

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



NEOTECTÓNICA Y PALEOSISMOLOGÍA DE LA FALLA MESAMÁVIDA: EVIDENCIA DE ACTIVIDAD CUATERNARIA TARDÍA DEL CABALGAMIENTO ANDINO OCCIDENTAL (WATF) EN LA REGIÓN DEL MAULE, CHILE CENTRAL (36°S)

Memoria para optar al Título de Geólogo

Tomás Pablo Sepúlveda Rivera

Profesor Patrocinante: Dr. Joaquín Cortés Aranda Profesores Comisión: Dra. Fernanda Álvarez Amado Dra. Verónica Pineda Mascayano

CONCEPCIÓN, 2019

ÍNDICE

RF	RESUMEN		
1.	INTRODUCCIÓN	1	
	1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	1	
	1.2. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO	4	
	1.3. HIPÓTESIS	5	
	1.4. OBJETIVOS	5	
	1.4.1.Objetivo General	5	
	1.4.2. Objetivos Específicos	5	
	1.5. MARCO TEÓRICO	5	
	1.6. AGRADECIMIENTOS	6	
2.	REVISÓN BIBLIOGRÁFICA	8	
	2.1. MARCO TECTÓNICO	8	
	2.1.1.Tectónica regional	8	
	2.1.2. Unidades Morfoestructurales a los 36°	10	
	2.2. MARCO GEOLÓGICO	11	
	2.2.1.Paleozoico	12	
	2.2.1.1. Basamento Metamórfico	12	
	2.2.1.2. Batolito Costero	13	
	2.2.2. Mesozoico	13	
	2.2.2.1. Estratos Pocillas	13	
	2.2.2.2. Plutones Flamenco y Caldera Pajonales	13	
	2.2.2.3. Formación Lo Prado	14	
	2.2.3. Cenozoico	14	
	2.2.3.1. Formación Ab <mark>anico</mark>	14	
	2.2.3.2. Ignimbr <mark>i</mark> tas Loma Seca	14	
	2.2.3.3. Depósitos Cuaternarios	15	
	2.3. MARCO SISMOTECTÓNICO	15	
	2.3.1.Fuentes sísmicas a lo largo del margen chileno	15	
	2.3.1.1. Sismos Interplaca	16	
	2.3.1.2. Sismos por flexión de la placa Nazca u Outer-rise	18	
	2.3.1.3. Sismos Intraplaca de profundidad intermedia	18	
	2.3.1.4. Sismos Intraplaca corticales o superficiales	19	
	2.3.2. Sismicidad instrumental para el área de estudio	20	
	2.4. CABALGAMIENTO ANDINO OCCIDENTAL	20	
3.	METODOLOGÍAS	24	
	3.1. ANALISIS MORFOMETRICO	24	
	3.1.1.Delimitación de cuencas y subcuencas	25	
	3.1.2. Curva integral hipsométrica (HI)	25	
	3.1.3.Indice de Hack o SL	26	
	3.1.4.Indice de empinamiento o Ksn	27	
	3.2. ANALISIS MORFOTECTONICO	29	
	3.2.1.Desplazamiento Superficial	29	
	3.2.2. Sinuosidad del frente de montaña	31	
	3.3. ANALISIS ESTRATIGRAFICO	32	
	3.3.1.Perfiles GPR	32	
	3.3.2. Trinchera Paleosismológica	34	
	3.3.2.1. Orientación de clastos	36	

Página

4.	RESULTADOS	38
	4.1. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO	38
	4.1.1.Delimitación de cuencas y subcuencas	38
	4.1.2.Curva integral hipsométrica (HI)	38
	4.1.3.Índice de Hack o SL	40
	4.1.4.Índice de empinamiento o Ksn	41
	4.2. ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO	44
	4.2.1.Desplazamiento Superficial	44
	4.2.2.Sinuosidad del frente de montaña	46
	4.3. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO	49
	4.3.1.Perfiles GPR	49
	4.3.2. Trinchera Paleosismológica	52
	4.3.2.1. Orientación de clastos	58
5.	DISCUSIÓN	62
	5.1. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DE REDES DE DRENAJE	62
	5.2. ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO	64
	5.2.1. Sinuosidad del frente de montaña	64
	5.2.2. Variación longitudinal del Surface Offset e implicancias	65
	respecto a la evolución de la Falla Mesamávida	
	5.3. TASAS DE DEFORMACIÓN ACUMULADA PARA LA	67
	FALLA MESAMÁVI <mark>D</mark> A	
	5.4. TRINCHERA PALEOSISMOLÓGICA	67
	5.5. POTENCIAL SISMO <mark>G</mark> ÉNICO Y COMPARACIÓN CON	70
	ANTECEDENTES DEL WAT <mark>F A LOS 33°S</mark>	

- 6. CONCLUSIONES
- 7. REFERENCIAS

ANEXOS

Figura

	27
	12
	73
	15
	80
	89

INDICE DE FIGURAS

Página

1.	1.	Unidades morfoestructurales de Chile Central entre los 34 y 37°S	3
1.	2.	Ubicación y vías de acceso	4
1.	3.	Relación entre magnitud, <i>slip-rate</i> y tiempos de recurrencia para terremotos intraplaca y de límite de placas	6
2.	1.	Configuración tectónica y velocidades de convergencia para las placas del pacífico sur	9
2.	2.	Unidades morfoestructurales regionales a lo largo de Chile entre los 35° y los 36,5°S	10
2.	3.	Estructura litosférica del margen chileno a los 36°, obtenida por datos sismológicos y gravimétricos.	11
2.	4.	Mapa Geológico de la región del Maule entre los 35°30'S y los 36°10'S.	12
2.	5.	Zonas sismogénicas en el margen chileno	16

2.	6.	Registro histórico de sismicidad Interplaca a lo largo del margen chileno	17
2	7	Sismicidad instrumental cortical entre los 34°30' S v los 36°30'S	21
2.2	8	Modelo concentual generalizado de los Andes Centrales en Bolivia y	21
2.	0.	Chile que muestra sus principales Morfoestructuras	21
2	9	Sección estructural simplificada desde el límite de las plaças Nazca-	23
2.).	Sudamericana hasta los Andes a la latitud de Santiago (33.5°S)	23
3	1	Curva integral hinsométrica	26
э. З	1. 2	Determinación gráfica de índice SI	20
З. 2	2. 2	Determinación y significado do índico kon	21
3. 2	⊿	Determinación de desplezemiente superficiel o Surface officit	20
3. 2	4. 5	Mana da parfilas trazados parpandicularmanta a la falla	29
э. З	5.	Diagrama de determinación para la sinuosidad del frente de montaña	30
З. 2	0. 7	Diagrama de determinación para la sindosidad del frente de montana Padar da papatración da suala (CDP). Esquema del sistema	22
5.	7.	componentes y funcionamiento bésico	55
3	8	Mana de distintas orientaciones de trincheras realizadas en un graben	34
5.	0.	al nie de un gran escarne de falla	54
3	9	Escarne Mesamávida y ubicación de trinchera paleosismológica	35
3	10	Ubicación de perfiles GPR y trinchera realizados en la zona de	36
5.	10.	estudio	50
Δ	1	Cuenças y subcuenças definidas en el área de estudio	38
4	2	Curvas hipsométricas para las 5 subcuencas de con redes	39
		perpendiculares al escarpe	07
4.	3.	Valores del índice SL en gráficos de distancia (m) vs elevación	40
4.	4.	Valores del índice ksn en gráficos de distancia (m) vs elevación	41
4.	5.	Mapa de valores de ksn normalizados a lo largo de las redes de las 5	42
		subcuencas	
4.	6.	Mapa de densidades para valores de kon normalizados	43
4.	7.	Desplazamientos a lo largo de la falla Mesamávida	46
4.	8.	Mapa de la SFM para cada uno de los 4 segmentos del escarpe	47
4.	9.	SFM para la falla Mesamávida utilizando la totalidad del frente	48
4.	10.	Perfiles GPR 616, 617, 618 y 619	50
4.	11.	Zonas de perturbación estratigráficas para los perfiles 616, 617, 618 y	51
		619	
4.	12.	Pared Norte trinchera paleosismológica, con contactos y fallas	53
4.	13.	Mapeo de trinchera paleosismológica, contactos, unidades y fallas	54
4.	14.	Evidencias de deformación e interpretación de falla A	57
4.	15.	Evidencias de deformación e interpretación de falla B	58
4.	16.	Dirección de manteo de clastos medidos mayor a 10 cm	59
4.	17.	Resultados estadísticos para set de clastos manteando al oeste	59
4.	18.	Resultados estadísticos para set de clastos manteando al este	60
4.	19.	Orientación, ubicación y manteo para todos los clastos medidos sobre	61
		10 cm	
5.	1.	Comparación entre valores de índices ksn y SL	63
5.	2.	Traza de Falla Mesamávida y lineamientos inferidos según anomalías	64
		topográficas	
5.	3.	Mecanismos de propagación de fallas	66
5.	4.	Reconstrucción palinpástica del Escarpe Mesamávida	69
5.	5.	Tiempos de recurrencia para las magnitudes de los eventos	71
		determinados para la Falla Mesamávida	

INDICE DE TABLAS

Tabla			Página
3.	1.	Valores de SFM y su significado o inferencia según Bull y MacFadden (1977).	32
4.	1.	Coordenadas UTM de perfiles topográficos realizados a lo largo del escarpe	44
4.	2.	Desplazamientos superficiales determinados con cada uno de los dos métodos descritos	45
4.	3.	Longitud de trazos y determinación de la sinuosidad del frente de montaña	46
4.	4.	Coordenadas perfiles GPR realizados a lo largo del escarpe Mesamávida	49
5.	1.	<i>Slip-rate</i> mínimo para la Falla Mesamávida considerando distintos valores de desplazamiento superficial y edades de conos aluviales similares.	67
5.	2.	Paleomagnitudes estimadas considerando desplazamientos medidos en la trinchera paleosismológica y ruptura superficial	70



RESUMEN

En la Región del Maule, a los 36°S, el límite Cordillera Principal--Valle Central está representado por un frente de montaña de ~ 600-1500 m de altura, orientado NNE. Este frente montañoso se presenta notoriamente discontinuo debido a la incisión fluvial; sin embargo, localmente se exhibe más recto y sugiere un control estructural. En las inmediaciones de la localidad de Mesamávida, un escarpe de altura métrica, subparalelo al frente principal, ocurre como un rasgo geomorfológico notable en el relleno fluvial. Dicho escarpe tiene un largo de ~ 8 km y su construcción ha generado una Separación Vertical (Surface Offset, SO) de 3 a 7 m. Según la siguiente evidencia, se interpreta un origen sismogénico para este escarpe: i) Los perfiles topográficos perpendiculares al escarpe exhiben un comportamiento radial en el desplazamiento, tal como ocurre con fallas que concentran sus desplazamientos en el centro de ellas. Esto es consistente con análisis de sinuosidad (SMF) del escarpe; ii) El análisis morfométrico de redes de drenaje que cruzan el escarpe permitió identificar knickpoints tectónicos a lo largo de sus *thalwegs* en el bloque levantado (Índice de Hack y ksn), así como también anomalías de elevación local en sus respectivos *catchments* (curva hipsométrica) cerca del mismo; iii) Perfiles GPR (*Ground Penetration Radar*) perpendiculares al escarpe permiten verificar la ocurrencia de zonas de perturbación (*features*) en la estratigrafía superficial (<15 m de profundidad) hacia la base del mismo; iv) El mapeo e interpretación de una trinchera realizada en Mesamávida muestra evidencia de deformación compatible con una falla inversa de vergencia al oeste. Considerando los antecedentes mencionados, se sugiere la ocurrencia de la denominada Falla Mesamávida, que representaría una traza con actividad cuaternaria tardía, probablemente holocena del Cabalgamiento Andino Occidental (WATF) en la Región del Maule. Utilizando observaciones paleosismológicas y ecuaciones empíricas, se estiman magnitudes $6.12^{\circ} < Mw < 7.35^{\circ}$ con recurrencias del orden de miles de años. Esto permite especular que la Falla Mesamávida es una falla moderadamente activa, con capacidad de generar terremotos de Mw moderada a alta, lo cual debe ser tomado en cuenta para la evaluación del peligro sísmico al que están sujetas zonas urbanas e industriales emplazadas sobre depósitos no consolidados que podrían amplificar los efectos de un sismo a lo largo de este segmento del WATF.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

El borde chileno está caracterizado por una zona de subducción entre las placas Nazca y Sudamericana, las que convergen a razón aproximada de 78-90 mm/año (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). Uno de los principales fenómenos a escala de decenas a centenas de años derivados de la convergencia, es la ocurrencia de terremotos de subducción, estimándose que en Chile cada 10 años ocurre un terremoto de Mw > 8.0° en algún sector del margen (Madariaga,1998). Ejemplos de este tipo de terremotos, ocurridos en Chile, son los de Valdivia 1960 Mw = 9.5° (Weischet, 1963), Maule 2010 Mw = 8.8° (Lorito y otros., 2011), Iquique-Pisagua 2014 Mw = 8.2° (Ruiz y otros., 2014) e Illapel 2015 Mw = 8.3° (Tilman y otros., 2016).

La ocurrencia de este tipo de terremotos es el resultado de la acumulación de deformación elástica en una zona interplaca bloqueada durante el período intersísmico, la cual es liberada súbitamente cuando se sobrepasa un umbral crítico durante el período cosísmico (e.g. Reid, 1910). Esta deformación elástica, tiene un balance casi completo durante las distintas etapas del ciclo sísmico; no obstante, existe una fracción que es transferida en la placa superior y que es acomodada por fallas corticales (e.g. Allmendinger y Gonzalez, 2010). Este tipo de fallas pueden generar terremotos someros (< 35 km) con magnitudes moderadas a altas, lo cual puede ser, localmente, incluso más devastador que un terremoto de subducción para una zona urbana ubicada cercana a la fuente. Sólo en Chile, ejemplos de lo anterior son los terremotos de Las Melosas 1958 Mw = 6.9° - 6.7° - 6.8° (Sepúlveda y otros., 2008), Aysén 2007 Mw = 6.2° (Mora y otros., 2010) y Pichilemu 2010 Mw = 6.9° (Farías y otros., 2011)

Dado que la recurrencia de terremotos en estas fallas es mucho más larga que los de subducción, éstas no son mayormente consideradas para estudios de peligro sísmico. Sin embargo, dado el escaso conocimiento sobre la actividad holocena de estas fallas, la profundidad somera de los terremotos que pueden generar (e.g. Santibañez y otros., 2018), además de la cobertura sedimentaria en que se han edificado zonas urbanas e industriales cercanas a ellas, este tipo de estructuras representa un factor a considerar en los estudios de peligro sísmico.

Esta memoria se aboca a estudiar, específicamente, la actividad neotectónica y paleosismología del Cabalgamiento Andino Occidental (*West Andean Thrust Fault*, WATF) en la Región del Maule (36°S). Este cabalgamiento ha sido originalmente definido en el Norte del país (18°-

19°S) por (Muñoz y Charrier, 1996; Wörner y otros., 2002), quienes lo asocian al levantamiento del Altiplano respecto de la Depresión Central. En Chile Central, a los (33°S), el WATF está representado localmente por la Falla San Ramón (Armijo y otros., 2010a; Farías y otros., 2008; Riesner y otros., 2017; Vargas y otros., 2014).

A los 36°S, el límite entre la Cordillera de los Andes y el Valle Central está dado por un escarpe morfológico de altura variable entre 0.8 y 7.7 m. Este escarpe es geográficamente equivalente al WATF definido en zonas más septentrionales de los Andes Chilenos. Característicamente, este escarpe es discontinuo a causa de la acción fluvio-aluvial. Allí, al este del Cerro Mesamávida, se ha identificado la ocurrencia de un conspicuo escarpe de altura métrica, construido en depósitos aluviales inmediatamente al oeste del límite Cordillera Principal-Depresión Central. Esta memoria proporciona evidencia que sugiere un origen sismogénico para el denominado Escarpe Mesamávida; este escarpe representa localmente la actividad del WATF en la Región del Maule (36°S), a cargo de la denominada Falla Mesamávida (FM). La evidencia que sustenta esta aseveración viene, en primer lugar, del estudio morfométrico de las redes de drenaje al Este del escarpe Mesamávida. Para esto, se utilizó un DTM (Digital Terrain *Model*, por sus siglas en inglés) LiDAR de 5m de resolución espacial. En específico, se calcularon, para un conjunto de drenajes, la curva integral hipsométrica (Strahler, 1952), Índice de Hack o SL (Hack, 1973) e Índice de verticalidad o Ksn (Flint, 1974). En segundo lugar, empleando el mismo DTM, se calculó el índice de Sinuosidad del frente Montañoso (Bull y Macfadden, 1977) y, además, se realizaron 32 perfiles topográficos perpendiculares al escarpe para determinar el desplazamiento superficial (Surface Offset, SO) y los quiebres en las pendientes; estos últimos; según Wallace (1977), podrían indicar el número de eventos que participan en la construcción del escarpe. Posteriormente, a fin de verificar la ocurrencia de deformación en los primeros metros bajo la superficie, se efectuaron perfiles con un radar de penetración de tierra (Ground-penetrating radar, GPR) perpendiculares al escarpe, a fin de identificar los sitios donde la estratigrafía estuviese más evidentemente perturbada. Esta metodología sirvió de guía para la excavación de una trinchera paleosismológica, la cual fue posteriormente mapeada en un panel 2D, a fin de identificar zonas de deformación y productos sedimentarios asociados.

Con los antecedentes neotectónicos y paleosísmicos obtenidos, se discute a continuación el potencial sismogénico que la Falla Mesamávida representa para las zonas urbanas e industriales localizadas en las inmediaciones. Dado el conocimiento adquirido respecto a la actividad

sísmica holocena del WATF a la latitud de Santiago, sobre todo respecto a su potencial de generar terremotos de Mw ca. 7 con recurrencias de ~9000-10000 años, se plantea la necesidad de continuar con estudios como los presentados en este trabajo al norte y sur de los 36°S. En un sitio al norte y tres al sur de los 36°S (Figura 1.1), existe evidencia preliminar de escarpes similares al Escarpe Mesamávida. Teniendo en cuenta esta evidencia preliminar y los resultados de esta memoria, se plantea la importancia de continuar con estudios neotectónicos y paleosismológicos a lo largo del WATF al sur de la Región Metropolitana. Esto puede ser crítico para zonas urbanas e industriales emplazadas sobre depósitos no consolidados que podrían amplificar los efectos de un sismo somero, de magnitud moderada a alta, a lo largo del WATF.



Figura 1.1: a) Unidades morfoestructurales de Chile Central entre los 34 y 37°S. La línea segmentada negra con triángulos corresponde al frente occidental de la Cordillera Principal. Los rectángulos amarillos representan los 5 lugares donde se ha identificado el WATF al sur de los 33°S (Figura 1.1 **a-b:** San Clemente, Mesamávida y San Carlos; Figura 1.1**c:** Molina y Figura 1.1**d**: Antuco). CV corresponde al valle central y MC a la Cordillera Principal.

1.2. UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

El área de estudio se encuentra entre los $35^{\circ}56'35''$ S - $71^{\circ}36'16''$ W y los $36^{\circ}01'43''$ S - $71^{\circ}27'59''$ W, en la localidad de Mesamávida perteneciente a la Comuna de Longaví de la Provincia de Linares en la Región del Maule (Figura 1.2).

El principal acceso a Mesamávida, desde la ciudad de Concepción, es recorriendo 74 km al oeste por la ruta del Itata o ruta 152, incorporarse a la ruta 5 sur y seguir al norte una distancia aproximada de 115 km hasta llegar al desvío que lleva a la ruta L-515, por la que dirigiéndose 10 km hacia el este, se llegará hasta la localidad de Mesamávida.



Figura 1.2. Ubicación y vías de acceso. A: Mapa satelital regional, en rojo se señala la ruta Concepción – Mesamávida. Se observan, además, los otros sitios donde se manifiesta el WATF. **B:** Comuna de Longaví y alrededores. El recuadro rojo indica el área de estudio donde se puede observar el escarpe y su orientación preferencial NNE-SSW. Imágenes obtenidas con *Google Earth*.

1.3. HIPÓTESIS

El escarpe Mesamávida, situado al este de las localidades de Longaví y Mesamávida corresponde a la manifestación superficial del Cabalgamiento Andino Occidental (WATF, por sus siglas en inglés), constituye un sistema tectónico de gran importancia para la deformación cortical de la región y ha sido un factor de primer orden en la configuración del frente cordillerano. Se plantea que esta falla ha sido capaz de generar terremotos de magnitud moderada a alta en el Holoceno, lo que lleva a considerarla como un factor clave a tomar en cuenta en los estudios de peligro sísmico para la zona.

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. Objetivo general

- Evaluar el comportamiento neotectónico y la paleosismología del WATF en la región del Maule.

1.4.2. Objetivos específicos

- Evaluar la respuesta de la red de drenaje a los movimientos de la falla
- Caracterizar desde un punto de vista morfotectónico el escarpe
- Precisar la geometría subsuperficial (< 10 m) de la falla y los depósitos asociados
- Caracterizar los depósitos aluviales y coluviales al pie del escarpe

1.5. MARCO TEÓRICO

Slemmons y DePolo (1986), sugieren que la magnitud de momento (Mw), la recurrencia de los terremotos y la tasa de deslizamientos son parámetros estrechamente relacionados para una falla causal dada (Figura 1.3.). Se propone que una falla intraplaca con una tasa de deslizamiento de 1 mm/año sería capaz de producir terremotos de magnitudes $Mw = 7^{\circ}$ con un tiempo de recurrencia de alrededor de 1000 años. En cambio, un margen convergente de alta velocidad, con una tasa de deslizamiento aproximada de 100 mm/año, podría nuclear los mismos eventos con recurrencias aproximadas de 10 años.

