



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



**PALEOSISMOLOGÍA DE LA FALLA MESAMÁVIDA:  
ANÁLISIS DESDE EL MAPEO DE LA TRINCHERA  
CERDA Y DATACIÓN MORFOLÓGICA DE SU  
ESCARPE A LOS 36°S, REGIÓN DEL MAULE, CHILE**

**Memoria para optar al Título de Geóloga**

**Danitza Anyelina Arriagada Cea**

**Profesor Patrocinante: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda**

**Profesores Comisión : Dra. María Verónica Pineda Mascayano**

**Dr. Jorge Andrés Quezada Flory**

**Concepción, 2021**



# ÍNDICE

	Página
<b>RESUMEN.</b>	
<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>1</b>
1.1. Planteamiento del problema.....	1
1.2. Hipótesis.....	4
1.3. Objetivos. ....	4
1.3.1. Objetivo general. ....	4
1.3.2. Objetivos específicos. ....	4
1.4. Ubicación y Accesos. ....	4
1.5. Etapas de Trabajo. ....	5
1.5.1. Etapa pre-terreno. ....	5
1.5.2. Etapa terreno. ....	5
1.5.3. Etapa post-terreno. ....	6
1.6. Clima. ....	6
1.7. Agradecimientos. ....	7
<b>2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA.....</b>	<b>8</b>
2.1. Marco Tectónico.....	8
2.2. Marco Sismotectónico.....	12
2.2.1. Sismos intraplaca de subducción.....	12
2.2.2. Sismos intraplaca de profundidad intermedia ....	13
2.2.3. Sismos intraplaca cortical ....	14
2.2.4. Expresiones locales del WATF ....	16
2.2.4.1. Latitud 18°-21°S.....	17
2.2.4.2. Latitud 33°S.....	18
2.2.4.3. Latitud 36°S.....	19
2.3. Dominios morfoestructurales.....	22
2.4. Marco Geológico.....	23
2.4.1. Formación Abanico (EM).....	23
2.4.2. Cuerpos intrusivos subvolcánicos (Msv).....	25
2.4.3. Pórfido andesítico (MPa).....	25
2.4.4. Toba Loma Seca (PPI).....	26
2.4.5. Formación La Montaña (Pllm).....	26
2.4.6. Depósitos no consolidados (Qs).....	27
<b>3. METODOLOGÍAS.....</b>	<b>28</b>
3.1. Trinchera paleosismológica.....	28
3.1.1. Tipos de evidencia paleosismológica.....	31
3.1.2. Medición de orientación de clastos.....	33
3.2. Datación <sup>14</sup> C.....	37
3.3. Datación por modelo de difusión de escarpe.....	39
<b>4. RESULTADOS.....</b>	<b>47</b>
4.1. Mapeo de la trinchera ....	47
4.1.1. Unidades.....	47

4.1.1.1. Conglomerado grueso inferior (Cgi) .....	48
4.1.1.2. Conglomerado grueso central (Cgc) .....	48
4.1.1.3. Conglomerado medio (Cm) .....	48
4.1.1.4. Lentes de conglomerado medio (Lcm).....	51
4.1.1.5. Conglomerado Oriental (CO) .....	51
4.1.1.6. Conglomerado grueso superior (Cgs) .....	52
4.2.1.7. Cuña coluvial (CU) .....	52
4.2.1.8. Unidad de lavado (L) .....	52
<b>4.1.2. Medidas de ejes de clastos y fracturas.....</b>	<b>53</b>
4.1.2.1 Mediciones <i>in situ</i> .....	53
4.1.2.2. Mediciones en ortomosaico.....	58
4.1.2.3 Análisis mediante script.....	61
<b>4.2. Datación <sup>14</sup>C.....</b>	<b>67</b>
<b>4.3. Modelo de difusión de escarpe.....</b>	<b>68</b>
4.3.1. Edades morfológicas.....	69
<b>5. SÍNTESIS Y DISCUSIÓN.....</b>	<b>77</b>
5.1. Actividad tectónica a largo plazo a los 36°S.....	77
5.2. Trinchera paleosismológica.....	79
5.2.1. Falla 1 (F1).....	82
5.2.2. Falla 2 (F2).....	83
5.2.3. Fracturas (Fr).....	83
5.3. Edad de la deformación.....	91
5.3.1. Datación <sup>14</sup> C .....	91
5.3.2. Datación morfológica .....	92
5.3.3. Edades numéricas en función del valor k.....	93
5.4. Potencial sismogénico de la falla Mesamávida.....	98
<b>6. CONCLUSIONES .....</b>	<b>102</b>
<b>7. REFERENCIAS.....</b>	<b>104</b>

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1: Vista general del área estudiada.....	2
1. 2: Mapa geomorfológico local.....	3
1. 3: Mapa de ubicación.....	5
2. 1: Configuración tectónica desde el ciclo andino.....	9
2. 2: Marco tectónico en margen convergente sudamericano .....	11
2. 3: Perfil de localización de sismicidad instrumental.....	13
2. 4: Relación de recurrencia, contexto tectónico y magnitud en fallas corticales..	15
2. 5: Sismos corticales registrados en los últimos 40 años.....	16
2. 6: Representación de sección de los Andes Centrales de Bolivia y Chile.....	17
2. 7: Perfil integrado de la distribución de sismicidad entre 33° y 34,5°S.....	19
2. 8: Perfil Swath de los escarpes de Mesamávida.....	20
2. 9: Ubicación de proyecciones del WATF.....	20
2. 10: Sismicidad instrumental de la zona de estudio.....	21

2.	11:	Mapa geológico generalizado e identificación de morfoestructuras.....	22
2.	12:	Mapa Geológico de la zona de estudio.....	24
3.	1:	Trinchera inundada y límites de mapeo.....	29
3.	2:	Herramienta tipo <i>scraper</i> .....	30
3.	3:	Proceso de mapeo.....	30
3.	4:	Representación de una falla en depósito de granulometría gruesa.....	34
3.	5:	Ejemplo de metodología de medición de clastos.....	35
3.	6:	Ejemplo de clastos fracturados en estudio paleosismológico.....	35
3.	7:	Segmentación de la trinchera para análisis zonificado.....	36
3.	8:	Ejemplo de muestra de carbón limpia.....	38
3.	9:	Representación de las etapas de evolución de un escarpe de falla inversa.....	40
3.	10:	Diagrama de modelación de la dinámica de escarpe en fallas inversas.....	42
3.	11:	Representación de las características de los posibles escenarios.....	43
3.	12:	Perfil topográfico y modelo del escarpe de la Trinchera Cerda.....	44
4.	1:	Diagrama de la orientación de la trinchera.....	47
4.	2:	Mapeo de paredes de la trinchera.....	49
4.	3:	Detalle de dislocación en unidad Cm.....	51
4.	4:	Cuña coluvial y unidad de lavado.....	53
4.	5:	Diagrama de roseta de medidas in situ.....	54
4.	6:	Diagramas de roseta sectorizados para cada pared.....	55
4.	7:	Interpolación IDW de inclinaciones de clastos medidos en trinchera.....	56
4.	8:	Clastos fracturados pertenecientes a la pared norte.....	57
4.	9:	Distribución de las fracturas medidas <i>in situ</i> .....	57
4.	10:	Diagrama de roseta, ploteo de polos y planos de fractura.....	58
4.	11:	Diagrama de roseta generalizado.....	59
4.	12:	Diagramas de roseta sectorizados para cada sección.....	60
4.	13:	Interpolación IDW de inclinaciones de clastos medidos en fotografías.....	61
4.	14:	Fotografía de depósitos analizados mediante script y resultado preliminar....	63
4.	15:	Distribución de la inclinación de los clastos ( $\theta$ ).....	64
4.	16:	Representación de los clastos con inclinación mayor a los 45°.....	64
4.	17:	Histogramas con la frecuencia de inclinaciones.....	65
4.	18:	Representación de posición de clastos en eje x contra su valor de elipticidad..	65
4.	19:	Ploteo de planos de orientación y polos en red estereográfica.....	66
4.	20:	Densidad de fracturas de clastos.....	67
4.	21:	Ubicación de perfiles topográficos para datación morfológica.....	69
5.	1:	Mapa geológico	77
5.	2:	Contacto entre Formación la Montaña y Formación Abanico.....	78
5.	3:	Detalle de perfil de sismicidad cortical actual entre los 35,5°S y 36,5°S.....	79
5.	4:	Evidencias de deformación producto de fallas inversas en depósitos no consolidados.....	80
5.	5:	Ploteo generalizado de trinchera con interpolación IDW y fracturas.....	82
5.	6:	Resultado de unidades y estructuras integradas.....	83
5.	7:	Detalle de evidencias para la definición de fallas.....	84
5.	8:	Detalle de planos de fracturas en clastos de la unidad Cm.....	85
5.	9:	Reconstrucción esquemática de evolución del escarpe para cada escenario...	87

5. 10:	Relación entre separación vertical y componentes del desplazamiento.....	88
5. 11:	Representación esquemática de deformación vertical.....	90
5. 12:	Ejemplo de perfil topográfico con zonas convexas asociadas a flexura.....	91
5. 13:	Perfiles topográficos evaluados en la datación morfológica.....	91
5. 14:	Mapa de distribución de edades según escenario.....	94
5. 15:	Modelo esquemático de crecimiento de fallas.....	94
5. 16:	Consideraciones para calcular SRL.....	100

## ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
2.1.	Ejemplos de terremotos intraplaca corticales en Chile.....	15
3.1.	Criterios de clasificación de evidencias paleosismológicas.....	33
3.2.	Detalle de muestras de carbón.....	39
4.1.	Edades por radiocarbono.....	68
4.2.	Resumen de edades morfológicas.....	75
4.3.	Resumen de edades para perfiles con excavación de trincheras.....	76
5.1.	Variaciones entre desplazamiento vertical (VD) y separación vertical (VS)...	89
5.2.	Compilación de valores de constantes de difusión.....	96
5.3.	Resumen de edades.....	97
5.4.	Resumen de aproximaciones de magnitud para la falla Mesamávida.....	98

## ÍNDICE DE GRÁFICOS

Gráfico		Página
2. 1.	Velocidad de convergencia para los últimos 57 Ma a los 37°S.....	10
3. 1.	Ejemplo de la definición de rango de error.....	45
4. 1.	Conjunto de gráficos de valores de $\kappa t$ como valor central, mínimo y máximo...	70
4. 2.	Conjunto de histogramas de frecuencia de edades y <i>box plot</i> .....	73
4. 3.	<i>Box plot</i> de representación para secciones de 1 y 2 eventos.....	74
4. 4.	Representación de los resultados de edades según posición.....	76
5. 1.	Recopilación de cálculos de constante k en distintas condiciones climáticas....	95

## RESUMEN

El contexto tectónico a lo largo de Chile se caracteriza por favorecer una intensa actividad sísmica. Esta se presenta en torno a distintas fuentes sísmicas, dentro de las que se cuentan las fallas corticales. En este sentido, las fallas corticales de antearco interior, ubicadas en la transición Valle Central - Cordillera de los Andes, se encuentran muy poco estudiadas, a pesar de su cercanía a centros poblados. El presente estudio apunta a contribuir a la comprensión de la paleosismología de la Falla Mesamávida, ubicada en el antearco interior a los 36°S. Allí, esta falla genera un escarpe al que se asocia una separación vertical de 1 a 7 m en depósitos fluvio-aluviales cuaternarios; este escarpe se extiende por al menos 8 km, según un rumbo NNE.

A partir de la caracterización de una trinchera paleosismológica nombrada como Trinchera Cerda, que involucró mapeo de las unidades estratigráficas, identificación y medición de clastos fracturados, y medición de la inclinación del eje mayor de los clastos del depósito, se definieron 2 fallas responsables de la construcción del escarpe en dicho sitio, las que presentan dislocación de unidades estratigráficas y desplazamiento aparente en el manteo de 1,15 y 0,25 m, formación de bandas de clastos alineados y rotados  $>35^\circ$ , y fracturas en orientación subparalela a las fallas y traza del escarpe, sumado al reconocimiento de una cuña coluvial. Esta evidencia confirma un origen sismogénico para el escarpe estudiado; en base a las separaciones observadas en la trinchera, se sugiere 1 o 2 eventos con magnitudes M 6,6-6,7 y una extensión posible de hasta 30 km de la falla. Además, mediante el método de datación morfológica para escenarios de 1, 2 y 3 eventos en un mismo sitio de ruptura, se reconoció una tendencia bimodal en la distribución de edades morfológicas a lo largo del escarpe, con valores  $kt$  de  $32,3$  a  $35,8 \text{ m}^2 \pm 13,5$  y de  $69,5 \pm 24,3 \text{ m}^2$ , lo que entrega indicios de que este puede ser producto de dos contribuciones de actividad sísmica. Se discute también la asignación de un valor de  $k$  adecuado para este tipo de dataciones, de acuerdo a las condiciones climáticas y características del escarpe. Estos valores, permiten obtener edades numéricas de  $2,9$  a  $3,2 \pm 1,2 \text{ ka}$  y  $6,3 \pm 2,3 \text{ ka}$ .

Mediante este estudio, se confirma que la Falla Mesamávida, correspondiente a la expresión local superficial del Cabalgamiento Andino Occidental a los 36°S, ha sido capaz de generar uno o dos eventos sísmicos de edad holocena, cuya ruptura superficial se asocia con magnitudes 6,1-6,7, y una extensión continua por al menos 8 km, pudiendo llegar hasta 30 km, con magnitud 6,8 a 7. Las paleomagnitudes indicadas representan un peligro sísmico importante, dadas las características del terreno de fundación de infraestructura industrial y rural presente en el bloque colgante. Para mejorar esta perspectiva, se sugiere el uso de otros métodos de datación geocronológica cuaternaria, en conjunto con métodos geofísicos que puedan abarcar decenas de metros en el bloque colgante.

