coincide con el ángulo de la pendiente topográfica, ya que no presenta sedimentación sintectónica, oscilando en un rango de entre 14,4° y 17,6°.

Tabla 5.3. Resumen de resultados del Modelo C01

Modelo	Variante	Datos Medidos					
Modelo	Tasa de sedimentación	Altura Cuña	Desplazamiento Pa	Largo Flanco	Ángulo Pa2	Ángulo Cuña SPC	Pendiente Topográfica
Cosedfin 01	nula	35 mm - 48,5 mm	55,0 mm - 70,5 mm	93,3 mm - 100 mm	10,5°-11,5°	14,4°-17,6°	14,4°-17,6°

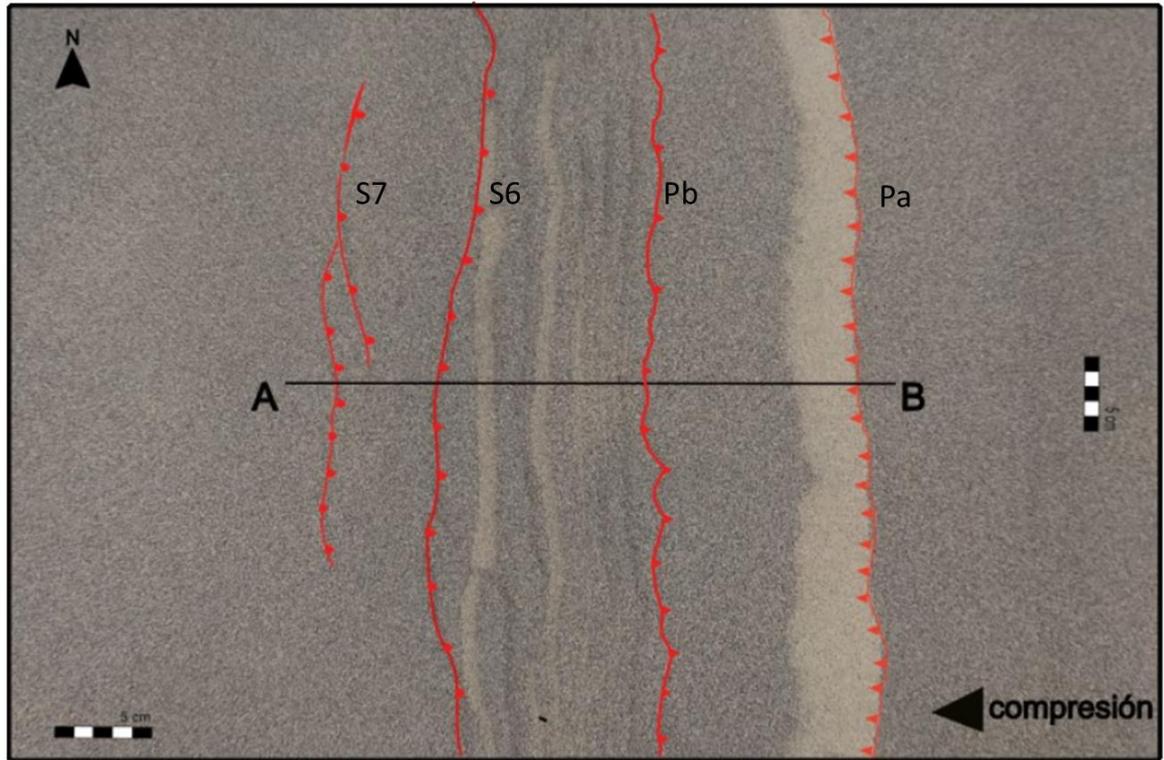


Fig. 5.5: Vista en planta del modelo Cosedfin 01 completados 60 minutos de compresión simple.

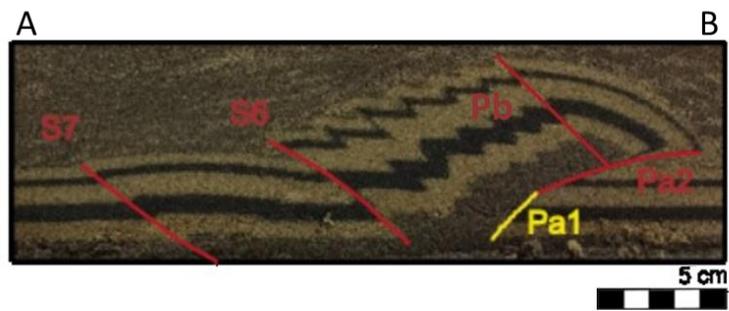


Fig. 5.6 Sección AB del modelo Cosedfin 01. Se destaca las fallas principales del sistema estructural

5.2.1.2. Modelo Cosedfin 02 (C02)

El modelo Cosedfin 02 se le aplicó compresión simple sin sedimentación sintectónica. Para este experimento, se perfeccionó el montaje del dispositivo en comparación con los modelos anteriores, manteniendo constantes los demás parámetros utilizados.

La evolución de las estructuras en este modelo sigue el mismo patrón temporal que el modelo Cosedfin 01. La falla Pa1 alcanza un ángulo de 37° , la falla Pa2 de 12° y la falla Pb de 40° (Fig. 5.6). Este modelo desarrolla un segundo *pop-up* (Pup2) (Figs. 5.5 y 5.6). El *pop-up* principal, Pup1, genera hasta 6 fallas de propagación con ángulos en un rango entre 24° y 33° (Fig. 5.6), mientras que el *pop-up* Pup2 muestra solo 1 estructura de propagación con un ángulo de 35° , como se observa en la sección de perfil (Fig. 5.6).

El *pop-up* Pup1 presenta una distancia de 12 a 13 cm entre Pa y Pb y se eleva sobre la secuencia pre-compresional (SPC) hasta 46 mm (Altura de la cuña tabla 5.4). Por otro lado, el *pop-up* Pup2 mantiene un ancho constante de 12 cm y eleva la superficie de la secuencia SPC en 4,5 mm (Fig. 5.6).

El flanco entre las fallas de propagación S4 y S5 tiene una longitud de 29,1 mm y 43,9 mm, siendo más extenso en la sección sur (Fig. 5.5). En el lado norte, el flanco entre las fallas de propagación S3 y S4 es aún mayor, alcanzando una longitud de hasta 36,9 mm (Fig. 5.5). La falla Pa muestra un desplazamiento que oscila entre 55,0 mm y 70,5 mm (Fig. 5.6).

El ángulo de la cuña SPC se mantiene en un rango entre $18,0^\circ$ y $20,5^\circ$, coincidiendo con la pendiente topográfica al no presentar sedimentación sintectónica (Fig. 5.6).

Tabla 5.4 Resumen de resultados del modelo C02.

Modelo	Variante	Datos Medidos					
		Altura Cuña	Desplazamiento Pa	Largo Flanco	Ángulo Pa2	Ángulo Cuña SPC	Pendiente Topográfica
Modelo	Tasa de sedimentación						
Cosedfin 02	nula	38,5 mm - 46 mm	52,7 mm - 64,7 mm	29,1 mm - 43,9 mm	11° - 12°	$18,0^\circ$ - $20,5^\circ$	$18,0^\circ$ - $20,5^\circ$

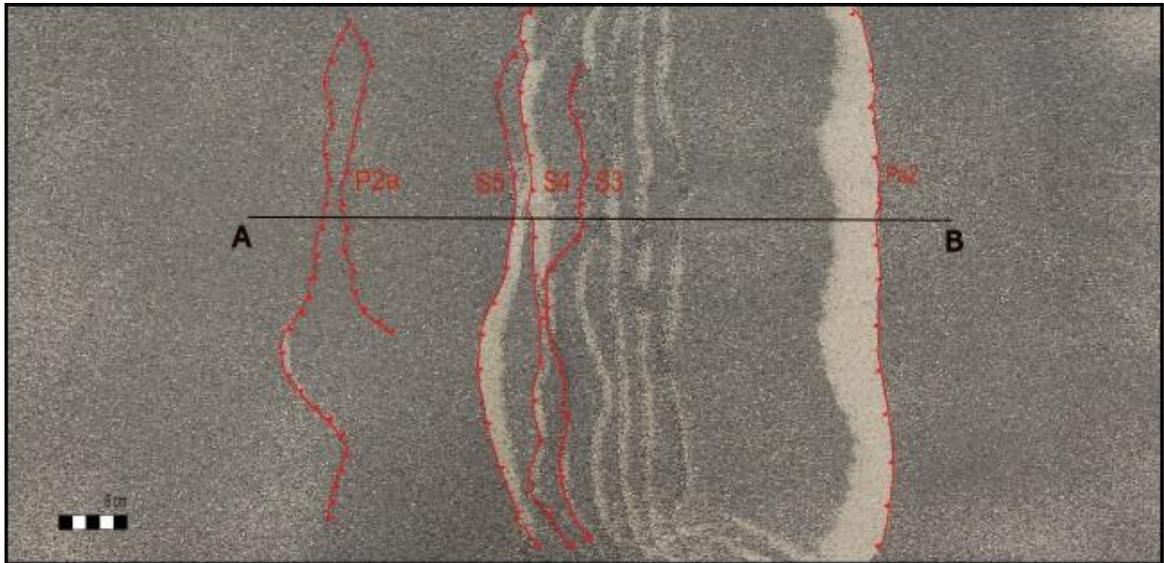


Fig. 5.7 Vista en planta Cosedfin 02 completados 60 min de compresión simple.



Fig. 5.8 Sección AB del modelo Cosedfin 02. Se destacan las fallas principales del sistema estructural.

5.2.2. Compresión simple con sedimentación sintectónica completa

Se llevaron a cabo cuatro ensayos de compresión simple con sedimentación sintectónica completa, los cuales resultaron en la obtención de cuatro modelos válidos para su análisis: Cosedfin 03, Cosedfin 04, Cosedfin 05 y Cosedfin 06. En este experimento, se combinó la compresión simple con la sedimentación sintectónica, la cual se distribuye en todo el dispositivo, excepto el área por sobre el Pup1. Por esta razón se le denominó sedimentación completa. En cada ensayo, se varió la tasa de sedimentación, manteniendo constantes los demás parámetros.

5.2.2.1. Modelo Cosedfin 03 (C03)

En este ensayo, se llevó a cabo una compresión simple con una duración de 60 minutos, incorporando sedimentación durante 2 minutos en intervalos de 3 minutos. Como resultado, el ciclo completo de sedimentación es de 5 minutos. Esta fue la tasa de sedimentación más alta aplicada en esta serie de ensayos. La secuencia sintectónica (SS) alcanzó una altura de 25,6 mm (Fig. 5.7).

En la primera fase, este experimento sigue un patrón de desarrollo de estructuras similar a los modelos anteriores (C01 y C02). Sin embargo, debido a la cobertura de sedimento, no fue posible realizar observaciones sobre la evolución del modelo en planta, situación que se repite en el resto de los modelos con sedimentación completa.

En la sección de perfil, se observa que la falla Pa1 presenta un ángulo de 35° a 36°, la falla Pa2 de 23° y la falla Pb de 33° a 34° (Fig. 5.6). Se formaron exactamente siete fallas de propagación, bien definidas, con ángulos que varían entre 25° y 30° (Fig. 5.6). En este modelo, las fallas de propagación son más uniformes, y no se identifica en ninguna falla una característica en particular que se destaque por sobre el resto de las fallas de propagación. El flanco entre las últimas fallas de propagación, S6 y S7, tiene una longitud de hasta 29,2 mm.

La cuña tiene una altura de 54,2 mm sobre la superficie de la secuencia pre-compresional (SPC), mientras que el *pop-up* Pup2 no se desarrolla. El desplazamiento observado en la falla Pa oscila entre 78,6 mm y 87,0 mm (Fig. 5.9). En este modelo, la SS genera una pendiente topográfica que varía entre 10,3° y 11,0°, mientras que la cuña SPC presenta un ángulo entre 26,6° y 27,6° (Fig. 5.6).

Tabla 5.5: Resumen de resultados del modelo C03

Modelo	Variante	Datos Medidos					
Modelo	Tasa de sedimentación	Altura Cuña	Desplazamiento Pa	Largo Flanco	Ángulo Pa2	Ángulo Cuña SPC	Pendiente Topográfica
Cosedfin 03	2 min / 5 min	51,8 mm - 54,2 mm	78,6 mm - 87,0 mm	23,2 mm - 29,2 mm	23°	26,6°-27,6°	10,3°-11,0°

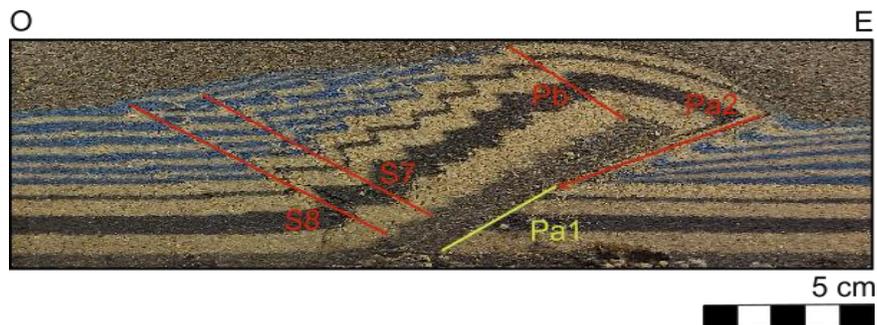


Fig. 5.9 Sección O-E del modelo Cosedfin 03. Se destacan las fallas principales del sistema estructural.

5.2.2.2. Modelo Cosedfin 04 (C04)

Para el modelo Cosedfin 04, se llevó a cabo una sedimentación durante 1 minuto en intervalos intermedios de 4 minutos, a lo largo de los 60 minutos de compresión simple. Aunque la tasa de sedimentación se redujo al 50% en comparación con el modelo Cosedfin 3, el espesor de la secuencia sintectónica (SS) se mantuvo elevado, oscilando entre 23,6 y 27,0 mm (Fig. 5.8).

En la sección de perfil, los ángulos obtenidos para las fallas fueron los siguientes: de 29° a 33° para falla Pa1, 21° para la falla Pa2 y de 30° a 32,5° para la falla Pb (Fig. 5.8). Este modelo desarrolló 6 fallas de propagación en el extremo sur y 8 fallas en el resto del modelo hacia el norte. Estas se observan en general equidistante con manteos similares y algunos ápices de las fallas no se encuentran bien desarrollados (Fig. 5.8). La distancia entre las últimas fallas, S7 y S8, varía entre 25,4 mm y 28,8 mm (Fig. 5.8). La altura de la cuña alcanza una altura de hasta 54,4 mm sobre la secuencia pre-compresional (SPC), y la falla Pa1 presenta un desplazamiento de hasta 92,1 mm (Fig. 5.8). No se observa desarrollo del *pop-up* Pup2 en este modelo.

La cuña SPC en este modelo exhibe una pendiente que varía entre los 25,7° y 26,8° (Fig. 5.8). Por otro lado, la pendiente topográfica generada por la SS presenta un ángulo entre 13,4° y 18,8° (Fig. 5.8).

Tabla 5.6: resumen de resultados del modelo C04.

Modelo	Variante	Datos Medidos					
Modelo	Tasa de sedimentación	Altura Cuña	Desplazamiento Pa	Largo Flanco	Ángulo Pa2	Ángulo Cuña SPC	Pendiente Topográfica
Cosedfin 04	1 min / 5 min	51,8 mm - 54,4 mm	86,5 mm - 92,1 mm	25,4 mm - 28,8 mm	19-21°	25,7°-26,8°	13,4°-18,8°

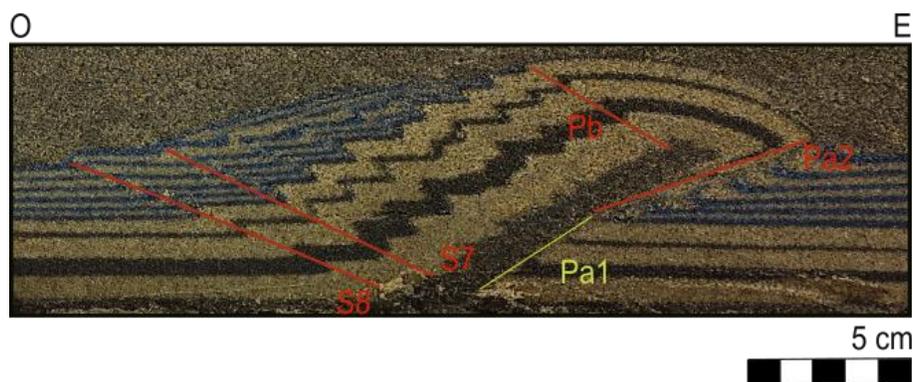


Fig. 5.10 Sección OE del modelo Cosedfin 04 se destacan las fallas principales del sistema estructural.

5.2.2.3. Modelo Cosedfin 05 (C05)

En el modelo Cosedfin 05, se implementó una tasa de sedimentación de 2 minutos con intervalos de 8 minutos, completando así un ciclo total de sedimentación sintectónica en 10 minutos. La secuencia sintectónica alcanzó un espesor de hasta 20 mm (Fig. 5.9).

Los ángulos de las fallas Principales son: falla Pa1 varía entre 30° y $32,4^\circ$. La falla Pa2 fluctúa de 19° a $9,5^\circ$, y la falla Pb presenta un ángulo aproximado de 34° (Fig. 5.9). El número de fallas de propagación oscila entre 7 y 9. En algunos sectores, las estructuras se observan bien definidas y regulares, con manteos y desplazamientos similares (Fig. 5.9), mientras que en otros sectores muestran irregularidades con ápices poco desarrollados. El largo del flanco entre las fallas S7 y S8 varía entre 23,3 mm y 30,4 mm (Fig. 5.9).

Este modelo desarrolla solo un pop-up, Pup1, que se eleva sobre la secuencia pre-compresional entre 53,8 mm y 58,7 mm. La falla Pa1 presenta un desplazamiento que oscila entre 67,9 mm y 85,0 mm. El ángulo de la cuña SPC varía entre $24,7^\circ$ y $25,9^\circ$, mientras que la pendiente topográfica tiene un ángulo entre $12,4^\circ$ y $15,9^\circ$ (Fig. 5.9).

Tabla 5.7: Resumen de resultados del modelo C05

Modelo	Variante	Datos Medidos					
Modelo	Tasa de sedimentación	Altura Cuña	Desplazamiento Pa	Largo Flanco	Ángulo Pa2	Ángulo Cuña SPC	Pendiente Topográfica
Cosedfin 05	2 min / 10 min	53,8 mm - 58,7 mm	79,3 mm - 85,0 mm	23,3 mm - 30,4 mm	19° - $19,5^\circ$	$24,7^\circ$ - $25,9^\circ$	$12,4^\circ$ - $15,9^\circ$

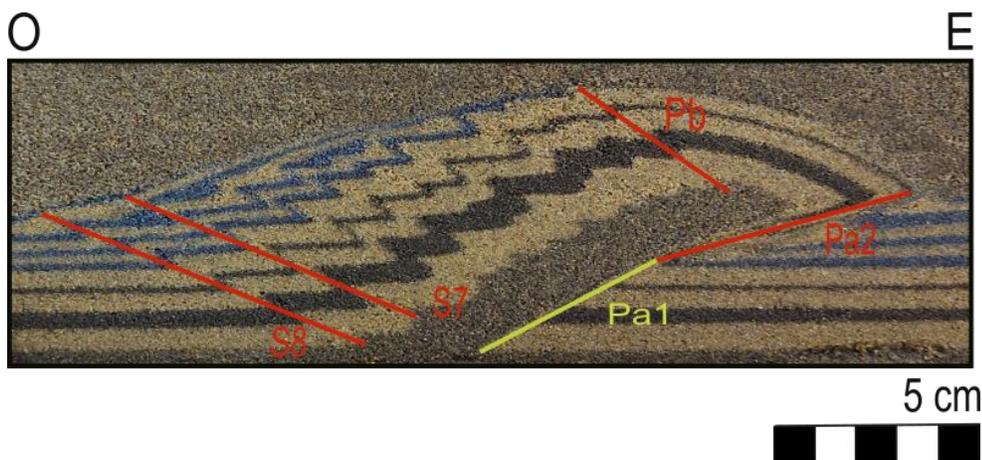


Fig. 5.11: Sección O-E del modelo Cosedfin 05. Se destacan estructuras principales del sistema estructural.