A pesar de su actividad relativamente baja, el desconocimiento de los parámetros antes mencionados para fallas como la falla Mesamávida, puede representar una fuente de peligro per se; esto se refuerza cuando se considera que se ha propuesto una estructura equivalente como

una fuente de peligro sísmico significativo hacia el norte a la latitud de la ciudad de Santiago (33.5°S).



Figura 1.3. Relación entre magnitud, *slip-rate* y tiempos de recurrencia para terremotos intraplaca y de límite de placas. Tomada de Slemmons y DePolo (1986).

Evaluar si la falla Mesamávida puede generar terremotos de moderados a grandes es, por lo tanto, crucial para demostrar su importancia como una estructura sismogénica importante en los Andes Chilenos, además de la conocida amenaza representada por el *megathrust*. Este análisis integrado puede considerarse en última instancia, en estudios futuros, para mejorar la evaluación de riesgo sísmico para el área.

1.6. AGRADECIMIENTOS

El desarrollo de esta tesis se hace posible gracias al proyecto Núcleo Milenio "CYCLO" en conjunto con el proyecto Fondecyt de iniciación 11180905 quienes financian y permiten la operación del trabajo.

Agradezco a mi profesor patrocinante, Joaquín Cortes-Aranda, por recibirme sin dudar como alumno memorista, por ser guía activo de este proyecto, por su constante motivación e incondicional apoyo durante el desarrollo de este trabajo. Al profesor Andrés Tassara, quien hizo posible que pudiera entrar en este proyecto, y siempre se mostró dispuesto a ayudar en todo momento a lo largo de mi estadía universitaria. A Luis Astudillo, quien siempre de manera bondadosa y desinteresada me ayudó tanto en terreno, como con el procesamiento de datos durante todo el trabajo. A todos los profesores y funcionarios del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción que me ayudaron a lo largo de toda mi formación profesional.

Agradezco también a los profesores Daniel Melnick (UACH) y Marco Cisternas (PUCV), quienes me ayudaron con el procesamiento de datos y utilización de algunos softwares que se presentan en la memoria.

Finalmente, quisiera agradecer profunda y afectivamente a mi familia por ser un apoyo fundamental en cada etapa de mi vida. A todos mis amigos de la carrera, con especial dedicación a mis amigos de G4: Tatán, Tato, Chico, Diego, Chabita, Pelao y Juano, quienes se transformaron en mi familia universitaria y con los cuales compartí momentos que siempre recordaré. A mi querida ciudad de Lebu, y a todos mis amigos lebulenses, quienes entre el denso rango de emociones que me generaba muchas veces la universidad, me desconectaban y llenaban de energía para poder volver a Concepción. A Constanza, por tu apoyo y amor en esta última etapa universitaria, por apaciguar y enmudecer el desasosiego que me producía el futuro.

A todos los mencionados, desde el corazón: ¡MUCHAS GRACIAS!

2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1. MARCO TECTÓNICO

2.1.1. Tectónica Regional

El borde occidental Sudamericano corresponde a un margen de tipo convergente en el que la placa continental Sudamericana es subductada por la placa oceánica de Nazca. Esta dinámica ha perdurado al menos desde el Jurásico Inferior (Pliensbachiense) (Charrier y otros., 2007; Jordan y otros., 1983). El comienzo de la subducción relacionada a volcanismo, marca también, el comienzo del ciclo tectónico Andino (Jurásico Inferior – Reciente).

Algunas de las características que definen la convergencia han variado a lo largo del ciclo Andino (Charrier y otros., 2007). Por ejemplo, se han documentado variaciones en el ángulo de subducción, azimut y velocidad de convergencia (Figura 2.1). Estos parámetros han influido en la configuración tectónica de los Andes Centrales, así como también diversos procesos geológicos como el magmatismo, ubicación del arco, desarrollo de cuencas, orogénesis y metamorfismo (Mpodozis y Ramos, 1989), específicamente desde la ruptura de la placa Farallón en las placas Nazca y Cocos hace aproximadamente 26 Ma en el Oligoceno Superior (Maloney y otros., 2013; Morra y otros., 2013; Seton y otros., 2012).

La historia de la convergencia Cretácica tardía – Reciente en el margen occidental se puede resumir en tres etapas (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza y Ghidella, 2005). La etapa más antigua tiene lugar entre los 72 y 47 Ma (Cretácico Superior – Eoceno Medio) y corresponde a la etapa menos estable de las tres, caracterizada por importantes cambios en la zona de subducción. Estos cambios se producen debido a un aumento de la velocidad de convergencia asociado a una rotación horaria de la dirección de convergencia (Somoza y Ghidella, 2005). En esta etapa, se registran las velocidades de convergencia más bajas del Cenozoico, las que aumentan gradualmente hasta alcanzar el valor constante que caracteriza a la siguiente etapa.

La segunda etapa comprende entre los 47-28 Ma. (Eoceno Superior – Oligoceno), y se caracterizó por una convergencia lenta y constante, variando de 40 a 50 mm/año (Maloney y otros., 2013; Somoza, 1998).

La etapa más joven (Oligoceno Superior – Reciente), se caracteriza por una dirección de convergencia relativamente constante y que rota en sentido horario con respecto a la anterior. Al comienzo de esta etapa se observa un aumento abrupto de la velocidad de convergencia, para luego comenzar a disminuir significativamente a partir de los 10 Ma, al mismo tiempo en que



Figura 2.1: A) Configuración tectónica desde el Cretácico Superior hasta el reciente, para las placas del Pacífico Sur (Maloney y otros., 2013). B) Velocidades de convergencia Cenozoicas entre la placa oceánica y continental para el borde occidental sudamericano acorde a lo determinado por (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). Se destacan en colores las 3 etapas de convergencia descritas en el capítulo. Imagen tomada de Charrier y otros (2007).

Por otro lado, en cuanto a la geometría de la placa subductada, es posible realizar una segmentación a lo largo del rumbo según el ángulo de subducción (Jordan y otros., 1983). Entre los 15° y 27°S el ángulo de la placa oceánica es de aproximadamente 30°, con una subducción tipo Chilena (Uyeda y Kanamori, 1979).

Entre los 27° y 33°S el ángulo de subducción disminuye considerablemente, definiendo una subducción de tipo *"flat-slab"* con un ángulo aproximado de 10°. Pilger (1981), sugiere que la subhorizontalización del ángulo de subducción se explica por la incidencia de las dorsales bajo el continente. A su vez, Henderson y otros (1984), sostienen que es la flotabilidad positiva de las dorsales asísmicas la posible explicación para la reducción del ángulo de subducción.

Finalmente, al sur de los 33°, el ángulo de subducción tendría una inclinación estimada de 30° (Jordan y otros., 1983)

2.1.2. Unidades Morfoestructurales a los 36°S

Asociado a la convergencia y las variaciones que ha experimentado en el tiempo, se han generado diferentes unidades de orientación submeridiana, las que a su vez definen distintos segmentos latitudinales con rasgos morfotectónicos particulares (Mpodozis y Ramos, 1989; Ramos y otros., 2004). Estos rasgos fundamentales de la anatomía cortical del margen Andino denominan unidades morfoestructurales o morfoestructuras (Kley y otros., 1999). En la literatura, se les conoce también como provincias tectónicas (Jordan y otros., 1983) y provincias fisiográficas y geológicas (Mpodozis y Ramos, 1989).

Estas morfoestructuras, se disponen al sur de los 33° con una orientación NNE-SSW y a la latitud del área de estudio es posible reconocer 3 unidades, las que de oeste a este son: Cordillera de la Costa, Valle Central, Cordillera Principal (Figura 2.2)



Figura 2.2: Unidades morfoestructurales regionales a lo largo de Chile entre los 35° y los 36,5°S. En rojo se destaca el área de estudio.

La Cordillera de la Costa corresponde a una cordillera de antearco, dado que su exhumación no se encuentra controlada por fallas (Figura 2.3) y litológicamente está conformada por el Basamento Metamórfico Paleozoico y franjas de granitoides jurásicos en su parte occidental, mientras que en el sector oriental se caracteriza la presencia de rocas estratificadas volcánicas y sedimentarias de edades triásicas a cretácicas, intruidas por granitoides cretácicos y afectadas por fallas con orientaciones preferenciales NS (Wall y otros., 1999; Sellés y Gana, 2001; SERNAGEOMIN, 2003).

Al este de la Cordillera de la Costa, se extiende el Valle Central, una cuenca sin un dominio estructural principal, rellena de depósitos aluviales y volcánicos Pleistocenos a Holocenos (Thielle, 1980; Rauld, 2002). Esporádicamente sobresalen algunas cumbres en forma de "cerros isla", con alturas entre 650 y 480 m s.n.m., que exponen el basamento (Farías, 2007; Fock, 2005). El límite oriental del Valle Central, se encuentra en contacto, aparentemente por falla, con niveles basales de la Formación Abanico (Fock, 2005).

La Cordillera Principal (33,5° - 39°S) está formada en su lado occidental por rocas Cenozoicas de la Formación Abanico y Farellones, deformadas y plegadas y secuencias volcánicas levemente plegadas del arco volcánico actual (Fock, 2005; Farías y otros., 2008), mientras que en su lado oriental está compuesta por rocas fuertemente deformadas, conformando en los 36°S, la faja corrida y plegada de Malargue (Giambiagi y otros., 2009, 2003; Tapia, 2010). La elevación de la Cordillera Principal disminuye de norte a sur desde 4000 m hasta 1500 m entre los 33.5° y 39°S (Tassara y Yañez, 2006)



Figura 2.3: Estructura litosférica del margen chileno a los 36°, obtenida por datos sismológicos y gravimétricos. En la imagen se pueden observar los dominios Morfoestructurales descritos, así como el límite Valle Central – Cordillera Principal, delimitado por fallamiento de tipo inverso (WATF). Modificada de Rojas Vera y otros (2014)

2.2. MARCO GEOLÓGICO

En la figura 2.4. se muestra un mapa geológico de las principales unidades que afloran entre las latitudes 35-36°S. Este mapa ha sido modificado del mapa geológico nacional



Figura 2.4. Mapa Geológico de la región del Maule entre los 35°30'S y los 36°10'S. En rojo se señala el área específica de estudio. Modificado de Tapia (2010) y SERNAGEOMIN (2003).

En la zona, se pueden identificar, al oeste, unidades cristalinas paleozoicas como el Basamento Metamórfico y el Batolito Costero del Sur.

Sobre estas unidades, se observan los Estratos Pocillas de edad Triásico Superior, intruídos por los plutones Flamenco y Caldera-Pajonales de edad Jurásico Inferior. Durante el Cretácico Inferior, se deposita la Formación Lo Prado, que sobreyace de manera concordante a los Estratos Pocillas.

Hacia el este, es posible reconocer unidades cenozoicas, donde la de mayor extensión corresponde a la Formación Abanico depositada durante el Oligoceno-Mioceno Medio, la que, a su vez, se encuentra cubierta por distintos depósitos cuaternarios, destacándose, por su interés e implicancia para el área específica de estudio, los depósitos aluviales y coluviales.

2.2.1. Paleozoico

2.2.1.1. Basamento Metamórfico

Definido por Aguirre y otros (1972), quienes lo definen como un cinturón metamórfico pareado paralelo dividido en dos series: Occidental, que posee variaciones minerales de altas presiones y temperaturas; y Oriental, caracterizada por una mineralogía formada en condiciones de baja

presión y temperaturas intermedias. La edad de esta unidad se define como Paleozoico Superior y en la zona de estudio es posible observar la Serie Oriental en el sector oeste de la zona, y se caracteriza litológicamente por pizarras, filitas y metarenitas.

2.2.1.2. Batolito Costero del Sur

El Batolito Costero del Sur o también llamado "Batolito de la Costa" o "Plutón Central de Nahuelbuta" por Herve y otros (1987), corresponde a un plutón asociado a la subducción, con una larga interacción entre magmas y corteza continental. Litológicamente está formado por tonalitas, granodioritas y granitos de biotita y hornblenda, subordinadamente monzogranitos y pegmatitas de microclina. Edades U-Pb en circones y Rb-Sr en roca total indican una edad Carbonífera Superior – Pérmica para el Batolito Costero del Sur (Hervé, 1988). Intruye a las rocas metamórficas del basamento Metamórfico e infrayace a las rocas sedimentarias del Cretácico y Mesozoicas en inconformidad.

2.2.2. Mesozoico

2.2.2.1. Estratos Pocillas

Unidad definida por Hervé y otros (1976), en el sector de Pocillas entre los 36°S y los 36°15'S como una secuencia volcanosedimentaria constituida por 4 subunidades: a) Lutitas pizarrosas y areniscas, b) Rocas volcánicas, c) Chert, d) Conglomerados de cuarzo. Los Estratos Pocillas descansarían en discordancia erosiva sobre el Batolito Costero del Sur y están a su vez intruídos por los plutones Flamenco y Caldera-Pajonales. Se asigna una edad Triásico Superior para esta unidad según su contenido fósil, donde en algunos niveles lutíticos se recolectaron restos fósiles de *Taeniopteris* sp. y *Taeniopteris mareyesiaca Geint.*, ambos del Rético. Además, se define un ambiente volcano-sedimentario continental, que grada a un ambiente de sedimentación marina (Hervé y otros., 1976).

2.2.2.2. Plutones Flamenco y Caldera – Pajonales

Los plutones Flamenco (Brook y otros., 1986) y Caldera-Pajonales (Hodkinson y otros., 1995), corresponden a dioritas, gabros y monzodioritas de piroxeno, dioritas cuarcíferas y granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita. Se distribuyen desde los 26°S hasta la zona centro-sur de Chile a lo largo de la Cordillera de la Costa y Cordillera Patagónica Norte. Intruyen a los Estratos Pocillas y se encuentran en inconformidad con Formación Lo Prado. Dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar indican edades variantes entre 194-188 Ma, por lo que se define una edad Jurásico Inferior para estos cuerpos ígneos (Dallmeyer y otros., 1996). Genéticamente, se

asocian a actividad plutónica extensional la que a su vez se relaciona con el comienzo de la subducción en el primer estado del ciclo tectónico Andino (Charrier y otros., 2007)

2.2.2.3. Formación Lo Prado

Definida por Thomas (1958), en los cerros ubicados al sur de la Cuesta Lo Prado, se dispone concordante a los Estratos Pocillas e infrayace en igual forma a las Ignimbritas Loma Seca y a Depósitos Cuaternarios. Litológicamente se define como una secuencia volcano-sedimentaria caracterizada por rocas sedimentarias marinas, fosilíferas, y rocas volcánicas y volcanoclásticas, de carácter andesítico a riolítico (Piracés, 1977). Se define una edad Cretácico Inferior por el contenido faunístico, donde las especies *Spiticeras* sp., y *Cuyaniceras* sp. tienen una edad Berriasiano Superior (Piracés, 1977); mientras que el ambiente corresponde a marino litoral según el mismo contenido fósil.

2.2.3. Cenozoico

2.2.3.1. Formación Abanico

Definida por Aguirre (1960), corresponde a una sucesión continental, predominantemente volcánica, con considerables espesores sedimentarios intercalados (Klohn, 1960; Aguirre, 1960; Thiele, 1980; Piquer, 2004; Zurita, 1999; Baeza, 1999; Muñoz y otros., 2006; Zapatta, 1995; Charrier, 1973). Las rocas que componen esta unidad se distribuyen principalmente en la vertiente occidental de la Cordillera Principal y en un principio fue definida en la zona del cerro Abanico entre los valles de Aconcagua y Maipo. Las series volcánicas de la unidad se componen principalmente de lavas basálticas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas, brechas y tobas mientras que los depósitos sedimentarios corresponden a intercalaciones de limonitas, areniscas y conglomerados finos y gruesos de color verde a verde amarillento. La potencia aproximada de la Formación Abanico es de 2500 m (Charrier y otros., 2002) y se le define una edad Eoceno Superior – Oligoceno, según dataciones radiométricas. En cuanto a su origen, se ha sugerido que la Formación Abanico fue depositada en una o varias cuencas subsidentes, asociadas a una corteza delgada, probablemente orientadas en dirección Norte-Sur, y que fueron invertidas durante el Mioceno (Fock y otros., 2006).

2.2.3.2. Ignimbritas Loma Seca

Definidas por Hildreth y otros (1984), corresponden a más de 1000 km³ de tobas dacíticas a riodacíticas provenientes del complejo de Caldera Calabozos. Esta Formación se compone de 3 unidades, las que han sido designadas desde la más antigua a la más joven como Unidad L

(0.15 Ma), Unidad V (0.8 Ma) y Unidad S (0.3 Ma). Los depósitos de esta formación, fueron emitidos por erupciones pleistocenas desde un centro ubicado donde hoy se sitúa la Caldera Calabozos, el cual habría colapsado luego de la erupción de la Unidad V y S. El colapso de esta caldera está evidenciado por una serie de fallas con desplazamiento vertical. A su vez, luego del colapso de la caldera, se formó un domo resurgente controlado por un sistema de fallas normales (Hildreth y otros., 1984)

2.2.3.3. Depósitos Cuaternarios

Comprende sedimentos cuaternarios aluviales, tanto de origen volcánico, glacial, como fluvial y lacustre, siendo la mayor parte no consolidados (Escobar y otros., 1977). Bruggen (1913), le da una categoría de Piso y la describe como acumulación de sedimentos mayoritariamente finos, arcillosos, de origen volcánico, con intercalaciones lenticulares de areniscas conglomerádicas con clastos de obsidiana, andesitas y granitos.

Esta unidad se desarrolla con mayor potencia en la Depresión Central, con depósitos que presentan poco o ningún consolidamiento (Marangunic y otros., 1979), existiendo gran aporte fluvial, aluvial, detrítico, depósitos laháricos, de cenizas volcánicas y formación de terrazas.

En los valles cordilleranos se encuentran sedimentos fluvioglaciales, que, hacia la cabecera de los mismos, se continúan en morrénicos, los cuales están relacionados con relictos glaciares del Plioceno (González y Vergara, 1962).

Para los conos aluviales, Terrizano y otros (2017), definen una edad de 47000 años para los conos de la cordillera Principal, basándose en dataciones ¹⁰Be, restringiendo este tipo de depósitos al Pleistoceno Tardío.

2.3. MARCO SISMOTECTÓNICO

2.3.1. Fuentes sísmicas a lo largo del margen chileno

La interacción de las placas de Nazca y Sudamericana trae consigo una intensa actividad sísmica, siendo la sismicidad interplaca el motivo principal de los estudios publicados por diversos grupos de investigación al respecto. Se estima que en Chile cada 10 años ocurre un terremoto $Mw > 8.0^{\circ}$ de este tipo en algún sector del margen (Madariaga, 1998).

Aun cuando la sismicidad interplaca corresponde a la fuente principal de los estudios, dado que engloba a los terremotos con mayores magnitudes y frecuencias, en Chile, es posible distinguir cuatro mecanismos de origen sísmico: sismos interplaca, por flexión de la placa de nazca u

outer-rise, intraplaca de profundidad intermedia e intraplaca corticales o superficiales (Figura 2.5)



Figura 2.5: Zonas sismogénicas en el margen chileno y sus mecanismos focales predominantes. A) Sismos interplaca, B) Sismos *outer-rise*, C) Sismos intraplaca profundidad intermedia, D) Sismos intraplaca cortical (WATF). Figura modificada de Rojas Vera y otros (2014)

2.3.1.1 Sismos interplaca

Ocurren a lo largo de todo el margen chileno. Este mecanismo está ligado directamente con la subducción de la Placa de Nazca bajo la Sudamericana en la fosa, presentando frecuentemente epicentros bajo el océano Pacífico. La deformación implicada en la generación de estos sismos, se acumula en una zona bloqueada entre las placas durante el período intersísmico, generándose un acoplamiento; y es, súbitamente liberada, durante un terremoto (Kanamori, 1973; Rundle y Thatcher, 1984; Savage y Gu, 1985).

Los sismos provocados por este tipo de mecanismo, dependiendo de su localización y magnitud, pueden generar tsunamis. Ejemplo de estos terremotos son los últimos 3 grandes eventos en el margen chileno: Maule 2010 Mw=8.8° (Lorito y otros., 2011; Moreno y otros., 2010), Iquique-Pisagua 2014 Mw=8.1°(Duputel y otros., 2015; Hayes y otros., 2014; Yagi y otros., 2014) e Illapel 2015 Mw=8.3°(Heidarzadeh y otros., 2016; Tilmann y otros., 2016; Yin y otros., 2016), y el terremoto de mayor magnitud histórica en el mundo, el terremoto de Valdivia 1960 Mw=9.5° (Weischet, 1963)

Se estima que en Chile central ocurren grandes terremotos interplaca ($Mw > 7.5^{\circ}$) con un período de recurrencia de 80 a 100 años (Comte y otros., 1986; Barrientos, 2007).

En la figura 2.6. se muestran los terremotos con magnitudes $Mw > 7.5^{\circ}$ ocurridos históricamente a lo largo del margen chileno, destacándose los últimos 3 grandes eventos de este tipo y sus áreas aproximadas de ruptura.



Figura 2.6: Registro histórico de sismicidad Interplaca a lo largo del margen chileno. En la figura se destacan los 3 últimos grandes eventos con Mw > 8.0° ocurridos en la década: Maule 2010 (Mw= 8.8°), Iquique-Pisagua 2014 (Mw= 8.1°) e Illapel 2015 (Mw= 8.3°) y sus mecanismos focales (Moreno y otros., 2010; Ruiz y otros., 2014; Ye y otros., 2016).