# 1. INTRODUCCIÓN

## 1.1 Planteamiento del problema

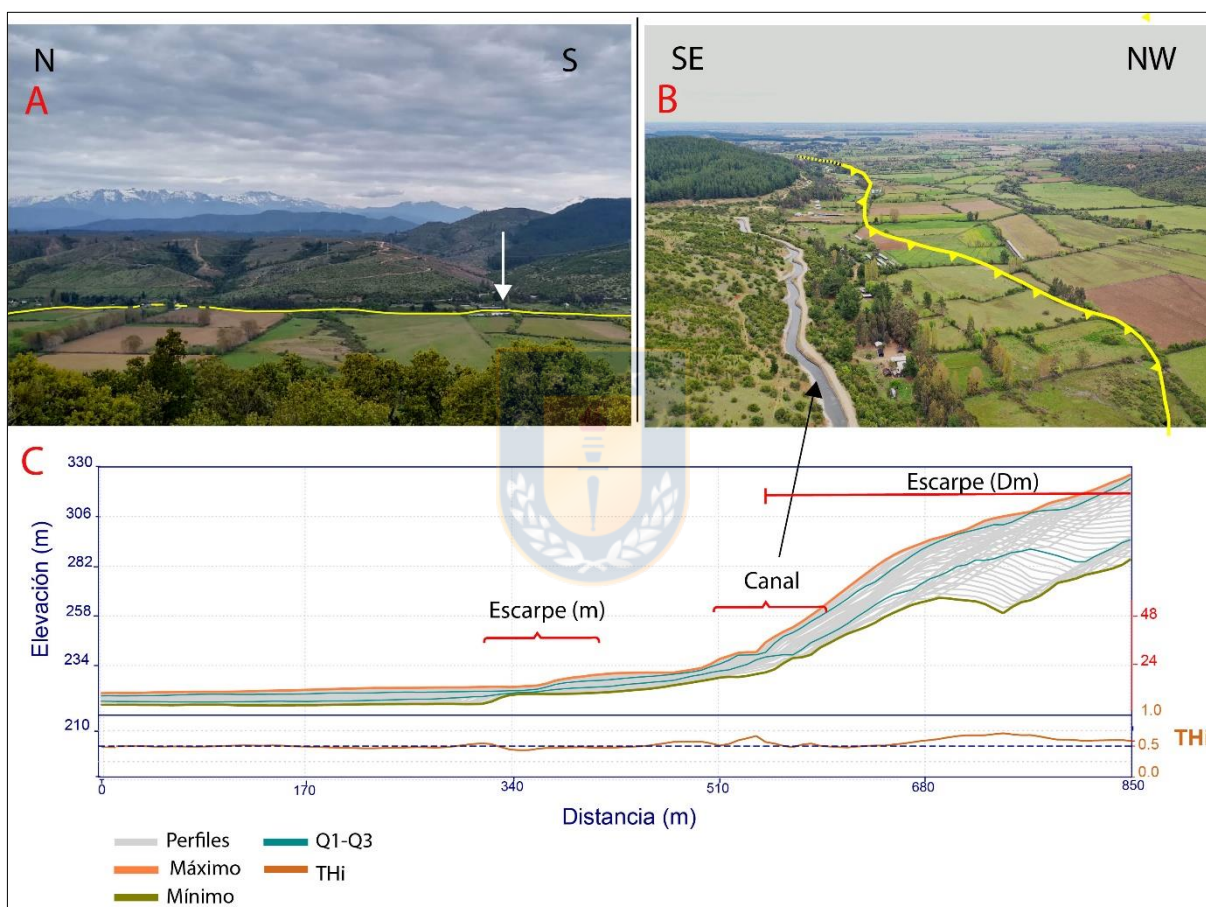
El territorio continental chileno es reconocido por ser ampliamente afectado por sismos. Estos se dividen en tres tipos principales: terremotos de subducción o interplaca producto de la interacción de la placa Nazca con la Sudamericana, intraplaca profundos que ocurren en el interior de la placa subductante y sismos corticales de intraplaca o intraplaca someros que ocurren en la placa Sudamericana. Estos últimos están asociados a fallas corticales, suelen tener hipocentros a una profundidad menor a los 30 km (Leyton *et al.*, 2010). Al tratarse de fallas corticales, la cercanía de la zona de ruptura con la superficie es su principal amenaza, tal como ocurrió con el terremoto de Chi-Chi, Taiwan en 1999 de magnitud  $M_w$  7,6 que ocurrió a 8 km de profundidad asociado a la falla inversa Chelungpu (Chang *et al.*, 2000) o el sismo de San Juan, Argentina en 1944, de magnitud 7 a una profundidad de 11 km aproximado, asociado a la falla inversa de La Laja (Alvarado & Sáez, 2006). Ambos sismos dejaron miles de víctimas fatales y severos daños estructurales, lo que indica un potencial sismogénico importante para las fallas corticales.

En Chile, existe un amplio desarrollo urbano en las cercanías del West Andean Thrust (WAT en adelante; Armijo *et al.*, 2010) que se define como un mega sistema tectónico de tipo faja plegada y corrida que marca el límite entre la Depresión Central y la Precordillera ubicado en lo que se conoce como Antearco Interno. Aquí, se han registrado sismos históricos como el de Aroma en 2001, de magnitud 6,3 y profundidad aproximada 5 km y las Melosas en 1958, ocurrido a una profundidad de 5 a 9 km y magnitud aproximada 6,3 (Alvarado *et al.*, 2009) a 6,9 (Sepúlveda *et al.*, 2008). En cuanto a la paleosismología en este dominio, a los 33,5°S se ha determinado que la Falla San Ramón, que representa localmente al *West Andean Thrust Fault* (WATF), es una falla sismogénica que ha originado terremotos de magnitud 6,9 a 7,4 (Armijo *et al.*, 2019) con edades de 17 a 19 ka el más antiguo identificado y el más reciente de 8 ka (Vargas *et al.*, 2014). Al norte y sur de esta latitud, se desconoce el significado paleosísmico del WATF.

Siguiendo los antecedentes anteriores, Sepúlveda (2019) comienza a estudiar un escarpe métrico de baja sinuosidad, elongado en rumbo generalizado N20°E, de 2 a 7 m de alto y 8 km



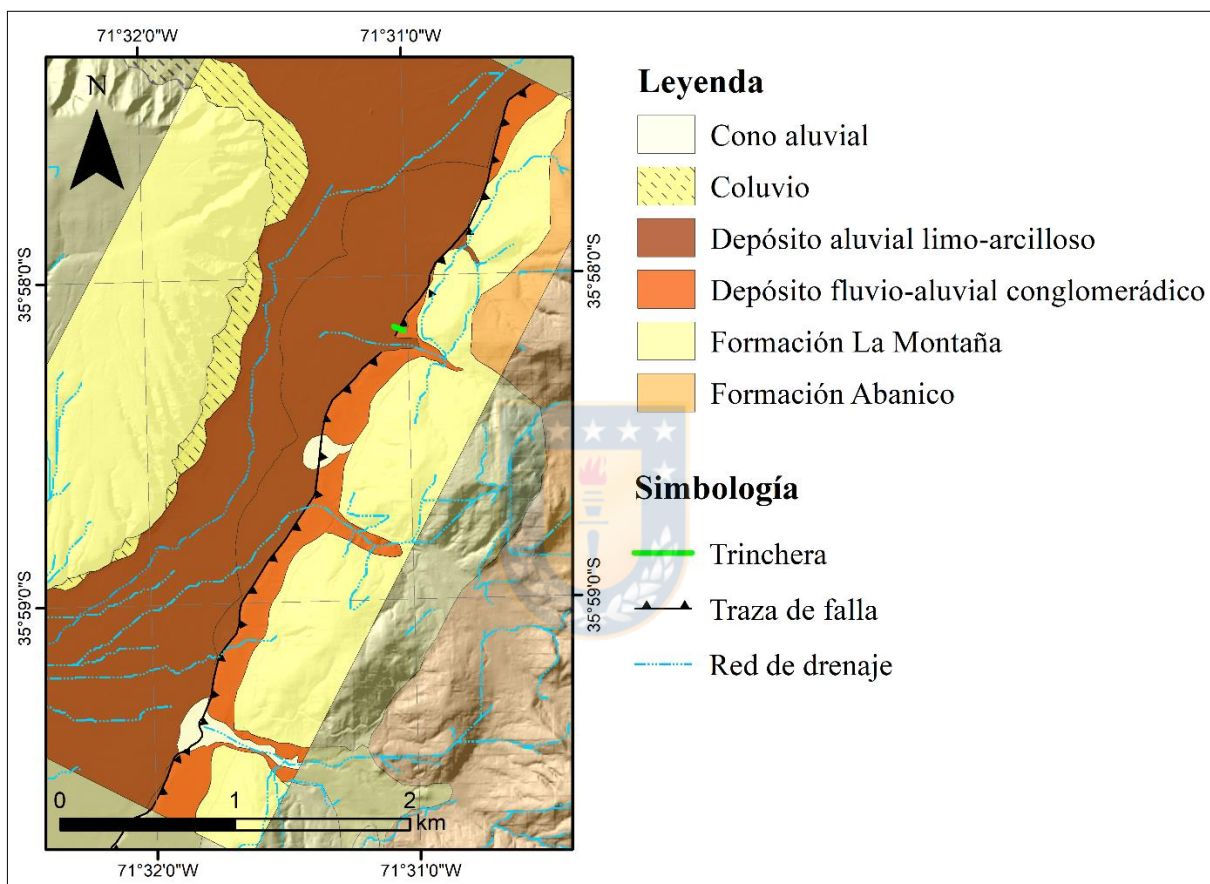
de largo, que estaría marcando el WATF en cercanías de la localidad de Mesamávida (Figura 1.1 A y B), donde se reconoció previamente, antecedentes de tectónica activa y deformación sísmica asociada a estructuras con vergencia oeste en una trinchera (Sepúlveda, 2019). Se reconoce además, un escarpe deca a hectométrico que corresponde al frente de montaña (Escarpe (Dm) en Figura 1.1C). La traza de la falla, marca el límite entre depósitos aluviales a fluvio aluviales conglomerádicos por el Este, y depósitos aluviales limo-arcillosos por el Oeste (Figura 1.2).



**Figura 1.1:** Vista general del área estudiada. En amarillo se señala la ubicación del escarpe. A) Vista desde el cerro Mesamávida. La flecha blanca indica el sitio de la trinchera estudiada en esta memoria. B) Vista panorámica del escarpe desde el NE. C) Perfil swath del escarpe e inicio del frente montañoso con un ancho de 600m. El sitio del perfil de referencia se indica en la imagen 1.3b.

Respecto a la morfología del área, en planta y con ayuda de imágenes LIDAR, se reconocen formas lobulares acotadas al pie del frente de montaña, truncadas por formas más rectilíneas y con cortes relativamente abruptos (Figura 1.2) que se relacionan bien con lo propuesto por Bowman (2019), quien indica que en superficies aluviales, aquellas zonas que no presentan el

patrón radial típico o que poseen perturbaciones en la concentricidad de su forma, deben esta geometría discrepante a la actividad tectónica. En el valle del río Achibueno, las riberas labradas por el efecto erosivo del río se caracterizan por ser ondulantes, curvas y continuas, reflejando la dinámica del cauce. El escarpe muestra una forma irregular, discontinua, en partes recta y en otras, aserrada, atendiendo a la descripción de McCalpin (2009) para escarpes tectónicos en regímenes compresivos.



**Figura 1.2: Mapa geomorfológico local.**

Esta memoria se enfoca en profundizar en la paleosismología del WATF en la Región del Maule mediante el estudio de la falla Mesamávida. Para esto se presentarán y discutirán los resultados del mapeo y análisis de una trinchera paleosismológica excavada perpendicular al escarpe, nombrada Trinchera Cerda, ubicada a 2 Km al NNE de la estudiada por Sepúlveda (2019). En la Trinchera Cerda, se reconocen evidencias paleosismológicas de primer y segundo orden que permiten tener una aproximación de la magnitud y número de eventos constructores del escarpe.

Por otra parte, el acercamiento a la edad del escarpe y, por consiguiente, la edad de los eventos generadores del escarpe se realiza mediante la datación morfológica del mismo.

Los resultados obtenidos se enfocan a indagar en la importancia sismogénica del WATF y su potencial sismogénico asociado a la Falla Mesamávida, parámetro de gran relevancia para los estudios de peligro sísmico que puede afectar a las poblaciones aledañas e infraestructura crítica desarrolladas en la zona, principalmente, sobre roca no consolidada.

## **1.2 Hipótesis**

La Falla Mesamávida, ubicada en la transición entre Depresión Central y Frente de montaña andino a los 36°S, es una estructura inversa activa durante el Holoceno, capaz de generar eventos sísmicos con magnitudes moderadas a altas.

## **1.3 Objetivos.**

### **1.3.1 Objetivo general.**

Evaluar la paleosismología de la Falla Mesamávida, expresión local del WATF a los 36°S, y su potencial sismogénico.

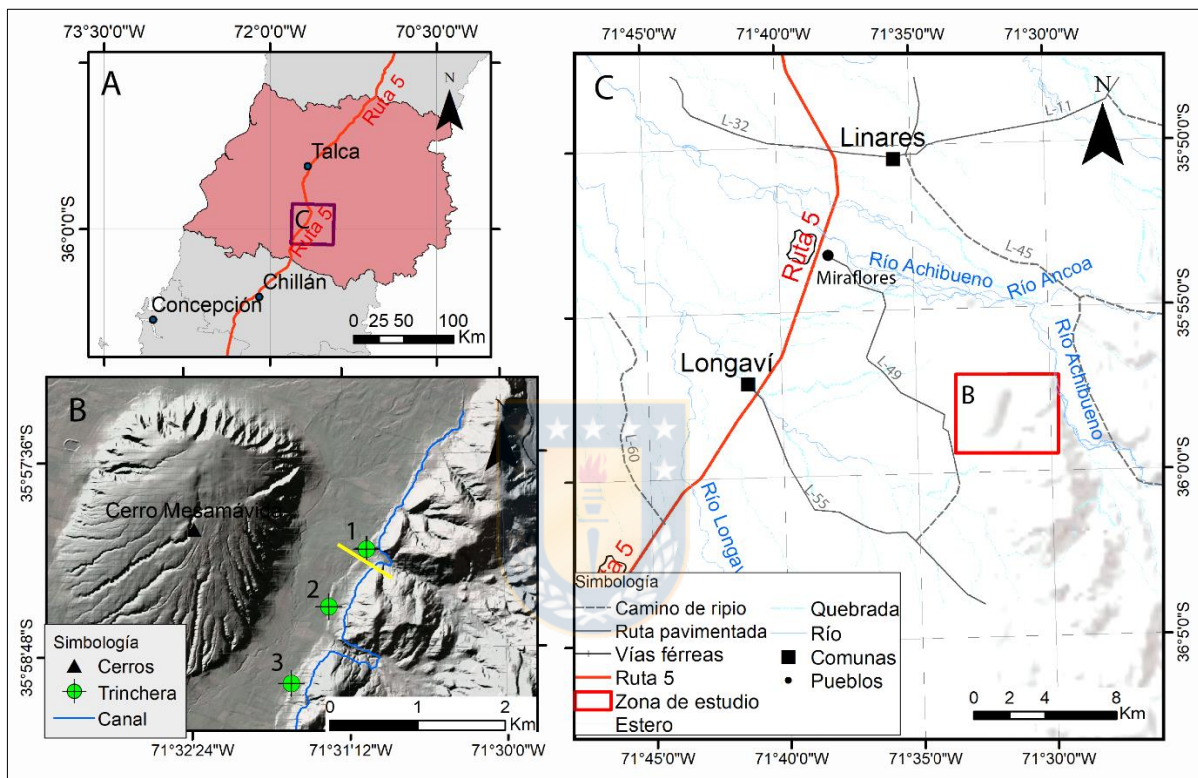
### **1.3.2 Objetivos específicos.**

- Analizar la estratigrafía de los depósitos cuaternarios tardíos - holocenos presentes en la zona del escarpe.
- Precisar el número de eventos de ruptura discreta constructores del escarpe y su edad.
- Determinar la magnitud de los paleoterremotos provocados por la falla Mesamávida y la dimensión del deslizamiento correspondiente a los eventos sísmicos.

## **1.4 Ubicación y accesos.**

El área de estudio se encuentra en la zona precordillerana de la provincia de Linares, Región del Maule, entre los 71,555° y 71,498° W y 35,955° y 35,995° S (Figura 1.3 A), siendo Mesamávida la localidad más cercana. Específicamente la investigación se desarrolla en el área limitada por el cerro Mesamávida al oeste y el bloque alzado del WAT por el este. La ubicación de las trincheras se señala en verde en la Figura 1.3 B, donde 1 es la ubicación de la trinchera que se mapeará en esta memoria, 2 es la primera trinchera estudiada en la zona, mapeada por Sepúlveda (2019) y 3 es la trinchera estudiada por Vega (en preparación).