5.2.2.4. Modelo Cosedfin 06 (C06)

En el modelo Cosedfin 06, se aplicó una tasa de sedimentación de 1 minuto cada 10 minutos, sedimentando durante 1 minuto a intervalos de 9 minutos. Esta fue la menor tasa de sedimentación utilizada en la serie de experimentos, y el espesor máximo de la secuencia sintectónica alcanzó los 14 mm (Fig. 5.10).

Los ángulos de las fallas en la sección de perfil (Fig. 5.10) son los siguientes: de 28° a 30° para la falla Pa1; de 13,5° a 17° para la falla Pa2; y de 28° a 32° para la falla Pb. Se desarrollaron de 7 a 8 fallas de propagación. En el lado sur, se formaron exactamente 8 fallas regulares y bien definidas, mientras que en el lado norte la cantidad de estructuras de propagación varía entre 8 y 10 fallas. Las últimas fallas de propagación en la zona norte muestran un desplazamiento mucho más pronunciado que el resto de las fallas y también presentan flancos de pliegues mucho más alargados en comparación con las demás fallas de propagación (Fig. 5.10). Entre las Estructuras S6 y S7, el flanco tiene un largo de hasta 41,2 mm, mientras que el flanco entre S7 y S8 alcanza un largo de hasta 26,54 mm (Fig. 5.10).

La cuña tiene una altura de entre 52,2 mm y 56,4 mm sobre SPC, y la falla Pa genera un desplazamiento entre 69 mm y 80,7 mm (Fig. 5.10). En este modelo, no se genera un segundo pop-up. La cuña SPC tiene una pendiente cuyo ángulo varía entre 21,7° y 24,6°. La pendiente topográfica generada por la secuencia sintectónica tiene un ángulo entre 14,9° y 16,6°.

Tabla 5.8: Resumen de resultados del modelo Cosedfin 06

Modelo	Variante	Datos Medidos					
		Altura Cuña	Desplazamiento Pa	Largo Flanco	Ángulo Pa2	Ángulo Cuña SPC	Pendiente Topográfica
Modelo	Tasa de sedimentación						
Cosedfin 06	1 min / 10 min	52,2 mm - 56,4 mm	69,6 mm - 80,7 mm	31,6 mm - 32 mm	13,5°-17°	21,7°-24,6°	14,9°-16,5°

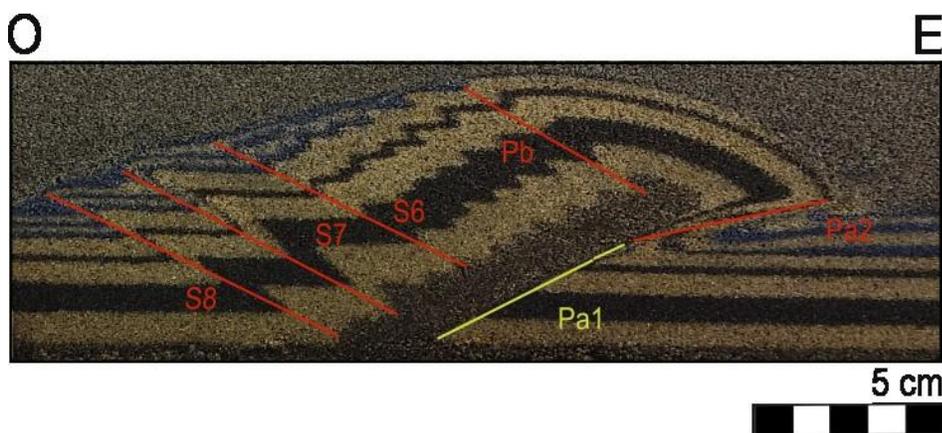


Fig. 5.12: Sección 0-E del modelo Cosedfin 05. Se destacan las fallas principales del sistema estructural.

5.2.3. Compresión simple con sedimentación sintectónica parcial

En la serie de experimentos de compresión simple con sedimentación sintectónica parcial se realizaron 3 modelos de compresión simple: Cosedfin 07, Cosedfin 08 y Cosedfin 09. Para el montaje de esta serie se dividió el dispositivo en dos partes, una sur y la otra norte, y se aplicaron distintas tasas de sedimentación en cada uno de los lados durante la compresión simple. Este contraste entre tasas de sedimentación se hizo con el fin de observar la influencia que puede ejercer la existencia de zonas de alta y baja sedimentación sobre un mismo sistema estructural. Para Cosedfin 07 y 08 la duración de la compresión simple fue de 1 h, mientras que para para Cosedfin 09 se fue de 1,5 h.

5.2.3.1. Modelo Cosedfin 07 (C07)

En el modelo Cosedfin 07, se implementó sedimentación solo en la zona sur, dejando la zona norte sin sedimentar. La tasa de sedimentación utilizada fue de 1 minuto con intervalos de 4 minutos, durante 1 hora, representando una tasa de sedimentación elevada. La secuencia sintectónica alcanzó un espesor de 28,5 cm (Fig. 5.12).

En la sección de perfil del lado norte (Fig. 5.12a), sin sedimentación, se observó que la falla Pa1 alcanza un ángulo de 36° , la falla Pa2 de $10,4^\circ$ y la falla Pb de 41° . Se desarrollaron 7 fallas de propagación en esta zona, con ángulos en un intervalo de entre $24,5^\circ$ y 31° (Fig. 5.12a). El flanco formado entre las fallas de propagación S6 y S7 tiene un largo de 41,9 mm (Fig. 5.12a). La cuña en esta zona tiene una altura de 44,5 mm sobre la secuencia pre-compresional y presenta una pendiente de $18,0^\circ$. No se desarrolla *pop-up* Pup2, y el desplazamiento generado por la falla Pa fue de 63,3 mm.

En la zona de transición (T) entre la zona norte y sur, la falla Pa1 alcanza un ángulo entre 32° y 33° , la falla Pa2 de $15,43^\circ$ y la falla Pb de $42,27^\circ$ (Fig. 5.12b). Las 7 fallas de propagación formadas en el lado norte se mantienen, con ángulos que varían entre $28,45^\circ$ y $38,14^\circ$ (Fig. 5.12b). El flanco entre las fallas de propagación S6 y S7 disminuye a 29,6 mm, y la cuña aumenta su altura a 54,2 mm, presentando una pendiente de $22,4^\circ$. La pendiente topográfica, por otro lado, muestra una inclinación de $11,5^\circ$. El desplazamiento de la falla Pa es de 77,8 mm.

Finalmente, en la zona sur (Fig. 5.12c), con una tasa de sedimentación alta, se observa que la falla Pa1 tiene un ángulo de $29,2^\circ$, la falla Pa2 crece a $24,6^\circ$ y Pb es de $33,62^\circ$. Las fallas de propagación disminuyen a 8, con ángulos que oscilan entre $35,5^\circ$ y $25,1^\circ$. La secuencia sintectónica tiene un espesor de 28,5 mm (Fig. 5.12c). La cuña sobrepasa la secuencia pre-compresional en 57,5 mm y presenta una pendiente de $24,7^\circ$. La pendiente topográfica muestra un ángulo de $10,7^\circ$ (Fig. 5.12c). El flanco entre las últimas fallas de propagación S5 y S6 tiene un largo de 35,7 mm, y el desplazamiento generado por la falla Pa en esta zona es de 76,0 mm (Fig. 5.12c).

Tabla 5.9: Resumen de resultados del modelo C07. En la columna de Modelo los siguientes caracteres hacen referencia a: N: zona norte; T: Zona de Transición; S; Zona sur. En la columna de Variante: Nula: sin sedimentación; 1 min/ 5 min significa 1 minuto de sedimentación dentro de un intervalo de 5 minutos; Indirecta: que no se aplicó sedimentación directamente.

Modelo	Variante	Datos Medidos					
		Altura Cuña	Desplazamiento Pa	Largo Flanco	Ángulo Pa2	Ángulo Cuña SPC	Pendiente Topográfica
Cosedfin 07 N	Nula	44,5 mm	63,3 mm	41,9 mm	10,4°	18,0°	18,0°
Cosedfin 07 T	Indirecta	54,2 mm	77,8 mm	29,6 mm	15,5°	22,4°	11,5°
Cosedfin 07 S	1min / 5min	57,5 mm	76,0 mm	35,7 mm	24,6°	24,7°	10,7°

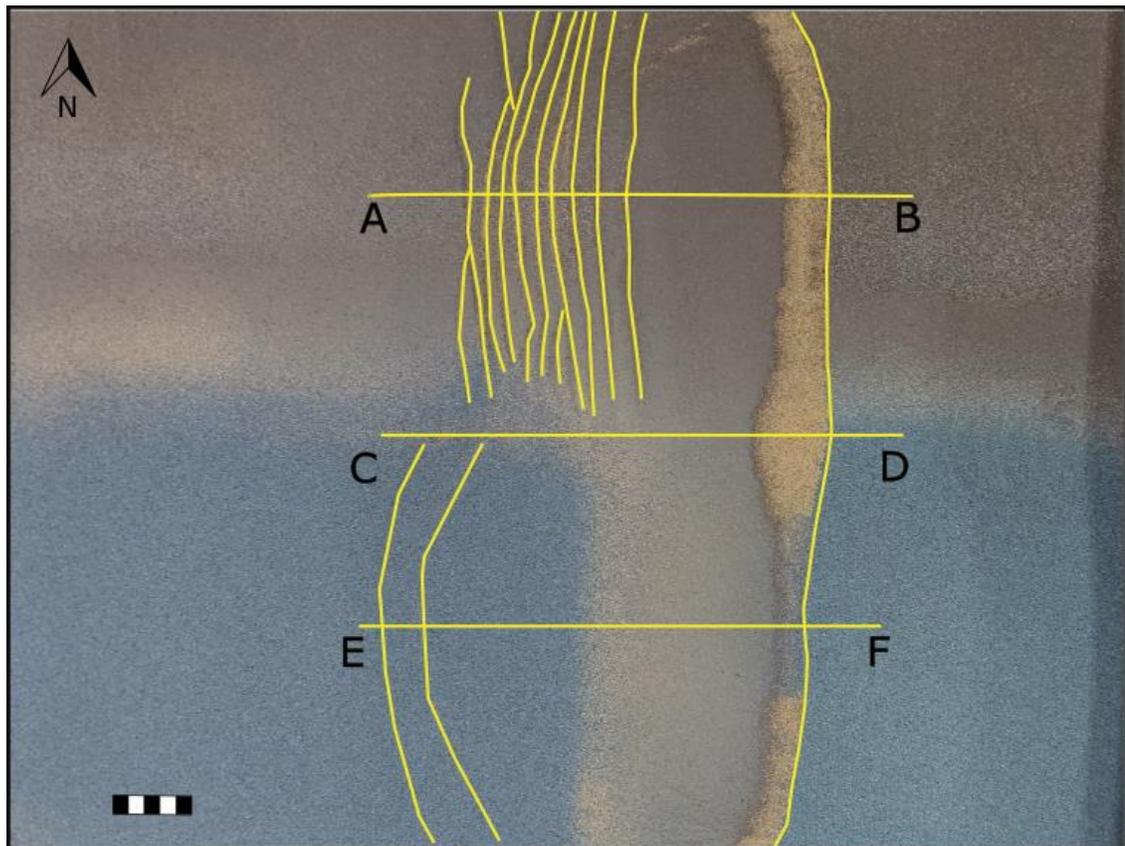


Fig. 5.13: Vista en planta del modelo Cosedfin 07 completados 60 min de compresión simple. Sección AB: Corresponde a Cosedfin 07 N; Sección CD a Cosedfin 07 T; Sección EF a Cosedfin 07 S.

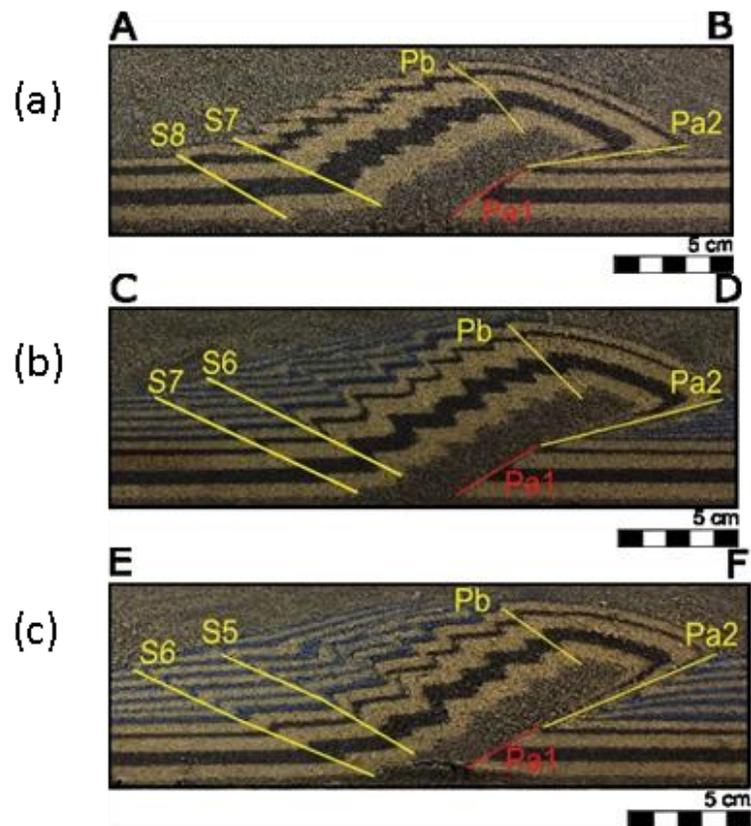


Fig. 5.14: (a) Sección AB del modelo Cosedfin 07 N. (b) Sección CD del modelo Cosedfin 07 T. (c) Sección EF del modelo Cosedfin 07 S (Tabla 5.9). Se destacan las fallas principales del sistema estructural.

5.2.3.2. Modelo Cosedfin 08 (C08)

Para el modelo Cosedfin 08, se implementaron dos regímenes de sedimentación. En el lado sur, se aplicó una sedimentación alta con una tasa de 1 minuto de sedimentación cada 5 minutos, mientras que en el lado norte se utilizó una sedimentación media con una tasa de 1 minuto de sedimentación cada 10 minutos. La altura alcanzada por la secuencia sintectónica fue de 20,9 mm en el lado sur y de 12,6 mm en el lado norte (Fig. 5.14).

En la zona sur (Fig. 5.14b), observamos en la sección de perfil que el ángulo de la falla Pa1 es de $26,9^\circ$, la falla Pa2 de $21,2^\circ$ y la falla Pb de $37,5^\circ$. En el lado sur se desarrollaron 6 fallas de propagación con ángulos que se comprenden entre los $36,05^\circ$ y $24,17^\circ$. El largo del flanco formado entre las fallas de propagación S5 y S7 es de 22,9 mm (Fig. 5.14b). La cuña SPC presentó una altura de 49,7 mm sobre la secuencia pre-compresional y una inclinación de $20,0^\circ$. Por otra parte, la pendiente topográfica exhibió un ángulo de $8,8^\circ$ (Fig. 5.14b). La falla Pa generó un desplazamiento de 70,6 mm (Fig. 5.14b).

En la zona norte (Fig. 5.14a), la falla Pa1 tiene un ángulo de 30° , la falla Pa2 de $16,33^\circ$ y la falla Pb de $41,2^\circ$. En este lado se observan 7 fallas de propagación (Fig. 5.14a) cuyos ángulos son de entre $37,9^\circ$ y $29,1^\circ$. El flanco formado entre las últimas fallas de propagación S6 y S7 tiene un largo de 37,2 mm (Fig. 5.14a). La cuña SPC tiene una altura de 49,6 mm y una pendiente de $20,0^\circ$, mientras que la pendiente topográfica tiene una inclinación de $14,0^\circ$ (Fig. 5.14a). El desplazamiento generado por la falla Pa es de 66,4 mm. Para este modelo, no se realizó un análisis en la zona de transición, ya que no se observaron diferencias relevantes entre la zona norte y la zona sur.

Tabla 5.10: Resumen de resultados del modelo Cosedfin 08. En la columna de Modelo los siguientes caracteres hacen referencia a: N: zona norte; S; Zona sur. En la columna de Variante: 1 min/x min significa 1 minuto de sedimentación dentro de un intervalo de x minutos.

Modelo	Variante	Datos Medidos					
		Altura Cuña	Desplazamiento Pa	Largo Flanco	Ángulo Pa2	Ángulo Cuña SPC	Pendiente Topográfica
Cosedfin 08 N	1 min / 10 min	49,66 mm	66,4 mm	37,2 mm	$16,3^\circ$	$20,0^\circ$	$14,0^\circ$
Cosedfin 08 S	1 min / 5 min	49,69 mm	70,6 mm	22,9 mm	$21,1^\circ$	$23,6^\circ$	$8,8^\circ$

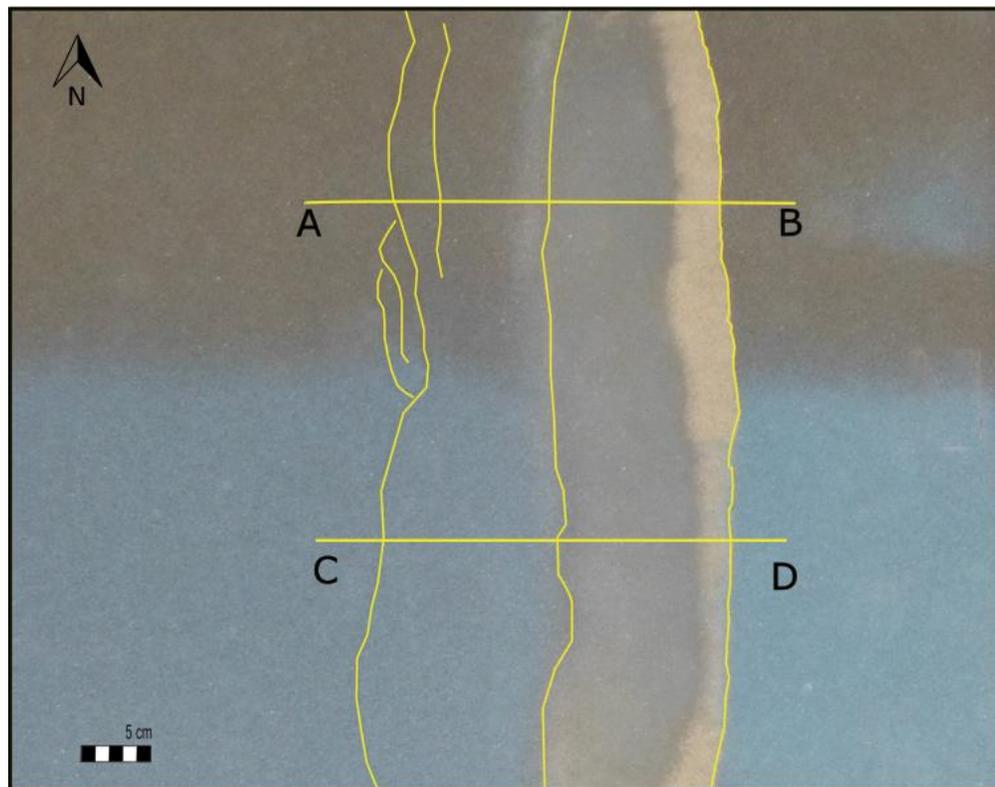


Fig. 5.15: Vista en planta del modelo Cosedfin 08 completados 60 minutos de compresión simple. Sección AB: Corresponde a Cosedfin 08 N; Sección CD a Cosedfin 08 S.