En la zona de estudio, el último gran evento de sismicidad interplaca y el de mayor relevancia para el área corresponde al terremoto del Maule Mw = 8.8° que tuvo lugar el 27 de febrero de 2010, con un mecanismo focal inverso (Figura 2.6) y un área aproximada de ruptura de 450-500 km (Lange y otros., 2012; Lorito y otros., 2011) desde Arauco hasta el norte de Pichilemu.

2.3.1.2 Sismos por flexión de la Placa de Nazca u Outer-rise

Este tipo de origen sísmico es debido al plegamiento de la Placa de Nazca antes de iniciar el proceso de subducción bajo la Sudamericana. Los sismos producidos se presentan en la zona exterior de la fosa, son superficiales y de baja magnitud ($Mw < 6.0^\circ$), con epicentros que se sitúan a más de 150 km de la costa, representando un bajo riesgo para la población (Christensen y otros., 1988, 1983). Un ejemplo de este tipo de terremotos es el de Juan Fernandez 2001 $Mw=6.7^\circ$ (Fromm y otros., 2006). En la figura 2.5. se observa que el mecanismo focal predominante para este tipo de eventos en Chile es de carácter normal, basándose en lo documentado por Fromm y otros (2006), para el terremoto de Juan Fernandez, y la sismicidad *outer-rise* asociada al terremoto del Maule (2010), estudiada por Moscoso y Contreras-reyes (2012).

2.3.1.3 Sismos intraplaca de profundidad intermedia

Se producen por el fracturamiento tensional de la placa de Nazca (Astiz y otros., 1988; Kausel, 1991; Leyton y otros., 2002). Tienen su origen en fallas bajo el continente y se presentan con alta frecuencia dentro del territorio nacional. Ejemplos de estos terremotos son el de Chillán 1939 Ms=7.8° (Campos y Kausel, 1990, Beck y otros., 1993), Calama 1950 M=8.0° (Kausel y Campos, 1992), Punitaqui 1997 Mw=7.1° (Pardo y otros., 2002) y Tarapacá 2005 Mw=7.7°(Delouis y Legrand, 2007; Peyrat y otros., 2006).

Este tipo de terremotos ocurren a profundidades dispares variando de 50 a 200 km de profundidad, y se caracterizan por generar un daño urbano importante, ya que los epicentros generalmente se sitúan en el continente, afectando de manera directa ciudades y localidades principalmente del valle central. Uno de los terremotos más dañinos en la historia de Chile, y que tuvo como origen este tipo de sismicidad, fue el terremoto ocurrido el 25 de enero de 1939 en Chillán Ms = 7.8° , con un hipocentro a 80 km de profundidad (Campos y Kausel, 1990) y un mecanismo focal de tipo *strike-slip* (Beck y otros., 1998).

Este terremoto destruyó el 60% de las casas de la ciudad y causó más muertes que ningún otro terremoto registrado a lo largo del país.

Para este tipo de sismos, Barrientos (1997), propuso un período de recurrencia de 110 años, para la zona comprendida entre los 32°30'S y los 37°S con una magnitud 7.5°.

2.3.1.4. Sismos intraplaca corticales o superficiales

Estos sismos son producto del esfuerzo intraplaca generado por la subducción. Se producen a lo largo de fallas que acomodan la fracción de la deformación (inducida por la convergencia) que es transferida de manera permanente a la placa superior (e.g. Leyton y otros.,2010). Este tipo es uno de los menos frecuentes y, en parte por esto, de los menos estudiados.

La profundidad de estos terremotos es muy baja, por lo que, de producirse eventos de altas magnitudes, constituirían un importante riesgo para la población. Ejemplos de este tipo de sismos son los terremotos de: a) Las Melosas 1958 Mw=6.9°-6.7°-6.8° (Sepúlveda y otros., 2008), b) Aroma 2001 Mw=6.3° (Legrand y otros., 2007), c) Curicó 2004 Mw=6.5° (González, 2008) y d) Pichilemu 2010 Mw=6.9° (Farías y otros., 2011).

- a) Las Melosas: El 4 de septiembre de 1958, una serie de violentos sismos remeció a la Región Metropolitana. Se trató de 3 terremotos consecutivos con epicentro en Las Melosas, en la zona de Cajón del Maipo, y con magnitudes de 6.9°, 6.7° y 6.8° en intervalos de uno y cuatro minutos respectivamente. Esta actividad estuvo relacionada a un fallamiento de rumbo sinestral en un plano casi vertical (Alvarado y otros., 2009), con una profundidad menor a 20 km y con 10 sismos precursores y aproximadamente 90 réplicas con magnitudes superiores a 3.5 asociadas al evento principal (Lommitz, 1961).
- b) Aroma: Después del terremoto del sur de Perú (23 de junio de 2001, Mw = 8.4°), la red sismológica de Arica registró un aumento anómalo de la actividad superficial, que culminó con el terremoto de Aroma Mw = 6.3°, el 24 de julio de ese mismo año. Este sismo tuvo lugar a una profundidad de 15 km y presentó un gran número de réplicas, siendo la réplica mayor una ocurrida el 14 de enero de 2002 con Mw = 5.6° (Comte y otros., 2008). El mecanismo focal determinado para el evento principal corresponde a un deslizamiento de tipo dextral, con una componente menor de carácter normal (Legrand y otros., 2007)
- c) Curicó: En la Cordillera Principal de la región del Maule, el 28 de agosto de 2004, tiene lugar el terremoto de Curicó Mw = 6.7° con una profundidad de 5 km y un hipocentro ubicado a los 35.173°S, 70.525°W. La ruptura producida por este evento aparentemente se propagó hacia el norte desde el sector de Termas del Flaco hasta el valle del río Maipo,

donde ocurrió el sismo del 12 de septiembre de 2004 con $Mw = 5.6^{\circ}$ (González, 2008). El mecanismo focal para el terremoto de Curicó indica una ruptura combinada de rumbo dextral, manteo al este y con una orientación NNE (Gonzalez, 2008).

d) Pichilemu: El terremoto de Pichilemu del 11 de marzo del 2010 se produce a una profundidad de 11 km y se desencadena como resultado de una reactivación parcial de la falla Pichilemu producida por el terremoto del Maule 2010 Mw = 8.8° . La magnitud del evento mayor fue de Mw = 6.9° , con un mecanismo focal normal, sin embargo, se registraron réplicas significativas con magnitudes variantes entre $5.9^{\circ} < Mw < 6.4^{\circ}$ (Farías y otros., 2011).

Dado que el objetivo de este trabajo, es caracterizar el potencial sismogénico de una falla cortical en la zona de Mesamávida, es este último mecanismo sismogénico el objetivo principal de estudio.

2.3.2. Sismicidad instrumental para el área de estudio

En la figura 2.7, se muestran los sismos corticales con profundidades menores a 35 km, para la zona comprendida entre los 34°30′S y 36°30′S, registrados por la red IRIS entre los años 1970 y 2017, que corresponden a 1330. En esta imagen se puede observar una intensa actividad sísmica en la Cordillera Principal la que disminuye hacia el Valle Central.

Para la Cordillera Principal, es posible inferir un enjambre sísmico comprendido entre los 34'30° S y los 35'30°S, así como también una sismicidad distribuida preferentemente en bandas con orientaciones NNE-SSW.

En el Valle Central, específicamente en la zona de estudio y alrededores, pese a la disminuida actividad sísmica con respecto a la cordillera principal, se observa sismicidad espacialmente asociada al Cabalgamiento Andino Occidental.

2.4. CABALGAMIENTO ANDINO OCCIDENTAL

Este sistema ha sido primeramente estudiado en el norte de Chile por (Sempere y otros., 1990; Gubbels y otros., 1993; Muñoz y Charrier, 1996), quienes lo definen como un sistema fallado y plegado de alto ángulo con vergencia hacia el Oeste (*West-vergent thrust system*, WTS). Este sistema se habría formado durante el Oligoceno, y se encuentra formando el borde occidental del Altiplano e involucra el alzamiento de un basamento metamórfico de edad precámbrica y secuencias sedimentarias del Mesozoico, falladas sobre unidades sedimentarias y volcánicas de edad terciaria media y superior.



Figura 2.7: Sismicidad instrumental cortical entre los 34°30' S y los 36°30'S. En el cuadro rojo se señala el área de estudio en específico.



Imagen 2.8: Modelo conceptual generalizado de los Andes Centrales en Bolivia y Chile que muestra sus principales Morfoestructuras, donde AB = Cuenca de Arica, CR = Cordillera de la Costa, CB = Depresión Central, WC = Cordillera Occidental, EC = Cordillera Oriental, SS = Sierras Subandinas. En rojo se destaca el WTS. Imagen modificada de (Muñoz y Charrier, 1996).

Posteriormente, sería definido como Escarpe Andino Occidental (*West Andean Escarpment*, WARP) a la latitud de los 18°S por (Wörner y otros., 2002), quienes realizan un estudio de la

evolución de este sistema durante los últimos 25 Ma, describiendo el levantamiento, erosión, sedimentación y volcanismo asociado al WARP, en base a datos de campo, fotografías aéreas, imágenes satelitales, estudios sedimentológicos y geocronología.

Años más tarde, el Cabalgamiento Andino Occidental es definido como tal a la latitud de Santiago como un mega sistema de tipo faja corrida y plegada que separa la Cordillera Principal y el Valle Central (Armijo y otros., 2010).

Superficialmente este sistema se expresa en Santiago por la Falla de San Ramón (Figura 2.9), motivo principal de los estudios del WATF, dado su peligro y potencial sismogénico. Ejemplos de este tipo de estudios para la Falla de San Ramón son los realizados por (Rauld, 2011; Riesner y otros., 2017; Vargas y Rebolledo, 2012).

Investigaciones recientes han evidenciado que ésta es una falla activa de mecanismo principal inverso a escala del Cenozoico tardío (Armijo y otros., 2010; Rauld, 2011).

Estudios geomorfológicos y estructurales de los depósitos y rocas deformadas han permitido estimar, para la falla San Ramón, tasas de deslizamiento promedio del orden ~0.13 mm – 0.40 mm/año a escala de los últimos cientos de miles de años (Armijo y otros, 2010; Rauld, 2011).

A su vez, Vargas y otros. (2014), de un estudio paleosismológico, concluyen que la falla San Ramón ha producido dos terremotos $Mw > 7.0^{\circ}$ durante los últimos 20000 años y que este impulso puede producir eventos similares en el futuro. Además, Riesner y otros (2017), encuentran consistencia entre tasas de deslizamiento a largo plazo (los últimos 20 Ma) y milenarias (derivadas de trincheras), por lo que concluyen que la falla de San Ramón ha sido probablemente la única falla de la deformación de WATF, significativamente sísmica, a los 33.3° S, durante el Cuaternario. Esto hace que el WATF sea un objetivo crítico de estudio, para la evaluación de peligros sísmicos en Chile Central.



Figura 2.9: Sección estructural simplificada desde el límite de las placas Nazca-Sudamericana hasta los Andes a la latitud de Santiago (33,5°S). Se puede observar en la imagen como el Cabalgamiento Andino Occidental se dispondría paralelo y sintético a la interfaz de la subducción de las placas y se proyecta en superficie por la Falla de San Ramón. Imagen tomada de (Armijo y otros., 2010)



3. METODOLOGÍAS

En primera instancia, se utiliza un Digital Terrain Model (DTM, por sus siglas en inglés) LiDAR de 5m de resolución espacial para hacer análisis morfotectónico de los drenajes espacialmente asociados al escarpe Mesamávida. De esta manera, se evaluaron posibles perturbaciones de origen tectónico a lo largo de sus *thalwegs*. Se calcularon tres índices: índice SL (Hack, 1973), integral hipsométrica (Strahler, 1952) y ksn (normalized steepness index, (Flint, 1974)). En segundo lugar, también utilizando el DTM, se realizó análisis morfotectónico del escarpe orientado a medir la separación superficial (McCalpin, 2009) asociada a su construcción. Además, para evaluar la influencia de los procesos tectónicos y erosivos en su construcción y desarrollo, se calculó el índice de sinuosidad (SMF, Bull y Macfadden, 1977) para su traza. Los resultados preliminares derivados de la aplicación de estas metodologías sugirieron que el escarpe podría estar asociado a deformación a lo largo de una falla NNE, coincidente con la traza regional del WATF. Considerando lo anterior, se realizaron en terreno perfiles GPR, a fin de evidenciar zonas subsuperficiales (<10m) donde la estratigrafía estuviese perturbada. Finalmente, guiados por los resultados de los perfiles GPR, se excavó una trinchera para mapeo paleosismológico, con la intención de exponer la falla causativa del escarpe y los depósitos sedimentarios asociados a su actividad.

3.1. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO

Las geoformas pueden caracterizarse en términos de su tamaño, elevación (Máximo, mínimo o promedio), y pendiente (morfometría). Estas son medidas cuantitativas que permiten comparar diferentes geoformas y calcular parámetros que pueden ser útiles para identificar una característica relacionada a la actividad tectónica de un área (Oviedo, 2015). Los índices geomorfológicos (morfométricos) se incluyen entre las técnicas morfométricas y se desarrollaron como una herramienta de reconocimiento básico para identificar áreas que experimentan rápida deformación tectónica. Se calculan a partir de información topográfica, de fotografías aéreas y de modelos digitales de elevación (DEM) (Keller y Pinter, 2002).

Actualmente, en estudios de carácter morfotectónico, el análisis de las formas de relieve tradicional ha sido integrado con la determinación de índices morfométricos y con análisis topográfico estadístico (e.g. Oviedo, 2015; Delgado, 2004; Galve y otros., 2014; Insua, 2008; Ocaña y otros., 2016)

Algunos de los índices geomorfológicos utilizados con mayor frecuencia para estudios de tectónica activa son: 1) curva o integral hipsométrica (Strahler, 1952), 2) longitud de corriente – gradiente de corriente (SL; Hack, 1973), y 3) Índice de empinamiento o ksn (*normalized steepness index*; Flint, 1974). Los índices son combinados, con otra información como tasas de levantamiento a partir de dataciones, para clasificar los grados de actividad tectónica relativa de un área (Keller y Pinter, 2002).

A continuación, se describen los índices morfométricos determinados en este trabajo y su aplicación al análisis tectónico, además del trabajo previo a la determinación de dichos índices, que corresponde a la determinación de cuencas y subcuencas para el área.

3.1.1. Delimitación de cuencas y subcuencas

Una cuenca hidrográfica es un área o porción de terreno drenado por un único sistema de drenaje natural principal y que está delimitada por divisorias de aguas. Asimismo, es posible definir subcuencas o microcuencas dentro de una cuenca hidrográfica, que contengan redes que deriven de la red principal, es decir, que sean de un menor orden siguiendo la clasificación de Strahler, (1957).

Utilizando la herramienta *"Hidrology"* del programa *Arcgis* 10.5, se determinan las cuencas principales del área. La determinación de subcuencas, en tanto, solo se realiza para la cuenca más cercana al escarpe Mesamávida, dado que es en esta cuenca, donde existen redes asociadas al drenaje principal, que se disponen de forma perpendicular al escarpe. La determinación de subcuencas, por ende, se realiza para visualizar de mejor manera el análisis de las anomalías topográficas.

3.1.2. Curva Integral Hipsométrica (HI)

Definida por Strahler (1952), permite conocer la distribución de masas en una cuenca desde arriba hacia abajo. Describe en una cuenca de drenaje la distribución de las elevaciones a través de un área de terreno, (Keller y Pinter, 1996). Gráficamente, se construye colocando la diferencia de alturas en el eje de las ordenadas, referidas a la máxima de la misma y, en el eje de las abscisas, los valores de área que se encuentran por encima de las alturas correspondientes, referidas al área total de la cuenca. Con respecto a la determinación de la integral hipsométrica para fines neotectónicos, se dice que en aquellos casos en que la curva presente más de un punto de inflexión, estas anomalías pueden relacionarse con controles tectónicos o litológicos (Ocaña y otros., 2016). Este índice ha sido utilizado para evaluar actividad neotectónica de fallas en

distintas zonas, tales como reportan los trabajos de (Rabii y otros., 2016; Racca, 2007; Richard Pike, 1971; Taylor y otros., 2013)

La forma o concavidad de la curva indicará el estado del relieve a partir del análisis de los drenajes y sus cuencas. Se dice que una cuenca presenta un estado juvenil o de desequilibrio, cuando su curva hipsométrica tiene una forma cóncava hacia abajo. Una forma cóncava hacia arriba indicará un estado senil o de senectud, mientras que el estado maduro estará representado por una curva intermedia entre las dos anteriores (Figura 3.1.) (Keller y Pinter ,1996; Keller y Pinter ,2002)

La determinación de la curva hipsométrica en este trabajo, se realizó de dos formas, obteniendo resultados idénticos. En primera instancia se determinó de forma manual con Excel, construyendo una tabla para cada subcuenca, con atributos de área y altura obtenidos con ayuda de Arcgis 10.5. La segunda forma utilizada para la determinación de la curva fue con el programa *Topotoolbox*, desarrollado en Matlab por Schwanghart y Kuhn (2010). Este programa permite determinar automáticamente la integral hipsométrica con el *script "hypscurve.m"* seleccionando el DEM de la cuenca a analizar.



Figura 3.1: Curva integral hipsométrica. **Izquierda:** Posibles formas de la integral hipsométrica. Amarillo: estado viejo, Rojo: estado maduro, Azul: estado joven. **Derecha:** Ejemplo de integral hipsométrica con inflexiones, las que podrían deberse a cambios litológicos o a tectónicos.

3.1.3. Índice de Hack o SL

El índice del gradiente del perfil longitudinal del río, propuesto por Hack (1973) como *Stream lenght gradient index (SL)*, se define como:

$$SL = \frac{\Delta H}{\Delta L} \times L$$

Donde Δ H es la diferencia entre la cota superior y la cota inferior del tramo considerado, Δ L es la longitud horizontal entre estas cotas, y L corresponde a la longitud acumulada desde el punto inicial de interés hasta el punto intermedio del tramo definido. En resumen, este índice es el producto de la pendiente del tramo por el largo acumulado hasta el punto medio de éste, desde la cabecera (Figura 3.2). Este indicador es muy sensible a los cambios de pendiente del cauce, lo que permite la determinación y cuantificación de zonas anómalas (*knickpoints*), las que, descartando un origen litológico, podrían asociarse a tectónica activa (e.g. Galve y otros., 2014; Troiani y otros., 2017). Este índice se ha utilizado para evidenciar actividad neotectónica de fallas con desplazamientos en el manteo en distintos escenarios tectónicos (e.g. Bali y Nawaz, 2012; Garcia Blanco y otros., 1992; Monteiro y otros., 2010; Moussi, 2018; Panek, 2004; Sieh y Natawidjaja, 2000; Silva y otros., 1992)

La determinación del índice SL se llevó a cabo con la herramienta para Qgis *"TProfiler"*, desarrollada por el Dr. José Perez Galve, profesor de la Universidad de Granada.



Figura 3.2: Determinación gráfica de índice SL. Figura modificada de Hack (1973)

3.1.4. Índice de empinamiento o Ksn

El ksn o índice de empinamiento del canal normalizado, expresa la pendiente normalizada de una red en un espacio de coordenadas logarítmicas área-pendiente. Este índice es muy importante para la identificación de procesos tectónicos activos y se relaciona a la concavidad (θ) según la ecuación descrita por Flint (1974):

$$S = k_{sn}A^{-\theta}$$

Donde S corresponde a la pendiente del canal y A es el área de la cuenca de drenaje.

Asimismo, (Kirby y Whipple, 2012) proponen trabajar esta ecuación con un índice de concavidad de referencia (θ ref) a partir de la media regional de los valores de θ , en segmentos del canal sin anomalías topográficas, y sugieren que el θ ref calculado se debería situar en un intervalo de $0.4 \le \theta ref \le 0.6$.

Para una red aguas abajo en condiciones topográficas normales, la curva log área vs log pendiente no presentará datos anómalos y se representará por una línea recta con pendiente negativa. No obstante, de presentarse *knickpoints* (tectónicos, climáticos o erosivos) a lo largo del drenaje, existirán variaciones como se puede ver en la Figura 3.3. Así mismo, anomalías con quiebres verticales pequeños (*vertical-step knickpoint*) y discretos no tienen un significado tectónico directo (Kirby y Whipple, 2012), en contraste con puntos de quiebre de pendiente significativos (*slope-break knickpoint*), que se desarrollan en respuesta a cambios persistentes espaciales o temporales.

Para evaluar actividad neotectónica, este índice se utiliza principalmente representado en una vista en planta sobre un mapa, facilitando la delimitación de zonas activas (e.g. Dalman, 2015; Dey y otros., 2018; Rizwan y otros., 2016; Wobus y otros., 2006).

El índice ksn se determina utilizando de dos maneras: a) Mediante el software *Topotoolbox*, herramienta ejecutable en Matlab 2017 y desarrollada por Schwanghart y Kuhn (2010) y b) Utilizando la herramienta *Tprofiler*, de *Qgis* facilitada por la Universidad de Granada, España



Figura 3.3: Determinación y significado del índice de empinamiento o ksn. **A:** Comparación de dos perfiles con distintos valores de ksn, pero idénticos índices de concavidad. **B:** Diagrama log área vs log pendiente. Cuando en una red existen anomalías topográficas o knickpoints relacionados a tectónica, existe un salto en la curva con puntos de quiebre de pendiente significativos (*slope-break knickpoint*). **C:** anomalía o knickpoint con quiebres verticales pequeños (*vertical-step knickpoint*), no necesariamente vinculado a un evento de deformación. Figura tomada de (Kirby y Whipple, 2012).