Para acceder al área desde la Ruta 5, se vira al este en la salida indicada hacia Mesamávida ubicada al norte de Longaví y al sur de Miraflores (Figura 1.3 C). Se utiliza el camino L-515, posteriormente se continúa por el camino L-49 por 6 km hasta el cruce en T, en el que se vira hacia el norte y se prosigue hacia el este en la primera intersección, bordeando el cerro Mesamávida por su ladera sur. Mediante esta vía se llega a una serie de caminos interiores de tierra por los que se puede acceder a distintos puntos del área.



**Figura 1.3:** Mapa de ubicación. En B se indican en verde las ubicaciones de las trincheras 1: Trinchera Cerda y 2: Trinchera Lupe. En amarillo se marca la extensión del perfil swath de la figura 1.1 C.

## 1.5 Etapas de trabajo

Para el desarrollo de la memoria se determinan las siguientes etapas que serán descritas en mayor detalle en los capítulos posteriores.

### 1.5.1 Etapa pre-terreno.

- Determinación de área de estudio mediante imágenes satelitales.
- Definición de metodología de medición de elongación de clastos.
- Recopilación bibliográfica.

### 1.5.2 Etapa terreno.

- Toma de fotografías y elaboración de ortomosaicos.
- Mapeo de trinchera: definición y descripción sistemática de unidades estratigráficas.
- Medición sistemática de eje máximo de elongación de clastos y planos de fractura.
- Toma de muestras de carbón para datación  $^{14}\text{C}$ .
- Reconocimiento geológico de la zona.

### 1.5.3 Etapa post-terreno.

- Preparación y limpieza de muestras de carbón.
- Datación por  $^{14}\text{C}$  de muestras de carbón.
- Medición de eje máximo de elongación en clastos entre 5 y 10 cm en fotografías utilizando Adobe Illustrator y ArcGis 10.4 y análisis de datos.
- Modelamiento y análisis de difusión de escarpe.
- Integración de datos de trincheras.



## 1.6 Clima.

El clima se caracteriza por poseer una significativa amplitud de temperaturas anuales, con marcada estacionalidad, directamente relacionado a la presencia de la Cordillera de la Costa que controla la acción moderadora del mar y su influencia sobre el Valle Central, condicionando la continentalidad en el clima (Hauser, 1995). Las estaciones se caracterizan por ser bastante contrastante, teniendo un verano seco y caluroso, con temperaturas que varían entre  $11^{\circ}$  y  $30^{\circ}$  de mínima y máxima respectivamente. En estaciones invernales es frío, húmedo, relativamente lluvioso y carente de nieve, variando entre 4 a  $15^{\circ}\text{C}$  como mínima y máxima respectivamente. González & Vergara (1962) caracterizan el clima de la zona como templado-cálido con estaciones seca y lluviosa semejantes.

Las precipitaciones llegan a un máximo de 180 mm mensual en junio y la temporada lluviosa abarca las estaciones de otoño-invierno, donde se concentran un 85% de las precipitaciones que llegan a un total anual de alrededor de 912 mm para Longaví (Hauser, 1995). No hay precipitación sólida en la zona.

El terreno presenta un nivel freático muy elevado que bordea el nivel de suelo en algunas zonas.

Las campañas de terreno se realizaron en los meses Marzo y Octubre de 2019. En la primera, se realizó el mapeo de la trinchera y en la segunda se realizó un reconocimiento geológico del área.

### **1.7 Agradecimientos.**

Esta memoria se llevó a cabo gracias al proyecto Fondecyt Iniciación 11180509 en conjunto con el proyecto Núcleo Milenio CYCLO, quienes otorgaron financiamiento necesario para su realización.

En primer lugar, quiero dar gracias al Dr. Joaquín Cortés, profesor patrocinante de esta memoria, por permitirme participar del proyecto a su cargo, por guiarme y por su constante buena disposición para discutir y resolver los temas surgentes. A Adrián Oviedo por poner su conocimiento a disposición en tiempos de terreno. A Tomás Sepúlveda por su apoyo en el procesamiento de datos. A quienes ayudaron desinteresadamente en el trabajo de terreno. A los y las funcionarias y docentes del Departamento de Ciencias de la Tierra y al Instituto GEA que facilitó las instalaciones para el procesamiento de muestras.

Quisiera mencionar a mi familia: Marianela, Oscar, Jonathan y Mireya. Por creer eternamente en mí. Por tener la dicha de contar con su apoyo incondicional a lo largo de todos estos años y porque sin ellos nada habría resultado de la manera que ha sido. Finalmente quiero dar las gracias a todas las personas que tuve la fortuna de conocer, de las que he aprendido muchísimo, han acompañado y amenizado el proceso universitario en distintas etapas, y especialmente a aquellas que continúan en mi vida en estos tiempos.

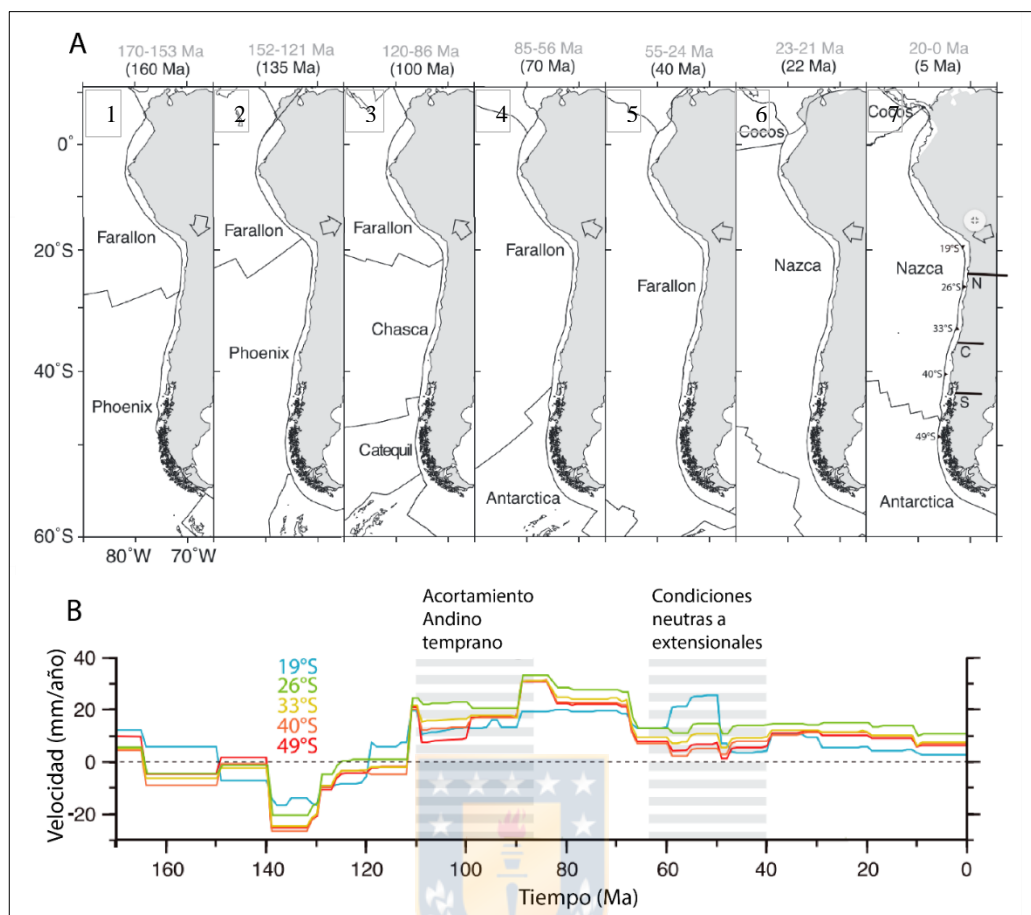
## 2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Marco Tectónico

La configuración tectónica en el margen occidental chileno ha evolucionado de manera variable a lo largo del tiempo. Condicionada por regímenes tectónicos fluctuantes, los que son controlados por variaciones geodinámicas en el movimiento absoluto hacia la fosa de Sudamérica y cambios episódicos en la geometría regional de la placa subductante. Tal evolución variable se puede expresar en la deformación cortical de la corteza meso-cenozoica, evolución de cuencas y magmatismo de arco (Horton, 2018). Aquí se resume esta dinámica desde el ciclo Andino, marcado en Chile por el inicio del volcanismo relacionado a la subducción, durante el Jurásico Inferior tardío (Pliensbachiense) (Charrier *et al.*, 2007).

Durante las primeras etapas, la convergencia se caracteriza por la subducción de la placa Alluk (Phoenix) y Farallón bajo la placa Sudamericana (Maloney *et al.*, 2013; Seton *et al.*, 2012), junto a su respectiva dorsal meso-oceánica (Figura 2.1). Previo a los 120 Ma, las reconstrucciones de placas indican un movimiento irregular de la placa Sudamericana, primero hacia el Sur ( $190^{\circ}\text{E}$ ) (Figura 2.1 A1), y luego hacia el Este ( $75^{\circ}\text{E}$ ) (Figura 2.1 A2) (Horton, 2018). Luego de los 120 Ma, la fragmentación de la placa Phoenix condujo a la formación de un nuevo sistema de dorsales meso-oceánicas entre las placas Chasca y Catequil, tal sistema intersectó la fosa desde los 120 Ma hasta los 90 Ma (Müller *et al.*, 2016). Desde este momento, Sudamérica mantuvo un movimiento significativo y relativamente uniforme hacia el Este ( $287^{\circ}\text{E}$ ) (Horton, 2018).

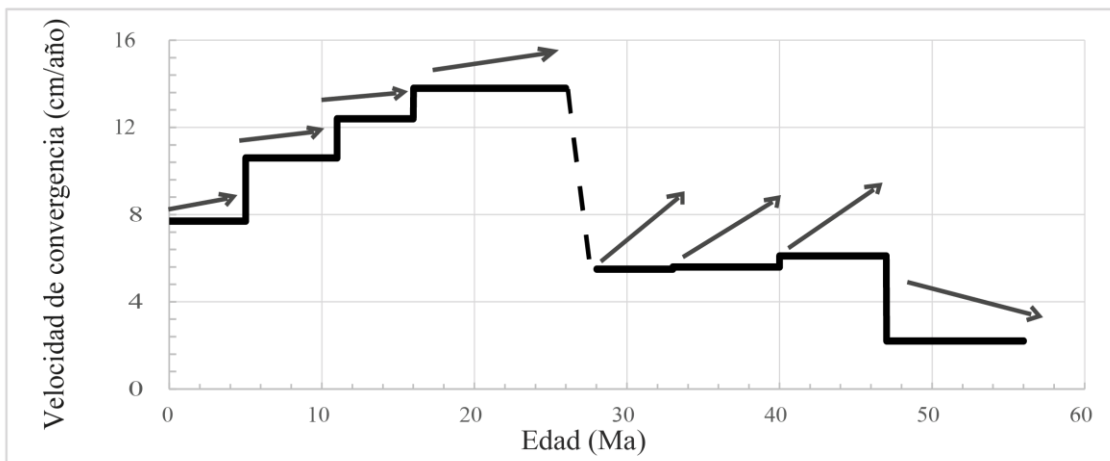
Desde fines del Cretácico Superior, Somoza & Ghidella (2005) describen 3 etapas principales agrupadas por las características de la subducción, resumidas en el Gráfico 2.1. Entre los 72 y 47 Ma, ocurrieron las velocidades de convergencia más bajas en comparación a las etapas posteriores, con un incremento progresivo de la velocidad de convergencia, asociado a una rotación horaria de su dirección, hasta alcanzar el valor relativamente constante de la etapa siguiente. Estimaciones del movimiento relativo entre Aluk y Sudamérica sugieren una convergencia relativamente rápida con una dirección cercana a E-W.



**Figura 2.1:** **Configuración tectónica desde el Ciclo Andino.** A) Configuración de placas a lo largo del margen Andino entre los 170-0 Ma. Sudamérica como referencia fija, rangos de edades en gris. (Maloney *et al.*, 2013). Las flechas indican la dirección absoluta de la Placa Sudamericana (Müller *et al.*, 2016). B) Velocidad absoluta de la placa Sudamericana, normal a la fosa, entre los 170-0 Ma para 5 latitudes (Maloney *et al.*, 2013). Tomado de Horton (2018).

Entre los 47 y 28 Ma, ocurre la subducción de la placa Farallón, con una dirección de convergencia bastante oblicua, correspondiente a un azimut de 41-49°E para los 37°S. Su velocidad media es relativamente estable, similar a la que se da en la etapa cercana a la actualidad. El inicio de esta etapa ocurre de forma contemporánea a una reorganización de placas en el sudeste del Pacífico (Cande *et al.*, 1982 en Somoza & Ghidella, 2005). El fin de esta etapa se da con la ruptura de la placa Farallón, originando las placas de Nazca y Cocos, aunque algunos estudios sugieren que esta ruptura se da a los 23 Ma (Somoza & Ghidella, 2005)



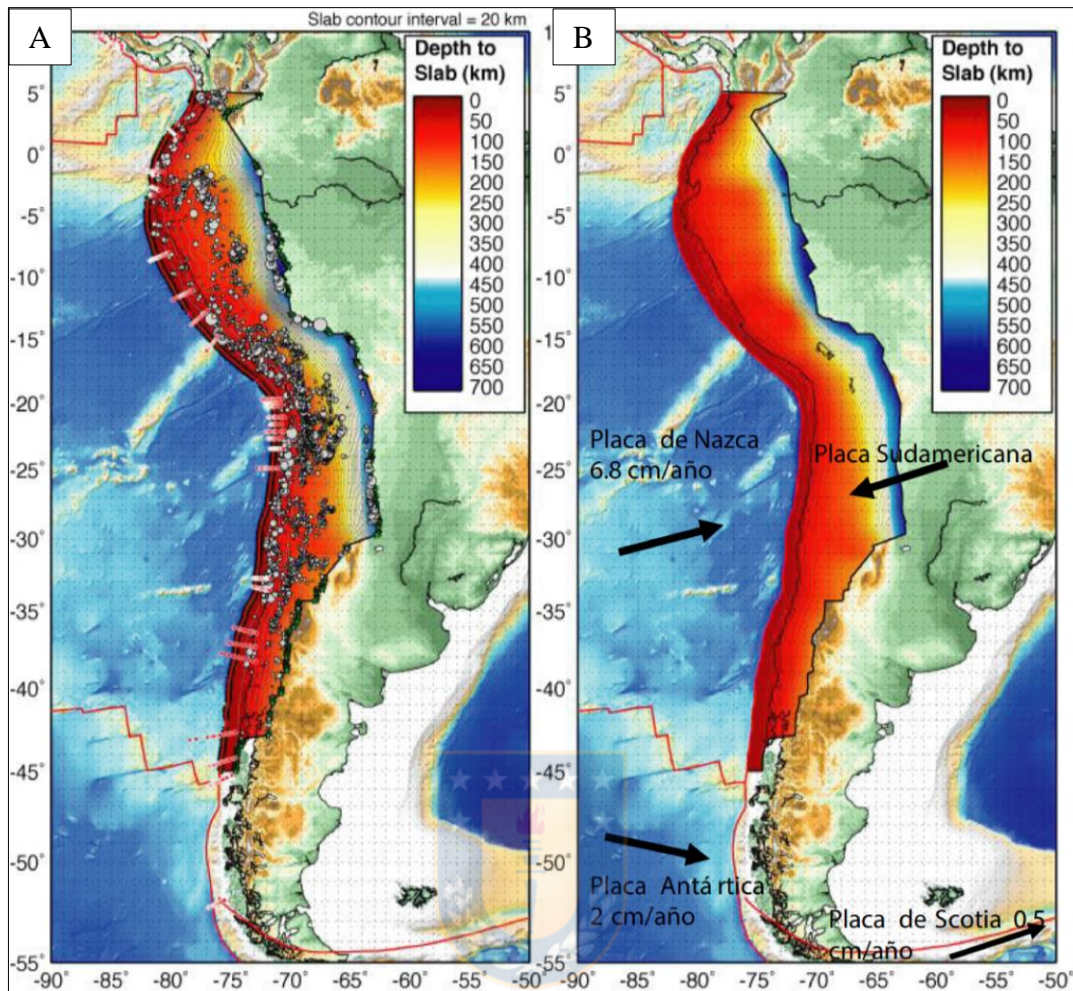


**Gráfico 2.1:** Velocidad de convergencia para los últimos 57 Ma a la latitud de 37°S. Las flechas grises representan la dirección de la convergencia, considerando el Este hacia la izquierda. Representación según los datos de Somoza & Ghidella (2005).