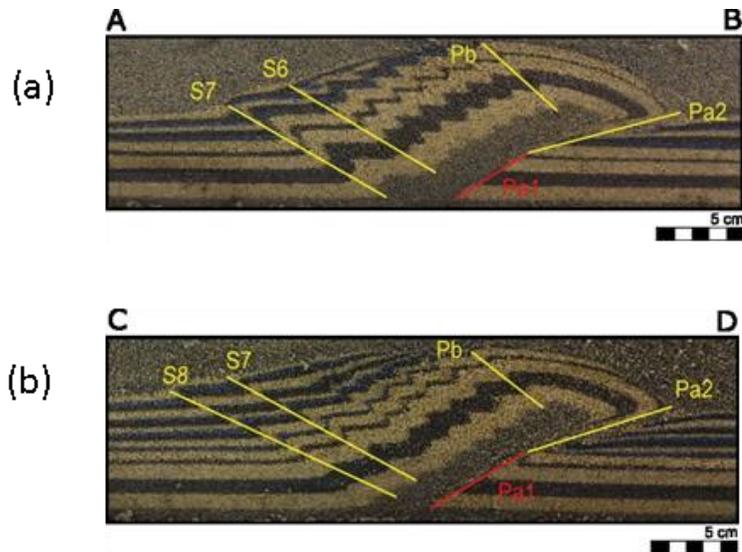


Fig. 5.16: (a) Sección AB del modelo Cosedfin 08 N. (b) Sección CD del modelo Cosedfin 08 S. Se destacan las fallas principales del sistema estructural.

5.2.3.3. Modelo Cosedfin 09 (C09)

En modelo Cosedfin 09 solo se aplicó sedimentación en la zona sur del modelo con una tasa de sedimentación media de 1 minuto cada 10 minutos, mientras la zona norte se dejó sin sedimentar. Además, para este modelo se extendió el tiempo de compresión simple a 1,5 horas con el fin de poder observar cómo evoluciona el modelo después de 1 hora de compresión.

En el lado norte sin sedimentar (Fig. 5.16a) en la sección de perfil se observa que la falla Pa1 tiene un ángulo de $28,7^\circ$, la falla Pa2 de $8,52^\circ$ y la falla Pb de $46,9^\circ$. Se desarrollaron 7 fallas de propagación. Desde las fallas de propagación S1 a S5 se muestran poco desarrolladas, uniformes y con desplazamientos similares (Fig. 5.16a). Por otra parte, las fallas de propagación S6 y S7 se observan mucho más desarrolladas y pronunciadas. El desplazamiento de la falla de propagación S6 es de 9,4 mm y el S7 de 21,9 mm. El flanco que se encuentra entre las fallas de propagación S6 y S7 mide en esta zona 33,2 mm. La cuña SPC se eleva 50,9 mm sobre la secuencia pre-compresional (SPC), y tiene una pendiente con un ángulo de $13,7^\circ$ de inclinación (Fig. 5.16a). Esta coincide con la pendiente topográfica ya que no presenta sedimentación sintectónica. El desplazamiento que se observa por la falla Pa1 es de 80,2 mm. En este modelo se observa el pop-up Pup2 con una altura de 20,3 mm por sobre SPC, este además de las dos fallas principales P2a y P2b se generan 3 estructuras de propagación sintéticas a P2a que corta la estructura de S7, formando una pequeña estructura de flor positiva (Fig. 5.16a).

En la zona de Transición (T) (Fig. 5.16b) la falla Pa1 tiene un ángulo de $28,6^\circ$, la falla Pb2 de $10,2^\circ$ y la falla Pb de $46,5^\circ$. Se forman 9 fallas de propagación bien desarrolladas. Entre las fallas de propagación S1 y S6 las estructuras se ven uniformes y con desplazamiento similares (Fig. 5.16b). Las fallas de propagación S7, S8 y S9 muestran un desplazamiento mayor respecto a las otras estructuras de entre 11,2 mm y 12,9 mm (Fig. 5.16b). El flanco que hay entre S8 y S9 tiene un largo

de 67,3 mm y el Pup2 desaparece en esta zona. La cuña alcanza una altura de 59,8 mm sobre SPC y tiene una inclinación de 15,5°. La pendiente topográfica de 8,5° (Fig. 5.16b). El desplazamiento de la falla Pa es de 98,9 mm. La altura de la secuencia sintectónica es de 10,2 mm.

Por último, en la zona sur (Fig. 5.16c) la falla Pa1 continúa teniendo un ángulo de 28,7, la falla Pa2 aumenta su ángulo a 16° y la falla Pb es de 44°. Se mantienen las 9 estructuras de propagación, esta vez todas presentan características. Estas se observan bien desarrolladas, uniforme y con desplazamientos parecidos entre ellas que van de los 5,4 mm hasta los 10,9 mm. El flanco entre las fallas de propagación S8 y S9 disminuye su largo a 29,6 mm. La cuña en esta zona tiene una altura de 65,6 mm, con una inclinación de 22,2°. Por otro lado, la pendiente topográfica tiene un ángulo de 10,8° (Fig. 5.16c). El desplazamiento de la falla Pa es de 102,1 mm. Ya no se observa el *pop-up* Pop2. La altura de la secuencia sintectónica es de 20,8 mm (Fig. 5.16c).

Tabla 5.11: Resumen de resultados del modelo C07. En la columna de Modelo los siguientes caracteres hacen referencia a: N: zona norte; T: Zona de Transición; S: Zona sur. En la columna de Variante: Nula: sin sedimentación; 1 min/ 10 min significa 1 minuto de sedimentación dentro de un intervalo de 10 minutos; Indirecta: que no se aplicó sedimentación directamente.

Modelo	Variante	Datos Medidos					
		Altura Cuña	Desplazamiento Pa	Largo Flanco	Ángulo Pa2	Ángulo Cuña SPC	Pendiente Topográfica
Cosedfin 09 N	Nula	50,9 mm	80,2 mm	33,2 mm	8,52°	13,7°	13,7°
Cosedfin 09 T	Indirecta	59,8 mm	98,8 mm	67,3 mm	10,5°	15,4°	8,5°
Cosedfin 09 S	1min / 10 min	65,6 mm	102,1 mm	29,6 mm	16,0°	22,2°	10,8°

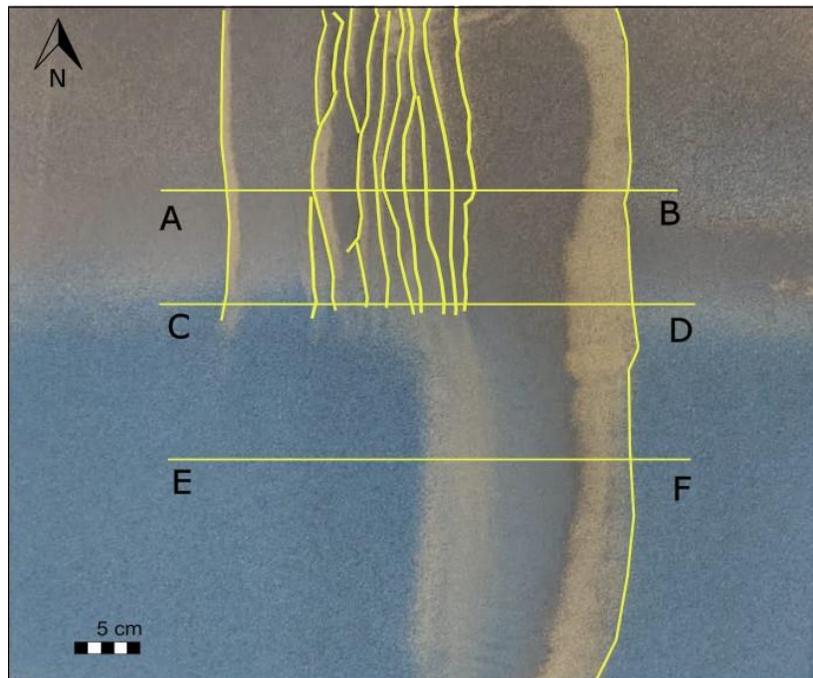


Fig. 5.17: Vista en planta del modelo Cosedfin 09 completados 60 min de compresión simple. Sección AB: Corresponde a Cosedfin 09 N; Sección CD a Cosedfin 09 T; Sección EF a Cosedfin 09 S

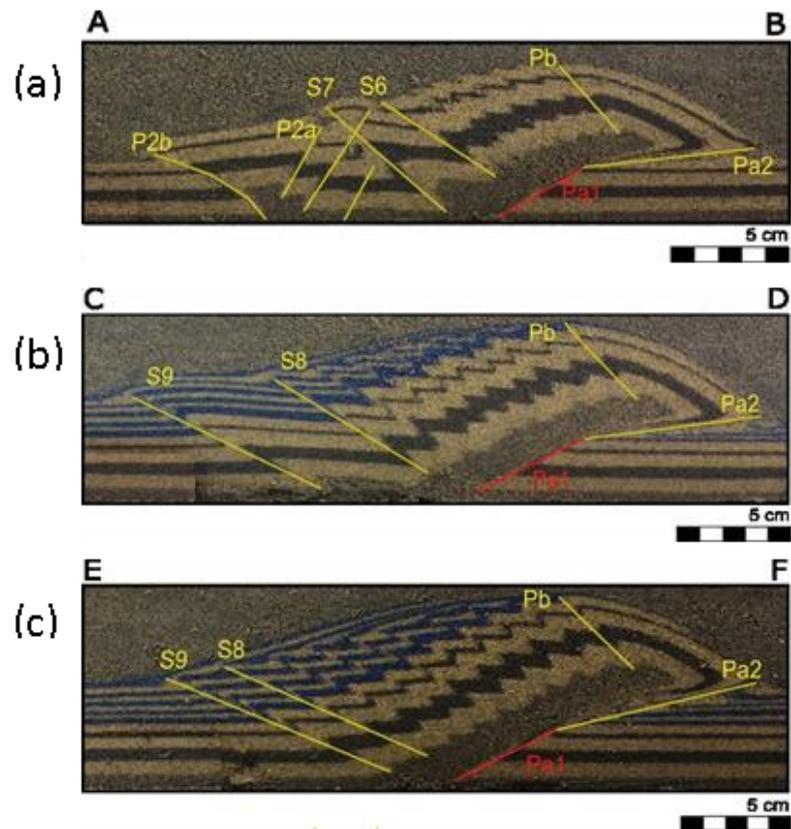


Fig. 5.18: (a) Sección AB del modelo Cosedfin 09 N. (b) Sección CD del modelo Cosedfin 09 T. (c) Sección EF del modelo Cosedfin 09 S (Tabla 5.11). Se destacan las fallas principales del sistema estructural.

6. Discusión

6.1. Análisis de resultados

La presente investigación se centró en analizar y comparar los resultados de la serie de modelos análogos cuyo objetivo fue representar la deformación de fallas de alto ángulo en el borde externo de un orógeno y como se comportaron en presencia de distintas tasas de sedimentación sintectónica. Por medio de un riguroso análisis comparativos se examinaron las similitudes y diferencias entre los modelos C01 a C06, que corresponden a los modelos sin sedimentación y con sedimentación sintectónica completa (sección 5.2.1 y 5.2.2), y luego entre los modelos C07 a C09 que corresponden a los modelos con sedimentación sintectónica parcial (sección 5.2.3). Los aspectos que destacaron en dichos análisis fueron 5 en total: (1) La altura de Cuña, (2) la variación del ángulo de la falla Pa2, y (3) Angulo de la cuña y pendiente topográfica, (4) La variación del largo del flanco de la última estructura de propagación (5) el desplazamiento de la falla Pa. Todas las características mencionadas varían en función de la única variable utilizada, la sedimentación sintectónica. Los resultados de estos aspectos se encuentran resumidos en la tabla 5.1 en la sección 5.2. A continuación, se realiza una observación de cada uno de esos elementos y de la incidencia de la sedimentación sintectónica en su desarrollo.

6.1.1. Influencia de la sedimentación sintectónica

6.1.1.2. Modelos de compresión simple sin sedimentación y con sedimentación sintectónica

Para llevar a cabo el siguiente análisis se realizaron varias medidas a lo largo de los modelos de cada uno aspectos mencionados en la sección anterior (6.1). Estos aspectos fueron representados gráficamente en función de el espesor de la secuencia sintectónica (SS) aplicada en cada modelo y de la tasa de sedimentación sintectónica. se asignó una escala arbitraria, para la tasa de sedimentación, la cual se detalla en el anexo B (Tabla 0.5).

(1) Altura de la Cuña

La cuña o Pup1 (sección 5.1.2) presenta una altura que se mide desde la línea horizontal que forma la superficie de SPC (sección 5.1.2), hasta el punto más alto la cuña. Esta altura muestra una fuerte tendencia aumentar de manera proporcional conforme al aumento de la sedimentación sintectónica, como se observa en los gráficos (Fig. 6.1). Esta tendencia denota una clara influencia de la sedimentación sintectónica en la configuración del sistema comprensivo estudiado, reconociéndolo como factor incidente en la morfología del pliegue principal.

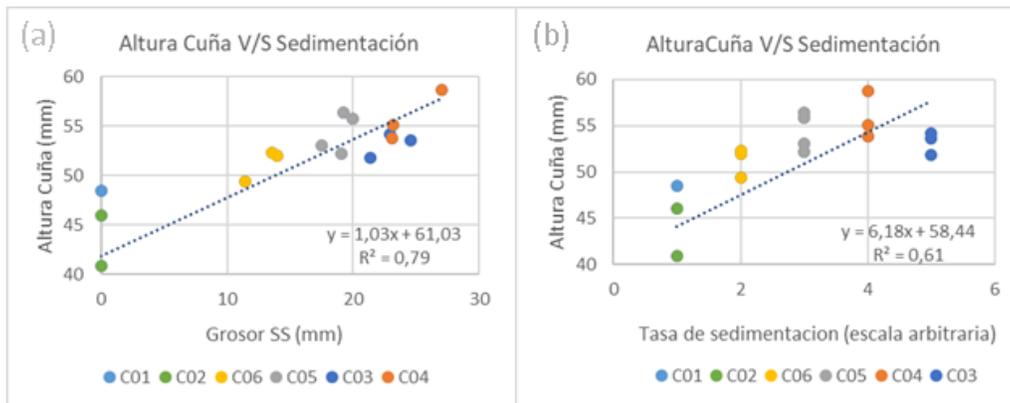


Fig. 6.1: (a) Gráfico de altura de la cuña vs el espesor de la secuencia sintectónica (SS). (b) Gráfico de la altura de la cuña vs la tasa de sedimentación (escala arbitraria, anexo B). Se muestra la línea de tendencia directamente proporcional con sus respectivas ecuaciones y error asociado. Los modelos en la leyenda están ordenados de menor a mayor según la variable de sedimentación del cada gráfico.

(2) Angulo Pa2

La falla Pa2, la cual es la sección distal de la falla artefacto Pa (sección 5.1.2), es una falla que se genera por defecto a partir del uso del dispositivo, por lo que no es directamente aplicable al sistema natural. Sin embargo, el análisis de su variación nos entrega indicadores de cómo se comporta el sistema estructural. En este caso, la variación del ángulo de la falla Pa2 muestra una tendencia lineal que varía directamente proporcionalmente respecto a la tasa de sedimentación sintectónica (Fig. 6.2). Este fenómeno se explica por el hecho de aplicar sedimentación simultáneamente al proceso de desplazamiento la falla inversa Pa comienza a cabalgarse por encima del depósito de la secuencia sintectónica, variando el ángulo en función del espesor de SS e incrementando la altura de la cuña.

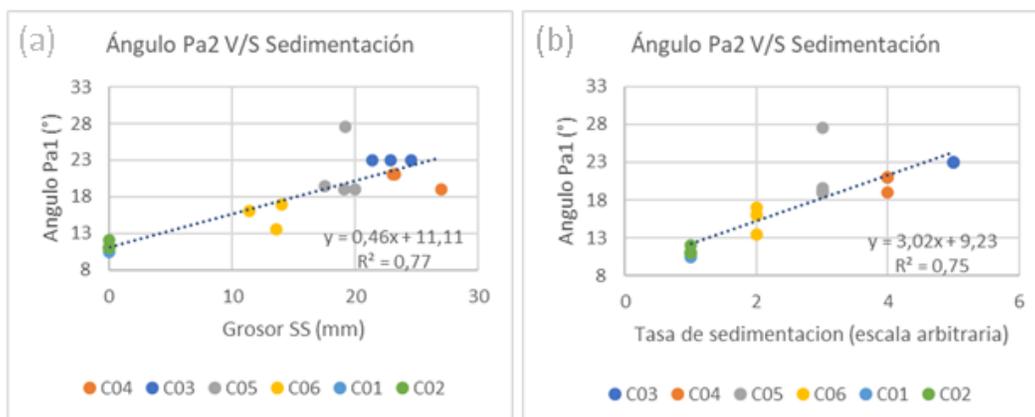


Fig. 6.2: (a) Gráfico del ángulo de la falla Pa2 vs el espesor de la secuencia sintectónica (SS). (b) Gráfico del ángulo de la falla Pa2 vs la tasa de sedimentación (escala arbitraria, anexo B). Se muestra la línea de tendencia directamente proporcional con sus respectivas ecuaciones y error asociado. Los modelos en la leyenda están ordenados de menor a mayor según la variable de sedimentación del cada gráfico.

(3) Ángulo de la Cuña y Pendiente de propagación

Observando el frente de deformación, se nota que la pendiente topográfica tiende a reducir su ángulo en relación con la normal a medida que aumenta la sedimentación sintectónica (Fig. 6.3a). Contrariamente, el ángulo de la cuña formada por la SPC muestra un comportamiento opuesto, incrementándose con el aumento de la tasa de sedimentación (Fig. 6.3b). Es previsible que a medida que se aplican capas sintectónicas adicionales sobre el frente de deformación, esta tienda a disminuir su inclinación, ya que se le está añadiendo material sobre una concavidad, en este sentido, el material actúa como rellenando un agujero. Por otro lado, la presencia de estas capas aumenta la resistencia, evitando que la cuña se propague libremente hacia el frente de deformación y concentrando así la deformación hacia la retrocuña (Fig. 5.4), lo que provoca el desplazamiento de la falla Pa.

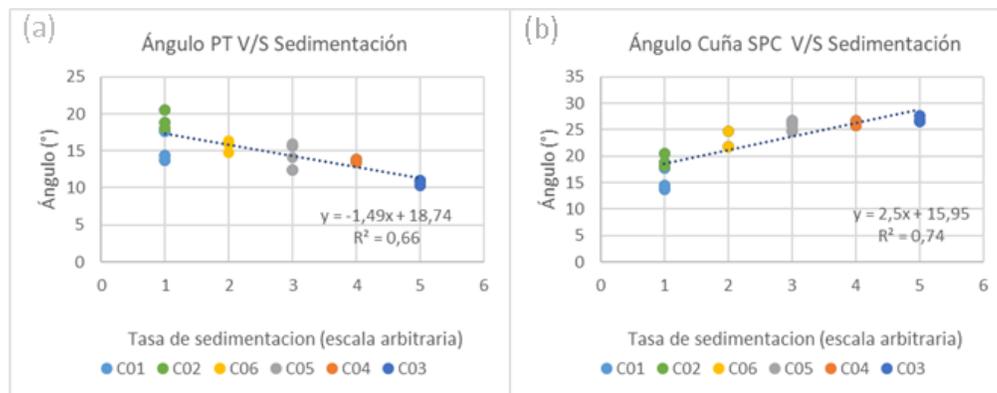


Fig. 6.3: (a) Gráfico del ángulo de la pendiente topográfica (PT) vs la tasa de sedimentación sintectónica. Se muestra el comportamiento de tendencia inversamente lineal con su respectiva ecuación y error asociado (b) Gráfico del ángulo de la pendiente de la Cuña SPC vs la tasa de sedimentación (escala arbitraria, anexo B). Se muestra la línea de tendencia directamente proporcional con sus respectivas ecuaciones y error asociado. Los modelos en la leyenda están ordenados de menor a mayor según la variable de sedimentación del cada gráfico.

(4) Flanco de la última estructura de propagación

Al comparar los distintos modelos se observó que el largo del flanco Este de las fallas de propagación, en especial, el de la última falla en desarrollarse (entre S7 a S9 dependiendo el modelo, sección 5.1.2), varía su largo en presencia de sedimentación sintectónica, de forma inversamente proporcional, es decir, disminuye el largo conforme el aumento de la tasa de sedimentación sintectónica (Fig. 6.3). Pero a la vez este parámetro también está condiciona por la presencia o ausencia Pop2, ya que este actuaría en compensación, recibiendo la deformación que no afecto a la última estructura de propagación, como se puede observar al comparar los modelos C01 y C02 (sección 5.2.1).