Una vez determinados los valores del índice de verticalidad para cada una de las subcuencas, se realiza una interpolación geoestadística, para obtener en planta zonas de densidades, que representen áreas con los mayores valores de ksn.

3.2. ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO

3.2.1. Desplazamiento superficial

Según McCalpin (2009), el desplazamiento superficial (*Surface Offset*, SO) se define como la separación vertical entre las proyecciones de las superficies del bloque hundido y el bloque levantado (Figura 3.4.a).



Figura 3.4: Determinación del desplazamiento vertical o Surface offset. A) Ejemplo de determinación de SO. Modificado de McCalpin (2009). B) Determinación de SO utilizando *scarprofiler*. C) SO estimado manualmente con *Adobe Illustrator* y *Globalmapper*

Para la determinación de los perfiles topográficos a utilizar, es recomendable realizar los perfiles de manera perpendicular al escarpe para que los ángulos obtenidos sean los verdaderos y de esta forma las medidas de separación vertical de las superficies se puedan relacionar directamente con la componente vertical de la falla y no sean necesarias más correcciones (McCalpin, 2009).

La medición del SO ha sido empleada en diversos trabajos de neotectónica tales como los de (Gonzalez y Carrizo, 2003; Hanks, 2000; Melnick y otros., 2017), a fin de evaluar la forma de crecimiento de un segmento de falla en particular y calcular tasas de deslizamiento acumuladas.

En el área de estudio, utilizando el modelo de elevación digital, se trazaron 32 perfiles topográficos a lo largo del escarpe, agrupándose en 4 segmentos, los que a su vez de definen según las redes de drenaje más importantes en la zona (Figura 3.5).

La determinación del SO se realiza en primera instancia de manera manual con los softwares *Adobe Illustrator* y *Globalmapper*, trazando perfiles arbitrariamente seleccionados perpendiculares a la falla (Figura 3.4.b). Luego, se determinan los desplazamientos superficiales con el *script* para Matlab *scarprofiler.m*, trazando perfiles sistemáticamente cada 150 metros (Figura 3.4.c).



Figura 3.5: Mapa de los perfiles trazados perpendicularmente a la falla y los cuatro segmentos definidos según las redes más importantes del área.
3.2.2. Sinuosidad del frente de Montaña (SFM)

Definido por Bull y MacFadden (1977), como *Mountain-front Sinuosity index*, se obtiene de la ecuación:

$$SFM = \frac{LFM}{LS}$$

Donde LFM corresponde a la longitud real del frente de montaña y LS a la longitud en línea recta medida desde los extremos del frente (Figura 3.6).





Este índice refleja el balance entre fuerzas erosionales, que tienden a cortar en bahías dentro del frente de montaña, y las fuerzas tectónicas que tienden a producir un frente recto coincidente con una falla activa de frente montañoso (Keller y Pinter, 2002). Así mismo, mientras más cercano a 1 sea el valor del índice de sinuosidad, mayor será la actividad reciente de la falla, en contraste a valores más altos, donde primarán las fuerzas erosionales (Tabla 3.1).

Este índice ha sido primeramente desarrollado para fallas normales (Bull y McFadden 1977) pero ha sido aplicado satisfactoriamente en fallas inversas (e.g. Wells y otros. 1988, Jain y Verma 2006, Singh y Tandon 2007, Casa y otros. 2011).

Sinuosidad del frente de Montaña (SFM)	Inferencia
1.0 - 1.4	Altamente activo
1.5 - 3.0	Moderadamente activo
> 3.0	Inactivo

Tabla 3.1: Valores de SFM y su significado o inferencia según Bull y MacFadden (1977).

Para la zona de estudio, la determinación de la SFM se realiza de dos maneras: a) dividiendo el frente total en segmentos separados por las redes principales de las subcuencas, que inciden en el escarpe; b) para la totalidad del frente de montaña donde se observa la traza de la falla. La medición se realiza utilizando el software *Arcgis* 10.5

3.3. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

3.3.1. Perfiles GPR

El radar de penetración de suelo (*Ground Penetrating Radar*, GPR), es una técnica geofísica que utiliza ondas electromagnéticas generalmente con un rango de frecuencia de 10-3000 MHz, para detectar estructuras subsuperficiales las que se identifican por diferencias en sus propiedades dieléctricas (en materiales no magnéticos). Una antena transmisora envía un pulso electromagnético que puede reflejarse y/o dispersarse por una discontinuidad dieléctrica en el suelo y luego ser recolectada por una antena receptora (Figura 3.7) (Salvi y otros., 2003).

En relación a estudios geológicos, esta técnica ha sido, primeramente, utilizada para estudios sedimentarios tales como: determinación de arquitectura estratigráfica, geometría del cuerpo de arena, y correlación y cuantificación de estructuras sedimentarias (Bristow y Jol, 2000). Otra aplicación geológica es en la hidrogeología, donde perfiles GPR pueden utilizarse para estudiar contaminantes de aguas subterráneas, fallas del subsuelo y cavidades subterráneas (naturales o artificiales), todas las cuales pueden presentar un peligro geológico potencialmente peligroso. Cabe destacar, que este tipo de exploración geofísica, al ser de carácter no destructivo, constituye una de las mejores técnicas para el análisis del suelo y subsuelo superficial (Neal, 2004).

Pese a que la mayor cantidad de estudios utilizando perfiles GPR no se relaciona a trabajos paleosismológicos, lo que podría deberse a la dificultad que produce la interpretación de los datos para las zonas de falla; cada año son más los autores que utilizan esta técnica con fines tectónicos (e.g. Anderson y otros., 2003; Chow y otros., 2001; Ercoli y otros., 2012; Mcclymont

y otros., 2008; Moreno y otros., 2008), pudiéndose considerar a los perfiles de penetración de suelo una herramienta poderosa para la definición de la geometría de las estructuras sedimentarias y tectónicas y para la detección de fallas poco profundas.



Figura 3.7: Radar de penetración de suelo (GPR). Esquema del sistema, componentes y funcionamiento básico. Imagen modificada de Benson (1995).

En la zona de estudio, los 8 perfiles GPR realizados se distribuyen en distintos lugares del escarpe, intentando seguir una dirección perpendicular a la falla (Figura 3.10). La frecuencia de los instrumentos utilizados es de 50 y 150 MHz, donde una mayor frecuencia se asocia a un mayor alcance en profundidad, mientras que la menor frecuencia no tendrá tanto alcance, pero el nivel de detalle será mayor.

El procesamiento de los datos GPR, se realiza con ayuda del profesor Dr. Marco Cisternas de la Universidad Católica de Valparaíso; y los softwares utilizados son *RadExplorer* y *GPRsoft*.

3.3.2. Trinchera Paleosismológica

La excavación de trincheras en zonas de deformación se ha convertido en una de las herramientas más útiles en los estudios de tipo paleosismológicos (Hatheway, 1982; Hatheway y Leighton, 1979). Esta técnica constituye un método de observación directa de campo y se ha expandido a lo largo de los años para abordar problemas estructurales, geotécnicos y de paleoterremotos, entre otros (e.g. Nelson y otros., 2017; Sunye-puchol y otros., 2015; Toke y otros., 2006; Toké y otros., 2011).

La ubicación y selección del sector donde se realizará la o las trincheras es uno de los puntos más importantes a considerar previa a su excavación (Figura 3.8), dado que puede determinar el éxito o fracaso de una investigación. La información que puede entregar una trinchera, está predeterminada dependiendo de la orientación y ubicación de esta con respecto a la falla principal, y el equipo de investigación se vale de esto último para decidir cómo disponer las trincheras en la zona de deformación, pensando siempre en obtener la mejor calidad y cantidad de información posible (McCalpin, 2009). Trincheras que corten al escarpe de la falla expresarán mejor la información de recurrencia y desplazamiento de paleosismos (Sieh, 1981).



Figura 3.8: Mapa de distintas orientaciones de trincheras realizadas en un graben al pie de un gran escarpe de falla. Las trincheras señaladas en rojo son perpendiculares a la falla exponen planos de falla y depósitos coluviales, mientras que las señaladas en verde evidencian la estratigrafía depositada en el graben por corrientes paralelas a la falla. La trinchera F-F' se realiza para encontrar material datable no distinguible en las cuñas coluviales. Imagen modificada de McCalpin (2009).

En cuanto a la excavación de la trinchera, esta se realiza perpendicular a la dirección del escarpe (Figura 3.9 y 3.10), con el fin de identificar de mejor manera planos de falla y depósitos asociados a deformación; y se construye con retroexcavadora, reduciendo el tiempo de trabajo y la carga física del estudio. Luego, se realiza una limpieza de las paredes de la trinchera, seleccionando la que mejor represente las unidades y estructuras del lugar.

Para el mapeo de la trinchera, se confecciona una grilla de referencia, la que en el caso de este trabajo se construye utilizando clavos de 3 pulgadas con un espaciado cuadrangular de 50 centímetros. Además, se toman fotos a lo largo de la trinchera para la posterior construcción de un fotomosaico, el que se construye mediante el software *Agisoft* siguiendo la metodología descrita por Reitman y otros (2015). Para conocer el procedimiento utilizado para el mapeo de la trinchera paleosismológica, ver anexo II.



Figura 3.9. Escarpe Mesamávida y trinchera Paleosismológica. En la figura de la derecha se traza la dirección del escarpe NNE-SSW en amarillo, así como la ubicación de la trinchera (rojo) y su dirección perpendicular al escarpe.

Finalmente, pese a todas las ventajas que supone la realización de una trinchera, existen algunas limitaciones. La primera tiene relación con el límite de profundidad en relación al alcance del brazo de la retroexcavadora, el que no supera los 4 metros. La segunda limitación es alusiva al nivel freático en la zona, el que, al estar en una zona cordillerana con diversas redes de drenaje activas y un canal que circula al pie del escarpe, se encuentra muy cercano a la superficie, lo que imposibilita de sobremanera el trabajo detallado en terreno. No obstante, buscando un alcance de profundidad mayor al limitado por el nivel freático, se hace uso de una bomba de agua para poder ir drenando el agua del sector y así mapear la trinchera y obtener fotos más profundas para un mayor detalle en el trabajo.



Figura 3.10: Ubicación de perfiles GPR y trinchera realizados en la zona de estudio. En amarillo se señalan los perfiles GPR, mientras que en azul la ubicación trinchera.

3.3.2.1. Orientación de clastos

En geología estructural y estudios tectónicos y paleosismológicos, los clastos fracturados y orientados en zonas de falla exhumadas, han sido reconocidos como indicadores de condiciones de paleo-stress en regiones tectónicamente activas (Eidelmann y Reches, 1992; Hippolyte, 2001; Jerzykiewicz, 1985; Lee y otros., 1996; Ramsay, 1964; Tanner, 1963, 1976).

En conglomerados deformados, diferentes estructuras resultarán de variaciones en el contraste de las propiedades mecánicas de los clastos con respecto a la matriz. De igual modo, fallas que

fracturen clastos indicarán un comportamiento frágil de todo el material y se pueden usar claramente en la determinación de paleo-stress (e.g. Petit y otros., 1985).

En la trinchera paleosismológica realizada en este estudio, se miden en terreno, las orientaciones de los ejes principales y de las fracturas de todos los clastos sobre 10 cm utilizando brújula estructural y el software para dispositivos celulares *"Field Move Clino"*; con el fin de identificar zonas de deformación asociadas a la falla principal. Para facilitar la medición y considerando que los clastos no necesariamente expondrán su eje de elongación máximo, se considerará una medición únicamente en dos dimensiones.

Las mediciones de las orientaciones de los clastos se realizan posterior al mapeo paleosismológico y, una vez teniendo las medidas de las orientaciones de los ejes principales de todos los clastos, se realiza un procesamiento de los datos obtenidos, con ayuda de los softwares "*Dips*", "*Stereonet*" y "*Adobe Illustrator*"

Kübler (2017), una vez medidas las orientaciones de los clastos, separa aquellos que se distancian de la orientación general, donde, en su caso corresponden a los que presentan un ángulo de manteo superior a 60°, los que, a su vez, indican fallamiento de tipo normal. A diferencia de lo descrito anteriormente, para la Falla Mesamávida, se considerarán como manteos anómalos, aquellos que superen los 45°, dado que, al tratarse de fallas inversas, el valor de inclinación de los clastos puede ser menor.

4. RESULTADOS

4.1. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO

4.1.1. Delimitación de cuencas y subcuencas

Para la zona de estudio, se definen tres cuencas principales:

- Cuenca Mesamávida
- Cuenca Achibueno
- Cuenca Sur

A su vez, para la cuenca Mesamávida, considerando que es en esta área donde se sitúa el escarpe, se definen 5 subcuencas denominadas de norte a sur como subcuencas A, B, C, D y E (Figura 4.1)



Figura 4.1.: Izquierda: mapa de las 3 cuencas definidas para la zona: Mesamávida, Archibueno y Sur. Derecha: Subcuencas definidas en la cuenca Mesamávida. Las subcuencas se definen en redes perpendiculares al escarpe de falla.

4.1.2. Curva Integral Hipsométrica (HI)

Las curvas hipsométricas para las 5 subcuencas de la cuenca Mesamávida, evidencian una concavidad hacia arriba, característica de drenajes o redes seniles. En estas redes predominan los procesos fluviales y aluviales, y el área de la cuenca se concentra en las partes bajas.

Asimismo, existen algunos puntos de inflexión en las subcuencas que dan cuenta de un posible rejuvenecimiento tectónico más al este de la falla Mesamávida.

Las curvas hipsométricas determinadas se muestran en la figura 4.2, donde se destacan los *knickpoints* visibles para cada una de las 5 subcuencas.

En las figuras es posible observar para todas las integrales, un punto de inflexión entre las cotas de 200-300 m, el que coincide con la traza del escarpe en el área de estudio. Asimismo, existen algunos puntos de inflexión en las subcuencas que dan cuenta de un posible rejuvenecimiento tectónico más al este del escarpe Mesamávida, lo que sugiere la ocurrencia de otras estructuras.



Figura 4.2: Curvas o integrales hipsométricas para las 5 subcuencas con redes perpendiculares al escarpe.

4.1.3. Índice de Hack o SL

En la figura 4.3 se presentan los resultados obtenidos para los valores del índice SL. Los valores a lo largo de las redes principales para cada una de las 5 subcuencas analizadas, se contrastan con los perfiles longitudinales de dichas redes, con el fin de comparar e identificar de mejor manera las anomalías topográficas o *knickpoints*.

Cabe señalar que los drenajes analizados están desarrollados en rocas homogéneas, por lo que no se considera que los cambios litológicos puedan estar gatillando la formación de estos knickpoints.



Figura 4.3: Valores del índice SL en gráficos de distancia (m) vs elevación.

En los gráficos se pueden observar distintos puntos anómalos o *knickpoints*, donde en amarillo se destaca para cada una de las subcuencas, el *knickpoint* asociado al escarpe Mesamávida. Como se observa en la

figura 4.3, el escarpe Mesamávida representa también, un cambio drástico de pendiente en los perfiles longitudinales de los ríos, visible de mejor manera en las redes de menor dimensión (Subcuencas A, B y E).

Particularmente, para las subcuencas C y D, es posible distinguir *knickpoints* que presentan un valor de SL mayor al del escarpe Mesamávida, los que podrían estar ligados al levantamiento del frente de montaña más alto, que se observa en la imagen satelital al este del escarpe Mesamávida.

4.1.4. Índice de empinamiento o ksn

Los valores del índice de verticalidad se muestran en la figura 4.4. Al igual que como con el índice SL, se destaca el *knickpoint* asociado al escarpe Mesamávida y se observan algunos *peaks* anómalos al este del escarpe Mesamávida, en las redes de mayor dimensión, que se atribuirían al frente de montaña más alto, situado al este del escarpe.



Figura 4.4: Valores del índice ksn en gráficos de distancia vs elevación.

El índice ksn también es posible visualizarlo en planta, donde en el mapa de la figura 4.5, se visualizan los valores de ksn normalizados, observándose *peaks* positivos en la zona del escarpe y también al este de este rasgo morfológico, en las porciones más orientales de la cuenca Mesamávida.



Figura 4.5: Mapa de valores de ksn normalizados a lo largo de las redes de las 5 subcuencas.



Estas anomalías, se visualizan mejor en el mapa de la figura 4.6., donde se realiza una regresión de Kernel a los datos, lo que permite distinguir con mayor facilidad las zonas anómalas.

Figura 4.6: Mapa de densidades para valores de ksn normalizados.

4.2. ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO

4.2.1. Desplazamiento Superficial

Las coordenadas de los perfiles topográficos se muestran en la tabla 4.1, mientras que los valores de desplazamiento superficial obtenidos según los dos métodos descritos en el capítulo 3.2.1, pueden verse en la tabla 4.2. De los resultados obtenidos en la tabla 4.2. se puede apreciar una similitud de los datos determinados por cada una de las dos formas de cálculo descritas anteriormente.

Perfil	Coordenada Inicio (m)		Coordenada Termino (m)		
	Este	Sur	Este	Sur	
1	271100.9023	6013299.563	271201.2946	6013241.183	
2	271227.1344	6013432.04	271298.9648	6013356.03	
3	271330.0756	6013530.269	271420.5134	6013466.622	
4	271417. <mark>9</mark> 873	6013655.709	2 <mark>7</mark> 1524.8894	6013588.16	
5	271565. <mark>4</mark> 259	6013777.226	2 <mark>7</mark> 1603.6575	6013683.113	
6	271653. <mark>5</mark> 935	6013877.129	2 <mark>7</mark> 1745.1241	6013834.31	
7	271684. <mark>0</mark> 661	6014027.111	2 <mark>7</mark> 1805.9005	6013973.664	
8	271839. <mark>7</mark> 207	6014150.542	271926.631	6014102.713	
9	271896. <mark>2</mark> 456	6014340.116	272018.5865	6014312.685	
10	271939.6512	6014488.15	272032.3679	6014482.478	
11	271964.0032	6014618.859	272048.5386	6014573.127	
12	272046.6895	6014768.447	272151.998	6014751.782	
13	272077.0894	6014920.514	272206.8942	6014906.275	
14	272212.0662	6015066.481	272268.8851	6015030.45	
15	272251.4615	6015153.668	272328.4098	6015120.82	
16	272349.956	6015313.158	272413.7041	6015310.387	
17	272455.2789	6015442.04	272528.7277	6015435.111	
18	272517.0183	6015585.308	272621.4292	6015583.149	
19	272519.7198	6015699.804	272628.785	6015706.956	
20	272565.4521	6015925.694	272631.9718	6015947.867	
21	272600.5597	6016056.578	272644.2903	6016059.041	
22	272688.8677	6016142.858	272734.8566	6016139.573	
23	272784.3101	6016226.162	272847.1343	6016196.597	
24	272895.7754	6016377.515	272963.6504	6016302.961	

Perfil	Coordenada	Inicio (m)	Coordenada T	ermino (m)
	Este	Sur	Este	Sur
25	272965.8072	6016490.73	273054.2293	6016466.034
26	273063.4421	6016646.383	273125.8655	6016597.443
27	273471.5292	6017244.054	273514.6143	6017218.528
28	273487.4208	6017335.93	273563.0197	6017304.886
29	273520.9927	6017491.884	273583.8169	6017455.852
30	273514.0636	6017626.771	273611.0714	6017584.272
31	273610.6921	6017708.108	273653.4142	6017687.676
32	273630.8195	6017833.49	273712.1213	6017781.753

 Tabla 4.1: Coordenadas UTM de perfiles topográficos realizados a lo largo del escarpe

Perfil	SO Scarprofiler.m	SO Manual
1	1.8	1.930016902
2	2.6	2.39291517
3	3.5	3.005174912
4	3.5	3.248064852
5	3.2	3.620600028
6	4.2	3.822089583
7	4.2	4.237945113
8	1.2	3.71431
9	1.9	1.99462
10	3.9	4.498751463
11	3.4	3.228628822
12	3.8	4.146465935
13	7.7	7.269554845
14	5.9	6.49420913
14	4.2	5.046646048
15	5.2	3.104975418
16	1.6	1.758963
17	2.1	2.005682
18	2.1	2.471158798
19	2.8	4.789004977
20	4.2	3.92971064
21	2.3	1.562369925
22	2.2	2.411915395
23	2.6	2.55613452
24	3.2	2.8936752
25	2.8	4.21299
26	7.9	8.10696
27	5.5	5.48671
28	1	0.00852
29	0.8	1.02524
30	0.7	1.45852
31	0.7	0.89885
32	5.9	6.45213

Tabla 4.2.: Desplazamientos superficiales determinados con cada uno de los dos métodos descritos.

A su vez, se observa que el desplazamiento promedio máximo de la falla corresponde a 7.5 m determinado en el perfil 13, mientras que el desplazamiento promedio a lo largo del escarpe es de 3.21 metros.

Finalmente, se grafican los desplazamientos superficiales a lo largo del escarpe, donde se aprecia que el SO se concentra en su zona central y disminuye hacia sus bordes, definiendo una semi-elipse (Figura 4.7).



Surface Offset (SO) Perfiles

Figura 4.7.: Desplazamientos superficiales a lo largo de la falla Mesamávida.

4.2.2. Sinuosidad del frente de Montaña

La sinuosidad del frente de montaña para cada uno de los 4 segmentos, así como para la totalidad del escarpe, se detallan en la tabla 4.3, donde se indican los valores de la longitud real del frente de montaña (LFM), la longitud en línea recta medida desde los extremos del frente (LS), y los valores finales de la Sinuosidad del frente de Montaña (SFM).