Entre los 28 y 26 Ma (línea segmentada en Gráfico 2.1), la subducción se caracteriza por una mayor tasa de convergencia entre las placas Farallón y Sudamérica, que pudo ser interpretada como la causante de una fase de extensión moderada dentro el sistema del margen de placas, permitiendo el desarrollo de las cuencas del Oligoceno tardío- Mioceno temprano (Jordan *et al.*, 2001).

La etapa más joven, entre los 26 y 0 Ma, se caracteriza por la subducción de la Placa Nazca a lo largo de la mayor parte de la fosa, con una dirección de convergencia relativamente oblicua, entre 75,7 a 82,9°E rotada en sentido horario con respecto a la etapa anterior. En la parte más austral, se caracteriza por la subducción de la Placa Antártica. Inicia con valores de velocidad de convergencia identificados como los más elevados durante el Cenozoico, los que decrecen de forma continua, y más significativamente en los últimos 10 Ma. (Somoza & Ghidella, 2005; Somoza & Ghidella, 2012; Meade & Conrad, 2008).

Actualmente, la tectónica activa a lo largo de Chile está condicionada en primera instancia por los esfuerzos compresivos producto de la subducción de la placa Nazca bajo la placa Sudamericana con una dirección de convergencia N79°E a los 35°S (DeMets *et al.*, 1994) y a una tasa de 76 mm/año (DeMets *et al.*, 2010) (Figura 2.2).



**Figura 2.2:** Marco tectónico en margen convergente sudamericano: A) Los puntos blancos indican sismos y los colores marcan profundidad del SLAB. B) En línea roja límites de placa con sus respectivas direcciones y velocidades de convergencia. Tasa de convergencia general según Vigny *et al.* (2009). Tomado de CSN (2013).

La orientación del margen de subducción es generalizada NNE-SSW. Al sur de los 33°S, la placa de Nazca se caracteriza por tener un ángulo de subducción cercano a los 30° E. En estas latitudes, la fosa tiene una profundidad de 5 km y posee relleno sedimentario de alrededor de 1 km o más. (Jordan *et al.*, 1983). La corteza continental, a los 36°S, tiene un espesor promedio cercano a los 35 km y un máximo de 45 km bajo la zona de mayores elevaciones de la Cordillera Principal (Tassara & Yáñez, 2003). Entre los 33,5° y 38°S, la Cordillera Principal exhibe un arco volcánico activo y un acortamiento desde el Oligoceno tardío, con magnitud menor a 100 km (Gerbault *et al.*, 2009).

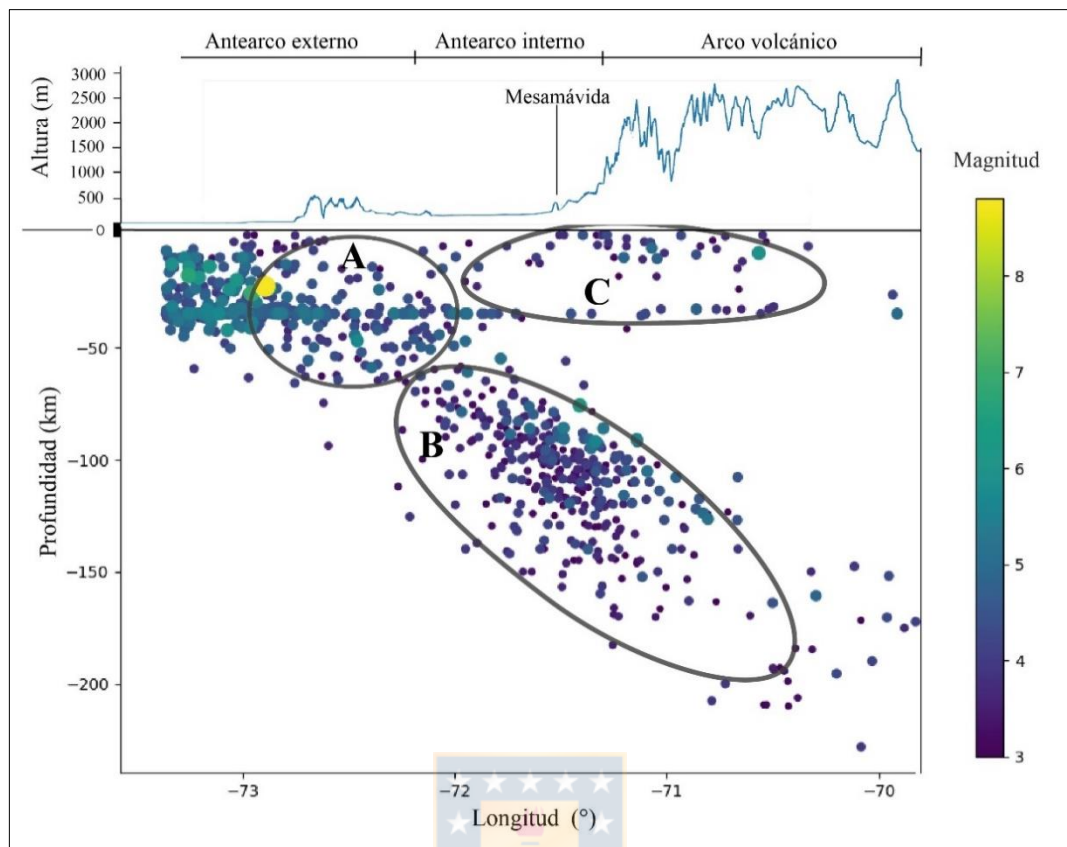
## 2.2 Marco Sismotectónico

El margen de subducción chileno es, en relación a su actividad sísmica, uno de los más activos a nivel mundial (*eg*: Tsapanos & Burton, 1991; Cisternas *et al.*, 2017), esto, producto de la constante interacción entre las placas tectónicas Nazca y Sudamericana, involucradas en este proceso. La interacción entre ambas placas y sus respectivas asperezas, generan una carga intersísmica que es acumulada en la zona interplaca, y liberada durante la etapa cosísmica, pudiendo producir diversos tipos de sismos; entre estos tipos se cuentan los *outer-rise* en la placa Nazca, intraplaca de subducción y de profundidad intermedia en la misma placa, y con menor recurrencia los sismos intraplaca en la corteza superior de la placa Sudamericana. La distribución y presencia de estos sismos puede ser apreciada a lo largo del margen occidental de Sudamérica (Figura 2.2 A).

La sismicidad medida instrumentalmente en la zona comprendida entre los 35° y 37°S data desde la década de los 60 de acuerdo a los datos obtenidos de catálogos de la USGS, donde se registran sismos de magnitud máxima Mw 8,8. Mediante estos registros es posible identificar la geometría de la zona de Wadati-Benioff y las categorías de fuentes sísmicas ya nombradas, según su localización (Figura 2.3).

### 2.2.1 Sismos interplaca de subducción

La zona sismogénica de este tipo de sismos se extiende desde el inicio del contacto interplaca hasta unos 50 a 60 km de profundidad (Leyton *et al.*, 2010) (Figura 2.3 A). Ocurren producto de la liberación del stress debido a la interacción entre la placa Nazca y Sudamericana. Sus mecanismos focales son reflejo del carácter compresivo de esta zona y sus parámetros *strike*  $\phi$ , *dip*  $\delta$  y *rake*  $\lambda$  se pueden asociar al rumbo semi-paralelo a la fosa, el ángulo del plano de subducción y al sentido de la convergencia, respectivamente (2018). Corresponde al tipo que presenta las mayores magnitudes, incluyendo a nivel nacional el terremoto de 2010 en el Maule (Mw 8,8) y Valdivia en 1960 (Mw 9,5).



**Figura 2.3:** Perfil de localización de sismicidad instrumental obtenida de USGS entre 35,5°S y 36,5°S. Se acentúan aquellos eventos de mayor magnitud con mayor tamaño. En línea azul se incluye la topografía a la latitud del área de estudio en transecta a los 36°S indicando los dominios de sismicidad cortical. A) Sismos interplaca de subducción B) Sismos intraplaca de profundidad intermedia C) Sismos intraplaca cortical.

### 2.2.2 Sismos intraplaca de profundidad intermedia

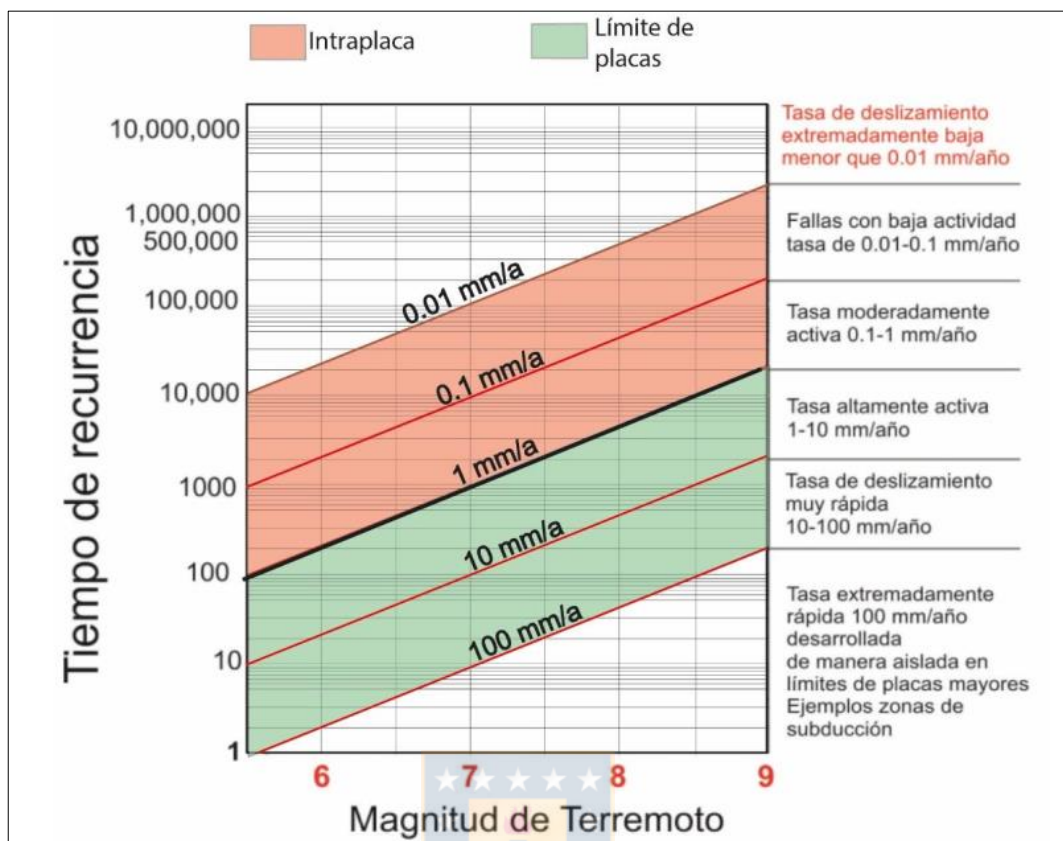
Los sismos intraplaca de profundidad intermedia están localizados desde los 50 km y hasta 200 km de profundidad (Figura 2.3 B), ya que mayor a esta no hay registro de sismos de magnitudes considerables. Esta categoría contempla aquellos sismos que ocurren en la placa subductante, en este caso en la placa de Nazca y se asocian a procesos internos como tensión en la placa subductante (*slab-pull*) y su fragilización por deshidratación o fugas térmicas (Frohlich, 2006). Dentro del rango mencionado, la magnitud máxima conocida no supera Mw 8 (Leyton *et al.*, 2010). Ejemplo de este tipo de sismo es el terremoto de Chillán de 1939 (Mw 7,8), ocurrido a 80-100 km de profundidad (Beck *et al.*, 1998), con mecanismo focal normal (Campos & Kausel, 1990), y reconocido por sus efectos devastadores para la población.

### 2.2.3 Sismos intraplaca cortical

Los sismos intraplaca corticales tienen un hipocentro localizado a menos de 30 km de profundidad en la placa cabalgante (Figura 2.3 C). La deformación elástica inducida por la convergencia y acumulada en la interplaca es liberada por terremotos de subducción. Durante la etapa cosísmica se tiende a balancear esta deformación, sin embargo, un remanente de esfuerzos no balanceados son transferidos hacia la placa cabalgante y la superficie, el que es acomodado finalmente por fallas corticales causando este tipo de sismos.

Esta clasificación suele presentar magnitudes tanto registradas como estimadas menores a los dominios anteriores, pudiendo llegar aproximadamente a Mw 7.5. La recurrencia de estos sismos es dependiente del contexto tectónico de la zona, como es representado por el gráfico de Slemmons & Depolo (1986) (Figura 2.4), asociando su recurrencia a las tasas de deslizamiento y magnitudes de los sismos. Al respecto, Barrientos (2004), utilizando como base los datos de sismicidad cortical a la latitud de Santiago, indica que la recurrencia local de los sismos Mw 4 podría ser cada año y los sismos Mw 7 podrían tener una recurrencia cada 1200 años. Ejemplo de sismos históricos de este tipo se listan en la Tabla 2.1 y sus ubicaciones en la Figura 2.5. Si bien las magnitudes son menores, la peligrosidad de estos sismos se asocia a la cercanía a la superficie y a centros poblados que podrían verse afectados por daños estructurales importantes.