En el modelo C01, no se aplicó sedimentación sintectónica y no se observó la presencia de Pup2, lo que resultó en que el flanco de la falla de propagación S7 alcanzara una longitud de entre

93,3 mm y 100 mm (Tabla 5.3), siendo este el valor máximo observado en toda la serie de modelos análogos. Al compararlo con el siguiente modelo, C02 (sección 5.2.1.2), al cual tampoco se le aplicó sedimentación sintectónica, pero sí presentó Pup2, se observa que el flanco de su última falla de propagación, S6, midió entre 36,6 y 43,9 (Tabla 5.4). Es importante destacar que este valor fue mayor en la sección sur del modelo, donde Pup2 no desarrolló una segunda propagación (Fig. 5.7).

Esta última observación refuerza el análisis previo, indicando que, si se desarrolla un segundo Pop up, menor será el acortamiento que reproduzca la última estructura de propagación. Esta dinámica continuará siendo abordada en la sección 6.1.1.3, en el punto (3) del análisis del modelo C09. Por último, es importante mencionar que este parámetro es especialmente sensible a la presencia o ausencia de sedimentación sintectónica lo que se puede observar en la gran diferencia que existe entre los modelos sin y con sedimentación sintectónica. Los modelos C03 a C06 que presentan sedimentación sintectónica, los largos de sus flancos tienen un largo que varía entre 23,3 y 32 mm mostrando una diferencia máxima de hasta 8,8 mm, i.e., la diferencia es sutil (Fig. 6.4c-d). En contraste con el resultado de C01 esta diferencia es mucho más pronunciada (Fig. 6.4a y 6.4b). Por otra parte, si se compara los con el largo del flanco de los modelos C02 (Fig. 6.4a-b) no enseña una varianza notable, sin embargo, este modelo presenta Pup2 a diferencia de los modelos de C03 a C06.

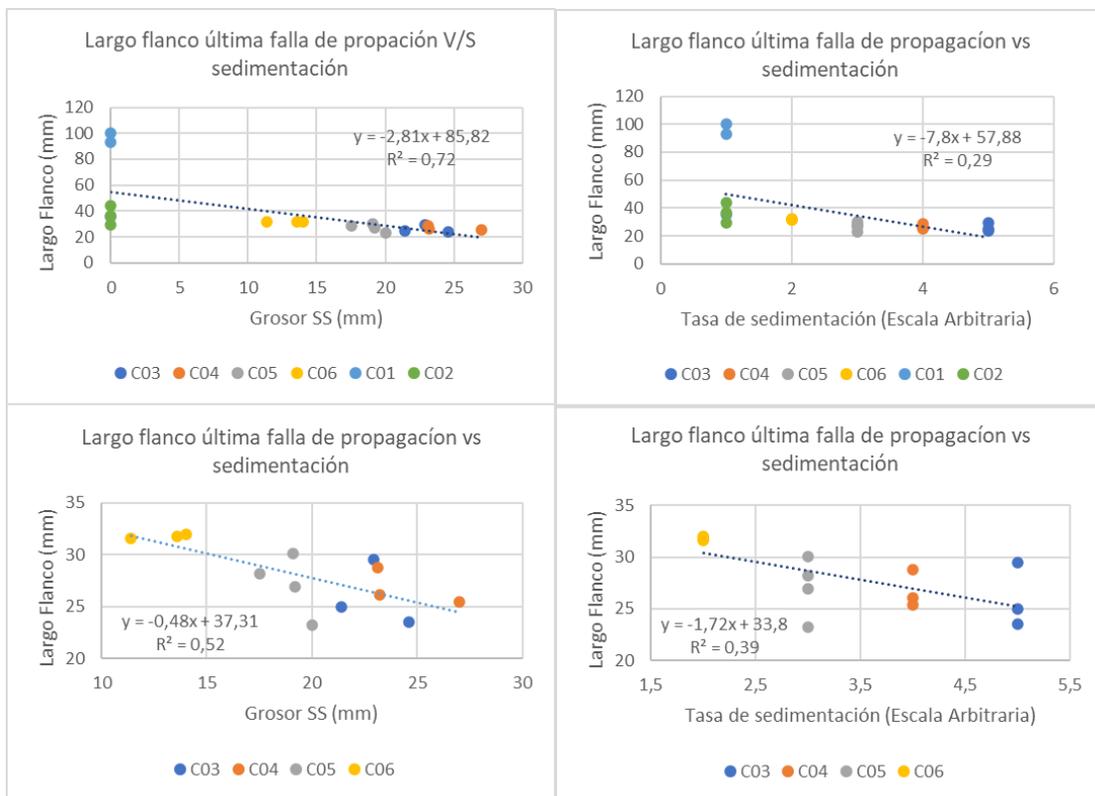


Fig. 6.4: (a) Gráfico de largo del flanco de la última falla de propagación vs espesor de la secuencia sintectónica (SS). (b) Gráfico de largo del flanco de la última falla de propagación vs tasa de sedimentación (escala arbitraria). (c) Ídem gráfico (a) sin incluir modelo C01 y C02. (d) Ídem gráfico (b) sin incluir modelo C01 y C02. Todos los gráficos incluyen línea de tendencia inversamente proporcional con sus respectivas ecuaciones y error asociado.

(5) Desplazamiento de la Falla Pa

El desplazamiento que se observa en la falla inversa Pa varía directamente proporcional con la sedimentación sintectónica (Fig. 6.5). Lo que no ocurre para el resto de las fallas presentes en los modelos. Tras el análisis de desplazamiento de las fallas de propagación y falla Pb (tabla 0.2 anexo A) no se observó una dinámica o variación que se pudiera relacionar con la influencia de la sedimentación sintectónica. Este comportamiento se puede explicar que la sedimentación retiene la propagación y desplazamiento de las fallas hacia el frente de deformación, es decir en dirección Oeste, de es este modo la mayor parte del acortamiento lo absorbe la falla Pa variando en función de la cantidad de sedimento.

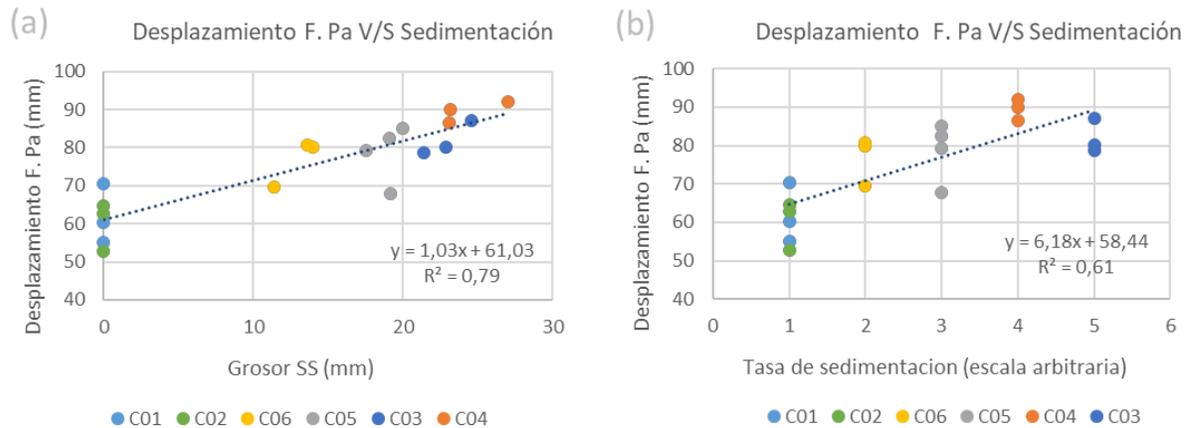


Fig. 6.5: (a) Desplazamiento de la falla Pa vs espesor de la secuencia sintectónica. (b) Desplazamiento de la falla Pa v/s tasa de sedimentación sintectónica (escala arbitraria, anexo B). Los gráficos muestran la de tendencia directamente proporcional con sus respectivas ecuaciones y error asociado.

6.1.1.3. Modelos de compresión simple con sedimentación sintectónica parcial

En esta sección se procede a realizar un análisis de los modelos de compresión simple con sedimentación parcial C07, C08 y C09 (sección 5.5). Se contrastan los resultados obtenidos dentro de un mismo modelo donde estos fueron dividido en zona norte y zona sur, las cuales las cuales fueron sometidas a distintas tasas de sedimentación según el modelo correspondiente. Para ello, se compararon los resultados de un perfil EO para cada zona (norte y sur) y, en el caso de C07 y C09 se analizó un tercer perfil en la parte media, denominada zona de transición (T). El propósito de este análisis es estudiar la variación latitudinal de sistema estructural en función de la sedimentación sintectónica.

(1) Análisis de resultados Cosedfin 07

En el modelo C07 descrito en la sección 5.2.3.1 la zona norte no se le aplicó sedimentación por lo que se caracteriza como S.S. (sin sedimentación) mientras que la zona sur se le aplicó una sedimentación alta (S.A.). Al analizar la altura de Cuña en este modelo, se observa que esta es menor en la zona S.S., aumentando hacia la zona de transición T y más aún en S.A. (Fig. 6.6a). Una dinámica similar se observa en el desplazamiento de la falla Pa, donde el menor valor se encuentra en la zona S.S., incrementando hacia la zona con sedimentación, exhibiendo una leve disminución en la zona S.A. respecto a la zona de T (Fig. 6.6a). En relación con la longitud del flanco de la última estructura de propagación, se observa que esta es mayor en la zona de S.S. que en la zona S.A., pero en la zona T es donde se aprecia su mínima expresión (Fig. 6.6a).

Respecto a los ángulos analizados. Se observa que la falla Pa2 muestra una tendencia de crecimiento lineal desde la zona S.S. hacia la zona de S.A. (Fig. 6.6b). al igual que la cuña SPC Mientras que la PT disminuye el ángulo conforme el aumento de la tasa de sedimentación.

En términos generales se observa que el comportamiento de los parámetros examinados mantiene la misma dinámica descrita en la sección 6.1.1.2. reforzando el análisis. Estos parámetros exhiben una relación directamente proporcional a la variación de la sedimentación sintectónica, a excepción de la longitud del flanco de la última estructura de propagación y el ángulo de la PT cuya dinámica es inversamente proporcional a la variación de sedimentación sintectónica.

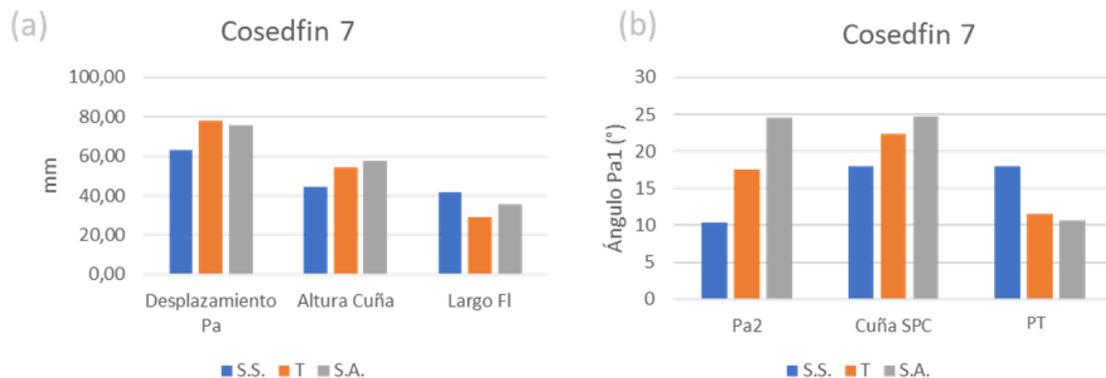


Fig. 6.6: Resultados del Modelos C07 según la zona de régimen sedimentario. (a) Gráfico de barra de desplazamiento de los resultados de la falla Pa, Altura de la cuña y largo del flanco de la última falla de propagación (b) Grafico de barras de los resultados de los ángulos de la falla Pa2 pendiente de la Cuña SPC y pendiente topográfica (PT) S.S.: zona sin sedimentación sintectónica; T: zona de transición; S.A.: zona de sedimentación alta.

(2) Análisis de resultados Cosedfin 08

En el modelo C08 (sección 5.2.3.2) la zona norte se le aplicó una sedimentación media S.M. mientras que la zona sur se le aplicó una sedimentación alta S.A. De acuerdo con esta variable se observa que tanto el desplazamiento de la falla Pa (Fig. 6.7a) como el ángulo de la falla Pa2 y el ángulo de la cuña SPC (Fig. 6.7b) exhiben un menor valor en la zona de S.M y aumenta en la zona de S.A. Mientras que la altura de la cuña no muestra que mayor variación entre las distintas zonas. En cuanto el largo del flanco de la última estructura de propagación disminuye considerablemente en la zona de S.A en comparación a la zona de SM (Fig. 6.7a). El mismo comportamiento se observa para el ángulo de la PT.

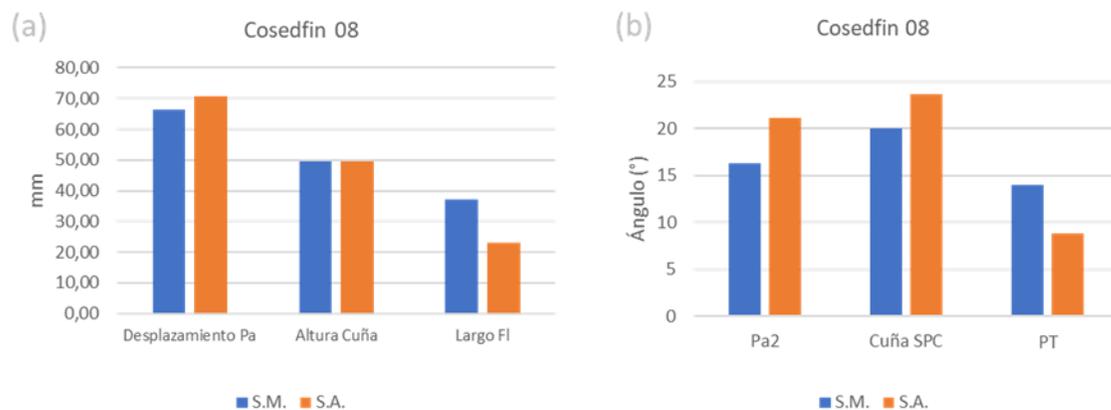


Fig. 6.7: Resultados del Modelo C08 según la zona de régimen sedimentario. (a) Gráfico de barras de desplazamiento de los resultados de la falla Pa, Altura de la cuña y largo del flanco de la última falla de propagación (b) Gráfico de barras de los resultados de los ángulos de la falla Pa2 pendiente de la Cuña SPC y pendiente topográfica (PT) S.M.: zona de sedimentación media; S.A.: zona de sedimentación alta.

(3) Análisis de resultados Cosedfin 09

En el caso de C09 (sección 5.2.3.3) la parte norte no se le aplicó sedimentación sintectónica caracterizando la zona como sin sedimentación (S.S.) y a la zona sur se le aplicó sedimentación media (S.M.). A este modelo además de variar la tasa de sedimentación, se extendió el periodo de compresión simple a 90 minutos a diferencia del resto de los modelos donde la compresión fue de tan solo 60 minutos. Se realizó esta modificación porque había interés de observar el resultado de los modelos con un mayor desarrollo.

Al analizar los parámetros de desplazamiento de la falla Pa, Altura de la Cuña y ángulo de la falla Pa2, y ángulo de la cuña SPC se observa la misma relación directamente proporcional con la variación de sedimentación (Fig. 6.8), descrita ya en los puntos anteriores.

En relación con la longitud del flanco de la última estructura de propagación, se observa que es considerablemente mayor en la zona de transición T en comparación con las zonas S.S. y S.M., siendo ligeramente menor en la zona S.M. en relación con la zona S.S (Fig. 6.8). En la zona S.S. se generó Pup2, pero este desaparece al ingresar a la zona T (Fig. 5.8, sección 5.2.3.3). En la zona T, en lugar de desarrollar Pup2, se generan 2 estructuras de propagación adicionales, donde el flanco entre S8 y S9 es especialmente largo (Fig. 6.8a). Posteriormente, al ingresar a la zona S.M., su longitud disminuye. Este comportamiento concuerda con el análisis previo en el punto (3) de la sección 6.1.1.2, que indica que la longitud de este flanco está relacionada con la presencia o ausencia de Pup2.

Respecto al ángulo que presenta PT, en este modelo se observa una anomalía ya que no sigue la tendencia inversamente proporcional, y en la zona de T se ve que la pendiente disminuye ya que en esta zona se presenta este flanco alargado que disminuye la pendiente. Además, la estructura S9 exhibe un desplazamiento importante basculando la secuencia sintectónica lo que produce aún más la disminución de la pendiente en esta zona.

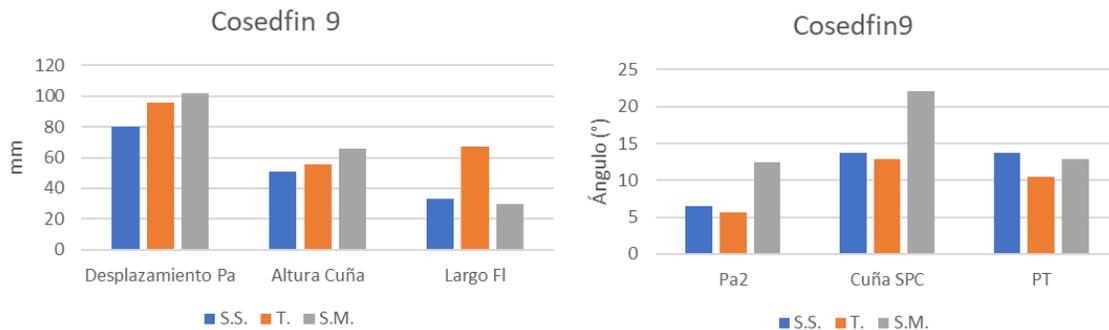


Fig. 6.8: Resultados del Modelos C09 según la zona de régimen sedimentario. (a) Gráfico de barra de desplazamiento de los resultados de la falla Pa, Altura de la cuña y largo del flanco de la última falla de propagación (b) Gráfico de barras de los resultados de los ángulos de la falla Pa2 pendiente de la Cuña SPC y pendiente topográfica (PT) S.S.: zona sin sedimentación sintectónica; T: zona de transición; S.A: zona de sedimentación alta

6.1.1.4. Discusión respecto a la Modelación Analógica

A partir del análisis realizado, los resultados obtenidos en este trabajo concuerdan con estudios anteriores revisados (Tondji Biyo, 1995; Storti y McClay 1995; Mugnier et al. 1997; Nalpas et al., 1999; Storti et al., 2000; Casas et al., 2001; Nalpas et al., 2003; Pichot y Nalpas, 2009; Duerto y McClay, 2009; Malavieille, 2010; Sinewaska et al., 2010; Wu y McClay 2011; Barrier 2013, Driedhause et al., 2014; Darnault et al., 2016) los cuales concluyen que la sedimentación sintectónica influye directamente en la geometría resultante de un sistema estructural.

La presencia de sedimentación sintectónica aumenta el estrés basal y evita la propagación del sistema estructural hacia el frente de deformación, lo que conlleva a un crecimiento vertical de cuña

y a su vez promueve el desplazamiento del sistema estructural hacia su parte posterior, comportamiento que también se ha corroborado en una serie estudios (e.g., Storti y McClay, 1995; Storti et al., 2000; Nalpas et al., 2003; Pichot y Nalpas 2009; Duerto y McClay, 2009; Sinewaska et al 2010, Driedhouse et al., 2014). Esta dinámica en algunos trabajos indican que favorece el fallamiento antitético (Storti et al., 2000; Driedhaus et al. 2014; Wang et al., 2013) , no obstante en este trabajo no se observa la generación de fallas antitéticas conforme el aumento de la sedimentación sintectónica, pero si se representa la deformación antitética con el desplazamiento de la falla Pa (Punto (5) sección 6.1.1.2) y el aumento del ángulo de la cuña SPC (Punto (3) sección 6.1.1.2) como ha sido antes descrito por Duerto y McClay (2009). La razón principal por la cual otros trabajos si han evidenciado deformación antitética conforme al aumento de sedimentación, es por la utilización de materiales de bajo coeficiente de fricción dentro de la secuencia de estratos a comprimir, la cual favorece el deslizamiento entre capas y la deformación antitética.