Segmento	LFM (m)	LS (m)	SFM	Actividad Tectónica
1	3366	2588	1.30062	Activo
2	1450	1145	1.26638	Activo
3	1663	1348	1.23368	Activo
4	1462	1212	1.20627	Activo
Total	7958	6153	1.29335	Activo

Tabla 4.3.: Longitud de trazos y determinación de la sinuosidad del frente de montaña.



Los resultados indican una tectónica reciente activa, con un frente cercano a la rectitud. Asimismo, se ilustra la determinación del frente en los mapas de las figuras 4.2. y 4.3

Figura 4.8: Mapa de la SFM para cada uno de los 4 segmentos del escarpe.



Figura 4.9.: SFM para la falla Mesamávida utilizando la totalidad del frente.

4.3. ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO

4.3.1. Perfiles GPR

En la tabla 4.4 se muestran las coordenadas de inicio y termino de los perfiles GPR realizados en terreno.

Perfil	Frecuencia	Coordenadas Inicio		Coordenada	s Termino
		Este	Sur	Este	Sur
612	50 MHz	271655.095	6013737.838	271584.422	6013757.871
613	50 MHz	271655.929	6013740.064	271580.249	6013762.045
614	250 MHz	271656.912	6013735.269	271582.414	6013760.936
615	250 MHz	273081.842	6016472.052	272965.400	6016464.540
616	250 MHz	272191.258	6014924.289	272127.819	6014973.537
617	250 MHz	272199.605	6014966.442	272162.460	6014986.892
618	50 MHz	272196.631	6014925.045	272123.594	6014979.301
619	50 MHz	2 <mark>72210.821</mark>	6014958.434	272161.573	6014983.058

Tabla 4.4: Coordenadas perfiles GPR realizados a lo largo del escarpe Mesamávida. Se detallan en esta tabla las coordenadas UTM de los puntos de inicio y termino de los perfiles realizados, además de la frecuencia que se utiliza para cada uno de los casos.

Una vez realizado el procesamiento de los datos obtenidos mediante la etapa en terreno y la corrección topográfica, se obtienen perfiles con ejes de distancia vs profundidad. En la figura 4.10, se observan los resultados obtenidos para los perfiles 616, 617, 618 y 619.

El análisis de los perfiles obtenidos se imposibilita bastante, dado que el nivel freático se encuentra muy superficial en el área, lo que dificulta la visualización de estratigrafía más profunda. No obstante, es posible distinguir, mediante la utilización de un filtro colores verde-rojo-azul, la presencia de una zona de perturbación estratigráfica en la parte media baja del escarpe, que podría corresponder a la falla Mesamávida (4.11).



Figura 4.10: Perfiles GPR 616 y 617 realizados con una frecuencia de 250 MHz, y perfiles 618 y 619 con una frecuencia de 50 MHz.



Figura 4.11: Zonas de perturbación estratigráficas para los perfiles 616, 617, 618 y 619. Se observa que para todos los perfiles analizados la perturbación estratigráfica se encuentra en el mismo sector, la que, a su vez, tiende a orientarse sub-vertical hacia la superficie.

4.3.2. Trinchera Paleosismológica

Como se menciona en el capítulo 3.3.2, una vez realizada la limpieza de las paredes de la trinchera, se escoge la que mejor muestre las unidades y las estructuras presentes en la excavación. Para la trinchera realizada con orientación este-oeste, se selecciona la pared norte, donde se definen y describen diferentes unidades utilizando las fichas de descripción de unidades estratigráficas que se pueden ver en el Anexo III. Las figuras 4.12 y 4.13 muestran respectivamente: la pared de la trinchera con los diferentes contactos, y la pared mapeada con las unidades definidas y sus respectivas zonas de deformación.

Asimismo, en rasgos generales, las unidades descritas para la trinchera paleosismológica son las siguientes:

Unidad de Conglomerados A

Corresponde a depósitos cuaternarios aluviales matriz-soportados y de carácter polimícticos. Presenta un espesor mínimo de 100 cm. La matriz corresponde a grava y arena, representando el 60 % del total de la unidad. El tamaño de los clastos corresponde principalmente a *pebbles* (70%), con una redondez buena y una selección moderada. En cuanto a sus relaciones de contacto, corresponde a la unidad más antigua definida en la pared y se dispone subhorizontalmente infrayaciendo a la unidad de conglomerados B con una superficie de contacto irregular.

Unidad de Conglomerados B

Unidad de conglomerados clastosoportados, de 35 cm de espesor, con una matriz arcilloarenosa y clastos principalmente de tamaño *pebbles* (85%). La distribución de los clastos es homogénea y de buena selección con una angulosidad redondeada y esfericidad muy buena. Esta unidad se dispone de manera subhorizontal en el sector este de la Falla, y se dispone sobre la unidad de conglomerados A e infrayaciendo a la unidad de Conglomerados C. Hacia el oeste de la pared, se puede observar bajo una unidad de canal de origen antrópico y bajo la unidad A, de origen fluvial.

Unidad de Conglomerados C

Corresponde al nivel de mayor espesor y presencia a lo largo de la trinchera, con un espesor máximo de 120 cm. Esta unidad se caracteriza al igual que los Conglomerados A, de una matriz de arena y grava, pero con un porcentaje mayor de clastos tamaño *boulder* (13%). Asimismo,



Figura 4.12: Pared Norte trinchera. La figura corresponde a un fotomosaico de alta resolución obtenido mediante el software *Agisoft*. Como referencia se realiza una grilla con cuadrantes de 50 cm. Y además se delimitan las unidades (color blanco) y las zonas de falla (Color rojo).



Figura 4.13: Mapeo trinchera Mesamávida. En la figura se presentan las principales unidades de la trinchera, además de la falla principal

esta unidad se caracteriza por estar afectada por las dos fallas mapeadas en la pared de la trinchera. Las relaciones de contacto de esta unidad varían de este a oeste, disponiéndose sobre la unidad de Conglomerados B e infrayaciendo al nivel de suelo B en el este; mientras que, hacia el oeste, además de las relaciones de contacto mencionadas, se observa un engrane lateral con las unidades antrópicas Canal 1 y Canal 2.

Unidad A

Unidad lenticular de limolita de 120 cm de espesor que se sitúa hacia la parte occidental de la pared norte de la trinchera. En cuanto a sus relaciones de contacto se dispone sobre la unidad Conglomerados B y bajo las unidades B y Cuña coluvial. A su vez, presenta un contacto lateral con las unidades antrópicas Canal 1 y Canal 2.

Unidad B

Unidad lenticular de arcillolita de 40 cm de espesor. Se relaciona genéticamente con la Unidad A y se deposita sobre esta, definiéndose una forma acanalada. A su vez, infrayace a la Cuña Coluvial en contacto irregular.

Nivel de Suelo Horizonte B

Conglomerados polimícticos matriz soportados con una selección moderada a mala y clastos bien redondeados. Esta unidad presenta en su matriz una estructura de bloques angulares, característica de un horizonte de suelo tipo B. Estratigráficamente, se dispone sobre el nivel de conglomerados C y bajo el Horizonte A; y se encuentra afectado estructuralmente por las Fallas A y B. Además, hacia el oeste de la trinchera, infrayace localmente a la Cuña Coluvial en contacto irregular. El espesor de la unidad varía de 40 a 60 cm.

Cuña Coluvial

Conglomerados polimícticos color pardo grisáceo, con un espesor máximo de 78 cm y una forma de cuña. La distribución de los clastos es entrópica, aunque se puede interpretar una disminución del tamaño de grano desde este a oeste. Estratigráficamente, se deposita sobre las unidades A, B y el Horizonte de suelo B, y se dispone bajo el horizonte de suelo A. A su vez, se encuentra cortada por las unidades que definen al canal Antrópico.

Unidad Canal 1

Unidad de origen fluvial, depositada gracias a un canal antrópico que corta las unidades Cuña Coluvial y Conglomerados C. Corresponde a una arcillolita con una estratificación granodecreciente y un espesor de 18-27 cm.

Unidad Canal 2

Unidad de arcillolita que se deposita sobre la unidad Canal 1, y corta a las unidades A, Cuña Coluvial y Conglomerados C. Se caracteriza por presentar estratificación laminar y presentar una intercalación de arcilla con niveles de arena. El espesor de la unidad es de 110 cm y la forma es tipo canal.

Horizonte A

Unidad más reciente que se dispone superficialmente a lo largo de toda la trinchera, y se desarrolla sobre el Horizonte B, Cuña Coluvial y Unidad Canal 2. Litológicamente corresponde a conglomerados matriz soportados con presencia principal de clastos tamaño *cobbles* (60%). Se distingue por la presencia en su matriz de estructuras tipo granular, características de un horizonte tipo A. El espesor del nivel varía de 25 a 50 cm.

Estructuras de deformación post-depositación

Además de las unidades mencionadas, se reconocen dos fallas que cortan a las unidades de conglomerados y al horizonte de suelo B, nombrándose de este a oeste como fallas A y B. El reconocimiento de estas estructuras, se sustenta por los siguientes motivos:

- Para la falla A, se observan sets de clastos rotados y fracturados siguiendo una dirección preferencial, los que se dispondrían de esa forma a lo largo del plano de ruptura (Figura 4.14). A su vez se observa que las unidades descritas se deforman hacia la zona de ruptura, estimándose un desplazamiento mínimo de 0.7 m para el nivel de Conglomerados B.
- Es posible distinguir inmediatamente al oeste de la falla B, una unidad caracterizada como una cuña coluvial, asociada a un evento de deformación producido por esta estructura; esta cuña sería producto de la dislocación de 0.4 m afectando al nivel de Conglomerados B (Figura 4.15)



Figura 4.14: Interpretación de falla A. **a:** foto de la ubicación y zona de falla. **b:** clastos orientados a lo largo de la falla. **c:** clastos fracturados, las flechas rojas indican dirección de fractura.



Figura 4.15: Desplazamiento de conglomerados B asociado a la Falla B. El desplazamiento sobre la falla de esta unidad es de 0.4 m, y además es posible observar clastos orientados siguiendo la dirección de la estructura.

4.3.2.1 Orientación de Clastos

El resultado final de la medición arrojó un total de 503 clastos sobre 10 cm, y un rumbo principal N-NE.

En la figura 4.16 se observa la dirección del manteo de los clastos, donde se pueden definir dos *sets* de datos: a) 244 clastos manteando al este y b) 259 manteando al oeste; por lo que para un mejor análisis se decide separar los clastos en estas dos direcciones preferenciales.

La orientación y ubicación de los clastos en la pared de la trinchera, para cada una de las dos tendencias, se observan en las figuras 4.17 y 4.18.

De las figuras se observa que para la tendencia de clastos manteando al este, existen 30 de un total de 244 que presentan un ángulo superior a 45, los que, a su vez presentan un manteo promedio de 59°; mientras que, para los clastos hacia el oeste, existen 41 clastos con un manteo superior al crítico, y que también presentan un manteo promedio de 59°.







Figura 4.17: a: Orientación y ubicación en la trinchera de los clastos que mantean al oeste. **b:** Histograma de los ángulos de manteo.

Finalmente, en la figura 4.19 se presenta la ubicación y orientación de todos los clastos, unificando las dos tendencias, así como también, es posible observar un ángulo de manteo promedio de 24 grados para todo el universo de datos.



Figura 4.18: a: Orientación y ubicación en la trinchera de los clastos que mantean al este. **b:** Histograma de los ángulos de manteo.

La medición de clastos de eje máximo (expuesto) superior a 10 cm de largo es, al menos hasta la etapa de análisis que se presenta en esta memoria, una técnica que sólo permite identificar, de manera muy sutil, la abundancia de clastos con inclinaciones mayores a 45° E-W, en las inmediaciones de las fallas A y B.



Figura 4.19: a: Orientación y ubicación en la trinchera de todos los clastos sobre 10 cm. b: Histograma de los ángulos de manteo.

5. DISCUSIÓN

La estrategia metodológica aplicada en este trabajo de memoria apuntó, en primer lugar, a verificar el origen tectónico del escarpe Mesamávida. En este sentido, los resultados derivados del análisis morfométrico de los drenajes espacialmente asociados a este escarpe, mostraron las primeras evidencias apoyando esta interpretación inicial. Finalmente, lo expuesto en el muro norte de la trinchera paleosismológica, permitió verificar directamente la zona de deformación que se atribuye a la actividad del WATF en la Región del Maule.

5.1. ANÁLISIS MORFOMÉTRICO DE REDES DE DRENAJE

La utilización de diferentes índices morfométricos en la determinación de fallas activas y para sustentar zonas de deformación asociadas a paleoterremotos ha sido bastante utilizada por diversos autores (e.g. Galve y otros., 2014; Gilsanz, 2009; Ocaña y otros., 2016). En este trabajo, es posible discutir un origen tectónico para el escarpe Mesamávida, basándose en la evidencia de los índices morfométricos.

Para el índice de Hack y el índice de empinamiento, en la figura 5.1, se observa que estos presentan *peaks* anómalos coincidentes con la traza de la Falla Mesamávida para cada una de las 5 redes de drenaje perpendiculares al escarpe. Además, al este de la FM, se verifican *peaks* que denotan coincidencia entre valores de SL y ksn; esto, podría estar sugiriendo la ocurrencia de otras fallas o lineamientos, subparalelos a FM, cuya actividad ha dejado su impronta en la configuración actual de la red de drenajes (Figura 5.2).

Las curvas hipsométricas, por su parte, evidencian una concavidad hacia arriba, característica de drenajes o redes seniles (Strahler, 1957), pero que localmente presentan puntos de inflexión a diferentes cotas, lo que daría cuenta de un potencial rejuvenecimiento tectónico. Correlacionando lo obtenido por los 3 índices morfométricos y considerando que las anomalías topográficas coinciden en las 5 subcuencas, formando lineamientos NNE-SSW, es posible inferir que estos índices sugieren perturbaciones tectónicas de los drenajes estudiados, donde se descarta un origen litológico, dado que el sustrato es homogéneo.



Figura 5.1. Comparación entre valores de índices ksn y SL. Se destacan las anomalías que podrían estar asociadas a estructuras de deformación.



Figura 5.2: Traza de la Falla Mesamávida y lineamientos inferidos según anomalías en valores de ksn y SL.

5.2. ANÁLISIS MORFOTECTÓNICO

5.2.1. Sinuosidad del Frente de Montaña

En primer lugar, de los resultados obtenidos, se observa que según la tabla 3.1, la sinuosidad del frente de montaña para cada uno de los métodos utilizados, es indicativa en la zona, de

predominancia de fuerzas tectónicas por sobre fuerzas erosionales, definiéndose un frente de montaña tectónicamente activo.

Luego, como se menciona en capítulos anteriores, la determinación de este índice se realiza en primera instancia dividiendo el frente en segmentos, por lo que, de existir variaciones considerables en la SFM entre los segmentos propuestos, podría deberse a diferencias en las tasas de depositación, erosión o alzamiento.

En la tabla 4.3, se observa que no existen diferencias importantes en los valores de SFM para los 4 segmentos definidos, por lo que es posible inferir una homogeneidad en estos 3 factores a lo largo del escarpe. A su vez, considerando que el escarpe se construye en unidades sedimentarias aluviales a lo largo de toda su extensión, y que no existen grandes cambios en la SFM a través de los segmentos, se puede considerar el valor de la SFM para la totalidad del escarpe, como el valor final obtenido para el frente en la zona.

Por lo tanto, es posible inferir un predominio de fuerzas tectónicas, por sobre fuerzas erosionales, para el Escarpe Mesamávida, lo que se manifiesta en un frente de montaña cercano a la rectitud, con una orientación NNE-SSW, indicando que la falla domina la construcción geomorfológica en el área de estudio.

Asimismo, comparando los valores obtenidos en este trabajo, con los de SFM para la Falla de San Ramón, obtenidos por Pérez-Estay (2016), se observan similitudes y diferencias. En primer lugar, se observa que el valor promedio de SFM para la Falla San Ramón es de 1.51, lo que indicaría un nivel de actividad menor al de la Falla Mesamávida. Sin embargo, este valor no es directamente comparable al obtenido en este trabajo, dado que no existe una homogeneidad litológica a lo largo del escarpe que construye a la falla San Ramón. No obstante, utilizando solo los segmentos en los que se observa un escarpe construido sobre depósitos aluviales, se observa una similitud entre los valores de los resultados obtenidos, lo que podría deberse a una igualdad en la litología y a una similitud en tasas de depositación, erosión o deslizamiento a lo largo de las fallas respectivas.

5.2.2. Variación longitudinal del Surface Offset e implicancias respecto a la evolución de la Falla Mesamávida

Dos de los mecanismos por medio de los cuales las fallas crecen corresponden a (Cartwright y otros., 1995; Walsh y Watterson, 1988; Watterson, 1986): a) acumulación de sucesivos



desplazamientos a lo largo de una traza única (Figura 5.3.a), y b) unión de varias trazas de pequeñas rupturas o segmentos de fallas (Figura 5.3.b).

Figura 5.3: Mecanismos de propagación de fallas. a) Crecimiento de falla por propagación radial. b) Crecimiento de falla por unión de segmentos. Figura tomada de (Cartwright y otros., 1995).

En el primer mecanismo, la acumulación de desplazamientos sucesivos permite que la longitud de la falla se incremente desde el centro de su traza hacia los extremos, por lo que, la altura del escarpe, a lo largo de la falla adquiere la forma de un arco, donde el desplazamiento mayor se verifica en el punto medio de la traza. En el segundo mecanismo, la falla incrementa su longitud por el
crecimiento lateral y la unión de segmentos de fallas originalmente discretos (González y Carrizo, 2003).

En la figura 4.7 se observan algunas disminuciones del desplazamiento superficial a lo largo del escarpe, lo que podría estar indicando una segmentación que podría estar asociada a la primera etapa de una falla por unión de segmentos (Figura 5.2.b). No obstante, considerando la geomorfología de la zona, donde existen redes de drenaje perpendiculares al escarpe principal que lo inciden y erosionan, es posible concluir que estas disminuciones se asocian más a un origen fluvial que tectónico. Por esto, y considerando que, de manera general, el mayor desplazamiento acumulado se midió al centro del escarpe, disminuyendo progresivamente hacia sus extremos, se asocia la Falla Mesamávida a un mecanismo de crecimiento tipo radial.

5.3. TASAS DE DEFORMACIÓN ACUMULADA PARA LA FALLA MESAMÁVIDA

Considerando el *surface offset* como una aproximación del desplazamiento superficial acumulado máximo, mínimo y promedio, y las edades definidas por Terrizano y otros (2017), y Rauld (2011) para abanicos aluviales de la Cordillera Principal, similares litológica y espacialmente a los abanicos en que se construyó el Escarpe Mesamávida; es posible estimar tasas de deslizamiento o *slip-rate* para la Falla Mesamávida (Tabla 5.1)

Desplazamiento Superficial (m)			Edad (ka) / Autor	Slip-rate (mm/año)
Máximo	7.5	27	Terrizano y otros (2017)	0.27
Mínimo	0.7	27	Terrizano y otros (2017)	0.026
Promedio	3.21	27	Terrizano y otros (2017)	0.12
Máximo	7.5	46.7	Rauld (2011)	0.16
Mínimo	0.7	46.7	Rauld (2011)	0.014
Promedio	3.21	46.7	Rauld (2011)	0.069
	•		Promedio total	0.11

Tabla 5.1: Slip-rate acumulado mínimo para la Falla Mesamávida considerando distintos valores de desplazamiento superficial y edades de conos aluviales similares.

5.4 TRINCHERA PALEOSISMOLÓGICA

En los resultados expuestos en el capítulo 4.3.2, sobre el análisis y descripción de unidades en la trinchera paleosismológica, se menciona la presencia de dos fallas, las que se denominan A y B. Para la falla B, es posible identificar un deposito coluvial en forma de cuña con un espesor de 78

cm. Este tipo de depósitos son interpretados por Mccalpin (2009) y referencias en dicho texto, como respuesta a un evento de deformación discreto. En la trinchera mapeada en el marco de esta memoria, se observó que este depósito está restringido al pie del escarpe y es de fábrica caótica; esto permite diferenciarlo claramente de los depósitos aluviales que afloran en el bloque yaciente de la falla B. Dada su ocurrencia local, resulta poco probable que su origen sea asociado a procesos dominantemente climáticos. Depósitos similares han sido observados al pie de escarpes de falla e interpretados de la misma forma (e.g. Vargas y otros., 2014; Cortés y otros., 2012). Para la falla A, dada la geometría regular de los contactos de la Unidad de Conglomerados A y B, a uno y otro lado de la misma, se interpreta también una naturaleza sísmica para el desplazamiento.

El análisis de orientación de clastos, aunque de manera compleja, sugiere que estos tienden a rotar y aumentar su inclinación (<45° E-W) en las inmediaciones de las fallas A y B. Además, para el caso particular de la Falla A, se observó que en las inmediaciones ocurren clastos con fracturas subparalelas a ésta. Esto último se considera como una evidencia más para suponer que las fallas expuestas en la trinchera han conducido la deformación, al menos parcialmente, de manera sísmica.