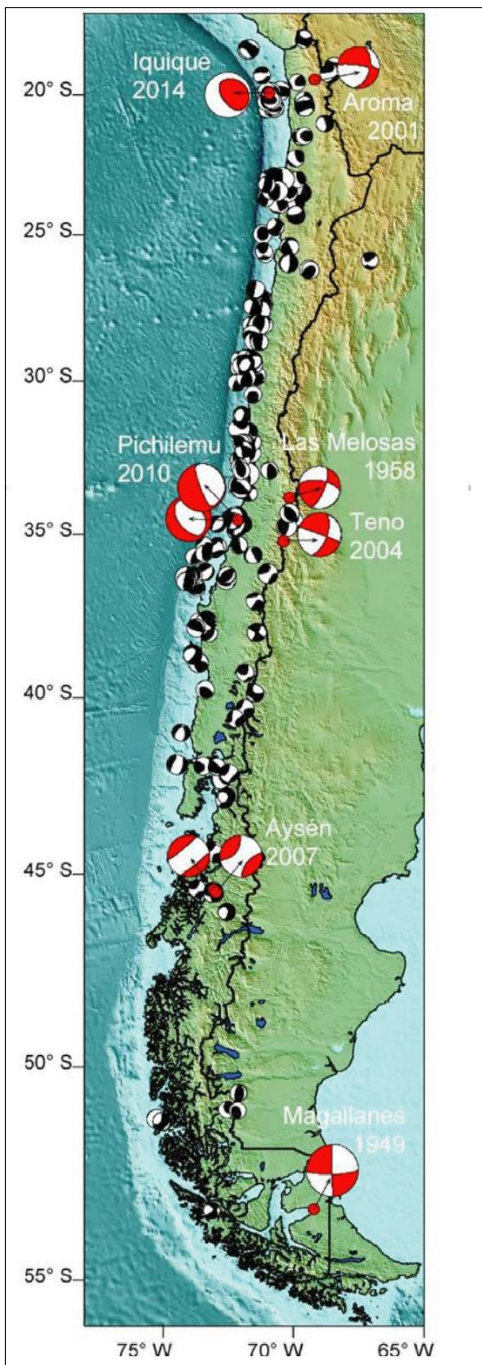
Las fallas corticales se localizan en variados dominios tectónicos: uno de estos es el antearco interno (*inner forearc*) (Figura 2.5). Las estructuras ubicadas en este dominio se caracterizan por tener una elongación cercana a N-S, presentar trazas de hasta decenas de km y una cinemática variante de transcurrente a inversa (Santibañez *et al.*, 2019). En el sector oriental de este dominio, limitan por el oeste al frente cordillerano y forman parte del WATF que ha sido estudiado en el norte del país principalmente, allí conocido como West Thrust System (WTS) (Muñoz & Charrier, 1996; Wörner *et al.*, 2002). Ejemplos de fallas emplazadas en este dominio son el Sistema de Fallas Domeyko (Reutter *et al.*, 1991) en el norte de Chile, antepuesto a la Cordillera Principal y la Falla San Ramón (FSR; Vargas *et al.*, 2014) a la latitud de Santiago.



**Figura 2.4:** Relación de recurrencia, contexto tectónico y magnitud en fallas corticales. Tomado de Slemmons & Depolo (1986) en Sepúlveda (2019).

**Tabla 2.1:** Ejemplos de terremotos intraplaca corticales en Chile. Se resalta sismo asociado al antearco interno. ZFLO: Zona de Falla Liquiñe Ofqui. Tomado de Santibáñez *et al.* (2015).

Localidad	Año	Magnitud	Profundidad (km)	Referencia
Las Melosas	1958	6.3	5.0-9.0	Alvarado <i>et al.</i> , 2009
		6.7-6.9		Sepúlveda <i>et al.</i> , 2008
Aroma	2001	6.3	~5.0	Legrand <i>et al.</i> , 2007
Curicó	2004	6.5	4.7	González, 2008
Aysén (ZFLO)	2007	6.2	<8.0	Mora <i>et al.</i> , 2010
			4.0-12.0	Legrand <i>et al.</i> , 2011
Pichilemu	2010	6.9	12.9	Farías <i>et al.</i> , 2011
		7.0	16.3	Aron <i>et al.</i> , 2013



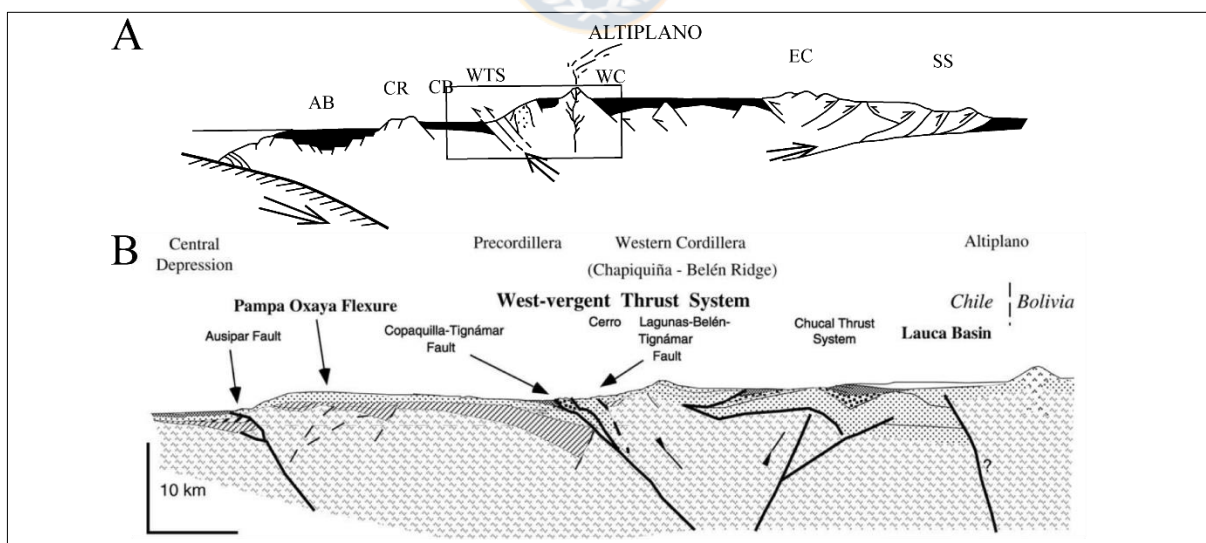
**Figura 2.5:** Sismos corticales registrados en los últimos 40 años a lo largo de los Andes Chilenos en sus distintos dominios tectónicos y sus respectivos mecanismos focales de aquellos mayores a  $M_w \geq 6$  basado en datos del catálogo CMT de Harvard entre enero de 1976 y abril del 2015. Tomado de Santibáñez *et al.* (2019).

#### 2.2.4 Expresiones locales del WATF

A distintas latitudes del límite Depresión Central – Precordillera ( $18^\circ$ - $21^\circ$ ,  $33,4^\circ$  y  $36^\circ$ S), se han descrito expresiones del Cabalgamiento Andino Occidental (WATF), que son equivalentes geográficamente. En el norte, entre los  $18^\circ$  y  $21^\circ$ S, en Chile central a la latitud de Santiago ( $33,4^\circ$ S), y más recientemente a los  $36^\circ$ . Siendo sólo el segundo sitio, a los  $33,4^\circ$ S, donde se ha estudiado en profundidad su historia de deformación holocena a cuaternaria tardía.

### 2.2.4.1 Latitud 18°-21°

En el borde occidental del Altiplano entre los 18°-20°S, se desarrolla el *West-vergent Thrust System* (WVTS), correspondiente al mayor rasgo tectónico que separa la parte este y oeste de la Precordillera a tal latitud (David, 2007). El WVTS es descrito como un sistema fallado y plegado de alto ángulo con vergencia Oeste, que alza el basamento precámbrico y secuencias mesozoicas sobre unidades sedimentarias y volcánicas del Neógeno (Muñoz & Charrier, 1996). A esta latitud se le atribuye un rol preponderante en los procesos asociados al alzamiento del Altiplano (David, 2007, Farías *et al.*, 2005), el que es entendido como una megaestructura compresiva asimétrica, formada por dos estructuras de empuje de vergencia opuesta: el WVTS por el Oeste y el sistema de faja corrida y plegada de las Sierras Subandinas (SS) por el Este (Figura 2.6 A) (Muñoz & Charrier, 1996). A los 18°S existe evidencia superficial de su actividad, incluyendo estructuras como la falla Ausipar y el anticlinal Pampa Oxaya (Figura 2.6 B), formando el borde oriental de la Depresión Central, mientras que hacia el sur se trata de estructuras ciegas y que por propagación, forman flexuras en la superficie (David, 2007). A los 19°15'S (Pinto *et al.*, 2004) y entre los 19°25'-19°45' (Farías *et al.*, 2005), se ha identificado flexuramiento con eje orientado NNW-SSE. Entre los 20°-21°S, hay observaciones de estructuras compresivas de rumbo N-S descritas por Victor *et al.* (2004).



**Figura 2.6:** Representación de sección de los Andes Centrales de Bolivia y Chile. A) Muestra unidades morfoestructurales y la ubicación del Altiplano entre dos sistemas de empuje (WTS y SS). AB: Cuenca de Arica, CR: Cordillera de la Costa, CB: Depresión Central, WTS: *West Vergent System*, WC: Cordillera Occidental, EC: Cordillera Oriental, SS: Sierras Subandinas. El recuadro indica una posición aproximada del perfil B. Tomado de Muñoz & Charrier (1996) B) Detalle de ubicación de la Falla Ausipar y Anticlinal de Pampa Oxaya. Tomado de Charrier *et al.* (2005).



En cuanto a la sismicidad asociada a esta megaestructura, se reconoce el sismo de Aroma de 2001, con magnitud  $M_w$  6,3 y mecanismo focal dextral. Este sismo pese a ser cortical no tuvo expresión superficial y dada la distribución de sus réplicas fue asociado a una estructura de rumbo  $N14^\circ E$  y buzamiento aproximado  $50^\circ SE$  (Legrand *et al.*, 2007).

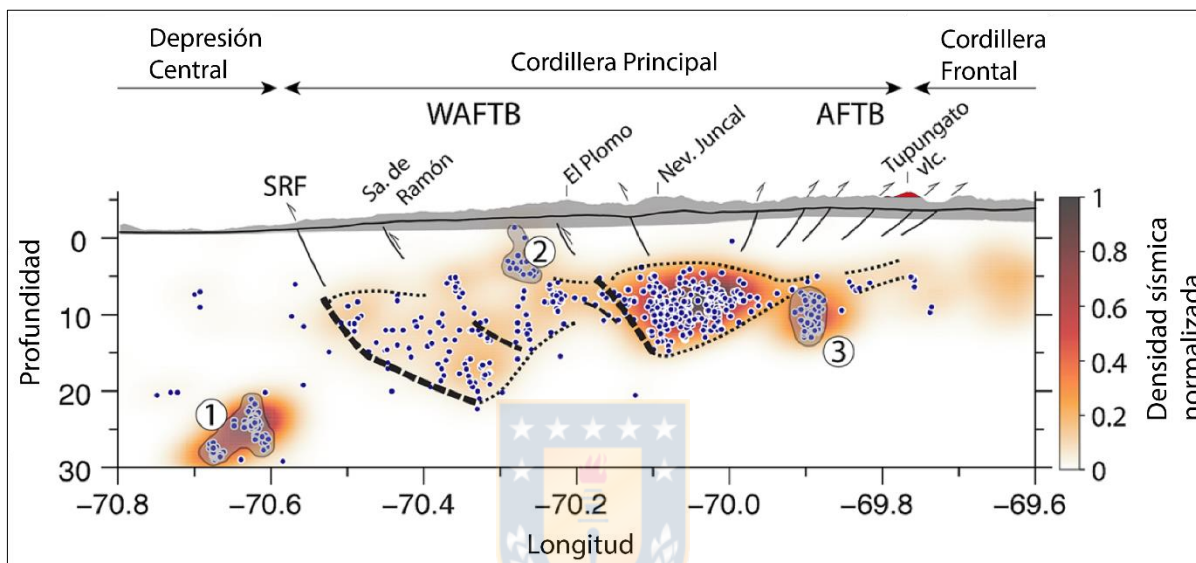
#### **2.2.4.2 Latitud $33^\circ S$**

A esta latitud, la Cordillera de Los Andes se describe como un orógeno de doble vergencia, con predominancia en su vergencia oeste, la que es sintética a la zona de subducción (Riesner *et al.*, 2018). Tal estructura predominante, es denominada por Armijo *et al.* (2010) como WAT (*West Andean Thrust*), correspondiente a un sistema estructural de plegamiento por falla, cuyo ápice es el Frente Andino Occidental, el que limita por el Oeste la Cordillera Principal (correspondiente al lado oriental de la Cuenca Andina) y que ha experimentado acortamiento generalizado con buzamiento oeste. Durante los últimos 26-22 Ma, se calcula un acortamiento a lo largo de la Formación Abanico, de alrededor de 10 km, representando un 25% del largo inicial. Esto incluye entre 7-8 km debido a plegamiento y cerca de 3 km de acortamiento discontinuo a lo largo de la Falla San Ramón, que corresponde a la falla frontal occidental de la Cordillera Principal (Armijo *et al.*, 2010). En cuanto a su tasa de acortamiento, Riesner *et al.* (2017) menciona valores de 0.1-0.5 mm/año para los últimos 20-18 Ma.

En términos de actividad cuaternaria-holocena, el WATF se ha estudiado en profundidad sólo a esta latitud, cuyo foco ha sido la Falla San Ramón (FSR). Tal estructura ha sido objeto de estudios geomorfológicos, paleosismológicos y geocronológicos (ej. Armijo *et al.*, 2010; Rauld, 2011; Vargas *et al.*, 2014). Esta falla, alza y marca el contacto entre la Cordillera Principal y la Depresión Central. Específicamente pone en contacto las rocas de la Formación Abanico (Aguirre, 1960), con depósitos aluviales no consolidados del Valle de Santiago (Rauld, 2002; Rauld *et al.*, 2006; Armijo *et al.*, 2010; Vargas *et al.*, 2014). La FSR presenta una tasa de desplazamiento de 0,13 a 0,4 mm/año y se han reconocido dos eventos sísmicos en el Cuaternario tardío, el último de los cuales tuvo lugar entre los 17-19 ka y el más reciente hace alrededor de 8 ka con desplazamiento de ~5 m cada uno (Vargas. *et al.*, 2014) y una magnitud estimada del orden de  $M_w$  6,9 a 7,4 (Armijo *et al.*, 2010).

Instrumentalmente, se tiene registro detallado de la sismicidad en la zona, al contar con sismómetros ubicados en los alrededores de la falla y hacia el este de ella, permitiendo tener

registro de más de 900 sismos  $M_L > 2,5$ . Ammirati *et al.* (2019) reporta una importante sismicidad bajo la Cordillera Principal así como también levemente al oeste, de forma paralela al escarpe de la FSR llegando hasta los 20 km (Figura 2.7), en concordancia con las estructuras indicadas por Riesner *et al.* (2018). Si bien, la longitud de la traza de la FSR ha sido estimada cercana a los 30 km, la sismicidad reportada por Ammirati *et al.* (2019) se extiende más hacia el sur, pudiendo llegar a los 50 km al menos.

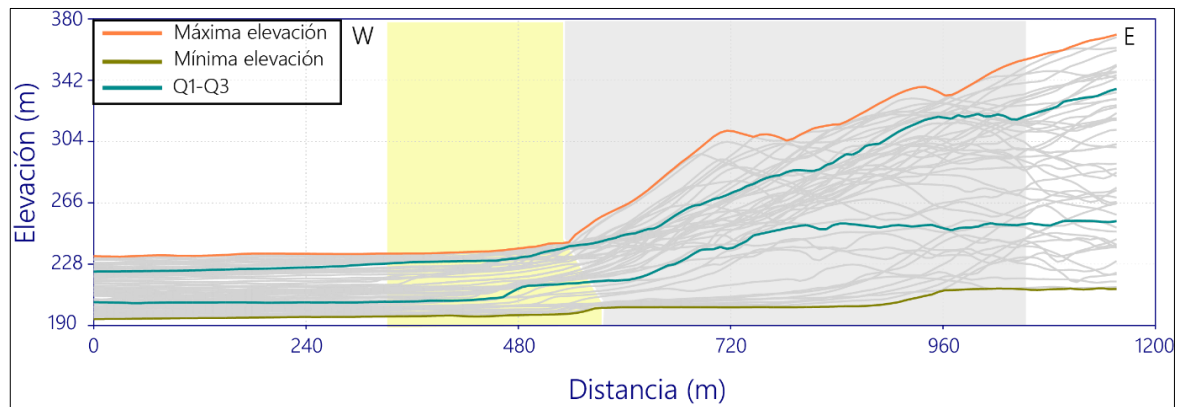


**Figura 2.7:** Perfil integrado de la distribución de sismicidad entre los 33° y 34,5°S. Líneas sólidas son estructuras inferidas de observaciones geológicas (Riesner *et al.*, 2018), líneas segmentadas muestran las estructuras inferidas de sismicidad y líneas punteadas delimitan zonas sismogénicas. Tomado de Ammirati *et al.* (2019).