Por otro lado, existen algunos trabajos en los que se ha analizado que el sistema estructural al exponerlo a sedimentación sintectónica la cuña disminuye el número de fallas de propagación, y a la vez se amplía el sistema estructural, alargándose las láminas de cabalgamiento y apareciendo fallas de propagación distantes al núcleo de deformación (e.g., Mugnier et al., 1997; Wu y McClay. 2011; Fillon y Huisman, 2012; Wang et al., 2013). La diferencia reside en que esos estudios se trabajaron en dominios dúctil, utilizando capas de despegue, lo cual favorece la propagación de la deformación.

Otra característica importante observada en este estudio es la relación entre el ángulo de la falla Pa y la sedimentación sintectónica, siendo esta directamente proporcional con la variación de la tasa de sedimentación. Estos resultados también han sido descritos por diversos trabajos a escala unitaria (e.g. Nalpas et al., 2003; Casas et al., 2001; Gestain et al, 2004; Barrier et al. 2011, Darnault et al., 2016) siendo estos los mejores ejemplos para apoyar este resultado, ya que, también otros estudios, realizados a escala de sistema de fallas, que reportan el aumento de buzamiento de varias estructuras en función de la sedimentación sintectónica (e.g. Pichot y Nalpas, 2009; Duerto y McClay 2009), sin embargo, en este trabajo no se observa una variación significativa en los manteos del resto de las fallas del sistema estructural frente a la aplicación de sedimentación sintectónica (revisar anexo A). Por otro lado, tanto Storti y McClay (1995) como Duerto & McClay (2009,) indicaron que las fallas expuestas a altas tasas de sedimentación se observan mejor desarrolladas y son más cortas, como se han descrito las fallas de propagación este estudio (sección 5.2).

Respecto a la pendiente topográfica del frente de propagación se observa una tendencia a disminuir su inclinación respecto a la normal conforme el incremento de la tasa de sedimentación a pesar de que la cuña de SPC aumente su ángulo. Este fenómeno ha sido reportado anteriormente por varios estudios (e.g Storti y McClay, 1995; Mugnier et al., 1997) y su análisis ha sido profundizado por Nieuwland et al. (2000) y Duerto y McClay (2009). Estos últimos autores para la implementación de sedimentación sintectónica utilizaron materiales con distintos coeficientes de fricción demostrando que presentar niveles dúctiles en la secuencia sintectónica promueve el desplazamiento de la cuña hacia el frente de deformación disminuyendo el ángulo topográfico. Un estudio similar fue realizado por más investigadores (Nalpas et al., 2003; Gestain et al, 2004) llegando a la misma conclusión de que se propicia la propagación de la cuña a favor de la compresión, Denotando la implicancia que tiene el tipo de material en la sedimentación sintectónica. En contraste, esta investigación solo se utiliza un tipo de material con reología homogénea acotándolo solo al dominio frágil, y el resultado de aplicar sedimentación sintectónica solo significa un impedimento para la propagación de fallas.

Por último, la longitud del último flanco no es una característica que ha sido estudiada por otros trabajos de modelación analógica anteriores. Sin embargo, es este estudio fue un rasgo distintivo apropiado de analizar. Su tendencia a disminuir su largo en presencia del aumento de la sedimentación sintectónica refleja la obstaculización que representa esta para la propagación de fallas hacia el frente de deformación, reforzando esta observación.

6.2. Aplicación del modelo análogo al caso real de estudio, Zona de Falla Pocuro

En primer lugar, es importante indicar que la modelación analógica no busca representar fielmente los sistemas naturales, ya que estos poseen un sinnúmero de factores que pueden incidir en la geometría de un sistema estructural. Por lo tanto, su reproducción no sería posible en un laboratorio de modelación analógica. Esta limitación implica que los resultados obtenidos en este trabajo no sean directamente extrapolables al sistema natural. Considerando lo anterior, es importante mencionar que en esta investigación la sedimentación sintectónica está exagerada y no representa con precisión una escala real de las potencias observadas en los depósitos naturales de la zona de estudio. Por lo tanto, en este caso, la modelación de la sedimentación sintectónica nos va a ayudar a comprender el rol que ha desempeñado en la evolución del frente orogénico de la cordillera en el sector del ZFP, por lo que, dentro de ese contexto, el análisis realizado nos da una idea general de cómo la sedimentación sintectónica, a distintas tasas, ha influenciado en la configuración de este sistema estructural.

6.2.1.2. Correlación de estructuras

Se optó por el modelo Cosedfin 09 como el mejor modelo para representar y comparar con el caso real de estudio.

(1) Zona Sur

La zona sur, se correlaciona con el límite Este de la depresión Los Andes-San Felipe con las CP (Fig. 6.9). Al observar los perfiles propuestos por los últimos estudios realizados en el frente cordillerano adyacente a la depresión Los Andes-San Felipe (Figueroa, 2020; Urrejola, 2022), se nota que el sistema estructural en esta zona se encuentra limitado por los depósitos de dicha depresión y no se extiende más allá (Fig. 6.9 y Fig. 6.10)

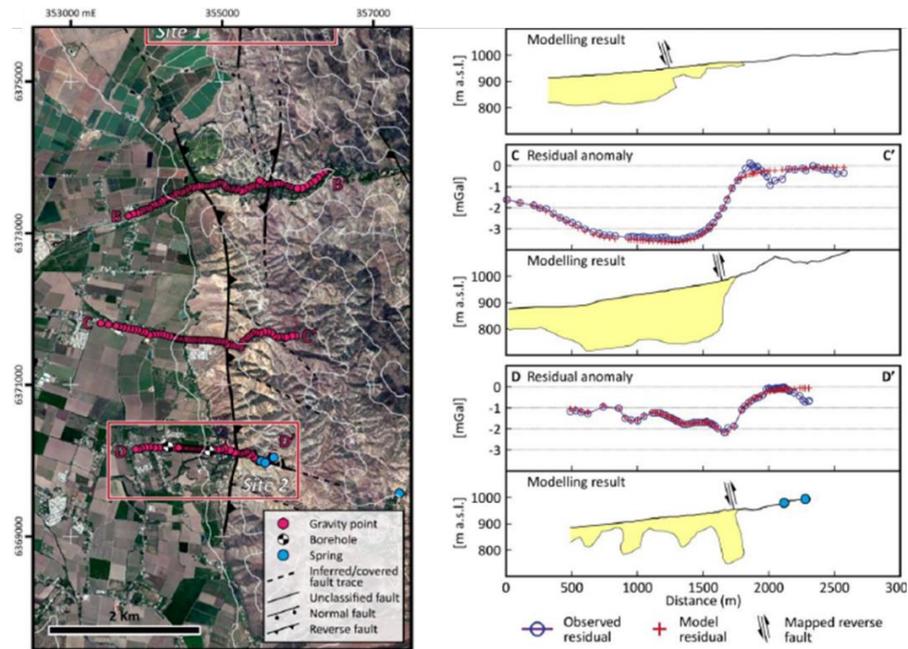


Fig. 6.9: Perfiles gravimétricos de la zona limítrofe de la depresión Los Andes-San Felipe con la CP. Se observa como la falla Cariño Botado limita con los depósitos sedimentarios de la depresión. Extraído de Figueroa 2020.

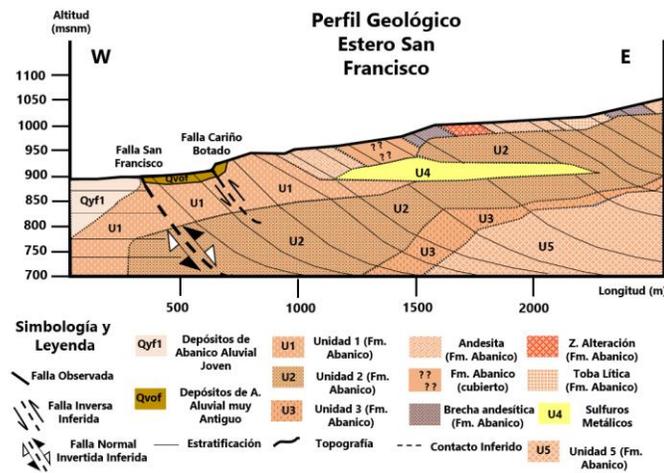


Fig. 6.10: Perfil Geológico interpretado a través de estudio de magnetotelúrica. Se observa las fallas San Francisco y Falla Cariño Botado limitando con unidad de depósitos aluviales pertenecientes a la depresión Los Andes- San Felipe. Extraído de Urrejola (2022).

Por otra parte, el análisis estructural en esta área también ha revelado la presencia de actividad tectónica cuaternaria, tanto en la falla San Francisco (Estay, 2019; Urrejola, 2022) como en la falla Cariño Botado (Troncoso, 2014; Medina, 2018; Estay, 2019), donde se ha observado que el

lecho rocoso sobrepasa los depósitos no consolidados (Troncoso, 2014; Estay, 2019). Al comparar el modelo análogo, la zona sur con sedimentación (Fig. 6.11), se observa que el espaciamiento entre las fallas en el frente de deformación (límite Este del sistema estructural) disminuye en comparación con lo observado en el modelo en la zona de transición (Fig. 6.13), lo que demuestra que la sedimentación evita la propagación del sistema estructural hacia el Oeste. Al estar restringido el sistema estructural, este encuentra la manera de expresar la deformación desplazando el bloque colgante, lo que explicaría por qué se observan rocas de la formación abanico sobre los depósitos cuaternarios.

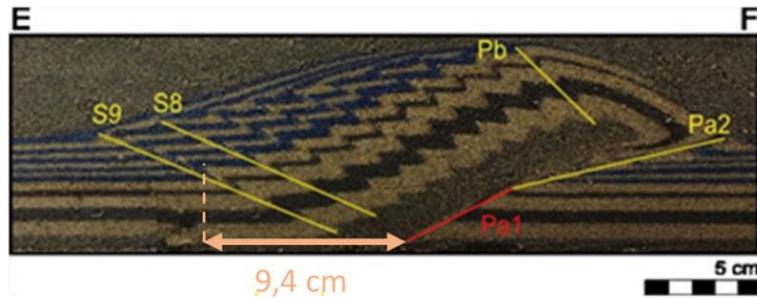


Fig. 6.11: Sección de perfil de la zona sur del modelo C09, dominio con sedimentación sintectónica. Se resaltan fallas relevantes y el largo que alcanzó el frente de deformación de la SPC respecto a la Falla Pa (falla artefacto).

(2) Zona de Transición

En la zona de transición, se correlaciona con la zona límite norte de la depresión los Andes -San Felipe (Fig. 6.12). Según el estudio de Estay (2019), por las características geomorfológicas que la falla Jahuel presentaría actividad tectónica menor a 19 Ka. Por otro lado, Pérez (2023), señala que las fallas El Saino y Los Quemados se considerarían como fallas *shortcut* que enraízan con la falla Jahuel y que también presentaría actividad cuaternaria, evidenciada por sus escarpes.

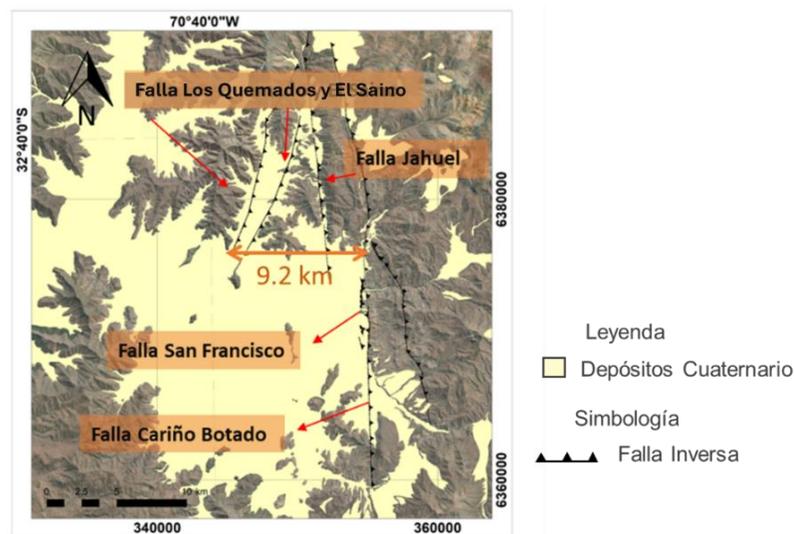


Fig. 6.12: Mapa de la zona sur y de transición del área de estudio, Se destacan fallas relevantes para el estudio y distancia que se genera entre el frente de deformación de la zona sur con la zona de transición.

Es esta área ya no se presenta una importante concentración de depósitos no consolidados, por lo que se puede apreciar en los perfiles de Bustamante (2012) (Fig. 6.14). Además, se observa el sistema estructural aflora hacia el Oeste del núcleo de la zona de falla Pocuro, extendiéndose hasta 9,2 km hacia el occidente (Fig. 6.12). Por lo tanto, al encontrarse con una sedimentación sintectónica reducida, el sistema estructural puede propagarse hacia el frente de deformación con menor resistencia. Lo que es demostrado por el perfil de la zona de transición en el modelo (Fig. 6.13), donde se observa que el frente de deformación se expresa a mayor distancia que en el perfil de la zona sur. (Fig. 11).

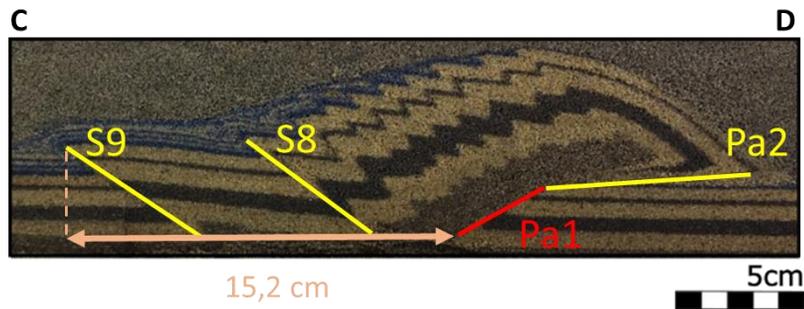


Fig. 6.13: Sección de perfil de la zona de transición del modelo C09. Esta zona no se le aplicó sedimentación directamente. Se resaltan fallas relevantes y el largo que alcanzó el frente de deformación de la SPC respecto a la Falla Pa (falla artefacto).

Además, se nota un mayor espaciamiento entre las fallas en el frente de deformación (Fig. 6.13), lo que coincide con lo observado en la zona de estudio, donde las fallas al norte de la depresión de los Andes-San Felipe muestran un mayor distanciamiento entre sí en comparación con lo que se observa al sur, entre la falla Cariño Botado y la falla San Francisco (Fig. 6.12).

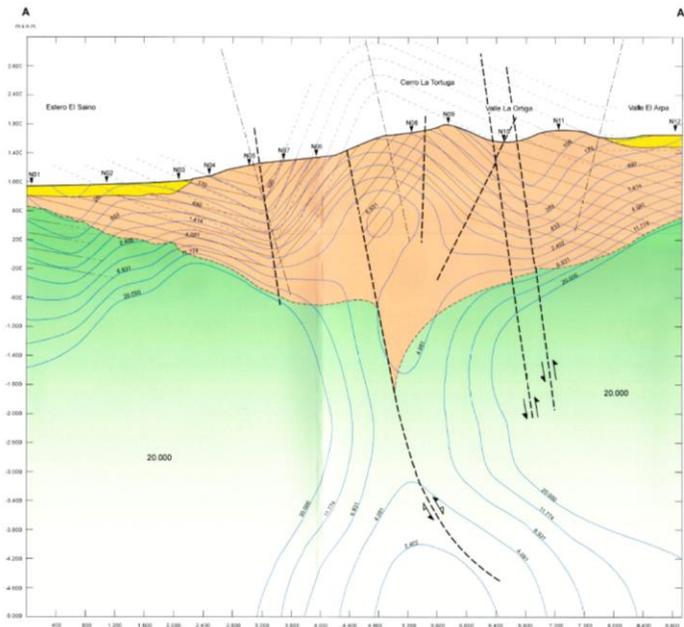




Fig. 6.14 Perfil esquemático de la zona de transición. Se observa la escasa presencia de depósitos sedimentarios. Extraído de Bustamante et al. (2012).

(3) Zona Norte

La zona norte del modelo, el dominio sin sedimentación se corresponde con la zona al norte del río Putaendo (Fig. 6.14). En esta área, los estudios geológicos más recientes, indican escasos depósitos cuaternarios (Machuca, 2017; Arias, 2019, Estay, 2019). Arias (2019), en esta zona definió el sistema estructural Las Minillas donde observo basculamiento de depósitos aluviales a lo largo de la traza de la falla Norte. Dado que los depósitos cuaternarios son casi inexistentes en esta zona, es difícil determinar si el resto de las estructuras han presentado actividad cuaternaria.

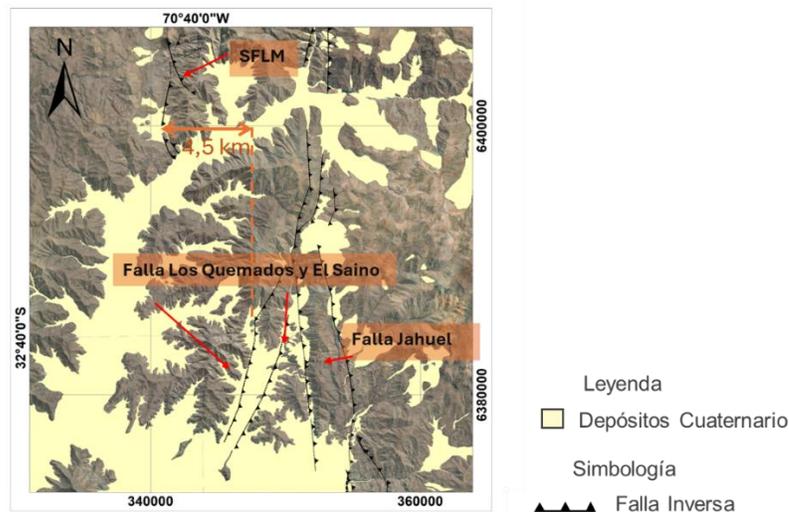


Fig. 6.15. Mapa de la zona de estudio de la zona de transición y zona norte. Se destacan fallas relevantes para el estudio y distancia aproximada que se genera entre el frente de deformación de la zona de transición con la zona norte.

Se observa que este sistema estructural aflora aún más hacia el Oeste respecto a la zona de transición (Fig. 6.15). Lo anterior se puede explicar por la ausencia de depósitos que eviten la propagación del frente de deformación del orógeno hacia el occidente. Este fenómeno se aprecia claramente en el modelo, donde le frente de deformación se extiende a mayor distancia que la zona de transición (Fig. 6.16).

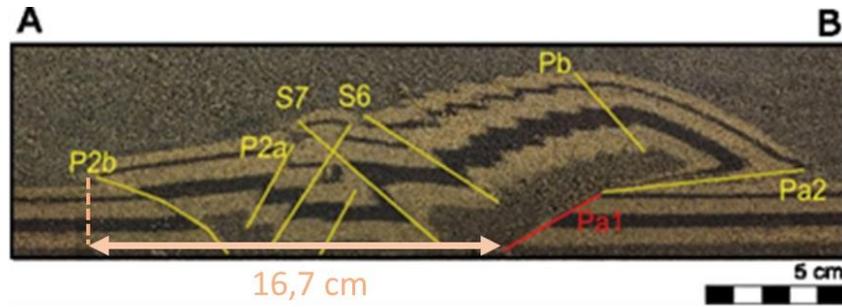


Fig. 6.16: Sección de perfil de la zona de norte del modelo C09. Esta zona no se le aplicó sedimentación. Se resaltan fallas relevantes y el largo que alcanzó el frente de deformación de la SPC respecto a la Falla Pa (falla artefacto).