Con los antecedentes actuales, resulta complejo dilucidar si los desplazamientos que muestran las fallas A y B habrían ocurrido de manera separada o contemporánea. Lo que es claro es que, en cualquier caso, el desplazamiento total de 1.1 m medido en las dos zonas de deformación (A y B en figura 4.13) no se acerca al desplazamiento acumulado total que sugiere el SO donde la trinchera fue excavada (5.9 m; Figura 4.7). Lo anterior puede ser explicado por a) una acción antrópica contribuyendo a aumentar la altura del escarpe, lo que encuentra respaldo en la ocurrencia del canal de regadío representado como Unidad Canal 1 y Unidad Canal 2 en el mapeo de la trinchera (Figura 4.15); b) la no identificación de zonas de deformación claras adicionales a las fallas A y B, dada la mediana consolidación de los depósitos aluviales; o c) una combinación de a y b. Teniendo en cuenta esta interpretación, se suma otro grado de incertidumbre respecto a los *slip-rates* acumulados, calculados a partir de la separación vertical y las edades asignadas a los conos en los cuales se construye el escarpe. Por lo mismo, estas tasas de deformación no serán consideradas en la discusión relativa al nivel de actividad de la Falla Mesamávida. Actualmente, se están preparando muestra de carbones, extraídos de la unidad A y B de la trinchera, que serán datadas mediante el método de ¹⁴C. Los resultados esperados, que no son incluidos en este trabajo,

permitirán aproximarse a la edad de la deformación registrada en la trinchera y a determinar tasas de deformación, presumiblemente holocenas, para la Falla Mesamávida.



Figura 5.4. Reconstrucción palinpástica del Escarpe Mesamávida. A: Depositación de los distintos niveles de conglomerados, y desarrollo de un horizonte de suelo. B: Incisión del canal fluvial y depositación de unidades A y B. C: Período de deformación, desarrollo de fallas A y B. Notar que falla A no llega a la superficie, mientras que falla B si lo hace, propiciando la acumulación de la cuña coluvial. El depósito coluvial se deposita sobre las unidades A y B. D: Estado actual. Escarpe desarrollado y nivel de suelo perenne cubriendo a todas las unidades

Considerando todo lo anteriormente descrito y pudiendo definir al menos un episodio de deformación, se construye la figura 5.4, que corresponde a una reconstrucción palinpástica preliminar de la deformación registrada en el sitio de la trinchera. Esta figura esquemática muestra la evolución de la deformación desde el momento en que se depositan las primeras unidades hasta que se desarrolla el nivel de suelo actual. Cabe destacar, que, por tratarse de una unidad antrópica, el canal que corta a algunas unidades del oeste de la trinchera (Unidad Canal 1 y Unidad Canal 2 en figura 4.13), no ha sido considerado para la reconstrucción.

5.5. POTENCIAL SISMOGÉNICO DE LA FALLA MESAMÁVIDA Y COMPARACIÓN CON ANTECEDENTES DEL WATF A LOS 33°S

Utilizando las ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994), es posible estimar empíricamente paleomagnitudes a partir de parámetros geológicos. Estas ecuaciones relacionan magnitudes con diferentes parámetros como largo de ruptura superficial, desplazamiento máximo y desplazamiento promedio.

Utilizando el largo de ruptura (RL), y los desplazamientos medidos en la trinchera paleosismológica, se construye la tabla 5.2. donde se observan las magnitudes obtenidas. En el caso de los desplazamientos medidos en la trinchera, se pueden considerar dos posibles escenarios: a) suma de desplazamientos de fallas A y B como desplazamiento total máximo y b) desplazamientos de fallas A y B, como eventos independientes.

Parámetro (*)	E <mark>c</mark> uación	а	b	(*)	Correlación	Mw
Ruptura superficial (RL)	$M = a + b \log RS$	5.08	1.16	RL=8.0	0.89	6.12°
Desplazamiento máximo (A+B)	$M = a + b \log(A + B)$	6.69	0.74	(A+B)=1.1	0.75	6.72°
Desplazamiento Falla A	$M = \frac{a}{a} + b \log A$	6.69	0.74	A=0.7	0.75	6.57°
Desplazamiento Falla B	$M = a + b \log B$	6.69	0.74	B=0.4	0.75	6.40°

Tabla 5.2. Paleomagnitudes estimadas considerando desplazamientos medidos en la trinchera paleosismológica y ruptura superficial. Los parámetros a y b corresponden a coeficientes de regresión.

A la fecha, no se cuenta con tasas de deformación robustas para la actividad reciente, probablemente holocena, de la Falla Mesamávida. La Falla San Ramón, manifestación local del WATF a los 33°S, presenta tasas de deformación de ~0.13 mm – 0.40 mm/año (Vargas y otros., 2014). En el caso hipotético que Falla Mesamávida haya acomodado tasas de deformación similares a Falla San Ramón, sería posible catalogarla como una falla moderadamente activa (Slemmons y DePolo, 1986). Según el diagrama de la figura 5.5, y utilizando los resultados de la tabla 5.2, se puede especular que la Falla Mesamávida es capaz de generar terremotos de Mw ~ 6.12° cada 1000 a 2000 años, y terremotos Mw ~ 6.7° cada 2500 a 3500 años (Figura 5.5). Las edades de ¹⁴C que serán obtenidas para las unidades A y B al pie del escarpe, permitirán refinar

estimaciones de tasas de deformación y, de manera importante, el tiempo transcurrido desde él o los eventos que habrían construido el Escarpe Mesamávida.



Figura 5.5: Tiempos de recurrencia para las magnitudes de los eventos determinados para la Falla Mesamávida, utilizando las tasas de deformación estimadas para la Falla de San Ramon (Vargas y otros., 2014). Figura modificada de Slemmons y DePolo (1986)

Los resultados e interpretaciones de esta memoria permiten sugerir que la Falla Mesamávida, rama del WATF a los 36°S, ha acomodado deformación de naturaleza sísmica durante el Cuaternario tardío (Holoceno?). Datos instrumentales de sismicidad somera para la zona evidencian que esto también ocurre a la escala temporal de corto plazo (Capítulo 3). El trabajo en curso que se está haciendo, relativo al mapeo de otras trincheras en el Escarpe Mesamávida, así como también la obtención de edades de ¹⁴C de los depósitos asociados a deformación en la falla causativa, permitirán discutir con mayor certeza aspectos relativos a su potencial sismogénico. El estudio de escarpes similares, ubicados en distintos sectores a lo largo del frente cordillerano (Figura 1.1) entre los 35 y 37°S, permitirán evaluar el significado sísmico pasado y futuro a escala regional del WATF. Esto, se sugiere, es importante a la hora de evaluar el peligro sísmico al cual están sujetas

zonas urbanas ubicadas en las inmediaciones y, además, instalaciones industriales (e.g. Embalses) situadas en el bloque colgante del WATF.

6. CONCLUSIONES

De los resultados obtenidos en el presente trabajo, se puede concluir lo siguiente:

- El análisis morfométrico de la red de drenajes al este del Escarpe Mesamávida indica la ocurrencia de *knickpoints* o anomalías topográficas tectónicas. Esto se sustenta en la homogeneidad de las rocas en que se desarrollan las incisiones.
- Este escarpe presenta un *surface offset* que indica un crecimiento por propagación radial de una falla, generando un desplazamiento acumulado máximo de 7.7 m y un desplazamiento promedio acumulado de 3.25. La sinuosidad de este escarpe, de valor 1.29, es compatible con una falla altamente activa.
- El mapeo e interpretación de la trinchera paleosismológica confirma la ocurrencia de deformación en depósitos del cuaternario tardío, probablemente holocenos, según dos fallas orientadas ~30° y de vergencia al oeste. El desplazamiento total conducido por ambas fallas es de 1.1 m. Esta deformación es consecuencia de, al menos, un paleoterremoto.
- Las Mw estimadas para él y los terremotos que se evidencian en la trinchera son de 6.12° considerando el largo de ruptura medido en la zona, y 6.72° utilizando los desplazamientos medidos en la trinchera paleosismológica.
- La Falla Mesamávida es la representación local del WATF en la Región del Maule. Esta falla puede ser considerada moderadamente activa, capaz de generar terremotos de magnitudes 6.12° < Mw < 6.72° con recurrencias de escala de miles a decenas de miles de años.

Finalmente, se sugiere que los resultados e interpretaciones aquí presentadas sean tomadas en cuenta para la evaluación del peligro sísmico al que están sujetas zonas urbanas e industriales de la Región del Maule, muchas de las cuales están emplazadas sobre depósitos no consolidados que podrían amplificar los efectos de un sismo a lo largo de este segmento del WATF a los 36°S.

7. REFERENCIAS

Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile central: provincia de Aconcagua. Editorial Universitaria, SA.

Aguirre, L., Hervé, F. y Godoy, E., 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile-an outline.

Allmendinger, R.W. y González, G., 2010. Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. Tectonophysics, 495(1-2), pp.93-110.

Alvarado, P., Barrientos, S., Saez, M., Astroza, M. y Beck, S., 2009. Source study and tectonic implications of the historic 1958 Las Melosas crustal earthquake, Chile, compared to earthquake damage. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, *175*(1-2), pp.26-36.

Anderson, K.B., Spotila, J.A. y Hole, J.A., 2003. Application of geomorphic analysis and groundpenetrating radar to characterization of paleoseismic sites in dynamic alluvial environments: an example from southern California. *Tectonophysics*, *368*(1-4), pp.25-32.

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

Astiz, L., Lay, T. y Kanamori, H., 1988. Large intermediate-depth earthquakes and the subduction process. Physics of the Earth and Planetary interiors, 53(1-2), pp.80-166.

Baeza, O. 1999. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán, Región Metropolitana. Análisis de litofacies, evolución depositacional y análisis estructural de la Formación Abanico en el área comprendida entre los ríos Yeso y Volcán. Región Metropolitana: 119.

Bali, R., Agarwal, K.K., Ali, S.N., Rastogi, S.K. y Krishna, K., 2012. Drainage morphometry of Himalayan Glacio-fluvial basin, India: hydrologic and neotectonic implications. *Environmental Earth Sciences*, *66*(4), pp.1163-1174.

Barrientos, S.E., 1997. Central Chile: An example of quasi-static crustal behavior. *Island Arc*, *6*(3), pp.281-287.

Beck, S., Barrientos, S., Kausel, E. y Reyes, M., 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction Askew et Alzone. Journal of South American Earth Sciences, 11(2), pp.115-129.

Blanco, C.G., Palacios, A.G., Laosa, L.H., Abellán, J.G. y Gordo, I.T., 1992. Neotectónica y morfología en la región de Muñico (Avila). *Geogaceta*, (12), pp.83-86.

Bristow, C.S. y Jol, H.M., 2003. An introduction to ground penetrating radar (GPR) in sediments. *Geological Society, London, Special Publications*, 211(1), pp.1-7.

Brook, M., Pankhurst, R.J., Shepherd, T.J., Spiro, B., Snelling, N.J.y Swainbank, I.G., 1986. Andean geochronology and metallogenesis: Overseas Development Administration Open-File Report (Vol. 1). W1.

Bruggen, M., 1913. Los carbones del valle longitudinal en la zona carbonífera al sur de Curanilahue en la Provincia de Arauco.

Bull, W.B. y McFadden, L.D., 1977. Geomorphology in arid regions.

Campos, J. y Kausel, E., 1990. The large 1939 intraplate earthquake of southern Chile. Seis. Res. Lett, 61, pp.135-145.

Cartwright, J.A., Trudgill, B.D. y Mansfield, C.S., 1995. Fault growth by segment linkage: an explanation for scatter in maximum displacement and trace length data from the Canyonlands Grabens of SE Utah. *Journal of Structural Geology*, *17*(9), pp.1319-1326.

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., O. Baeza, S. Elgueta, J. J. Flynn, P. Gans, S. M. Kay, N. Muñoz, A. R. Wyss y E. Zurita. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36°S.L.). Journal of South American Earth Sciences 15(1): 117-139.

Charrier, R., Pinto, L. y Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In The geology of Chile.

Chow, J., Angelier, J., Hua, J.J., Lee, J.C. y Sun, R., 2001. Paleoseismic event and active faulting: from ground penetrating radar and high-resolution seismic reflection profiles across the Chihshang Fault, eastern Taiwan. *Tectonophysics*, *333*(1-2), pp.241-259.

Christensen, D.H. y Ruff, L.J., 1983. Outer-rise earthquakes and seismic coupling. Geophysical Research Letters, 10(8), pp.697-700.

Christensen, D.H. y Ruff, L.J., 1988. Seismic coupling and outer rise earthquakes. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 93(B11), pp.13421-13444.

Cortes, A., González, L., Binnie, S.A., Robinson, R., Freeman, S.P.H.T. y Vargas, E., 2012. Paleoseismology of the Mejillones Fault, northern Chile: Insights from cosmogenic 10Be and optically stimulated luminescence determinations. *Tectonics*, *31*(2).

Dallmeyer, R.D., Brown, M., Grocott, J., Taylor, G.K. y Treloar, P.J., 1996. Mesozoic magmatic and tectonic events within the Andean plate boundary zone, 26-27 30'S, north Chile: Constraints from 40Ar/39Ar mineral ages. The Journal of Geology, 104(1), pp.19-40.

Dalman, E.M., 2015. *Constraining neotectonic deformation of the Colombian sub-Andes* (Doctoral dissertation, University of Kansas).

Dey, S., Kaushal, R.K. y Jain, V., 2018. Spatiotemporal variability of Neotectonic activity along the Southern Himalayan front: a geomorphic perspective. *Journal of Geodynamics*.

Duputel, Z., Jiang, J., Jolivet, R., Simons, M., Rivera, L., Ampuero, J.P., Riel, B., Owen, S.E., Moore, A.W., Samsonov, S.V. y Ortega Culaciati, F., 2015. The Iquique earthquake sequence of April 2014: Bayesian modeling accounting for prediction uncertainty. Geophysical Research Letters, 42(19), pp.7949-7957.

Eidelman, A. y Reches, Z.E., 1992. Fractured pebbles—A new stress indicator. *Geology*, 20(4), pp.307-310.

Ercoli, M., Pauselli, C., Frigeri, A., Forte, E. y Federico, C., 2013. "Geophysical paleoseismology" through high resolution GPR data: A case of shallow faulting imaging in Central Italy. *Journal of Applied Geophysics*, *90*, pp.27-40.

Escobar, F., Guzmán, R., Vieira, G. 1977. Avance Geológico de las hojas Rancagua-Curicó, Talca-Linares, Chanco, Concepción-Chillán. Santiago: USGS, CCHEN, IIG. 56p.

Farías, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile central durante el Neógeno (Doctoral dissertation, Tésis para optar al grado de Doctor en Ciencias, Mención Geología thesis, 194 pp., Univ. de Chile, Santiago).

Farías, M., Charrier, R., Carretier, S., Martinod, J., Fock, A., Campbell, D., Cáceres, J. y Comte, D., 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33–35 S). Tectonics, 27(1).

Farías, M., Comte, D., Roecker, S., Carrizo, D. y Pardo, M., 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. Tectonics, 30(6).

Flint, J.J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. Water Resources Research, 10(5), pp.969-973.

Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33 y los 34 S. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Fock, A., Charrier, R., Farías, M., y Muñoz, M.A., 2006, Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33°-34°S). Asociación Geológica Argentina, Serie Publicación Especial, v. 6. pp 48-55.

Fromm, R., Alvarado, P., Beck, S.L. y Zandt, G., 2006. The April 9, 2001 Juan Fernández Ridge (M w 6.7) tensional outer-rise earthquake and its aftershock sequence. Journal of Seismology, 10(2), pp.163-170.

Galve, J.P., Piacentini, D., Troiani, F. y Della Seta, M., 2014. Stream length-gradient index mapping as a tool for landslides identification. In *Mathematics of Planet Earth* (pp. 343-346). Springer, Berlin, Heidelberg.

Giambiagi, L.B., Alvarez, P.P., Godoy, E. y Ramos, V.A., 2003. The control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua fold and thrust belt, southern Andes. Tectonophysics, 369(1-2), pp.1-19.

Giambiagi, L., Ghiglione, M., Cristallini, E. y Bottesi, G., 2009. Características estructurales del sector sur de la faja plegada y corrida de Malargüe (35-36 S): distribución del acortamiento e influencia de estructuras previas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 65(1), pp.140-153.

Godoy, E., Yáñez, G. y 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 evidences. Tectonophysics, v. 306, p. 217-236.

González, O. y Vergara, M. 1962. Reconocimiento Geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Universidad de Chile, Instituto de Geología. Publicación N° 24. 121 pp.

González, G. y Carrizo, D., 2003. Segmentación, cinemática y cronología relativa de la deformación tardía de la Falla Salar del Carmen, Sistema de Fallas de Atacama,(23° 40'S), norte de Chile. *Revista geológica de Chile*, *30*(2), pp.223-244.

Gubbels, T.L., Isacks, B.L.y Farrar, E., 1993. High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian central Andes. *Geology*, *21*(8), pp.695-698.

Hack, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. Journal of Research of the us Geological Survey, 1(4), pp.421-429.

Hanks, T.C., 2000. The age of scarplike landforms from diffusion-equation analysis. *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*, *4*, pp.313-338.

Hatheway, A.W. y Leighton, F.B., 1979. Trenching as an exploratory method. *Geology in the Siting of Nuclear Power Plants*, *4*, p.169.

Hatheway, A.W., 1982. Trench, shaft, and tunnel mapping. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 19(2), pp.173-180.

Hayes, G.P., Herman, M.W., Barnhart, W.D., Furlong, K.P., Riquelme, S., Benz, H.M., Bergman, E., Barrientos, S., Earle, P.S. y Samsonov, S., 2014. Continuing megathrust earthquake potential in Chile after the 2014 Iquique earthquake. Nature, 512(7514), p.295.

Heidarzadeh, M., Murotani, S., Satake, K., Ishibe, T. y Gusman, A.R., 2016. Source model of the 16 September 2015 Illapel, Chile, Mw 8.4 earthquake based on teleseismic and tsunami data. Geophysical Research Letters, 43(2), pp.643-650.

Henderson, L.J., Gordon, R.G. y Engebretson, D.C., 1984. Mesozoic aseismic ridges on the Farallon plate and southward migration of shallow subduction during the Laramide orogeny. Tectonics, 3(2), pp.121-132.

Hervé, F., Godoy, E., Del Campo, M. y Ojeda, J., 1976. Las metabasitas del basamento metamórfico de Chile central y austral. In Congreso Geológico Chileno (No. 1, pp. F175-F187)

Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M.A., Brook, M., Pankhurst, R.J., Snelling, N.J. y Drake, R., 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. Journal of South American Earth Sciences, 1(2), pp.185-194.

Hildreth, W., A. Grunder y R. Drake. 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos caldera: A major ash-flow and caldera complex in the southern Andes of central Chile. Geological Society of American Bulletin 95(1): 45-54.

Hippolyte, J.C., 2001. Palaeostress and neotectonic analysis of sheared conglomerates: Southwest Alps and Southern Apennines. *Journal of Structural Geology*, *23*(2-3), pp.421-429.

Insua, J.M., 2008. Neotectónica y tectónica activa de la Cuenca de Málaga (Cordillera Bética Occidental). Disertación doctoral

Jain, S. y Verma, P.K., 2006. Mapping of active tectonics intensity zones using remote sensing and GIS. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, *34*(2), p.131.

Jerzykiewicz, T., 1985. Tectonically deformed pebbles in the Brazeau and Paskapoo formations, central Alberta Foothills, Canada. *Sedimentary Geology*, *42*(3-4), pp.159-180.

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

Kanamori, H., 1973. Mode of strain release associated with major earthquakes in Japan. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1(1), pp.213-239.

Kaynia, A.M. y Kausel, E., 1991. Dynamics of piles and pile groups in layered soil media. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 10(8), pp.386-401.

Keller, E.A. y Pinter, N., 1996. *Active tectonics* (Vol. 1338). Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.

Keller, E.A. y Pinter, N., 2002. Active Tectonics: Upper Saddle Rivers.

Kirby, E. y Whipple, K.X., 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, *44*, pp.54-75.

Kley, J., 1999. Geologic and geometric constraints on a kinematic model of the Bolivian orocline. Journal of South American Earth Sciences, 12(2), pp.221-235.

Klohn, C., 1960, Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Instituto de Investigaciones Geológicas, v. Boletin n°8, 95 p.

Kübler, S., Streich, R., Lück, E., Hoffmann, M., Friedrich, A.M. y Strecker, M.R., 2017. Active faulting in a populated low-strain setting (Lower Rhine Graben, Central Europe) identified by geomorphic, geophysical and geological analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 432(1), pp.127-146.

Lange, D., Tilmann, F., Barrientos, S.E., Contreras-Reyes, E., Methe, P., Moreno, M., Heit, B., Agurto, H., Bernard, P., Vilotte, J.P. y Beck, S., 2012. Aftershock seismicity of the 27 February 2010 Mw 8.8 Maule earthquake rupture zone. Earth and Planetary Science Letters, 317, pp.413-425.

Lee, J.C., Lu, C.Y., Chu, H.T., Delcaillau, B., Angelier, J. and Deffontaines, B., 1996. Active deformation y paleostress analysis in the Pakua anticline area, western Taiwan. *TAO*, *7*(4), pp.431-446.

Legrand, D., Delouis, B., Dorbath, L., David, C., Campos, J., Marquez, L., Thompson, J. y Comte, D., 2007. Source parameters of the Mw= 6.3 Aroma crustal earthquake of July 24, 2001 (northern Chile), and its aftershock sequence. *Journal of south American earth sciences*, 24(1), pp.58-68.

Leyton, F., Ruiz, J., Campos, J. y Kausel, E., 2009. Intraplate and interplate earthquakes in Chilean subduction zone: A theoretical and observational comparison. Physics of the Earth and Planetary interiors, 175(1-2), pp.37-46.

Lorito, S., Romano, F., Atzori, S., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., Cocco, M., Boschi, E. y Piatanesi, A., 2011. Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake. Nature Geoscience, 4(3), p.173.

Madariaga, R., Olsen, K. y Archuleta, R., 1998. Modeling dynamic rupture in a 3D earthquake fault model. Bulletin of the Seismological Society of America, 88(5), pp.1182-1197.