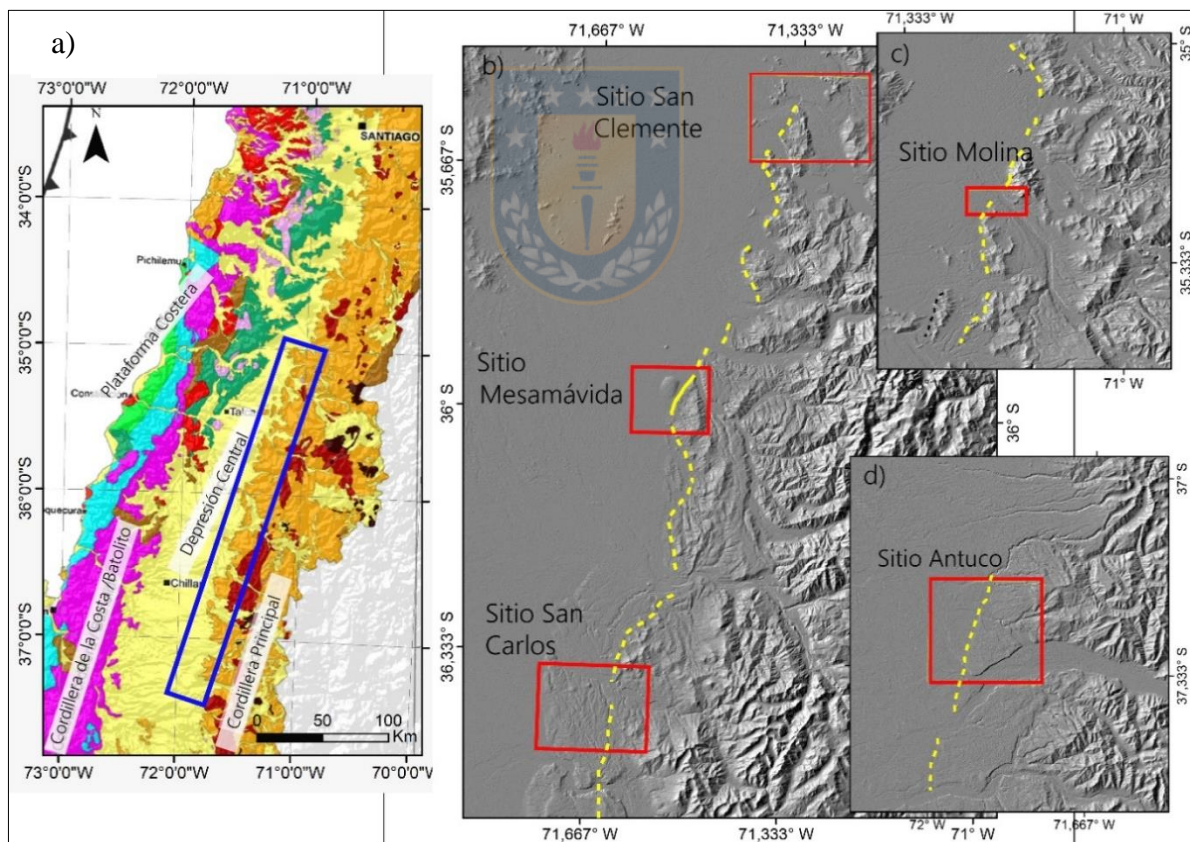
### 2.2.4.3 Latitud 36°S

A los 36°S, el límite entre la Depresión Central y la Cordillera Principal está marcado por un escarpe hectométrico de orientación NNE-SSW (señalado en gris en la Figura 2.8), y corresponde al inicio del Frente Andino. Posee alturas máximas de 350 m s.n.m., con un desnivel máximo de 120 m. Algunas decenas de metros al oeste, existe un escarpe métrico inicialmente descrito por Sepúlveda (2019) de altura variable entre 0,8 a 7,7 m con un comportamiento radial en su desplazamiento vertical y al que, de acuerdo a análisis geomorfológicos y paleosismológicos, se le ha asociado un origen sismogénico relacionado a deformación inversa con vergencia Oeste. Para este rasgo han sido estimadas paleomagnitudes de  $M_w$  6,12 a 7,35 (Sepúlveda, 2019) de acuerdo a las evidencias descritas en una trinchera paleosismológica y la longitud del escarpe. Al norte y sur de la localidad de estudio, existe

evidencia preliminar similar a la considerada en la falla Mesamávida al iniciar el estudio de la zona y se indican en la Figura 2.9.

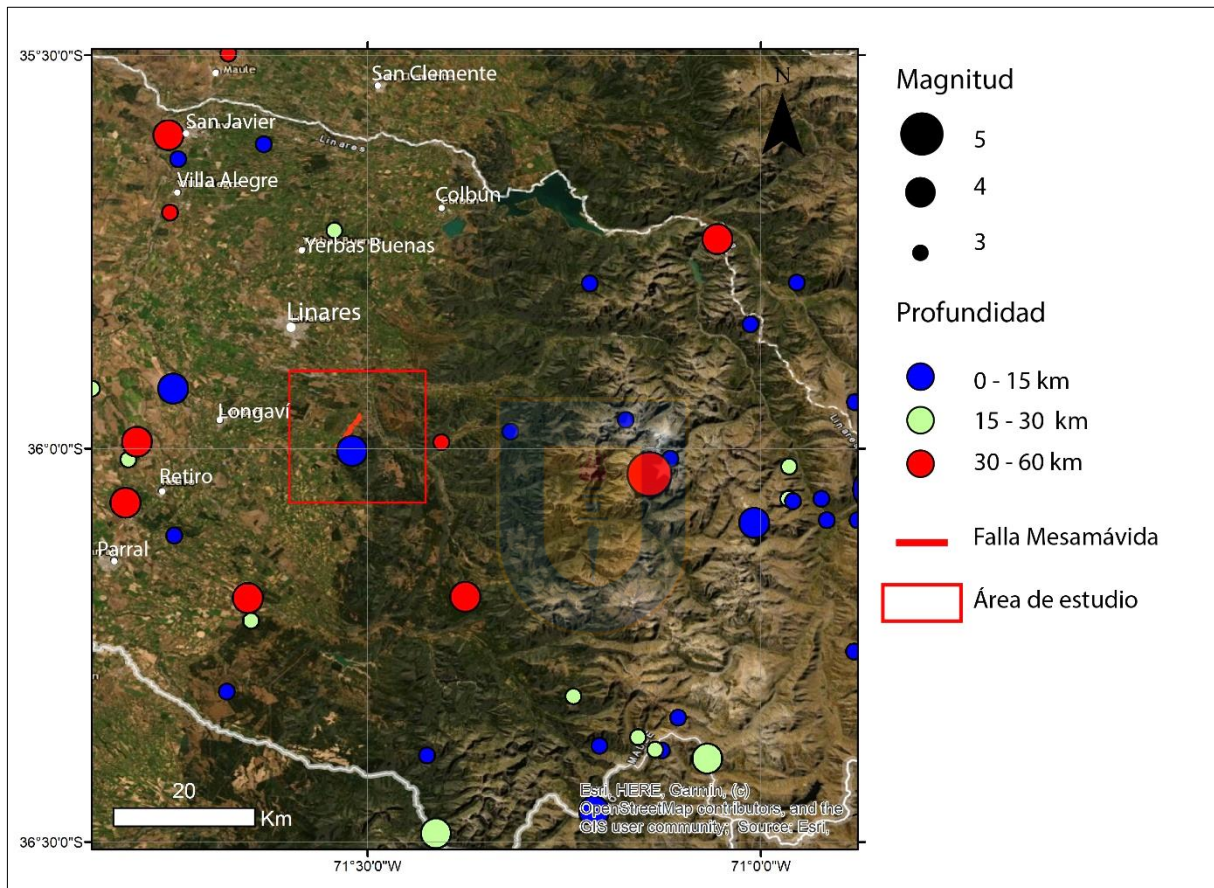


**Figura 2.8:** Perfil Swath de los escarpes de Mesamávida con un ancho de 5000 m. En amarillo se sombrea la zona del escarpe métrico y en gris, la zona del escarpe hectométrico.



**Figura 2.9:** Ubicación de proyecciones del WATF en la zona centro sur de Chile. a) En azul se indica la zona donde se podría encontrar evidencia superficial del WATF Modificado de Hicks *et al.* (2014). b), c) y d) Muestran detalles de las zonas de interés, incluyendo el sitio de Mesamávida. En línea amarilla se traza la posible prolongación del WATF.

En cercanías del escarpe de Mesamávida y a lo largo de la porción occidental del cabalgamiento andino, existe registro instrumental de sismicidad de baja profundidad de  $M_w$  entre 3 y 5, de acuerdo a la información entregada por IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) (Figura 2.10). Además, hacia la subsuperficie cordillerana, se localizan sismos que podrían estar relacionados con las estructuras presentes, y que, de ser así, sugerirían una extensión y amplitud importante.

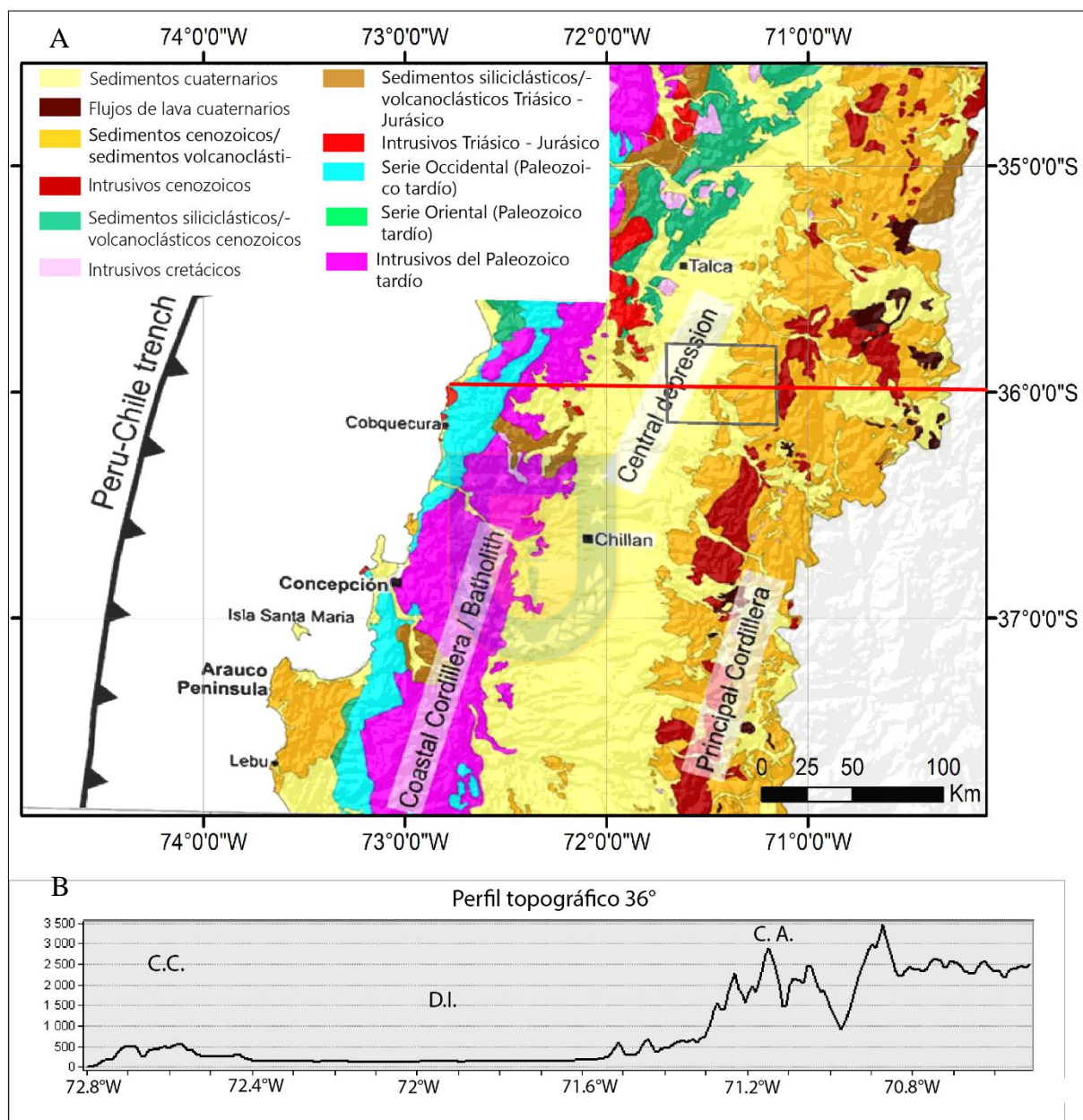


**Figura 2.10:** Sismicidad instrumental de la zona de estudio obtenida de catálogo IRIS con fechas desde 2004 a la actualidad, clasificados según magnitud y profundidad.

Los sismos superficiales más cercanos a la zona de estudio ocurrieron horas después del terremoto  $M_w$  8.8 del 27 de febrero de 2010 teniendo magnitudes  $M_w$  4. Sin embargo, el catálogo de sismicidad de USGS, no lo documenta.

### 2.3 Dominios morfoestructurales

A los 36°S existen 3 morfoestructuras principales paralelas al margen continental, elongadas en dirección Norte-Sur y que son continuas desde los 33°S, correspondientes a la Cordillera de la Costa, depresión Central y Cordillera Principal (Figura 2.11).



**Figura 2.11:** Mapa geológico generalizado e identificación de morfoestructuras. A) En gris se señala la zona de estudio, la línea roja señala el trazado del perfil topográfico. C.C.: Cordillera de la Costa, D.I.; Depresión Intermedia, C.A.: Cordillera de los Andes. Modificado de Hicks *et al.* (2014). B) Perfil topográfico con las principales morfoestructuras a los 36°S.

La Cordillera de la Costa corresponde a un cordón montañoso de baja altitud, con relieves suaves y ondulados, elevaciones máximas de 700 m s. n. m. en la región y un ancho de alrededor de 60 km. Está principalmente conformada por granitoides y rocas metamórficas paleozoicas además de franjas de intrusivos jurásicos. Hacia el este, en cercanías de la Depresión Central se conforma por rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas (Wall *et al.*, 1999; Sellés & Gana, 2001; SERNAGEOMIN, 2003) e intrusivos cretácicos. En la zona costera, suelen encontrarse depósitos neógenos dispuestos en discordancia con las unidades del basamento (Thomas, 1958).

La Depresión Central o Valle Central corresponde a una cuenca rellena de depósitos volcánicos, fluviales y aluviales pleistocenos a holocenos (Thiele, 1980). Localmente puede notarse la presencia de cerros islas correspondientes a afloramientos de rocas mesozoicas y cenozoicas principalmente. Presenta una pendiente general levemente inclinada al oeste y está disectado por valles poco profundos y de origen fluvial, a través de los cuales se ha depositado abundante cantidad de sedimentos (DGA, 2004).