Por otra parte, en el modelo se desarrolla un segundo pop up con fallas de propagación antitéticas que elevan una porción de la cuña, dando lugar a una pequeña estructura de flor positiva (Fig. 6.16). Este segundo sistema estructural se correlaciona con el sistema de falla Las Minillas. Tal como se observa en las secciones de perfil de Arias (2019) (Fig. 6.17), el modelo presenta deformación antitética (Fig. 6.17b). Además, la serie de anticlinales y sinclinal identificados por Arias (2019) (Fig. 6.17a), se asemeja al modelo análogo donde los cambios de manto son originados por la geometría más compleja que se expresa en el dominio sin sedimentación. Lo anterior contrasta con las secciones del modelo que se observan hacia el sur (Fig. 6.11 y 6.13) donde la geometría es simplificada. Por lo tanto, se evidencia que, a menor sedimentación, menor es la resistencia que se ejerce sobre el sistema estructural, lo que se traduce en mayor deformación.

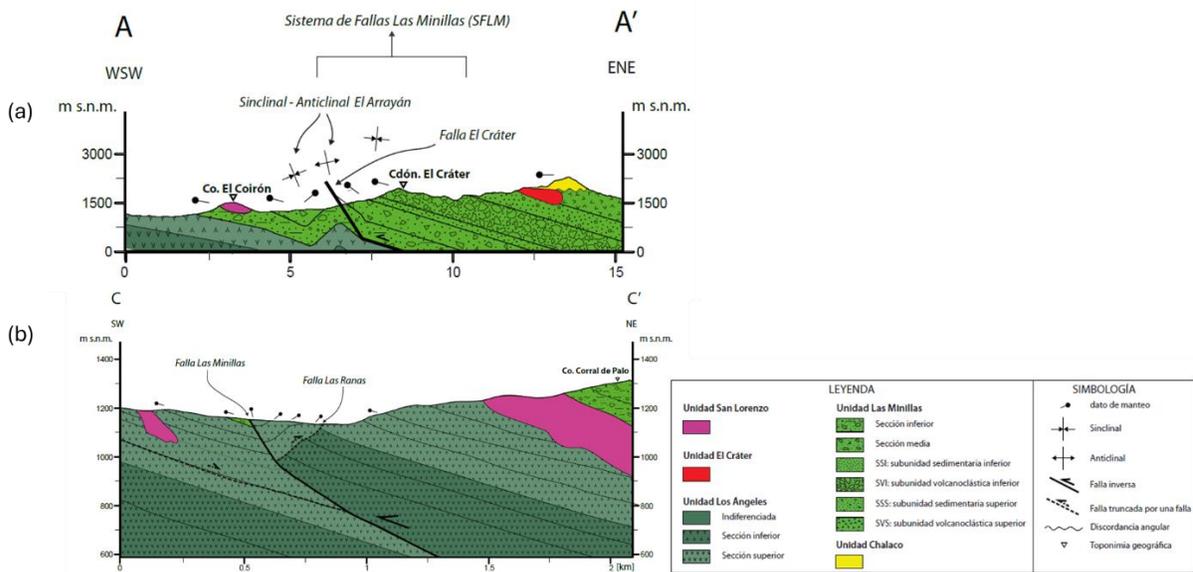


Fig. 6.17: Perfiles geológicos del sistema estructural Las Minillas. Ubicación de los perfiles en planta se observan en la Fig. 0.1, en el anexo C. Extraído de Arias (2019).

6.2.2. Discusión Respecto a la Actividad Tectónica del Área

Como se había mencionado en un comienzo, la actividad de la ZFP la datan hasta al menos el mioceno temprano (Jara & Charrier, 2014). Pero nuevos antecedentes han evidenciado actividad más reciente en esta área. Partiendo por la zona sur, Troncoso (2014), reporto deformación activa circundante a La Falla Cariño botado que afectaría deposito cuaternario. Luego en área meridional Estay (2019), a partir de las características geomorfológicas observadas en esta zona, propone que La Falla Los Quemados, y la Falla San Francisco, entre otras, presentarían actividad cuaternaria. Lo que fue respaldado por análisis estructurales posteriores (Urrejola, 2022; Pérez, 2023). Por ultimo. En la zona norte, Arias (2019) identificó actividad cuaternaria en La Falla Norte definida dentro del sistemas de Falla Las Minillas.

La serie de evidencias presentadas denota una migración del frente de deformación que comienza en el sur, en el núcleo de la ZFP, y luego aflora hacia el Oeste conforme la latitud disminuye (Fig. 6.17). Al compara con los resultados del modelo, es evidente que la actividad reciente siempre se focaliza en el frente de deformación, situado en el borde occidental del sistema. En la zona norte, en el modelo (Fig. 6.18), donde no se presenta sedimentación sintectónica, este frente tiende a propagarse hacia el Oeste. Por otro lado, en la zona sur, donde hay una mayor recepción de sedimentación, el sistema se ve retenido, evitando su propagación, lo que resulta en que sus estructuras se mantengan hacia el Este en relación con las estructuras en la zona norte (Fig. 6.18).

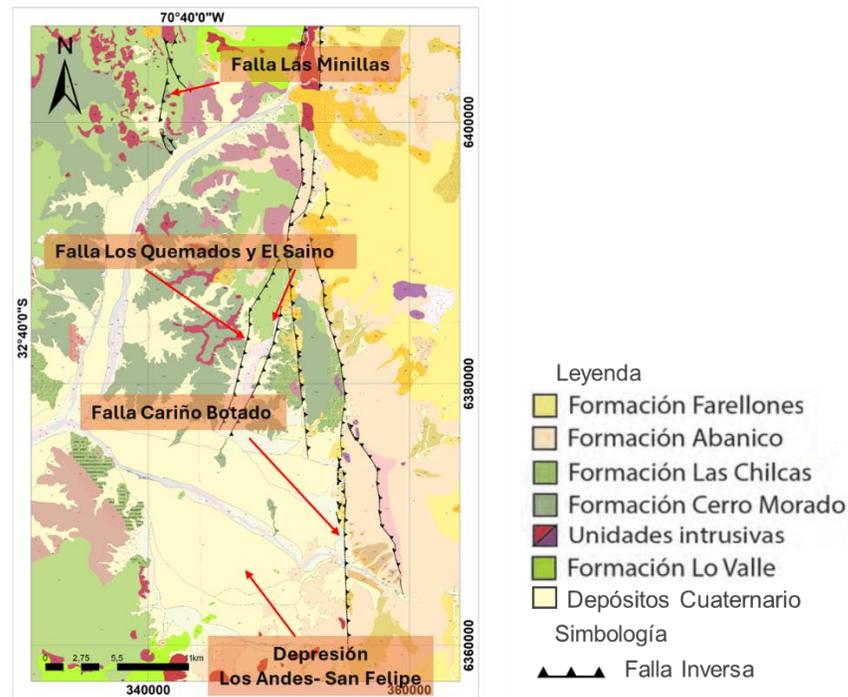


Fig. 6.18: Mapa geológico de la zona de estudios. Se indican las fallas relevantes para este estudio.

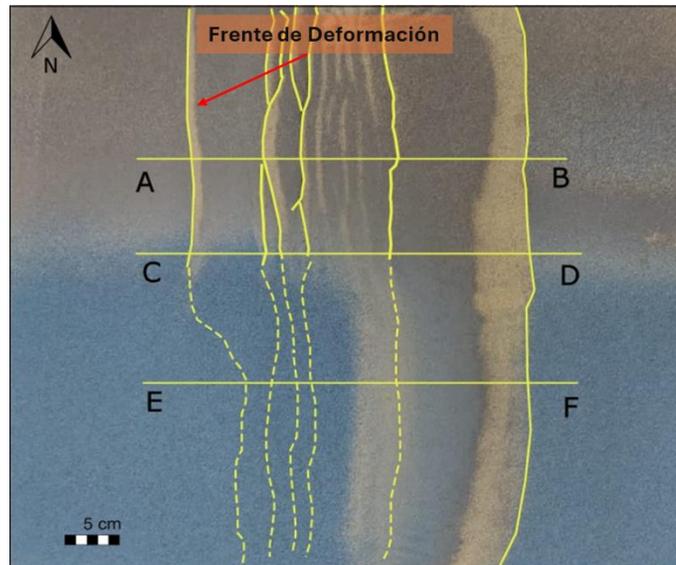


Fig. 6.19: Vista en planta del modelo C09. Se muestra la tendencia de la traza de la última estructura de propagación a desplazarse hacia el occidente en la zona norte sin sedimentación.

La analogía del modelo con el sistema natural explicaría muy bien este comportamiento del sistema estructural, dado que en la depresión Los Andes-San Felipe, donde se concentra la sedimentación, se observa que el sistema estructural se ve limitado con los depósitos de la depresión (Fig. 6.17). Por el contrario, al norte de la depresión Los Andes- San Felipe, se observa que el frente de deformación del sistema estructural se propaga hacia el Oeste (Fig. 6.17), debido a que no se evidencia depósitos sedimentarios importantes que limiten la propagación. Por otra parte, es importante destacar que las áreas con mayor sedimentación también son las que experimentan mayor erosión, donde este último factor también es un inhibidor de la propagación de fallas según lo expuestos por otros estudios (Mugnier et al., 1997; Venegas, 2004).

7. Conclusiones

7.1. Conclusiones Generales

El presente estudio proporciona una comprensión de cómo la sedimentación sintectónica afecta la configuración de un sistema estructural el borde externo de un orógeno. A partir de los resultados y observaciones presentadas, se pueden extraer las siguientes conclusiones.

1. En el ámbito de la experiencia de modelación analógica de un sistema compresivo con sedimentación sintectónica:
 - (a) El incremento en el ángulo y altura de la cuña, así como el desplazamiento de la falla artefacto indican que la deformación se expresa verticalmente y hacia la retrocuña, evidenciando la resistencia que la sedimentación sintectónica ejerce, evitando la propagación del sistema estructural hacia el frente de deformación.
 - (b) La variación del ángulo de la falla artefacto en función de la variación de la sedimentación sintectónica confirma la incidencia de esta en la geometría resultante de un sistema estructural en el borde de un orógeno.
 - (c) El modelo de sedimentación parcial permite comparar como el sistema estructural se propaga a mayor distancia en la zona donde recibe menor carga sedimentaria, versus la otra zona con mayor carga sedimentaria, resultando en una menor propagación.
2. En cuanto la aplicación del modelo análogo al sistema natural, Zona de Falla Pocuro.
 - (a) El modelo de sedimentación parcial logra explicar la diferencia de propagación de sistema estructural entre la zona sur en contraste la zona norte, donde se observa mayor propagación, siendo la sedimentación sintectónica el factor principal de esta diferencia.
 - (b) El afloramiento del frente de deformación de sistema estructural hacia el Oeste, al norte de la depresión de Los Andes-San Felipe, se debería a la falta de sedimentos que impidan su propagación en esta dirección.

En resumen, la investigación ofrece una valiosa contribución al entendimiento de cómo la sedimentación sintectónica afecta la morfología y el comportamiento de sistemas estructurales en el contexto de deformaciones en el borde externo de un orógeno.

7.2. Limitaciones del Estudio

Esta investigación de modelación analógica exhibió diversas limitaciones que afectaron la representación precisa del sistema estructural que se pretendía analizar. En primer lugar, debido a errores experimentales humanos, no se logró calibrar de manera adecuada la variación en la tasa de sedimentación en conjunto con el espesor de la secuencia sintectónica resultante, lo que provocó un sobredimensionamiento de esta última.

Otra consideración crucial es que el sistema estructural Zona de Falla Pocuro, al cual se aplicaron los resultados, corresponde a un sistema invertido, mientras que los modelos reproducidos representaron un sistema netamente inverso, sin contemplar la fase previa de extensión. Por lo tanto, los resultados no son directamente aplicables a dicho sistema.

Finalmente, entre los modelos utilizados, se seleccionó aquel al que se le extendió el tiempo de compresión simple a 90 minutos, ya que demostró un desarrollo de las estructuras de manera óptima. Se consideró que esta duración era más adecuada para el montaje experimental.

Estas limitaciones resaltan la importancia de considerar cuidadosamente los aspectos prácticos y técnicos al realizar estudios de modelación analógica y sugieren áreas para futuras mejoras en la metodología.

Bibliografía

Aguirre, L. (1960). *Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua*. Instituto de Investigaciones Geológicas. Santiago, Chile, 9, 70.

Allemand, P., y Brun, J. P., Davy, P., Van Den Driessche, J., 1989. *Symétrie et asymétrie des rifts et mécanismes d'amincissement de la lithosphère*. Bulletin de la Société Géologique de France, Vol. 3, p. 445-451.

Angermann, D., Klotz, J., & Reigber, C. (1999). *Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector*. *Earth and Planetary Science Letters*, 171(3), 329-334.

Araneda, M. Avendaño, M. & Merlo, C. (2000). *Gravimetric model of the Santiago basin, third and final*. Proceedings. IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, 2, 404 – 408

Arias, L. (2019). *La Formación las Chilcas en el valle del Estero los Ángeles (32o31's), Chile central: Evolución sedimentaria y estratigráfica e implicancias paleogeográficas durante el cretácico*. (Tesis de Magíster en Ciencias, Mención Geología). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Armijo, R., Rauld, R., Thiele, R., Vargas, G., Campos, J., Lacassin, R., & Kausel, E. (2010). *The West Andean thrust, the San Ramon fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile*. *Tectonics*, 29(2).

Balé, P., (1986). *Tectonique caddomienne en Bretagne nord. Interaction décrochement chevauchement : champs de déformation et modélisations expérimentales*. These de 3eme cycles, Université de Rennes, 361 pp.

Ballard, J.F., 1989. *Approche géologique et mécanique des décollements dans la croûte supérieure*. Doctorat, Université de Rennes I, 301 pp.

Barrier, L., Nalpas, T., Gapais, D., & Proust, J. N. (2013). *Impact of synkinematic sedimentation on the geometry and dynamics of compressive growth structures: Insights from analogue modelling*. *Tectonophysics*, 608, 737-752.

Ben-Avraham, Z. V. I., Nur, A., Jones, D., & Cox, A. (1981). *Continental accretion: from oceanic plateaus to allochthonous terranes*. *Science*, 213(4503), 47-54.

Bott, M. H. P., y Dean, D. S. (1973). *Stress diffusion from plate boundaries*. *Nature*, 243(5406), 339-341.

Boyce, D. (2015). *Modelo de evolución tectónica y paleogeográfica del margen andino en Chile Central durante el Cretácico medio-tardío: el registro estructural y sedimentario en la Formación Las Chilcas*. (Tesis de Magíster). Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Buiter, S.J. (2012). *A review of brittle compressional wedge models*. *Tectonophysics*, 530, 1-17.

Bustamante, M.; Lemus, M.; Cortés, R.; Vivallos, J.; Cáceres, D. & Wall, R. (2012). «Exploración geológica para el fomento de la energía geotérmica: área de Jahuel, Región de Valparaíso». Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Inédito. 232 pp. Santiago, Chile

Butler, R. W. (1982). *The terminology of structures in thrust belts*. Journal of structural Geology, 4(3), 239-245.

Butler, R. W., Bond, C. E., Cooper, M. A., & Watkins, H. (2020). *Fold-thrust structures—where have all the buckles gone?* Geological Society, London, Special Publications, 487(1), 21-44.

Byerlee, J.D. (1978). *Friction of rocks*. Pure and Applied Geophysics 116 p. 615-626.

Campbell, D. (2005). *Termocronología del sector comprendido entre los ríos Rocín y Aconcagua: Implicancias en la evolución meso-cenozoica de la zona*. (Memoria de Título). Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.

Camus, F., Skewes, A.M., and Boric, R., (1986). *E1 distrito de oro E1 Bronce y su relación con la caldera Morro Hediondo, Región de Valparaíso, Chile*: Rev. Geol. Chile, no. 28-29, p. 95-101

Carter, W. D., & Aguirre Le B, L. (1965). *Structural Geology of Aconcagua province and its relationship to the central Valley Graben, Chile*. Geological Society of America Bulletin, 76 (6), 651-664.

Carter, W. Y Aliste, N. (1962). *Geology of the ore deposits of the Nilhue Quadrangle, Aconcagua province: Informe Inédito*. Instituto de Investigaciones Geológicas. Chile.

Casas, A. M., Gapais, D., Nalpas, T., Besnard, K., & Román-Berdiel, T. (2001). *Analogue models of transpressive systems*. Journal of Structural Geology, 23(5), 733-743.

Chappie. W.M. (1978). *Mechanics of thin-skinned fold-and-thrust belts*. Geological Society of America Bulletin. 89. 1 189-1198.

Charrier, R. (1973). *Interruptions of spreading and the compressive tectonic phases of the Meridional Andes*. Earth and Planetary Science Letters, 20(2), 242-249.

Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., ... & Zurita, E. (2002). *Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 SL)*. Journal of South American Earth Sciences, 15(1), 117-139.

Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, S., Flynn, J. J., Iturra, N., ... & Wyss, A. R. (2005). *The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen, 43-77.

R. Charrier, L. Pinto, M.P., Rodríguez (2007). *Tectonostatigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile*. Moreno, W. Gibbons (Eds.), The Geology of Chile, Geological Society of London, pp. 21-114

Charrier, R., Farías, M., & MaksaeV, V. (2009). *Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65(1), 05-35.

Charrier, R., Ramos, V. A., Tapia, F., & Sagripanti, L. (2015). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen between 31 and 37 S (Chile and Western Argentina). *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1), 13-61.

Cloos, M. (1993). *Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis: Subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges, and seamounts*. Geological Society of America Bulletin, 105(6), 715-737.

Cobbold, P.R. Jackson, M.P.A. 1992. *Gum rosin (colophony); a suitable material for thermomechanical modelling of the lithosphere*. Tectonophysics 210 p. 255-271.

Cooper, M., & Warren, M. J. (2010). *The geometric characteristics, genesis, and petroleum significance of inversion structures*. Geological Society, London, Special Publications, 335(1), 827-846.

Cristallini, E. (1998). Introducción a las fajas plegadas y Corridas. Inédito. Curso teórico-práctico. Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

Cruz Orosa, I. (2012). Las cuencas suborogénicas como registro de la evolución del Orogénico cubano: implicaciones para la exploración de hidrocarburos.

Dahlen, F. A., Suppe, J., & Clark, S. P. (1988). *Mechanics, growth, and erosion of mountain belts*. Processes in continental lithospheric deformation, 218, 161-178.

Daly, R.A. Manger, G.E. Clark, S.P. Jr. (1966). *Density of rocks*. En: Clark, S.P.Jr. (ed). Handbook of physical constants: Geological Society of America Memoir 97 p. 18-26.

Darnault, R., Callot, J. P., Ballard, J. F., Fraise, G., Mengus, J. M., & Ringenbach, J. C. (2016). *Control of syntectonic erosion and sedimentation on kinematic evolution of a multidecollement fold and thrust zone: Analogue modeling of folding in the southern subandean of Bolivia*. Journal of Structural Geology, 89, 30-43.

Davies JH, von Blanckenburg F. (1995). *Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens*. Earth Planet. Sci. Lett. 129:85–10

Davis, D. Suppe, J. & Dahlen, F.A. (1983). *Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges*. Journal of Geophysical Research, 94, 10,347-54

Davy, P. (1986). *Modélisation thermo-mécanique de la collision continentale*. Sciences de la Terre. Université Rennes 1 p. 1-233.

Davy, P. Cobbold, P.R. (1991). *Experiments on shortening of a 4-layer model of the continental lithosphere*. Tectonophysics 188 p. 1-25.

Dewey, J. F., & Bird, J. M. (1970). *Mountain belts and the new global tectonics*. Journal of geophysical Research, 75(14), 2625-2647.

Driehaus, L., Nalpas, T., & Ballard, J. F. (2014). *Interaction between deformation and sedimentation in a multidecollement thrust zone: Analogue modelling and application to the Sub-Andean thrust belt of Bolivia*. Journal of Structural Geology, 65, 59-68.

Duba, A. G., Durham, W. B., Handin, J. W., & Wang, H. F. (1990). *The brittle-ductile transition in rocks*. Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series, 56.

Elliott, D.E. 1976. *The energy balance and deformation mechanisms of thrust sheets*. Philosophical transactions of the Royal Society of London, 283,289-312.