Maloney, K.T., Clarke, G.L., Klepeis, K.A. y Quevedo, L., 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. Tectonics, 32(5), pp.1049-1065.

Marangunic, C., Moreno, H., Varela, J. 1979. Observaciones sobre los Depósitos de Relleno de la Depresión Longitudinal de Chile entre los ríos Tinguiririca y Maule. Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas, v.2, pp. I29-I39. Arica.

McCalpin, J.P. ed., 2009. Paleoseismology (Vol. 95). Academic press.

McClymont, A.F., Green, A.G., Streich, R., Horstmeyer, H., Tronicke, J., Nobes, D.C., Pettinga, J., Campbell, J. y Langridge, R., 2008. Visualization of active faults using geometric attributes of 3D GPR data: An example from the Alpine Fault Zone, New Zealand. *Geophysics*, *73*(2), pp.B11-B23.

Melnick, D., Yıldırım, C., Hillemann, C., Garcin, Y., Çiner, A., Pérez-Gussinyé, M. y Strecker, M.R., 2017. Slip along the Sultanhanı Fault in Central Anatolia from deformed Pleistocene shorelines of palaeo-lake Konya and implications for seismic hazards in low-strain regions. *Geophysical Journal International*, 209(3), pp.1431-1454.

Monteiro, K., Missura, R. y de Barros Correa, A.C., 2010. Application of the Hack index–or stream length-gradient index (SL index)–to the Tracunhaém river watershed, Pernambuco, Brazil. *Geosciences= Geociências*, 29(4), pp.533-539.

Mora, C., Comte, D., Russo, R., Gallego, A. y Mocanu, V., 2010. Aysen seismic swarm (January 2007) in southern Chile: Analysis using joint hypocenter determination. Journal of Seismology, 14(4), pp.683-691.

Moreno, R.G., Alvarez, M.C., Requejo, A.S. y Tarquis, A.M., 2008. Multifractal analysis of soil surface roughness. *Vadose Zone Journal*, 7(2), pp.512-520.

Moreno, M., Rosenau, M. y Oncken, O., 2010. 2010 Maule earthquake slip correlates with preseismic locking of Andean subduction zone. Nature, 467(7312), p.198.

Morra, G., Seton, M., Quevedo, L. y Müller, R.D., 2013. Organization of the tectonic plates in the last 200 Myr. Earth and Planetary Science Letters, 373, pp.93-101.

Moscoso, E.I. y Contreras-Reyes, E., 2012. Outer rise seismicity related to the Maule, Chile 2010 mega-thrust earthquake and hydration of the incoming oceanic lithosphere. Andean Geology, 39(3), pp.564-572.

Moussi, A., Rebaï, N., Chaieb, A. y Saâdi, A., 2018. GIS-based analysis of the Stream Length-Gradient Index for evaluating effects of active tectonics: a case study of Enfidha (North-East of Tunisia). *Arabian Journal of Geosciences*, *11*(6), p.123.

Mpodozis, C., Ramos, V.A., Ericksen, G.E., Canas Pinochet, M.T. y Reinemund, J.A., 1989. Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 11, pp.59-90.

Muñoz, M., F. Fuentes, M. Vergara, L. Aguirr, J. Olov Nyström, G. Féraud y A. Demant. 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33°50'S). Revista geológica de Chile 33: 109-140.

Muñoz, N. y Charrier, R., 1996. Uplift of the western border of the Altiplano on a west-vergent thrust system, northern Chile. Journal of South American Earth Sciences, 9(3-4), pp.171-181.

Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-science reviews*, *66*(3-4), pp.261-330.

Nelson, A.R., Personius, S.F., Wells, R.E., Schermer, E.R., Bradley, L.A., Buck, J. y Reitman, N., 2017. Holocene earthquakes of magnitude 7 during westward escape of the Olympic Mountains, Washington. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *107*(5), pp.2394-2415.

Ocaña, R.E., Flores, D.G., Alcayaga, G.D. y Suvires, G.M., 2017. Geomorphology of Talacasto alluvial fan, Precordillera of San Juan, Argentina. *Journal of Maps*, *13*(2), pp.929-935.

Oviedo, J., 2015. Geomorfología Tectónica del Sistema de Fallas del Zulia en el flanco occidental del Sinclinal del Zulia, Norte de Santander – Colombia. Universidad Nacional de Colombia.

Pardo, M., Comte, D., Monfret, T., Boroschek, R. y Astroza, M., 2002. The October 15, 1997 Punitaqui earthquake (Mw= 7.1): a destructive event within the subducting Nazca plate in central Chile. *Tectonophysics*, *345*(1-4), pp.199-210.

Pardo-Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. Tectonics, 6(3), pp.233-248.

Pérez Estay, N.A., 2016. Peligro sísmico asociado a fallas corticales: caso de estudio Falla San Ramón (33.2°-33.7° S).

Petit, F., 1987. The relationship between shear stress and the shaping of the bed of a pebble-loaded river La Rulles—Ardenne. *Catena*, *14*(5), pp.453-468.

Peyrat, S., Campos, J., De Chabalier, J.B., Perez, A., Bonvalot, S., Bouin, M.P., Legrand, D., Nercessian, A., Charade, O., Patau, G. y Clévédé, E., 2006. Tarapacá intermediate-depth earthquake (Mw 7.7, 2005, northern Chile): A slab-pull event with horizontal fault plane constrained from seismologic and geodetic observations. *Geophysical Research Letters*, *33*(22).

Pike, R.J. y Wilson, S.E., 1971. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic areaaltitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*, 82(4), pp.1079-1084.

Pilger JR, R.H., 1981. Plate reconstructions, aseismic ridges, and low-angle subduction beneath the Andes. Geological Society of America Bulletin, 92(7), pp.448-456.

Piquer, J., Castelli, J.C., Charrier, R. y Yáñez, G., 2010, El Cenozoico del alto río Teno,

Cordillera Principal, Chile central: estratigrafía, plutonismo y su relación con estructuras profundas. Andean geology, v. 37, p. 32-53.

Piracés, R., 1977. Geología de la Cordillera de la Costa entre Catapilco y Limache, Región de Aconcagua. Memoria de Titulo (Inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Rabii, F., Achour, H., Rebai, N. y Jallouli, C., 2017. Hypsometric integral for the identification of neotectonic and lithology differences in low tectonically active area (Utica-Mateur region, north-eastern Tunisia). *Geocarto International*, *32*(11), pp.1229-1242.

Racca, J.M.G., 2007. Análisis hipsométrico, frecuencia altimétrica y pendientes medias a partir de modelos digitales del terreno.

Ramos, V.A., Zapata, T., Cristallini, E. y Introcaso, A., 2004. The Andean thrust systemlatitudinal variations in structural styles and orogenic shortening.

Ramsay, D.M., 1964. Deformation of pebbles in lower Old Red Sandstone conglomerates adjacent to the Highland Boundary fault. *Geological Magazine*, *101*(3), pp.228-248.

Rauld, R., 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33 S). *Santiago, Chile: PhD. thesis in Science of Geology, Universidad de Chile.*

Reid, HF., 1910. The mechanics of the earthquake, v. 2 of The California Earthquake of April 18, 1906: Report of the State Earthquake Investigation Commission: Carnegie Institution of Washington Publication 87 C192 p. 2

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

Rizwan, S., Ahmed, S.R., Sameeni, S.J. y Anam, B., 2016. Aplication of geospatial technology in the determination of neotectonics of Chitral Valley, Hindu Kush área northern. *Science International*, 28(1).

Rojas-Vera, E.A., Folguera, A., Valcarce, G.Z., Bottesi, G. y Ramos, V.A., 2014. Structure and development of the Andean system between 36 and 39 S. Journal of Geodynamics, 73, pp.34-52.

Ruiz, S., Metois, M., Fuenzalida, A., Ruiz, J., Leyton, F., Grandin, R., Vigny, C., Madariaga, R. y Campos, J., 2014. Intense foreshocks and a slow slip event preceded the 2014 Iquique Mw 8.1 earthquake. Science, 345(6201), pp.1165-1169.

Salvi, S., Cinti, F.R., Colini, L., D'addezio, G., Doumaz, F. y Pettinelli, E., 2003. Investigation of the active Celano–L'Aquila fault system, Abruzzi (central Apennines, Italy) with combined ground-penetrating radar and palaeoseismic trenching. *Geophysical Journal International*, *155*(3), pp.805-818.

Santibáñez, I., Cembrano, J., García-Pérez, T., Costa, C., Yáñez, G., Marquardt, C., Arancibia, G. y González, G., 2019. Fallas corticales en los Andes chilenos: limitaciones geológicas y potencial sísmico. Andean geology, 46(1), pp.32-65.

Savage, J.C. y Gu, G., 1985. A plate flexure approximation to postseismic and interseismic deformation. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 90(B10), pp.8570-8580.

Schwanghart, W. y Kuhn, N.J., 2010. TopoToolbox: A set of Matlab functions for topographic analysis. *Environmental Modelling & Software*, 25(6), pp.770-781.

Sellés, D. y Gana, P., 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: región metropolitana de Santiago y del Libertador general Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería.

Sempere, T., Hérail, G., Oller, J. y Bonhomme, M.G., 1990. Late Oligocene-early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia. *Geology*, *18*(10), pp.946-949.

Sepulveda, S.A., Astroza, M., Kausel, E., Campos, J., Casas, E.A., Rebolledo, S. y Verdugo, R., 2008. New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. Journal of Earthquake Engineering, 12(3), pp.432-455.

SERNAGEOMIN, S., 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 CD-Room, versión 1.0, base geológica escala, 1.

Seton, M., Müller, R.D., Zahirovic, S., Gaina, C., Torsvik, T., Shephard, G., Talsma, A., Gurnis, M., Turner, M., Maus, S. y Chandler, M., 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. Earth-Science Reviews, 113(3-4), pp.212-270.

Sieh, K.E., 1981. A review of geological evidence for recurrence times of large earthquakes (No. 4, pp. 181-207). Washington, DC: American Geophysical Union.

Sieh, K. y Natawidjaja, D., 2000. Neotectonics of the Sumatran fault, Indonesia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B12), pp.28295-28326.

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardají, T., Somoza, L., Dabrio, C.J. y Lario, J., 1992. Evaluación geomorfológica de la actividad tectónica cuaternaria a lo largo de frentes montañosos de falla en el SE de España. *Actas III Cong. Geol. Esp*, 2, pp.96-100.

Singh, V. y Tandon, S.K., 2007. Evidence and consequences of tilting of two alluvial fans in the Pinjaur dun, Northwestern Himalayan Foothills. *Quaternary International*, *159*(1), pp.21-31.

Slemmons, D.B. y Depolo, C.M., 1986. Evaluation of active faulting and associated hazards. Active Tectonics, pp.45-62.

Somoza, R. y Ghidella, M.E., 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallón y Aluk. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60(4), pp.797-809.

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), pp.211-215.

Strahler, A.N., 1952. Dynamic basis of geomorphology. Geological Society of America Bulletin, 63(9), pp.923-938.

Strahler, A.N., 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, *38*(6), pp.913-920.

Sunye-Puchol, I., Lacan, P., Ortuño, M., Villamor, P., Audin, L., Zúñiga, F.R., Langridge, R.M., Aguirre-Díaz, G.D.J. y Lawton, T.F., 2015. La falla San Mateo: nuevas evidencias

paleosismológicas de fallamiento activo en el graben de Acambay, México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, *32*(3), pp.361-376.

Tanner, W.F., 1963. Crushed pebble conglomerate of southwestern Montana. *The Journal of Geology*, *71*(5), pp.637-641.

Tanner, W.F., 1976. Tectonically significant pebble types: sheared, pocked and second-cycle examples. *Sedimentary Geology*, *16*(1), pp.69-83.

Tassara, A. y 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), pp.159-186.

Tapia Silva, F.F., 2010. Análisis estructural del sector occidental de la faja plegada y corrida de Malargüe en el curso superior del río Colorado de Lontué (35 18'y 35°23's), Región del Maule, Chile.

Terrizzano, C.M., Morabito, E.G., Christl, M., Likerman, J., Tobal, J., Yamin, M. y Zech, R., 2017. Climatic and Tectonic forcing on alluvial fans in the Southern Central Andes. Quaternary science reviews, 172, pp.131-141.

Thatcher, W. y Rundle, J.B., 1984. A viscoelastic coupling model for the cyclic deformation due to periodically repeated earthquakes at subduction zones. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 89(B9), pp.7631-7640.

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, 29, p.21.

Thomas, H., 1958. Geologia de la Cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta Barriga (Geology of the Coastal Cordillera between the La Ligua Valley and Barriga Hill). Instituto de Investigaciones Geológicas. Santiago Bulletin, 2.

Tilmann, F., Zhang, Y., Moreno, M., Saul, J., Eckelmann, F., Palo, M., Deng, Z., Babeyko, A., Chen, K., Baez, J.C. y Schurr, B., 2016. The 2015 Illapel earthquake, central Chile: A type case for a characteristic earthquake? Geophysical Research Letters, 43(2), pp.574-583.

Toké, N.A., Arrowsmith, J.R., Young, J.J. y Crosby, C.J., 2006. Paleoseismic and postseismic observations of surface slip along the Parkfield segment of the San Andreas fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, *96*(4B), pp.S221-S238.

Toké, N.A., Arrowsmith, J.R., Rymer, M.J., Landgraf, A., Haddad, D.E., Busch, M., Coyan, J. y Hannah, A., 2011. Late Holocene slip rate of the San Andreas fault and its accommodation by creep and moderate-magnitude earthquakes at Parkfield, California. *Geology*, *39*(3), pp.243-246.

Uyeda, S. y Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 84(B3), pp.1049-1061.

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

Wall, R., Sellés, D. y Gana, P., 1999, Geología de la Hoja Santiago, área de Tiltil-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa Geológico, v. 11.

Wallace, R.E., 1977. Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. Geological Society of America Bulletin, 88(9), pp.1267-1281.

Walsh, J.J. y Watterson, J., 1991. Geometric and kinematic coherence and scale effects in normal fault systems. *Geological Society, London, Special Publications*, *56*(1), pp.193-203.

Watterson, J., 1986. Fault dimensions, displacements and growth. *Pure and Applied Geophysics*, *124*(1-2), pp.365-373.

Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, C.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Kelson, K.I., Ritter, J.B. y Wesling, J.R., 1988. Regional variations in tectonic geomorphology along a segmented convergent plate boundary pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology*, *1*(3), pp.239-265.

Wells, D.L. y Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*, 84(4), pp.974-1002.

88

Weischet, W., 1963. The distribution of the damage caused by the earthquake in Valdivia in relation to the form of the terrane. Bulletin of the Seismological Society of America, 53(6), pp.1259-1262.

Wobus, C., Whipple, K.X., Kirby, E., Snyder, N., Johnson, J., Spyropolou, K., Crosby, B., Sheehan, D. y Willett, S.D., 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Special papers-geological society of america*, *398*, p.55.

Wörner, G., Uhlig, D., Kohler, I. y Seyfried, H., 2002. Evolution of the West Andean Escarpment at 18 S (N. Chile) during the last 25 Ma: uplift, erosion and collapse through time. Tectonophysics, 345(1-4), pp.183-198.

Yagi, Y., Okuwaki, R., Enescu, B., Hirano, S., Yamagami, Y., Endo, S. y Komoro, T., 2014. Rupture process of the 2014 Iquique Chile earthquake in relation with the foreshock activity. Geophysical Research Letters, 41(12), pp.4201-4206.

Yin, J., Yang, H., Yao, H. y Weng, H., 2016. Coseismic radiation and stress drop during the 2015 Mw 8.3 Illapel, Chile megathrust earthquake. Geophysical Research Letters, 43(4), pp.1520-1528.

Zapatta, F. 1995. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructura del área de Termas del Flaco, valle del río Tinguiririca, VI Región, Chile. Memoria de Título (Inédito), Departamento de Geología, Universidad de Chile.

Zurita, E. 1999. Historia de enterramiento y exhumación de la Formación Abanico=Coya-Machalí, Cordillera Principal, Chile Central, Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA





Memoria para optar al Título de Geólogo

Tomás Pablo Sepúlveda Rivera

Profesor Patrocinante: Dr. Joaquín Cortés Aranda Profesores Comisión: Dra. Fernanda Álvarez Dr. Verónica Pineda

CONCEPCIÓN, 2019

INDICE DE ANEXOS

Anexo		Página
Ι	Perfiles Topográficos utilizados para el desplazamiento superficial	91
II	Guía para mapeo de trincheras	108
III	Ficha de descripción de unidades estratigráficas	114



ANEXO I: PERFILES TOPOGRAFICOS UTILIZADOS PARA LA DETERMINACION DEL DESPLAZAMIENTO SUPERFICIAL.

Perfil	Coordenada Inicio (m)		Coordenada Termino (m)		
	Este	Sur	Este	Sur	
1	271100.9023	6013299.563	271201.2946	6013241.183	
2	271227.1344	6013432.04	271298.9648	6013356.03	
3	271330.0756	6013530.269	271420.5134	6013466.622	
4	271417.9873	6013655.709	271524.8894	6013588.16	
5	271565.4259	6013777.226	271603.6575	6013683.113	
6	271653.5935	6013877.129	271745.1241	6013834.31	
7	271684. <mark>066</mark> 1	6014027.111	271805.9005	6013973.664	
8	271839. <mark>7</mark> 207	6014150.542	271926.631	6014102.713	
9	271896. <mark>2</mark> 456	6014340.116	2 <mark>7</mark> 2018.5865	6014312.685	
10	271939. <mark>6</mark> 512	6014488.15	2 <mark>7</mark> 2032.3679	6014482.478	
11	271964. <mark>0</mark> 032	6014618.859	2 <mark>7</mark> 2048.5386	6014573.127	
12	272046. <mark>6</mark> 895	6014768.447	2 <mark>72151.998</mark>	6014751.782	
13	272077.0 <mark>8</mark> 94	6014920.514	272206.8942	6014906.275	
14	272212.0662	6015066.481	272268.8851	6015030.45	
15	272251.4615	6015153.668	272328.4098	6015120.82	
16	272349.956	6015313.158	272413.7041	6015310.387	
17	272455.2789	6015442.04	272528.7277	6015435.111	
18	272517.0183	6015585.308	272621.4292	6015583.149	
19	272519.7198	6015699.804	272628.785	6015706.956	
20	272565.4521	6015925.694	272631.9718	6015947.867	
21	272600.5597	6016056.578	272644.2903	6016059.041	
22	272688.8677	6016142.858	272734.8566	6016139.573	
23	272784.3101	6016226.162	272847.1343	6016196.597	
24	272895.7754	6016377.515	272963.6504	6016302.961	
25	272965.8072	6016490.73	273054.2293	6016466.034	
26	273063.4421	6016646.383	273125.8655	6016597.443	

1. Tabla de coordenadas de inicio y termino para cada perfil

-

27	273471.5292	6017244.054	273514.6143	6017218.528
28	273487.4208	6017335.93	273563.0197	6017304.886
29	273520.9927	6017491.884	273583.8169	6017455.852
30	273514.0636	6017626.771	273611.0714	6017584.272
31	273610.6921	6017708.108	273653.4142	6017687.676
32	273630.8195	6017833.49	273712.1213	6017781.753

2. Perfiles Topográficos
































































ANEXO II: GUÍA PARA MAPEO DE TRINCHERAS

A continuación, se presenta una pequeña guía con materiales, pasos a seguir, y fichas de descripción de muestras y suelos; utilizada para el mapeo de la trinchera Paleosismológica realizada en este trabajo.

1. Materiales y herramientas

Excav	ación y limpieza de la	trinchera		
-	Pala (idealmente 2)		-	Picota
-	Rastrillo		-	Chuzo
Descr	ipción de unidades y e	structuras		
-	Cuchillo		-	Scrapper
-	Lupa		-	Botella de ácido (HCl)
-	Botella de agua		-	Libro de colores (Munsell, Earthcolors, etc)
-	Cintas de colores		-	Clavos de 3 pulgadas
-	Lápices o plumones pe	rmanentes	-	Cámara
-	Bolsas para muestreo		<u>+</u> -	Nivel
-	Geoflex		_	Libreta de terreno
-	Papel milimetrado		-	
Descr	ipción del sitio			
-	Brújula		-	GP <mark>S</mark>
-	Libreta de terreno		-	Altímetro
Mater	ial de referencia			
-	Tablas y anexos para o muestrear suelos	lescribir y	2	Fotografías aéreas
_	Mapas topográficos		-	Mapas geológicos
-				apae geere greee
Equip	o de protección persor	nal		
-	Botiquin		-	Guantes
-	Lentes de sol		-	Protector solar
-	Sombrero		-	Botas para el agua

108

2. Mapeo de trinchera

A continuación, se presentan los pasos a seguir para el mapeo de una trinchera, posterior a la excavación de la misma:

- I. Limpiar ambas paredes de la trinchera, con el fin de visualizar de mejor manera unidades, contactos litológicos y estructuras.
- II. Utilizando clavos de 3 pulgadas y cinta de color blanco crear grilla a lo largo de la pared con un espaciamiento de 50 o 100 cm.
- III. Luego de la realización de la grilla, con clavos y cintas de colores (ver tabla 2.1.), marcar preliminarmente contactos litológicos, niveles de suelo, estructuras, etc.
- IV. Describir utilizando las fichas y tablas anexas (Punto 3), las unidades y estructuras definidas, además de realizar un dibujo de ambas paredes.
- V. Con el mapeo preliminar y los clavos ya puestos, fotografiar las paredes de la trinchera y realizar un mosaico de ambas utilizando Agisoft
- VI. Imprimir el fotomosaico en escala que permita mapear en terreno.
- VII. Utilizando el mosaico impreso, realizar el mapeo final de todas las unidades y estructuras. En caso de redefinir unidades o modificar la caracterización hecha con los clavos, rehacer las fichas de las unidades realizadas en el paso IV.