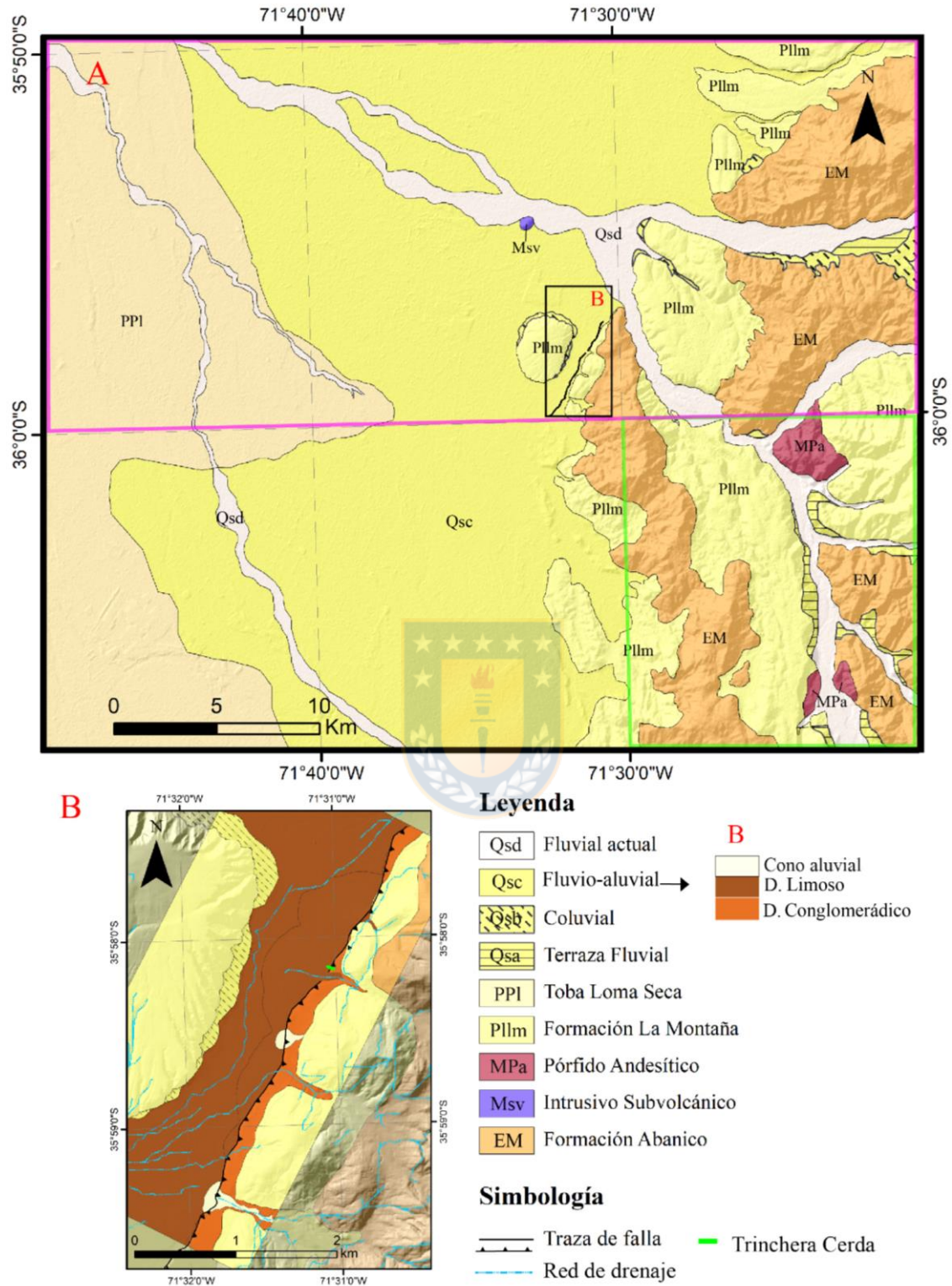
La Cordillera Principal, cordón montañoso de mayor altitud, con promedios de 2500 m s. n. m., está frecuentemente disectada por cursos de agua de valles profundos y abruptos debido a la erosión glacial cuaternaria (DGA, 2004). Se compone de rocas cenozoicas de las formaciones Abanico y Trapa-Trapa, que en la sección occidental presentan deformación y plegamiento e intrusiones de edad Mioceno a Plioceno inferior. También está conformada por rocas de la Formación Cola de Zorro y secuencias volcánicas asociadas al arco actual. La porción oriental se caracteriza por la presencia de rocas mesozoicas y cenozoicas fuertemente deformadas (Fock, 2005; Farías *et al.*, 2008).

## **2.4 Marco Geológico**

Se muestra en la Figura 2.12 las unidades litológicas presentes en el área de estudio. Para la zona ubicada al norte de los 36°S, se presenta la información de SERNAGEOMIN (2003) y Hauser (1995). Para la zona ubicada al sur de los 36° y al este de los 71°30', se presenta la información de Muñoz & Niemeyer (1984) y de Urrutia (2017). Se incluye también revisiones en terreno del área e interpretaciones fotogeológicas.

### **2.4.1 Formación Abanico (EM)**

La Formación Abanico, de edad Eoceno Superior-Mioceno Inferior, es definida por Aguirre (1960) y corresponde a una sucesión de rocas volcánicas, piroclásticas, volcanoclásticas y



**Figura 2.12:** Mapa Geológico de la zona de estudio. A) En polígono magenta se presenta la información de Hauser (1995), el polígono verde indica la zona abarcada por Muñoz & Niemeyer (1984). B) Acercamiento a la zona de estudio con mapa geológico-morfotectónico y detalle de los depósitos (D) no consolidados.

sedimentarias, localmente plegadas e incluyendo además intrusiones subvolcánicas de la misma edad (Vergara *et al.*, 2004). Las condiciones de formación del depósito corresponderían a una cuenca extensional afectada por posterior inversión tectónica durante el Mioceno, siendo congruente con datos geoquímicos que indican una corteza más delgada en etapas tempranas del desarrollo de la cuenca y condiciones de alto flujo de calor durante el enterramiento, lo que respaldaría un episodio de régimen extensional importante (Charrier, 2007).

Su porción volcánica incluye lavas basálticas a andesíticas, rocas piroclásticas ácidas que forman coladas, brechas y tobas. Su componente sedimentario corresponde a intercalaciones de limolitas, areniscas y conglomerados finos a gruesos color verde a verde amarillento (Astaburuaga, 2014). La Formación se encuentra además afectada por metamorfismo de muy bajo grado (Aguirre, 1960; Thiele, 1980; Levi *et al.*, 1989). González & Vergara (1962) indicaron espesores de 1900 m en el río Maule y de 600 m en el río Longaví. Por otra parte, Aguirre (1960) midió un espesor de 3600 m aproximados en la provincia de Aconcagua. En cuanto a sus relaciones de contacto, le subyacen en discordancia angular las formaciones cenozoicas y mesozoicas (Charrier *et al.*, 2002; Piquer, 2004) y le sobreyacen también de forma discordante la Formación Cola de Zorro y Formación La Montaña.

#### **2.4.2 Cuerpos intrusivos subvolcánicos (Msv)**

En las porciones orientales del Valle Central, se encuentran afloramientos de cuerpos intrusivos subvolcánicos en forma de cerros aislados, dispuestos en dirección aproximada Norte-Sur. En el área aflora uno de estos cuerpos en la ribera sur del río Achibueno. Está constituido por rocas andesíticas-basálticas, junto a pórfidos dacíticos con textura afanítica y tonos oscuros. Morfológica y litológicamente serían contemporáneos a intrusivos hipabisales asignados al Mioceno por Karzulovic *et al.* (1979) o bien relacionados con stocks semejantes de edad miocena asignada por Padilla & Vergara (1985) asociados a sistemas de fallas y fracturas de orientación preferencial Norte-Sur (Hauser, 1995).

#### **2.4.3 Pórfido andesítico (MPa)**

Son principalmente cuerpos subvolcánicos y más hacia el este son conductos alimentadores de centros efusivos de coladas de lava y material piroclástico de las formaciones Trapa-Trapa y Campanario. Corresponden a andesitas porfídicas grises a verde claro con labradorita como plagioclasa y cantidades variables de anfíbol y/o piroxeno además de esfeno y apatito como



accesorios. Las rocas se encuentran alteradas en grado moderado a pervasivo por minerales como clorita, calcita, epidota, sericita y zeolitas. Presenta contacto por intrusión con la Formación Abanico en el valle del Río Achibueno, por lo que su edad máxima se define como miocena superior (Muñoz & Niemeyer, 1984).

#### **2.4.4 Toba Loma Seca (PPI)**

Definida por Hildreth *et al.* (1984), corresponde a voluminosos *ash-flow sheets* eruptados hace 0.15 y 0.3 millones de años. Además, posiblemente se le asocia un previo evento de 0.8 millones de años dada la cercanía al centro eruptivo. Estas unidades se designan como L, V y S de mayor a menor edad, cada una representando entre 150 a 300 km<sup>3</sup> de magma. Se trata de tobas fuertemente soldadas, dacíticas a riódacíticas. Corresponden a producto eruptado desde el complejo de caldera Calabozos, el que sufrió colapso de forma sineruptiva con la unidad V y a la edad de la unidad S, seguido de la formación de un domo resurgente evidenciado por sedimentos post caldera elevados, manteos radiales en sedimentos y un conjunto de fallas locales antitéticas al alzamiento (Hildreth *et al.*, 1984).

#### **2.4.5 Formación La Montaña (Pllm)**

Definida por Gajardo, 1981 (referencia en carta Laguna del Maule), consiste en conglomerados y conglomerados arenosos polimícticos, areniscas, limolitas y depósitos piroclásticos. En un inicio se definió como “Formación Morrena de La Montaña” por Muñoz-Crsti (1960) y como Cono de Castillo-Polcura por Varela & Moreno (1982).

Se dispone discordante sobre la Formación Abanico y está localmente en contacto por discordancia erosiva con depósitos de terrazas fluvio-glaciales y fluviales actuales. Su espesor llega a los 100 metros de depósito semiconsolidado, no cementado y con estratificación poco desarrollada donde se identifican lentes de arenisca, limolitas y ceniza intercalada. Está ubicada en la porción oeste del inicio del frente montañoso.

Particularmente los conglomerados presentan composición polimíctica correspondiente a andesitas, andesita basáltica, rocas intrusivas, sedimentarias y piroclásticas de tonalidades amarillas, anaranjadas, grisáceas y verdosas. Cabe destacar la intensa meteorización esferoidal que afecta a una cantidad importante de clastos.

Dada la composición de los materiales, en un principio se asignó edad cuaternaria (Muñoz-Cristi, 1960; Gajardo, 1981), posteriormente Varela & Moreno, 1982 asignaron una edad pleistocena inferior. Esta unidad se puede relacionar con los “Rodados Multicolores” descritos por Hauser (1986) cuyo origen se relaciona con procesos de transporte y depositación relacionado a fenómenos fluvio- aluviales con depositación episódica y significativos aportes volcánicos y de edad Plioceno-Pleistoceno (Hauser, 1995).

#### **2.4.6 Depósitos no consolidados (Qs)**

Compuestos por depósitos coluviales, fluviales y aluviales. Los depósitos coluviales poseen una extensión superficial acotada y se encuentran adosados a zonas de topografía elevada, presentando formas lobulares en general. En los cauces actuales de las redes de drenaje, se encuentran gravas y gravas arenosas polimícticas y con buen redondeamiento. Su distribución de tamaños se da de acuerdo a la disminución de energía a medida que avanza el cauce, teniendo una mayor abundancia de bloques (*boulders*) río arriba (Urrutia, 2017). Se encuentran rellenando de manera uniforme sus lechos, siendo su ubicación principal las zonas de los ríos Achibueno y Ancoa. En las riberas de los cauces actuales se encuentran niveles aterrizados de depósitos fluviales, adosadas a las laderas de los valles (Muñoz & Niemeyer, 1984). Los depósitos aluviales concentran material removido desde las unidades adyacentes o de mayor transporte. Incluyen clastos de diversos tamaños, partículas finas e incluso materia vegetal en algunos casos más recientes. Es en este tipo de depósitos que se desarrolla el escarpe estudiado.

La expresión superficial de la Falla Mesamávida está dada por un escarpe de traza continua de al menos 8 km, a una elevación de alrededor de 240 m s.n.m. Corta el depósito dispuesto en el piedemonte del frente montañoso, el que corresponde al margen oeste de la Cordillera Principal. Este frente queda marcado por un escarpe hectométrico que marca el límite entre la Formación La Montaña por el Este y los depósitos no consolidados por el Oeste.

En general, el depósito donde se excavó la trinchera son secuencias débilmente estratificadas con mala selección y clastos redondeados de tamaño guijarro (*pebbles*) hasta bloques y un gran porcentaje de cantos o grava (*cobbles*). La composición de la matriz es principalmente limo y arcilla con algunas zonas mínimas de tamaño arena. Además, se caracteriza por una notoria meteorización esferoidal en los clastos volcánicos y por incluir lentes de arena de dimensiones horizontales variables de 1 a 3 metros con espesores centimétricos.

### **3. METODOLOGÍAS**

Las investigaciones paleosismológicas apuntan a identificar y caracterizar evidencias de paleoterremotos. En esta sección, se describen en primer lugar los principales tipos de evidencia paleosismológica que se definen en la literatura (McCalpin, 2009) y se mencionan aquellos que se identificaron en el área de estudio. Posteriormente, se revisan las metodologías que se consideraron en esta memoria para la caracterización de esta evidencia. La estrategia metodológica considera dos partes fundamentales; por un lado las herramientas de la paleosismología, que incluye estudio estratigráfico, análisis de tendencias de clastos, y dataciones por radiocarbono y por otro lado, la datación morfológica. A continuación, se define cada una.

#### **3.1 Trinchera paleosismológica**

La excavación de trincheras es una herramienta ampliamente utilizada al momento de hacer estudios paleosismológicos, siempre y cuando las condiciones lo permitan. La orientación en la que se construyen es primordial, tanto así, que muchas veces el éxito o fracaso de la metodología depende de esto (McCaplin 2009). Asimismo, la ubicación también define el alcance del estudio, lo que debe ser previsto de acuerdo a la litología en que se escava la trinchera, sus dimensiones y la porción de historia paleosismológica que se apunta a comprender. Por otro lado, las limitaciones logísticas como accesos y estabilidad de terreno deben ser tomadas en cuenta.

Para definir y ubicar el ancho de zonas de falla de aquellas estructuras con desplazamiento en el rumbo, se realiza la excavación de forma perpendicular al escarpe (McCaplin 2009). Aquellas excavaciones que cruzan el escarpe de forma perpendicular, permiten obtener información sobre el número de eventos, recurrencia y/o desplazamiento de los paleoterremotos (Sieh, 1981).

En ambientes compresivos, teniendo la sospecha de la presencia de una falla inversa, es necesario realizar la excavación de manera opuesta a lo que se hace para una falla normal. Esto es, profundizando en la porción alzada del escarpe (bloque colgante) a fin de interceptar las características críticas que debiesen encontrarse a mayores profundidades en el bloque colgante (McCalpin, 2009) de acuerdo a la geometría de una falla inversa.