Estay, J., (2019). *Tectónica activa en el borde occidental de la Cordillera Principal de Chile central (29o-36os)*. (Tesis de Magister en Ciencias, Mención Geología). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Estay, J., Pinto, L., Easton, G., De Pascale, G. P., Troncoso, M., Carretier, S., & Forman, S. L. (2023). *Active thrust tectonics along the western slope of the Central Andes southernmost Pampean flat-slab segment (~33°S, Chile): the Cariño Botado fault system*. Geomorphology, 437, 108801.

Fabbi, S., & Smeraglia, L. (2019). Pop-up structure in massive carbonate-hosted fold-and-thrust belt: Insight from field mapping and 2D kinematic model in the central Apennines. *Journal of Structural Geology*, 126, 258-271.

Fariás, M. (2007). *Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno*. (Tesis de Doctorado en Ciencias, Mención Geología). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Ferrando, R. (2014). *Estudio paleomagnético del Complejo Plutónico Illapel 31°25'-32°30'S: Implicancias acerca de su mecanismo de emplazamiento y su relación con la evolución tectónica regional*. (Tesis de Magister). Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Fillon, C., Huisman, R. S., & van der Beek, P. (2013). *Syntectonic sedimentation effects on the growth of fold-and-thrust belts*. Geology, 41(1), 83-86.

Fock, A. (2005). *Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33o y los 34os*. (Tesis de Magister). Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Fossen, H. (2016). *Structural geology*. Cambridge university press.

Frutos, J. (1981). *Andean tectonics as a consequence of seafloor spreading*. Tectonophysics 72(1-2), T21–T32. ISSN 00401951.

Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., & Féraud, G. (2002). *Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones 40Ar/39Ar*. Revista geológica de Chile, 29(2), 207-225.

Gallego, A. (1994). *Paleoambiente y mecanismo de depositación de la secuencia sedimentaria que aflora en el sector de Polpaico*. (Tesis de Magíster en Ciencias, Mención Geología, Inédita). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Gana, P. y Wall, R. (1997). *Evidencias geocronológicas 40Ar/ 39Ar y K-Ar de un hiatus Cretácico superior eoceno en Chile central (33°-33°30'S)*. Andean Geology, 24(2): 145_163.

Gansser, A. (1973). *Facts and theories on the Andes: twenty-sixth William Smith Lecture*. Journal of the Geological Society, 129(2), 93-131.

Gansser, A. (1973). *Facts and theories on the Andes: twenty-sixth William Smith Lecture*. Journal of the Geological Society, 129(2), 93-131.

Gestain, V., Nalpas, T., Rouby, D., & Barrier, L. (2004). *Role of synkinematic ductile levels on the evolution of compressive zones—analogue modelling*. Bulletin de la Société Géologique de France, 175(4), 351-359.

Gibbs, C. J. (1987). *Rapid Rural Appraisal: An overview of concepts and applications*. In *Rapid Rural Appraisal: Proceedings of the 1985 International Conference*, pp. 193-206.

Godoy, E. (1982). *Geología del área de Montenegro, Cuesta de Chacabuco, Región Metropolitana: el "problema" de la Formación Lo Valle*. III Congreso Geológico Chileno, A124_146pp.

Godoy, E. Y Lara, L. (1994). *Segmentación estructural andina a los 33°–34°: nuevos datos en la Cordillera Principal*. Proceedings 7th Congreso Geológico Chileno, Concepción, 2, 1344–1348.

Godoy, E., Yáñez, G., & Vera, E. (1999). *Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidence*. Tectonophysics, 306(2), 217-236.

Gregory-Wodzicki, K., (2000). *Uplift history of the Central and Northern Andes: A review*. Geological Society of America Bulletin, Vol. 112 (7), p. 1091-1105.

Gutscher, M. A., Malod, J., Rehault, J. P., Contrucci, I., Klingelhoefer, F., Mendes-Victor, L., & Spakman, W. (2002). *Evidence for active subduction beneath Gibraltar*. Geology, 30(12), 1071-1074.

Hall, J., 1815. *On the vertical position and convolutions of certain strata and their relationship with granite*. Transactions of the Royal Society of Edinburgh 7: 79-108.

Houseman, G., & England, P. (1986). *Finite strain calculations of continental deformation: 1. Method and general results for convergent zones*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 91(B3), 3651-3663.

Hubbert, M.K. 1937. *Theory of scale models as applied to the study of geologic structures*. Geological Society of America Bulletin Vol. 48 p. 1459-1520.

Isacks, B., Jordan, T., Allmendinger, R., & Ramos, V. A. (1982). *La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la placa de Nazca subductada*. In Vth Congreso Latinoamericano de Geología, Univ. De Buenos Aires, Buenos Aires.

Isacks, B., Oliver, J. & Sykes, L. (1968). *Seismology and the new global tectonics*. Journal of Geophysical Research 73,5855–99.

Jackson-Gain, A. (2023) *Geocronología y migración del evento de sedimentación de la Formación Las Chilcas del Cretácico medio a tardío evidenciado por nuevas edades ²³⁸U/²⁰⁶Pb en circones*. (Tesis de Magíster en Ciencias, Mención Geología). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

E. Jaillard, P. Bengtson, M. Ordoñez, W. Vaca, A. Dhondt, J. Suarez, J. Toro, (2008). *Sedimentary record of Terminal cretaceous accretions in Ecuador: The Yunguilla Group in the Cuenca Area*. J. S. Am. Earth Sci., 25 (2008), pp. 133-144

Jara, P. (2013). *Tectónica mezo-xcenozoica en la cordillera principal de Chile central entre 32° y 33°S. Análisis a partir de nuevos antecedentes de campo y modelamiento analógico*. (Tesis Doctoral). Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología. 249 pp.

Jara, P., & Charrier, R. (2014). *Nuevos antecedentes stratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32°30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas*. Andean geology, 41(1), 174-209.

Johnson, G.R. Olhoeft, G.R. 1984. *Density of rocks and minerals*. Carmichael, R.S. (ed) CRC. Handbook of physical properties of rock Vol. 3 p. 1-38.

Jordán, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., & Ando, C. J. (1983). *Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate*. Geological Society of America Bulletin, 94(3), 341-361.

Klohn, C. (1960). Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N° 8*, 95 p.

Koyi, H. (1997). *Analogue modelling: from a qualitative to a quantitative technique—a historical outline*. Journal of Petroleum Geology, 20(2), 223-238.

Kusznir, N. J., & Park, R. G. (1984). Intraplate lithosphere deformation and the strength of the lithosphere. Geophysical Journal International, 79(2), 513-538.

Le Pichon, X.1968. *Sea floors preading and continental drift*. Journal of Geophysical Research73,366197.

Machuca, C. (2017). *Estratigrafía y estructuras de la zona de Falla Pocuro entre los 32°30' y los 33°S*. (Tesis de Magíster) Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Malavielle, J. (2010). Impact of erosion, sedimentation, and structural heritage on the structure and kinematics of orogenic wedges: Analog models and case studies. *Gsa Today*, 20(1), 4-10.

Malavielle, J., (1984). *Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagnes*. Bulletin de la Société Géologique de France, Vol. 7, p.129-138.

Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., & Espurt, N. (2010). *Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes*. Earth and Planetary Science Letters, 299(3-4), 299-309.

Matthews, K. J., Maloney, K. T., Zahirovic, S., Williams, S. E., Seton, M., & Müller, R. D. (2016). Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. *Global and Planetary Change*, 146, 226-250.

Mcclay, K. R. (1992). *Glossary of thrust tectonics terms*. Thrust tectonics, 419-433.

Mckenzie, D. & Parker, R. (1967). *The north pacific: an example of tectonics on a sphere*. Nature216,127680.

Medina, J. (2018). *Caracterización de la Falla Cariño Botado (32°30'S) y su relación al West Andean Thrust System (WATS)*. (Memoria de Título). Universidad de Chile.

Moores E.M, Twiss R.J. (1995). *Tectonics*. New York, H. Freeman & Co., 415 p

Morata, D.; Varas, M.; Higgins, M.; Valencia, V., y Verhoort, J. (2010). *Episodic emplacement of the Illapel Plutonic Complex (Coastal Cordillera, central Chile): Sr and Nd isotopic, and zircon U_Pb geochronological constraints*. VII 180 SSAGI South American Symposium on Isotope Geology. Brasilia, 7: 1300169_7.

Moreno, T., & Gibbons, W. (Eds.). (2007). *The geology of Chile*. Geological Society of London.

Morgan, J.1968. *Rises, trenches, great faults, and crustal blocks*. Journal of Geophysical Research73,1959–82.

Moscoso, R., Padilla, H. Y Rivano, S. (1982). *Hoja Los Andes, Región de Valparaíso*. Servicio nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, No52, 67p

Mpodozis, C. Y Ramos, V.A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. En: Ericksen, G.E., Cañas, M.T. y Reinemund, J.A. (Ed.): *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources: 59-90. Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, American Association of Petroleum Geologists, Earth Science Series 11, Houston*

Mpodozis, C., Brockway, H., Marquardt, C., & Perelló, J. (2009). *Geocronología U-Pb y tectónica de la región Los Pelambres-Cerro Mercedario: Implicancias para la evolución cenozoica de los Andes del centro de Chile y Argentina*. In Congreso Geológico Chileno (Vol. 12, No. S9_059). No. 12. Santiago.

Mugnier, J. L., Baby, P., Colletta, B., Vinour, P., Bale, P., & Leturmy, P. (1997). *Thrust geometry controlled by erosion and sedimentation: A view from analogue models*. *Geology*, 25(5), 427-430.

MUNIZAGA, F. Y VICENTE, J. 1982. *Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (Lat. 32_33 S): datos radiométricos K_Ar*. *Revista Geológica de Chile*, (16).

Muñoz Sáez, (2007). *Modelación analógica de la influencia de la sedimentación en la inversión tectónica: aplicación a las formaciones cenozoicas Abanico y Farellones (33°-36°S), Chile Central*. (Tesis de magíster en ciencias, mención geología). Departamento de geología. Universidad de Chile.

Muñoz-Sáez, C. Pinto, L. Charrier, R. Nalpas, T. 2014. *Influence of depositional load on the development of a shortcut fault system during the inversion of an extensional basin: The Eocene-Oligocene Abanico Basic case, central Chile Andes (33°-35°S)*. *Andean Geology* 41 p. 1-28.

Nalpas, T., Gapais, D., Vergés, J., Barrier, L., Gestain, V., Leroux, G., ... & Kermarrec, J. J. (2003). *Effects of rate and nature of synkinematic sedimentation on the growth of compressive structures constrained by analogue models and field examples*. *Geological Society, London, Special Publications*, 208(1), 307-319.

Nalpas, T., Gyorfi, I., Guillocheau, F., Lafont, F., & Homewood, P. (1999). *Influence de la charge sédimentaire sur le développement d'anticlinaux synsédimentaires ; modélisation analogique et exemple de terrain (bordure sud du bassin de Jaca)*. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 170(5), 733-740.

Nieuwland, D. A., Leutscher, J. H., & Gast, J. (2000). *Wedge equilibrium in fold-and-thrust belts: prediction of out-of-sequence thrusting based on sandbox experiments and natural examples*. *Netherlands Journal of Geosciences*, 79(1), 81-91.

Norabuena, E., Leffler-Griffin, L., Mao, A., Dixon, T., Stein, S., Sacks, I. S., ... & Ellis, M. (1998). *Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the central Andes*. *Science*, 279(5349), 358-362.

Padilla, H. (1981). *Contribución a la Geología y Petrología de las rocas volcánicas e intrusivas de los Andes Chilenos entre las latitudes 33°45'S y 33°S*. (Memoria de Título). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Parada, M. A. (1988). *Pre-Andean peraluminous and metaluminous leucogranitoid suites in the High Andes of central Chile*. Journal of South American earth sciences, 1(2), 211-221.

PARADA, M.; NYSTRÖM, J., y LEVI, B. 1999. *Multiple sources for the coastal batholith of central Chile (31°-34°S): geochemical and sr_nd isotopic evidence and tectonic implications*. Lithos, 46(3): 505_521.

Pardo, M., Thiele, R., Wyss, A. (2005). *The abanico extensional basin: regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift*. Neues Jahrbuch für Geologie und Palaontologie-Abhandlungen, 236, 43-77.

Pardo-Casas, F. Y Molnar, P. (1987). *Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since late cretaceous time*. Tectonics, 6 (3), 233-284.

Pastén, C., Sáez, M., Ruiz, S., Leyton, F., Salomón, J., & Poli, P. (2016). *Deep characterization of the Santiago Basin using HVSR and cross-correlation of ambient seismic noise*. Engineering geology, 201, 57-66.

Pérez, C. (2023). *Análisis geométrico y cronológico de los sistemas estructurales entre los 32°36's y los 33°s: implicancias en la tectónica andina al norte y al sur*. (Memoria de Título). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Pichot, T., & Nalpas, T. (2009). *Influence of synkinematic sedimentation in a thrust system with two decollement levels; analogue modelling*. Tectonophysics, 473(3-4), 466-475.

Pilger Jr, R. H. (1984). *Cenozoic plate kinematics, subduction, and magmatism: South American Andes*. Journal of the Geological Society, 141(5), 793-802.

Ramberg, H. 1981. *Gravity, Deformation and the Earth's Crust in Theory, Experiments and Geologic Application*. 2nd ed. Academic Press, London p. 1-452.

Ramos, V. A. (1999). *Plate tectonic setting of the Andean Cordillera*. Episodes Journal of International Geoscience, 22(3), 183-190.

Ramos, V. A., Cegarra, M., & Cristallini, E. (1996). *Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30°–36°S)*. Tectonophysics, 259(1-3), 185-200.

Richard, P. (1991). *Experiments on faulting in a two-layered cover sequence overlying a reactivated basement fault with oblique-slip*. Journal of Structural Geology Vol 13, N°4 p. 459-469.

Riesner, M., Lacassin, R., Simoes, M., Armijo, R., Rauld, R., & Vargas, G. (2017). *Kinematics of the active west Andean fold-and-thrust belt (Central Chile): Structure and long-term shortening rate*. Tectonics, 36(2), 287-303.

Rivano, S. (1996). *Geología de la Hojas Quillota y Portillo. 1: 250.000*. Servicio Nacional de Geología y Minería. 191 p.

Rivano, S., E. Godoy, M. Vergara y R. Villaroel. (1990). *Redefinición de la Formación Farellones en la cordillera de los Andes de Chile Central (32°-34°S)*. Revista Geológica de Chile, 17 (2), 205-214.

Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, M. Y Puig, A. (1985). *Geocronología de las rocas intrusivas entre los 31°– 32° L.S., Chile*. Revista Geológica de Chile, 24, 63–74

RIVANO, S.; SEPÚLVEDA, P.; BORIC, R., y ESPÍÑEIRA, D. 1993. *Geología de las hojas Quillota y Portillo, V Región*. Informe Inédito. Carta Geológica de Chile, Servicio Nacional de Geología a y Minería, 73(1).

Sacks, P. E., & Secor Jr, D. T. (1990). *Delamination in collisional orogens*. Geology, 18(10), 999-1002.

Said, A. (2021). *Definición del Límite entre las Unidades mesozoicas y cenozoicas en la vertiente occidental de Los Andes Centrales entre los 32o y los 33o y su relación con la Zona de Falla Pucuro*. (Memoria de Título). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Schellart, W. P. (2002). *Analogue modelling of large-scale tectonic processes: an introduction*. Journal of the Virtual Explorer, 7, 1-6.

Schellart, W.P. (2000). *Shear test results for cohesion and friction coefficient for different granular material: scaling implication for their usage for analogue modelling*. Tectonophysics 324 p. 1-16.

Sellés, D. (2000). *La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales*. In Congreso Geológico Chileno (No. 9, pp. 555-558).

Şengör, A. C. (1990). Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective. *Earth-Science Reviews*, 27(1-2), 1-201.

SERNAGEOMIN, (2003). Mapa geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, Santiago, 4: 23.

Shemenda, A.I. (1983). *Similarity criteria in mechanical modeling of tectonic processes*. Soviet Geology and Geophysics 10 p. 10-19.

Sieniawska, I., Aleksandrowski, P., Rauch, M., & Koyi, H. (2010). *Control of synorogenic sedimentation on back and out-of-sequence thrusting: Insights from analog modeling of an orogenic front (Outer Carpathians, southern Poland)*. Tectonics, 29(6).

Silver, P. G., M. Russo, R., & Lithgow-Bertelloni, C. (1998). *Coupling of South American and African plate motion and plate deformation*. Science, 279(5347), 60-63.

Somoza, R. (1998). *Updated azca (Farallon)—South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region*. Journal of South American Earth Sciences, 11(3), 211-215.

Somoza, R., & Ghidella, M. E. (2012). *Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited*. *Earth and Planetary Science Letters*, 331, 152-163.

Sonder, L. J., & England, P. (1986). Vertical averages of rheology of the continental lithosphere: relation to thin sheet parameters. *Earth and Planetary Science Letters*, 77(1), 81-90.

Stern, R. J. (2004). *Subduction initiation: spontaneous and induced*. *Earth and Planetary Science Letters*, 226(3-4), 275-292.

Storti, F., & McClay, K. (1995). Influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models. *Geology*, 23(11), 999-1002.

Storti, F., Salvini, F., & McClay, K. (2000). *Synchronous and velocity-partitioned thrusting and thrust polarity reversal in experimentally produced, doubly-vergent thrust wedges: Implications for natural orogens*. *Tectonics*, 19(2), 378-396.

Tassara, A., & Yáñez, G. (2003). *Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15°-47°S)*. *Revista geológica de Chile*, 30(2), 159-186.

Taucare, M., Roquer, T., Heuser, G., Pérez-Estay, N., Arancibia, G., Yáñez, G., Viguier, B., Figueroa, R., Morata, D., & Daniele, L. (2022). *Selective reactivation of inherited fault zones driven by stress field changes: Insights from structural and paleostress analysis of the Pocuro Fault Zone, Southern Central Andes (32.8°S)*. *Journal of South American Earth Sciences*, 118, 103914.

Thiele, R. (1980). *Geología de la Hoja Santiago, Región Metropolitana*. Servicio Nacional de Geología y Minería, *Carta Geológica de Chile: N° 39*. 51 pp. 1 mapa escala 1:250:000. Santiago.

Thomas, H. (1958). *Geología de la cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga*. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 2: 1-80, Santiago

Tondji Biyo, J.J. (1995). *Chevauchements et bassins compressifs, influence de l'érosion et de la sédimentation*. *Géosciences Rennes* N° 59 p. 1-426.

Troncoso, M. (2014). *Evidencia de neotectónica de la Falla Cariño Botado sobre la Zona de Falla Pocuro en la Provincia de Los Andes*. (Tesis de Magíster). Santiago, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Urrejola Sanhueza, J. (2022). *Análisis estructural mediante magnetotélúrica del sistema de fallas Pocuro entre el Estero San Francisco y el río Aconcagua, V Región*. (Memoria de Título). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Vargas, G., Klinger, Y., Rockwell, T. K., Forman, S. L., Rebolledo, S., Baize, S., Armijo, R. (2014). *Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes*. *Geology*, 42 (12), 1083-1086.

Vargas, M. 2001. *Modelamiento análogo de la subducción, incidencia de algunos parámetros en el desarrollo del slab y la tectónica continental*. (Memoria de Magister). Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de

Venegas Benavides, C. Patricio., & Charrier González, R. (2004). *Influencia de la erosión en la evolución de un sistema compresivo, modelos análogos y aplicación al orógeno Andino*. (Memoria de Título). Universidad de Chile, 2004.

Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepulveda, P., Thiele, R., y Drake, R. (1988). *Miocene volcanism in the central Chilean Andes (31°30s-34°35S)*. Journal of South American Earth Sciences, 1 (2), 199–209.

Vine, F. J., & Hess, H. H. (1968). *Seafloor spreading*. Princeton University, Department of Geological and Geophysical Sciences. p. 0071

Viteri, E. (1970). *Estudio geológico de la región de los cerros Negro y Portales, provincia de Aconcagua, Chile*. (Memoria de Título). Departamento de Geología. Universidad de Chile.

Von Blanckenburg, F., & Davies, J. H. (1995). *Slab breakoff: a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps*. Tectonics, 14(1), 120-131.