Tabla 2.1. Colores d <mark>e cinta<mark>s sugeridos p</mark>ara cla</mark> vos y mapeo de trinchera.											
	Color										
Contactos litológicos visibl <mark>es a simple v</mark> ista	Amarillo										
Contactos litológicos no tan visibles o inferidos	Azul										
Niveles de suelo o paleosu <mark>elos visibles o reconocibles</mark>	Verde										
¿Niveles de suelo no reconocibles o inferidos?											
Fallas	Rojo										
Grilla	Blanco										
Muestra para datación	Naranjo?										

3. Fichas para la clasificación de unidades estratigráficas

Stratigraphic L Unit No.	unit descriptions	Trench: Stations:	Date: I Samples collected:	nvestigator:				
Lithology		Matrix texture (SCS)	Color/mottles/staining (or photo no.)					
Organic material	(percent, type)	Distribution, size	Roots (SCS)					
Clasts %pebs	%cobs %bldrs	Angularity (A,SA, SR, R)	Angularity (A,SA, SR, R)					
Distributio	n	Support/orientation						
Sed structures	Type stratification (ch	art) Distinctness strat	t or bedding C	Others				
Soil horizon featu	ires	Structure (SCS)	Cementation/other feature	ires				
Contacts (lower)	Thickness (mm)	Topography	Distinctness U	Jnit shape				
Post-deposition of	deformation structures	s (photo and/or draw)	Туре [Distinctness				
Unit genesis			Correlative units					
		Table A-3.—Types of soil s	tructures					
TYPE	SKETCH*	DESCRIPTION	PROBABLE	ASSOCIATED WITH THESE SOIL HORIZONS				
Granular (g)		Spheroidally shaped	Colloids, mainly organic,					
		aggregates with faces that do not accommo- date adjoining pod faces.	bind the particles together; clay and Fe and Al hydroxides may be responsible for some binding, and flocculating capacity of some ions, such as Ca ²⁺ , may be helpful; periodic dehydration helps form more stable aggre- gates.	Α				
Angular blocky (abk) Subangular blocky (sbk)		Approximately equidimensional blocks with planar faces that are accommodated to adjoining ped faces; face intersections are sharp with argular blocky, rounded with subangular blocky.	bind the particles together; clay and Fe and Al hydroxides may be responsible for some binding, and flocculating capacity of some toms, such periodic dehydration helps form more stable aggre- gates. Many faces may be intersecting shear planes developed during swelling and shrinkage that accom- pany changes in soil moisture.	Bt				
Angular blocky (abk) Subangular blocky (sbk) Prismatic (pr, left) Columnar (cpr, right)		Approximately equidimensional blocks with planar faces that are accommodated to adjoining ped faces; with planar faces that are accommodated to adjoining ped faces; face intersections are sharp with angular blocky, rounded with subangular blocky. Particles are arranged about a vertical line, and ped about a vertical faces that accommodate adjoining faces; pilanar, vertical faces that accommodate adjoining faces; pilanar, a flat top, and columnar a rounded top.	bind the particles together; clay and Fe and Al hydroxides may be responsible for some binding, and flocculating capacity of some tons, such approved the some binding, and flocculating capacity of some tons, such approved to the some form more stable aggre- gates. Many faces may be intersecting shear planes developed during swelling and shrinkage that accom- pany changes in soil moisture. Faces develop as a result of tension during times of dehydration; rounded come combination of erosion by percolating water and greater amounts of upward swelling of column centers upon wetting; columnar commonly associated with the high exchangeable Na* (Bn horizon).	A Bt Bt, Bn				





				FIELD CHARACTERISTICS						
Soil		Abil	ity to:	1,110			Cons	istence		
textural classes	Feel (moist)	Form stable ball	Ribbon out	"Soils Hands"	Plasticity	Stickiness	Moist	Dry		
Sand	Very gritty	No	No	No	No	No	Loose	Loose		
Loamy sand	Very gritty	No	No	Yes (slight)	No	No	Loose	Loose		
Sandy loam	Gritty	Yes (easily deformed)	Yes (dull surface; poorly formed)	Yes	No	No	Very friable	Weakly coherent		
Loam	Gritty	Yes	Yes (dull surface; poorly formed)	Yes	Yes (slight)	Yes (slight to sticky)	Friable	Weakly coherent		
Silt loam	Velvety	Yes	Yes (dull surface; poorly formed)	Yes	Yes (slight to plastic)	Yes (slight to sticky)	Friable	Weakly coherent		
Silty clay loam	Velvety and sticky	Yes (very stable)	Yes (shiny surface; well formed)	Yes	Yes (plastic)	Yes (sticky)	Friable to firm	Slightly hard		
Clay loam	Gritty and sticky	Yes (very stable)	Yes (shiny surface; well formed)	Yes	Yes (plastic)	Yes (sticky)	Firm	Slightly hard to hard		
Sandy clay loam	Very gritty and sticky	Yes (very stable)	Yes (shiny surface; well formed)	Yes	Yes (plastic)	Yes (sticky)	Friable to firm	Slightly hard to hard		
Silty clay	Extremely sticky and very smooth	Yes (very resistant to molding)	Yes (very shiny surface; very well formed)	Yes	Yes (very)	Yes (very)	Firm to very firm	Hard to very hard		
Clay	Extremely sticky	Yes (very resistant to molding)	Yes (very shiny surface; very well formed)	Yes	Yes (very)	Yes (very)	Firm to very firm	Hard to very hard		

Note: All criteria, except for the right two columns, are for soil in the wet state, but not so wet that it flows off one's hand. These criteria can be used as a "general guide" to determine field textures, but local variations in organic matter, clay mineralogy, carbonate, parent material, and other factors would require adjustments before their use in a given area.



ANEXO III: FICHAS DE DESCRIPCIÓN DE UNIDADES VISTAS EN TRINCHERA PALEOSISMOLÓGICA

	Ficha de descripción de unidades estratigráficas											
Unidad Número/Nombre:	Unidad B T			inchera: Lupe Pared Norte		Fecha:		13/03/2019		Investigador:	Tomás Sepúlveda	
											Muestras:	
LITOLOGÍA:	Arcillolita			Textura mat (SCS):	riz	silty Clay				Código Color (Munsell soil color):	5YR-4/2	
MATERIA ORGÁNICA:	Presente Distribución tamaño:			,	Esp	orádio	ca, < 5 cn	1		Raíces:	Si presenta	
CLASTOS:	% Pebbles	% Cobble	es	% Boulders	Distri	bució	on/Sele	ección:	Buena a	a muy buena	Angulosidad:	
	>95%	< 5%	,		Sop	Soporte/Orientación: Matriz soportad			ob			
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS:	es	Tipo (tratificació	de [ón:	Débil Estrato o estrati			o estrati dis	ficación stintiva:				
						Ot	ros:					
CARACTERISTICAS HORIZ SUELO:	ONTE DE	Estructur	ra: E	Bloques ang	ulares		Cem	entació caracte	n/Otras rísticas:	Posibl	e Horizonte B	
CONTACTO(INFERIOR):	Espesor:	40 cm		Topografía	: Lentic	ular			Caracter disti	ística ntiva:		
			\star		6	7	k		F Ur	orma iidad:	Tipo Canal	
ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN POST- DEPOSITACIÓN (FOTO O DIBUJO):			TIPO):					Se distin por:	gue		
GENESIS UNIDAD:	Probablem	iente Fl <mark>uvi</mark> a	al		Unida	des C	Correla	cionable	es:			

			Fich	1a de de	scripció	n de	unida	ades (estra	tigráfica	as		
Unidad Número/Nombre:	Unidad Car	nal 1		Trinchera:	Lupe Pa Norte	ired		Fe	echa:	13/03/20)19	Investigador:	Tomás S <u>epúlve</u> da
												Muestras:	
LITOLOGÍA:	Arcillolita			Textura n	natriz (SCS)	; :	Clay (M			(Mu	Código Color Insell soil color):	5Y-4/1	
MATERIA ORGÁNICA:	Presente Distribución, tamañ			0:						Raíces:	Si presenta		
CLASTOS:	% Pebbles	% Co	bbles	% Boi	ulders	Dist	ribució	n/Selec	ción:	Moderac seleccior	amente ada	Angulosidad:	Subredondeada
	>92%		< 8%			Soporte/Orientación:		ción:	Matriz so	portado	·		
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS:	Tipo de e	stratific	cación:	Granodecrecencia Est			Estrato o estratificación distintiva:						
							Otros:						
CARACTERISTICAS HO DE SUELO:	ORIZONTE	Estru	uctura:					Ce	Cementación/Otras características:				
CONTACTO (INFERIOR):	Espesor:	18-2	7 cm	То	pografía:	suave	e			Carao d	terística:		
										Forma	Unidad:	Lenticular	
ESTRUCTURAS D POST-DEPOS	ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN TIPO: POST-DEPOSITACIÓN (FOTO O DIBUJO):							-		Se disting	;ue por:		
GENESIS UNIDAD: Antrópico-Fluvial						Unidades Correlacionables:							

		Ficha	de descri	ipción c	de unida	ides estratig	gráficas			
Unidad Número/Nombre:	Unidad Hor	izonte A	Trinchera:	r a: Lupe Pared Norte		Fecha:	13/03/2019		Investigador:	Tomás Sepúlveda
									Muestras:	
LITOLOGÍA:	Conglomera	ados	Textura n	natriz (SCS	S): Gravel Rich Dia		nicton (Mu		Código Color nsell soil color):	2.5YR-5/4
MATERIA ORGÁNICA:	Presente		Distribuc	ión, tamai	ño:	Continua a lo largo de la unidad		idad	Raíces:	A lo largo de toda la unidad
CLASTOS:	% Pebbles	% Cobbles	% Boul	ders	Distribue	ción/Selección:	Moo	lerada a mala	Angulosidad:	Redondeada
	38%	60%	2	2%	Soporte/Orientación:		Matriz soportado			
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS:	Tipo de es	stratificación	: Indistingu	Indistinguible		Estrato o estrat d				
						Otros:				
CARACTERISTICAS HORIZ SUELO:	ONTE DE	Estructura	: Granular			Cementación/Otras Horiz características:		Horizon	te tipo A	
CONTACTO(INFERIOR):	Espesor:	25-50 cm	Τομ	pografía:	Suave		Carac di	terística stintiva:		
							Forma	Unidad:	Ondulada	
ESTRUCTURAS DEPOSITA	E DEFORMACI CIÓN (FOTO C	ÓN POST- DIBUJO):	TIPO:				Se distingue por:		-	
			* 7	k 7	* *	$\star \star \star$				
GENESIS UNIDAD:	×		Unidade	s Correlacionable	es:					

			Ficha de <mark>descri</mark>	pción de unid	<mark>ade</mark> s estratigráfica	5				
Unidad Número/Nombre:	Unidad A	1	Trinchera: Lu No	pe Pared orte	Fecha:	13/03/2	019	Investigador:	Tomás Sepúlveda	
					5			Muestras:		
LITOLOGÍA:	Limolita		Textura matri	z (SCS):	Silty Clay loan		Código Color (Munsell soil color):		5YR-4/6	
MATERIA ORGÁNICA:	Presente		Distribución, 1	tamaño:	Esporádica			Raíces:	Si presenta	
CLASTOS:	% Pebbles	% Cobbles	% Boulders	Distri	Distribución/Selección:		Angulosidad:		Angular a subangular	
	97%	3%		Sop	orte/Orientación:	Matriz s	oportado	portado		
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS:	Tipo de e	stratificación:	Débil Estrato o estr			atificación distintiva:				
					Otros:					
CARACTERISTICAS HORIZ SUELO:	ONTE DE	Estructura:			Cementación/Otras características:		No disti	nguible		
CONTACTO(INFERIOR):	Espesor:	120 cm	Topogra	afía: Lentic	ular	Carac di	terística stintiva:			
				•		Forma	Unidad:	Tipo Canal		
ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN POST- DEPOSITACIÓN (FOTO O DIBUJO):						Se distin por:	gue	-		
GENESIS UNIDAD: Laguna - Humedal					des Correlacionab	les:				

		Ficha	de descr	ipciór	n de u	unidades estr	atigráf	icas			
Unidad Número/Nombre:	Unidad Conglomera	ados A	Trinchera:	Trinchera: Lupe Pared Norte		Fecha:	13/03/2019			Investigador:	Tomás Sepúlveda
										Muestras:	
LITOLOGÍA:	Conglomerados Polimicticos		Textura matriz (S		CS): Sandy Gravel		Código		Código	Color (Munsell soil color):	7.5YR-6/4
MATERIA ORGÁNICA:	-		Distribuc tamaño:	ión,						Raíces:	
CLASTOS:	% Pebbles	% Cobbles	% Boul	ders	Distrib	oución/Selección:	Hetero	génea/S m	elección oderada	Angulosidad:	Redondeada
	70%	25%	5%		Sopo	orte/Orientación:	Matriz	soportad	do		
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS:	Tipo de es	tratificación	Indistingu	uible	Est	trato o estratificaci	ión distint	tiva:			
	•		•	Otros:							
CARACTERISTICAS HORIZ SUELO:	ONTE DE	Estructura				Cemer		tras icas:			
CONTACTO(INFERIOR):	Espesor:	100 cm	Topogr	afía:	Irregul	ar		Caraci di:	terística stintiva:		
								Forma	Unidad:	Ondulatoria	
ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN POST- DEPOSITACIÓN (FOTO O DIBUJO):			TIPO:	TIPO: Falla		a tipo inversa	Se disti	ngue po	r:	Orientación clastos rotos e la fa	de clastos y n dirección de alla
					\mathbf{X}						
GENESIS UNIDAD: Cono Aluvial			4		Unida	des Correlacionabl	es:				

		Ficha (de des <mark>cr</mark> i	ipción d	le unida	des estratig	ráficas			
Unidad Número/Nombre:	Unidad Hor	izonte B	Trinchera:	Lupe Par Norte	red	d Fe <mark>c</mark> ha:		019	Investigador:	Tomás Sepúlveda
									Muestras:	
LITOLOGÍA:	Conglomerados		Textura r	Textura matriz (SCS):		Mud rich diamicton		(Mu	Código Color nsell soil color):	5YR-6/8
MATERIA ORGÁNICA:	Presente		Distribuc	ión, tamaŕ	io:	Local, centimétri	са		Raíces:	Si presenta
CLASTOS:	% Pebbles	% Cobbles	% Boul	ders	Distribuc	ión/Selección:	Mo	derada a mala	Angulosidad:	Bien redondeada
	72%	25%		3%	Soporte/Orientación: Matri			oportado		
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS:	Tipo de estratificación: Indistin			uible	ible Estrato o estrati dis					
			Otros:							
CARACTERISTICAS HORIZ SUELO:	ONTE DE	Estructura:	Bloques angulares			Cementación/Otras características:		Horizon	te B	
CONTACTO(INFERIOR):	Espesor:	40-60 cm	Τοι	pografía:	Ondulosa		Carac di	terística stintiva:		
							Forma	Unidad:	Ondulatoria	
ESTRUCTURAS D DEPOSITA	TIPO:		2 fallas	inversas	Se distir por:	igue	Nivel se eleva levantado, clas ro	hacia el bloque stos orientados y otos		
GENESIS UNIDAD:	Cono Aluvial				Unidades	Correlacionable	es:			

	Ficha de descripción de unidades estratigráficas											
Unidad Número/Nombre:	Unidad Car	ial 2	Trinchera:	Lupe Par Norte	ed	Fecha:	13/03/2019		Investigador:	Tomás Sepúlveda		
									Muestras:			
LITOLOGÍA:	Arcillolita		Textura n	natriz (SCS):	Clay (Código Color nsell soil color):	10YR-6/4		
MATERIA ORGÁNICA:	Presente er	n el nivel fino	Distribuc	ión, tamañ	ño:				Raíces:	Si presenta		
CLASTOS:	% Pebbles	% Cobbles	% Boul	ders	Distrib	ución/Selección:	Muy	/ buena	Angulosidad:			
					Soporte/Orientación:		Matriz soportado					
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS:	Tipo de e	stratificación	Planar laminar			Estrato o estratific disti						
				Otros:			A	rcilla inte	ercalada con nivel	de arena		
CARACTERISTICAS HORIZ SUELO:	ONTE DE	Estructura	:			Cementacio caract	ón/Otras erísticas:					
CONTACTO(INFERIOR):	Espesor:	110 cm	То	pografía:	Canal		Caract dis	erística tintiva:				
		•					Forma l	Jnidad:	Tipo Canal			
ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN POST- DEPOSITACIÓN (FOTO O DIBUJO):			TIPO:				Se disting por:	ue				
		* 7	k k	*	*							
GENESIS UNIDAD:	Antrópica		1		Unidad	es Correlaci <mark>o</mark> nable	es:					

		Fich <mark>a</mark>	de des <mark>cripción</mark>	de unid	ades estratig	gráficas			
Unidad Número/Nombre:	Cuña Coluvi	ial	Trinchera: Lupe Pa	red	Fe <mark>c</mark> ha:	13/03/2019		Investigador:	Tomás Sepúlveda
								Muestras:	
LITOLOGÍA:	Conglomera	ado	Textura matriz (SC	S):	Gravel rich diamicton		(Mu	Código Color nsell soil color):	2.5YR-5/2
MATERIA ORGÁNICA:	Presente		Distribución, tama	ño:				Raíces:	Si presenta
CLASTOS:	% Pebbles	% Cobbles	% Boulders	Distrib	ución/Selección:	Entrópio S	ca/Mala elección	Angulosidad:	Bien redondeada
	20%	72%	8%	Sopo	rte/Orientación:	Matriz soportado			
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS:	Tipo de es	stratificación:	Débil		Estrato o estrat d	ificación istintiva:			
					Otros:				
CARACTERISTICAS HORIZ SUELO:	ONTE DE	Estructura :	Granular		Cementació caracte	ón/Otras erísticas:	Posible I	Horizonte A	
CONTACTO(INFERIOR):	Espesor:	78 cm	Topografía:	Cuña		Caraci di	terística stintiva:		
						Forma	Unidad:	Cuña coluvial	
ESTRUCTURAS D DEPOSITA	E DEFORMAC CIÓN (FOTO (IÓN POST- D DIBUJO):	TIPO:			Se distingue por:		-	
GENESIS UNIDAD: Post-deformación, sintectónica				Unidad	es Correlacionable	es:			

Ficha de descripción de unidades estratigráficas											
Unidad Número/Nombre:	Conglomerados B		Trinchera:	rinchera: Lupe Pare Norte		Fecha:	13/03/2019		Investigador:	Tomás Sepúlveda	
Muestras:											
LITOLOGÍA:	Conglomera	ados	Textura r	matriz (SCS	5):	Sandy Clay Código			Color (Munsell soil color):	10YR-7/3	
MATERIA ORGÁNICA:			Distribuc	Distribución, tamaño					Raíces:		
CLASTOS:	% Pebbles	% Cobbles	% Boul	% Boulders		ución/Selección: Homogé		énea/Mu y buena	Angulosidad:	Redondeada	
	85%	15%	-			te/Orientación:	Clasto soportado				
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS:	Tipo de es	stratificación:	Débil			Estrato o estratific disti					
		Otro			Otros:						
CARACTERISTICAS HORIZONTE DE SUELO:		Estructura :				Cementación/Otras características:		Posible Paleosuelo B, clastos oxidados por posible presencia de paleosuelo			
CONTACTO(INFERIOR):	Espesor:	35 cm	То	Topografía:		oria	Característica distintiva:				
					Fc		a Unidad: Ondulosa				
ESTRUCTURAS DE DEFORMACIÓN POST- DEPOSITACIÓN (FOTO O DIBUJO):			TIPO:		Falla inversa		Se distingue por:		Nivel desplazado unos 45 cm aproximadamente en sentido inverso		
					a she she						
GENESIS UNIDAD:			Unidade	es Correlacionabl	es:						

Ficha de des <mark>cripción de unid</mark> ades estratigráficas											
Unidad Número/Nombre:	Unidad Conglomerados C		Trinchera:	rinchera: Lupe Pared Norte		Fecha: 13/03/20)19	Investigador:	Tomás Sepúlveda	
Muestras:											
LITOLOGÍA:	Conglomera polimictico	ado	Textura matriz (SCS):):	Sandy Gravel		Código Color nsell soil color):	7.5YR-6/6		
MATERIA ORGÁNICA:	Presente		Distribuci	ión, tamañ	ю:	Esporádica, < 5 cm			Raíces:	Si presenta	
CLASTOS:	% Pebbles	% Cobbles	% Boulders		Distribu	stribución/Selección:		oderada Angulosidad:		Redondeada	
	62%	25%	13%		Soporte/Orientación:		Matriz soportado				
ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS:	Tipo de e	stratificación:			Estrato o estrat d		ificación istintiva:				
· · · · ·						Otros:					
CARACTERISTICAS HORIZONTE DE Estructura: SUELO:					Cementacio caract	ón/Otras ærísticas:					
CONTACTO(INFERIOR):	Espesor:	80 - 120 cm	Topografía:		Erosiva		Característica distintiva:		Mayor cantidad de clastos tamaño Boulder que el resto de niveles de conglomerados		
							Forma Unidad:		Ondulatoria		
ESTRUCTURAS D DEPOSITA	IPO:		Afectada por 2 fallas inversas		Se distingue por:		Nivel deformado hacia las fallas, clastos orientados y presencia de cuña coluvial				
GENESIS UNIDAD:	Cono Aluvial				Unidades Correlacionables:						