Wall, R., Selles, D., y Gana, P. (1999). *Area Tilttil-Santiago, Región Metropolitana (escala 1:100 000)*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, 11,

Wang, C. Y., Chen, H. L., Cheng, X. G., & Li, K. (2013). *Evaluating the role of syn-thrusting sedimentation and interaction with frictional detachment in the structural evolution of the SW Tarim basin, NW China: insights from analogue modeling*. Tectonophysics, 608, 642-652.

Wegener, A., 1912. *Die Entstehung der Kontinente*. Geol. Rundsch. 3, 276–292 (En alemán)

Weijermars, R. Jackson, M.P.A. Vendeville, B. 1993. *Rheological and tectonics modeling of salt provinces*. Tectonophysics 217 p. 143-174.

Wilson, J.T.1965. *A new class of fault sand their bearing on continental drift*. Nature 207(4995),343–7.

Wu, J.E., and McClay, K.R., 2011, *Two-dimensional analog modeling of fold and thrust belts: Dynamic interactions with syncontractional sedimentation and erosion*, in McClay, K., Shaw, J.H., and Suppe, J., eds., *Thrust Fault–Related Folding*: American Association of Petroleum Geologists Memoir 94, p. 301–333.

Yáñez, G. A., Ranero, C. R., von Huene, R., & Díaz, J. (2001). *Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32–34 S): The role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 106(B4), 6325-6345.

Yáñez, G., Cembrano, J., Pardo, M., Ranero, C., & Selles, D. (2002). *The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34 S: geodynamic evidence and implications*. Journal of South American Earth Sciences, 15(1), 23-38.

Anexos

A. Datos medidos.

Tabla 0.1: Datos medidos de largo y altura de los modelos de compresión simple con sedimentación tectónica completa. L.inf: largo de área de influencia; Al Cuña: altura de la Cuña; Al Pup2: altura pop up 2; Al Sedi W: Altura de sedimentación sintectónica Oeste; Al Sedi E; Altura sedimentación sintectónica Este.

Modelo	R.S	L. inf (mm)	Al Cuña (mm)	Al Pup2 (mm)	Al. Sedi W (mm)	Al. Sedi E (mm)
Cosedfin 01	S.S	241,67	35,00	5	N/A	N/A
Cosedfin 01	S.S	289,58	39,58	6,25	N/A	N/A
Cosedfin 01	S.S	202,64	48,46	0,00	N/A	N/A
Cosedfin 02	S.S	293,10	40,95	8,62	N/A	N/A
Cosedfin 02	S.S	306,49	46,03	9,41	N/A	N/A
Cosedfin 02	S.S	272,73	38,18	9,09	N/A	N/A
Cosedfin 03	S.C	214,58	54,17	N/A	25,00	22,92
Cosedfin 03	S.C	240,58	53,62	N/A	21,74	24,64
Cosedfin 03	S.C	194,64	51,79	N/A	23,21	21,43
Cosedfin 04	S.C	221,15	53,85	N/A	16,35	23,08
Cosedfin 04	S.C	226,09	55,07	N/A	15,94	23,19
Cosedfin 04	S.C	244,44	58,73	N/A	19,05	26,98
Cosedfin 05	S.M	223,91	52,17	N/A	13,04	19,13
Cosedfin 05	S.M	200,00	56,41	N/A	15,38	19,23
Cosedfin 05	S.M	227,15	52,42	N/A	21,51	17,47
Cosedfin 05	S.M	236,67	55,83	N/A	15,00	20,00
Cosedfin 06	S.B	213,00	52,00	N/A	10,00	14,00
Cosedfin 06	S.B	210,13	49,37	N/A	7,59	11,39
Cosedfin 06	S.B	227,27	52,27	N/A	6,82	13,64

Tabla 0.2: Datos de Desplazamiento de Fallas de modelos de compresión simple con sedimentación sintectónica completa. DPa: desplazamiento de la falla Pa; DPb: desplazamiento de la falla Pb; DS_n: Desplazamiento de falla de propagación desde la S1 a S9.

Modelo	DPa (mm)	DPb (mm)	DS1 (mm)	DS2 (mm)	DS3 (mm)	DS4 (mm)	DS5 (mm)	DS6 (mm)	DS7 (mm)	DS8 (mm)	DS9 (mm)
Cosedfin 01	55,00	5,00	6,67	8,33	10,00	13,33	10,00	21,67	0,00	0,00	0,00
Cosedfin 01	60,42	6,25	8,33	10,42	12,50	16,67	12,50	25,00	0,00	112,5	6,25
Cosedfin 01	70,48	2,20	4,41	6,61	6,61	8,81	11,01	8,81	19,82	4,41	0,00
Cosedfin 02	64,66	4,31	8,62	8,62	6,47	15,09	21,55	0,00	0,00	0,00	0,00
Cosedfin 02	62,76	8,37	10,46	10,46	14,64	10,46	14,64	25,10	0,00	0,00	0,00
Cosedfin 02	52,73	9,09	10,91	12,73	9,09	14,55	10,91	0,00	0,00	0,00	0,00
Cosedfin 03	80,21	8,33	11,46	12,50	10,42	7,29	16,67	22,92	0,00	0,00	0,00
Cosedfin 03	86,96	10,14	11,59	14,49	20,29	1,45	14,49	17,39	11,59	0,00	0,00
Cosedfin 03	78,57	7,14	7,14	8,93	8,93	8,93	12,50	16,07	21,43	0,00	0,00
Cosedfin 04	86,54	7,69	11,54	14,42	19,23	9,62	13,46	9,62	9,62	7,69	9,62
Cosedfin 04	89,86	10,14	10,14	10,14	11,59	11,59	14,49	14,49	14,49	13,04	0,00
Cosedfin 04	92,06	7,94	9,52	11,11	9,52	12,70	12,70	14,29	14,29	11,11	0,00
Cosedfin 05	82,61	8,70	8,70	13,04	13,04	13,04	13,04	15,22	15,22	13,04	0,00
Cosedfin 05	67,95	6,41	7,69	8,97	12,82	15,38	11,54	14,10	12,82	0,00	0,00
Cosedfin 05	79,30	4,03	8,06	8,06	10,75	12,10	14,78	10,75	6,72	10,75	10,75
Cosedfin 05	85,00	6,67	13,33	11,67	5,00	13,33	23,33	8,33	10,00	13,33	10,00
Cosedfin 06	80,00	6,00	14,00	8,00	10,00	8,00	12,00	16,00	18,00	0,00	0,00
Cosedfin 06	69,62	8,86	7,59	7,59	6,96	7,59	5,06	10,13	22,78	0,00	0,00
Cosedfin 06	80,68	9,09	9,09	12,50	9,09	6,82	4,55	9,09	20,45	0,00	0,00

Tabla 0.3: Datos de largo de flanco por falla de propagación de los modelos de compresión simple con sedimentación sintectónica completa. Din: largo de flanco de la estructura de propagación S1 a S9

Modelo	Di1 (mm)	Di2 (mm)	Di3 (mm)	Di4 (mm)	Di5 (mm)	Di6 (mm)	Di7 (mm)	Di8 (mm)	Di9 (mm)
Cosedfin 01	16,67	18,33	20,00	23,33	23,33	26,67	93,33	0,00	0,00
Cosedfin 01	16,67	18,75	18,75	25,00	25,00	29,17	100,00	0,00	0,00
Cosedfin 01	15,42	17,62	19,82	22,03	8,81	30,84	22,03	35,24	0,00
Cosedfin 02	17,24	19,40	21,55	23,71	28,02	36,64	0,00	0,00	0,00
Cosedfin 02	29,29	20,92	23,01	23,01	23,01	43,93	0,00	0,00	0,00
Cosedfin 02	20,00	23,64	20,00	30,91	29,09	29,09	0,00	0,00	0,00
Cosedfin 03	22,92	14,58	20,83	14,58	22,92	25,00	29,17	0,00	0,00
Cosedfin 03	17,39	13,04	30,43	36,23	20,29	47,83	23,19	0,00	0,00
Cosedfin 03	12,50	23,21	17,86	16,07	17,86	28,57	25,00	0,00	0,00
Cosedfin 04	26,92	25,00	21,15	19,23	19,23	21,15	15,38	15,38	28,85
Cosedfin 04	21,74	11,59	15,94	27,54	20,29	18,84	24,64	26,09	0,00
Cosedfin 04	23,81	25,40	23,81	25,40	28,57	15,87	17,46	11,11	25,40
Cosedfin 05	19,57	26,09	26,09	13,04	17,39	21,74	21,74	30,43	0,00
Cosedfin 05	14,10	15,38	19,23	26,92	19,23	23,08	26,92	0,00	0,00
Cosedfin 05	18,82	14,78	18,82	20,16	22,85	21,51	13,44	13,44	9,41
Cosedfin 05	23,33	15,00	10,00	36,67	25,00	30,00	11,67	23,33	0,00
Cosedfin 06	26,00	24,00	18,00	16,00	24,00	24,00	32,00	0,00	0,00
Cosedfin 06	18,99	17,72	16,46	12,66	12,66	18,99	37,97	31,65	0,00
Cosedfin 06	25,00	20,45	13,64	18,18	9,09	11,36	36,36	31,82	0,00

Tabla 0.4: Datos de ángulo respecto a la normal de las fallas de los modelos de compresión simple con sedimentación sintectónica completa. Pa1: ángulo de la falla Pa1; Pa2 ángulo de la falla Pa2; Pb ángulo de la falla Pb; San: Angulo de la falla de propagación desde la S1 a S9

Modelo	Pa1 (°)	Pa2 (°)	Pb (°)	Sa1 (°)	Sa2 (°)	Sa3 (°)	Sa4 (°)	Sa5 (°)	Sa6 (°)	Sa7 (°)	Sa8 (°)	Sa9 (°)
Cosedfin 01	27	11,5	37	33	29	28	28	26	30			
Cosedfin 01	33	11	39	38	25	25	25	25,5	30			
Cosedfin 01	33	10,5	29	30	29	28	28	32	26	30	36	
Cosedfin 02	35	11	38	34	34,5	31	33	31				
Cosedfin 02	26,5	11	38	34	27,5	23	24	25,5	27,5			
Cosedfin 02	37	12	40	36	30	29	29					
Cosedfin 03	34,5	23	37,5	32,5	30,5	30,5	30,5	31,2	28	28		
Cosedfin 03	35	23	24	27	28	25	24	24	28	25		
Cosedfin 03	36	23	31	30	36	38	30,5	25	37,5	30		
Cosedfin 04	32	21	23,5	26	21	24	30	26	25	29	28	25
Cosedfin 04	29	21	32,5	33	33	26	29	21	23	25	24,5	
Cosedfin 04	33	19	30	26	29	28	26	28	27	30	26	
Cosedfin 05	31	19	34,5	33	34	30	26	26	25	26	27	
Cosedfin 05	32,4	27,5	41,5	34,5	30	28	27	26	27	28		
Cosedfin 05	30,5	19,5	34	36	32,5	30	29,8	29	29	23	26	26
Cosedfin 05	30	19	32	31	28	32	28	26	22	25	23,5	
Cosedfin 06	28	17	28	30	23	22	26	22	25	27,5		
Cosedfin 06	28	16	32,5	29	24,5	26,5	23	25	6,5	28	29	
Cosedfin 06	30	13,5	30	29,5	27	28,5	30	30	29	30	27,5	

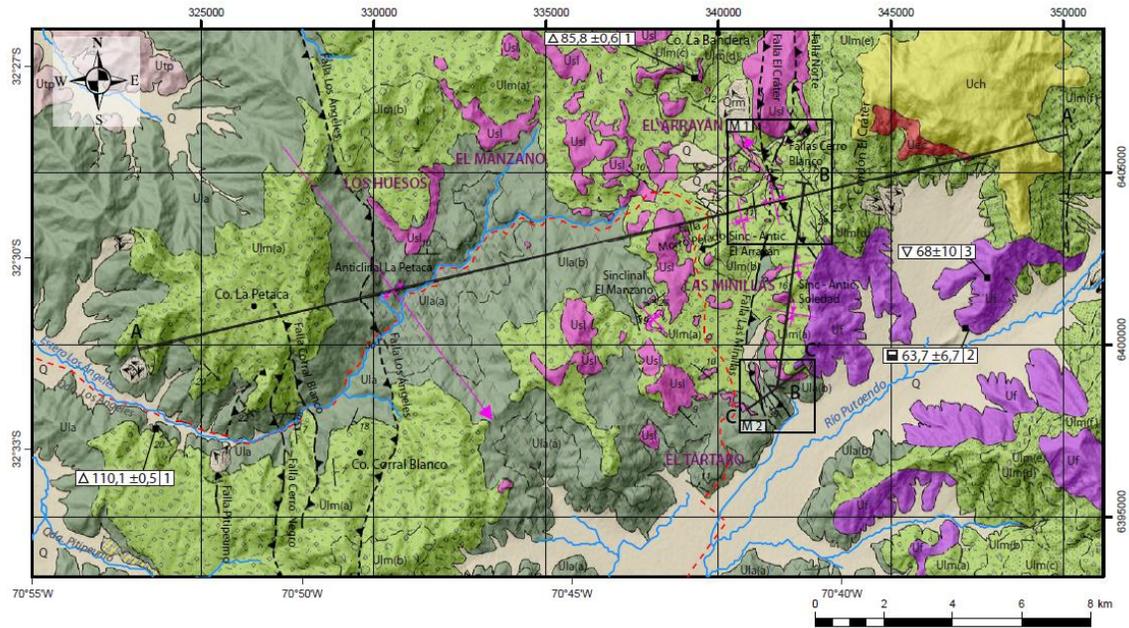
B. Escala de tasa de sedimentación.

Para poder analizar los datos del sistema estructural en relación a la tasa de sedimentación aplicada en los distintos modelos, se le asigno a la tasa de sedimentación una escala arbitraria cuyos valores están representados en la siguiente tabla.

Tabla 0.5 Escala Arbitraria de la tasa de sedimentación sintectónica. Nula significa, sin sedimentación sintectónica el cociente a min / b min significa que la sedimentación se implementó durante a minutos dentro de un intervalo de 10 minutos.

Tasa de Sedimentación	Nula	1min/10min	2min/10min	1min/5min	2min/ 5min
Escala Arbitraria	1	2	3	4	5

C. Leyendas de Figuras



LEYENDA		SIMBOLOGÍA	
	Depósitos coluviales, aluviales y fluviales.		Falla inversa observada; ubicación aproximada
	Depósitos de remociones en masa.		Falla inversa inferida
	Unidad Chalaco Tobas y tobas de lapilli líticas y lavas andesíticas con algunas intercalaciones de brechas sedimentarias.		Falla cubierta inferida; lineamiento
	Unidad Los Angeles (b) Sección superior: tobas líticas y vítreas y escasos niveles de brechas y areniscas. (a) Sección inferior: lavas y autobrechas andesíticas porfíricas y ocolíticas.		Contacto geológico observado; ubicación aproximada
	Unidad Las Minillas Conglomerados, areniscas, tobas líticas y brechas sedimentarias. (f) Subunidad volcánoclastica superior: tobas líticas y areniscas medias a gruesas. (e) Subunidad sedimentaria superior: areniscas líticas, conglomerados arenosos y gruesos y brechas finas y gruesas. (d) Subunidad volcánoclastica inferior: tobas líticas y brechas piroclásticas. (c) Subunidad sedimentaria inferior: areniscas líticas y cristalinas, fangolitas, calizas y niveles de conglomerado intercalados. (b) Sección media: tobas líticas, brechas y conglomerados gruesos. (a) Sección inferior: conglomerados, brechas y areniscas líticas.		Rumbo y manteo de estratos
	Unidad San Lorenzo Cuerpos hipabisales como stocks, sills y diques cuarzo monzoníticos, cuarzo dioríticos y dioríticos.		Rumbo y manteo de estratos estimado
	Unidad El Cráter Sills y diques dioríticos.		Traza de plano axial de anticlinal, flecha indica buzamiento del eje
	Unidad Tonalítica Principal Monzogranitos, granodioritas, cuarzo monzodioritas, y tonalitas de anfíbol y biotita subordinadas.		Traza de plano axial de sinclinal
	Discordancia angular		Traza de perfil geológico
	Unidad Los Angeles (b) Sección superior: tobas líticas y vítreas y escasos niveles de brechas y areniscas. (a) Sección inferior: lavas y autobrechas andesíticas porfíricas y ocolíticas.		Tranques de relave
	Unidad Las Minillas (f) Subunidad volcánoclastica superior: tobas líticas y areniscas medias a gruesas. (e) Subunidad sedimentaria superior: areniscas líticas, conglomerados arenosos y gruesos y brechas finas y gruesas. (d) Subunidad volcánoclastica inferior: tobas líticas y brechas piroclásticas. (c) Subunidad sedimentaria inferior: areniscas líticas y cristalinas, fangolitas, calizas y niveles de conglomerado intercalados. (b) Sección media: tobas líticas, brechas y conglomerados gruesos. (a) Sección inferior: conglomerados, brechas y areniscas líticas.		Escarpe de deslizamiento
	Unidad San Lorenzo Cuerpos hipabisales como stocks, sills y diques cuarzo monzoníticos, cuarzo dioríticos y dioríticos.		Dirección de movimiento del deslizamiento
	Unidad Chalaco Tobas y tobas de lapilli líticas y lavas andesíticas con algunas intercalaciones de brechas sedimentarias.		Camino pavimentado
	Unidad Los Angeles (b) Sección superior: tobas líticas y vítreas y escasos niveles de brechas y areniscas. (a) Sección inferior: lavas y autobrechas andesíticas porfíricas y ocolíticas.		Rios y esteros
	Unidad Las Minillas Conglomerados, areniscas, tobas líticas y brechas sedimentarias. (f) Subunidad volcánoclastica superior: tobas líticas y areniscas medias a gruesas. (e) Subunidad sedimentaria superior: areniscas líticas, conglomerados arenosos y gruesos y brechas finas y gruesas. (d) Subunidad volcánoclastica inferior: tobas líticas y brechas piroclásticas. (c) Subunidad sedimentaria inferior: areniscas líticas y cristalinas, fangolitas, calizas y niveles de conglomerado intercalados. (b) Sección media: tobas líticas, brechas y conglomerados gruesos. (a) Sección inferior: conglomerados, brechas y areniscas líticas.	DATACIONES RADIOMÉTRICAS (Ma)	
	Unidad San Lorenzo Cuerpos hipabisales como stocks, sills y diques cuarzo monzoníticos, cuarzo dioríticos y dioríticos.		U-Pb circón
	Unidad Chalaco Tobas y tobas de lapilli líticas y lavas andesíticas con algunas intercalaciones de brechas sedimentarias.		K-Ar anfíbola
	Unidad Los Angeles (b) Sección superior: tobas líticas y vítreas y escasos niveles de brechas y areniscas. (a) Sección inferior: lavas y autobrechas andesíticas porfíricas y ocolíticas.		Pb-α
	Unidad Las Minillas Conglomerados, areniscas, tobas líticas y brechas sedimentarias. (f) Subunidad volcánoclastica superior: tobas líticas y areniscas medias a gruesas. (e) Subunidad sedimentaria superior: areniscas líticas, conglomerados arenosos y gruesos y brechas finas y gruesas. (d) Subunidad volcánoclastica inferior: tobas líticas y brechas piroclásticas. (c) Subunidad sedimentaria inferior: areniscas líticas y cristalinas, fangolitas, calizas y niveles de conglomerado intercalados. (b) Sección media: tobas líticas, brechas y conglomerados gruesos. (a) Sección inferior: conglomerados, brechas y areniscas líticas.	Fuentes de las dataciones radiométricas	
	Unidad San Lorenzo Cuerpos hipabisales como stocks, sills y diques cuarzo monzoníticos, cuarzo dioríticos y dioríticos.	1	Este trabajo
	Unidad Chalaco Tobas y tobas de lapilli líticas y lavas andesíticas con algunas intercalaciones de brechas sedimentarias.	2	Munizaga y Vicente (1982)
	Unidad Los Angeles (b) Sección superior: tobas líticas y vítreas y escasos niveles de brechas y areniscas. (a) Sección inferior: lavas y autobrechas andesíticas porfíricas y ocolíticas.	3	Munizaga (1972)

Fig. 0.1 Mapa geológico de la zona norte del río Putaendo. Extraído de Arias (2019).