Para este estudio, se excavó la trinchera de forma perpendicular al escarpe con retroexcavadora. Las dimensiones de la trinchera presentada en esta memoria, denominada Trinchera Cerda, son de 18,5 m de largo desde su inicio, 2,2 m de profundidad medidos a nivel del suelo del pie del escarpe y un ancho variable de 1,2 a 2,2 m. Las limitaciones principales en cuanto a las dimensiones de la trinchera estuvieron dadas por la existencia de una construcción sobre el escarpe y la posición del nivel freático, que se ubica a aproximadamente 1 m de profundidad. Esto último, hacía que la trinchera estuviera frecuentemente inundadas (Figura 3.1), por lo que se debía drenar sistemáticamente con una bomba.



**Figura 3.1: Trinchera inundada y límites de mapeo.**

Las líneas verdes marcan el límite superior del área abarcada por el mapeo y los ortomosaicos construidos. En línea roja segmentada se indica el nivel de suelo actual del bloque superior del escarpe. Notar el elevado nivel freático y la inundación de toda la trinchera, con un mínimo de 50 cm.

Una vez que la excavación fue completada, se procede a la limpieza de las paredes que, en este caso debió ser en 3 etapas: la primera de forma enérgica para eliminar todos los residuos dejados por la excavación, luego con herramientas tipo *scraper* o también llamada desyerbador japonés (Figura 3.2) para limpiar los clastos de forma individual y finalmente con brocha para despejar al máximo posible de residuos de los procesos anteriores. Debido al alto nivel freático, el último paso es más efectivo en las zonas secas.



**Figura 3.2:** Herramienta tipo *scraper* o desyerbador japonés.

Con clavos y ayuda de huincha métrica y nivel se construyó, en cada pared, una grilla de 50x50 cm en la que se definieron las unidades con la ayuda de clavos y cintas de colores para identificar las unidades, desplazamiento de contactos, zonas deformadas y clastos fracturados reconocidos. Para el proceso de mapeo (Figura 3.3), se traspasó la información de la pared a gráfico, como las unidades, posiciones y medidas de clastos, utilizando mosaicos de fotografías que abarcan 1 m<sup>2</sup> cada uno, a escala 1:5 realizados con el programa Agisoft PhotoScan Professional. Estos mosaicos fueron construidos sobre la base de fotografías tomadas de forma ortogonal a las paredes de las trincheras, y manteniendo una distancia constante de captura con respecto a cada pared. Las fotografías muestran el detalle de cada cuadrante de la grilla de 50x50 cm, con un traslape de al menos un 30% con el cuadrante adyacente.



**Figura 3.3:** Proceso de mapeo.

La caracterización en detalle de las unidades se realiza utilizando las tablas descriptivas del USGS. Para la descripción de matriz se aplican los criterios propuestos por la USDA (Anexo

1.2) y las Tablas de colores de Munsell. Para los tamaños de partículas se utiliza la clasificación de sedimentos terrígenos de Wentworth (1922).

### 3.1.1 Tipos de evidencia paleosismológica

La paleosismología es el estudio de terremotos prehistóricos, con foco principal en su ubicación, temporalidad y tamaño. Para su estudio se utilizan distintas metodologías entre las que se cuentan geofísicas, geocronológicas, estratigráficas geomorfológicas, entre otras. Considerando estas últimas, se puede identificar ciertas características como evidencia de deformación tanto en las formas del terreno como en los depósitos afectados y estructuras asociadas.

McCalpin (2009) jerarquiza en niveles el tipo de evidencia que permite identificar la ocurrencia de paleoterremotos. El primer nivel de clasificación corresponde a la génesis y se designa como evidencia primaria o secundaria. Evidencia primaria se considera aquella ocasionada por deformación tectónica resultante del desplazamiento cosísmico a lo largo del plano de falla, por ejemplo, escarpes y fracturas. Por otro lado, la evidencia secundaria es producida por el movimiento del terreno asociado al sismo o bien por procesos erosivos o deposicionales que ocurren como respuesta a tal agitación y a los cambios cosísmicos de elevación. Ejemplos de estos últimos son las caídas de bloques, deslizamientos de tierra, diques de arena, estructuras de carga y corrientes de turbidez.

El segundo nivel de clasificación discrimina según la ubicación del rasgo de interés con respecto a la traza de falla, que puede ser en o sobre la traza de falla (*on-fault o near-field*), como pliegues y *pressure ridges*, o bien, alejados de ella o muy por sobre esta (*off-fault o far-field*) como por ejemplo los registros de tsunamis. En comparación, las primeras generalmente indican mayor deformación que las segundas, razón por la que las evidencias *off-fault* pueden ser más difíciles de identificar. Ejemplo de esto último son los cambios en la agradación de un cauce fluvial por variaciones en su nivel de base, inducido a su vez por tectónica, o bien cambios producto de distintas relaciones de agua- sedimento en el flujo.

El tercer nivel de clasificación distingue rasgos formados de manera instantánea al momento del sismo (cosísmicos), tal como estratos plegados o desplazados, de aquellos provocados por una respuesta tardía (postsísmico) debido a distintos procesos geológicos que ocurren de forma

posterior a la deformación cosísmica y al cese del movimiento sísmico, como las cuñas coluviales y disconformidades.

Estos niveles se relacionan con el grado de incerteza que pueda significar su consideración en la Tabla 3.1. De acuerdo a esto, aquellas evidencias secundarias, *off-fault* y ocurridas con desfase temporal, son las que mayor ambigüedad aportan al estudio y deben ser tratadas con cautela.

**Tabla 3.1: Criterios de clasificación de evidencias paleosismológicas.** Tomado de McCalpin (2019)

Nivel 1: Génesis	<b>Primaria (formada por deformación tectónica)</b>			
Nivel 2: Ubicación	<i>On-fault</i>		<i>Off-fault</i>	
Nivel 3: Temporalidad	Cosísmico	Post sísmico	Cosísmico	Post sísmico
Expresión geomorfológica	Escarpes de falla Fracturas Pliegues <i>Moletrack</i> <i>Pressure ridges</i>	Contribuciones postsísmicas a las evidencias a la izquierda Coluvios	Superficies basculadas Líneas de costa alzadas Líneas de costa hundidas	Terrazas aluviales de origen tectónico Contribuciones postsísmicas a las evidencias a la izquierda
Expresión estratigráfica	Estratos fallados Estratos plegados Discordancias o disconformidades	Cuñas coluviales derivadas del escape Rellenos de fracturas	Depósitos de tsunami y discordancias erosivas causadas por tsunamis	Discordancias erosivas y depósitos inducidos por alzamiento, subsidencia y basculamiento
Abundancia de rasgos similares no sismogénicos	Poca	Poca	Algunos	Común
Nivel 1: Génesis	<b>Secundarias (formadas por movimiento o agitación sísmica)</b>			
Nivel 2: Ubicación	<i>On-fault</i>		<i>Off-fault</i>	
Nivel 3: Temporalidad	Cosísmico	Post sísmico	Cosísmico	Postsísmico
Expresión geomorfológica	Volcanes de arena Deslizamientos de tierra Árboles dañados	Deslizamientos retrogresivos en la zona de falla	Volcanes de arena Deslizamientos de tierra Árboles dañados Fracturas y reptación Subsidencia por compactación de sedimento	Deslizamientos retrogresivos alejados de la zona de falla

Continuación Tabla 3.1

Expresión estratigráfica	Diques de arena Deformación de sedimentos	Sedimentos de estuarios o lagos depositados rápidamente	Diques de arena Cráteres rellenos Estructuras de deformación de sedimentos Turbiditas	Erosión o deposición (cambios en tasa de sedimentación) en respuesta a deslizamientos retrogresivos o rasgos superficiales como fracturas, volcanes de arena y otros.
Abundancia de rasgos similares no sismogénicos	Algunos	Muy común	Algunos	Muy común

En la trinchera Cerda (TC), se identificaron y caracterizaron evidencias primarias *on-fault* cosísmicas como escarpes, fracturas, estratos fallados y/o plegados y también, primarias *on-fault* postsísmicas, como coluvios. Cabe destacar que según lo indicado por McCalpin (2009), son poco abundantes las evidencias no sismogénicas de estos tipos, por lo que su estudio contribuye de manera importante en los estudios paleosismológicos.

En particular, Nelson (1987) define estos coluvios asociados a fallas como sedimento adyacente a una pendiente, usualmente compuesto por una mezcla no consolidada de arcilla, limo, arena y gravas, masivas a pobremente estratificadas y con mala selección. Estos difieren de otros tipos de génesis, en que su litología es un reflejo de su fuente (proveniencia) más que un reflejo de procesos de transporte.

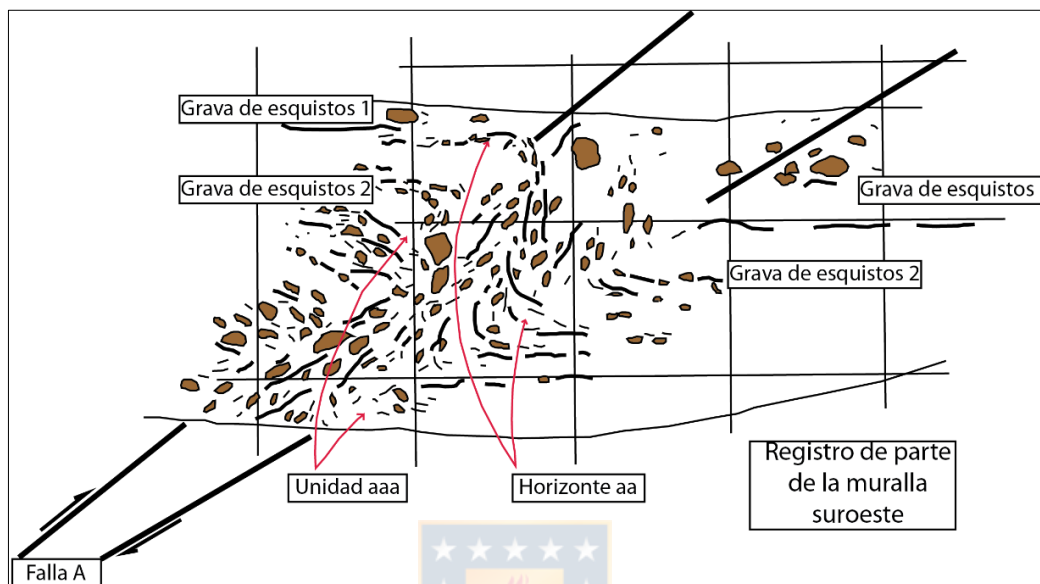
### 3.1.2 Medición de orientación de clastos

La distribución y orientación de los clastos en depósitos semi a no consolidados puede ser indicadora de diversos factores a los que han estado sometidos, como agentes de transporte y/o procesos tectónicos.

Al tratarse de depósitos de origen fluvio-aluvial no consolidado y de granulometría gruesa, las fallas y deformación asociada se pueden identificar mediante la observación de la fábrica del depósito, referido a la orientación del eje de máxima elongación de los clastos (ej. Meghraoui *et al.*, 2016; Deng & Liao, 1996; Beanland *et al.*, 1986; Hornblow *et al.*, 2014), los que en



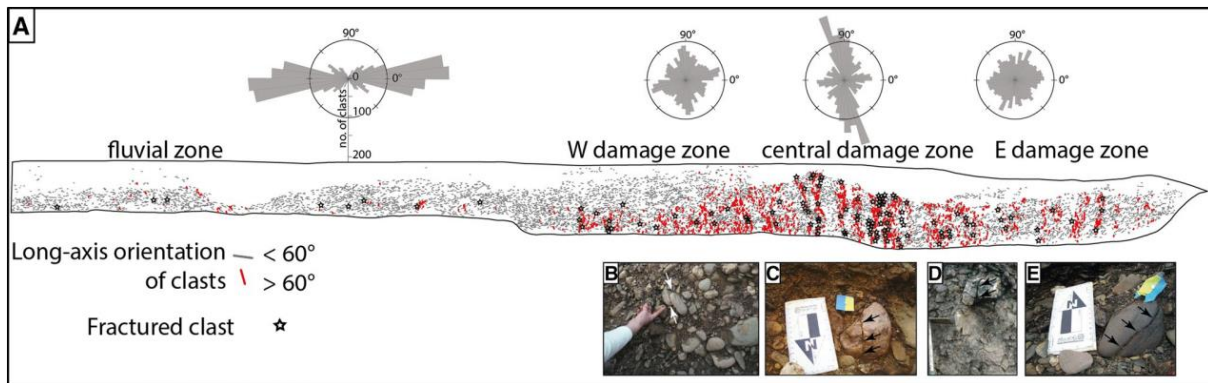
general se disponen formando una fábrica imbricada, subparalela a la dirección de las estructuras, en zonas cercanas a 1 m de ancho (McCalpin, 2009). En la Figura 3.4, se muestra un mapeo de trinchera en la falla Pisa en Nueva Zelanda, cuya definición de zona de falla se da por una fábrica de clastos imbricada (Beanland *et al.*, 1986 en McCalpin, 2009).



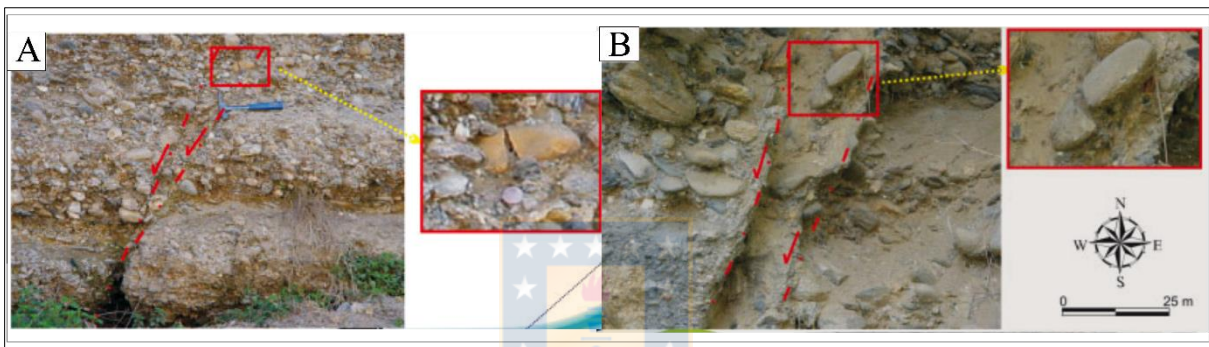
**Figura 3.4:** Representación de una falla en depósito de granulometría gruesa, definida por zonas de clastos imbricados semiparalelos a la orientación de la falla. Tomado de Beanland *et al.* (1986) en McCalpin (2009).

Kübler (2013) y Kübler *et al.* (2017), se basan en la rotación y fractura de clastos para determinar zonas de daño asociado a fallamiento normal para una trinchera excavada perpendicular a la falla Schafberg en el Graben del Rin inferior en Alemania, utilizando como ángulo crítico los  $60^\circ$  (Figura 3.5). Tanto en esas investigaciones como en el caso de esta memoria, las fracturas son tomadas en sus planos reales de orientación y analizadas estructuralmente. Otros autores también han reportado clastos fracturados tectónicamente en gravas cercanas a la superficie como Azañón *et al.* (2004) para fallas normales en Granada, al sur de España (Figura 3.6).

Dado que el análisis de la orientación de clastos y fracturas son una buena fuente de evidencia de deformación asociada a cizalle en depósitos poco consolidados de grano grueso, como los que afloran en la trinchera estudiada en esta memoria, se utiliza la medición de la orientación o también llamada inclinación de estos elementos para distinguir las zonas principales de deformación, en sentido perpendicular al escarpe.



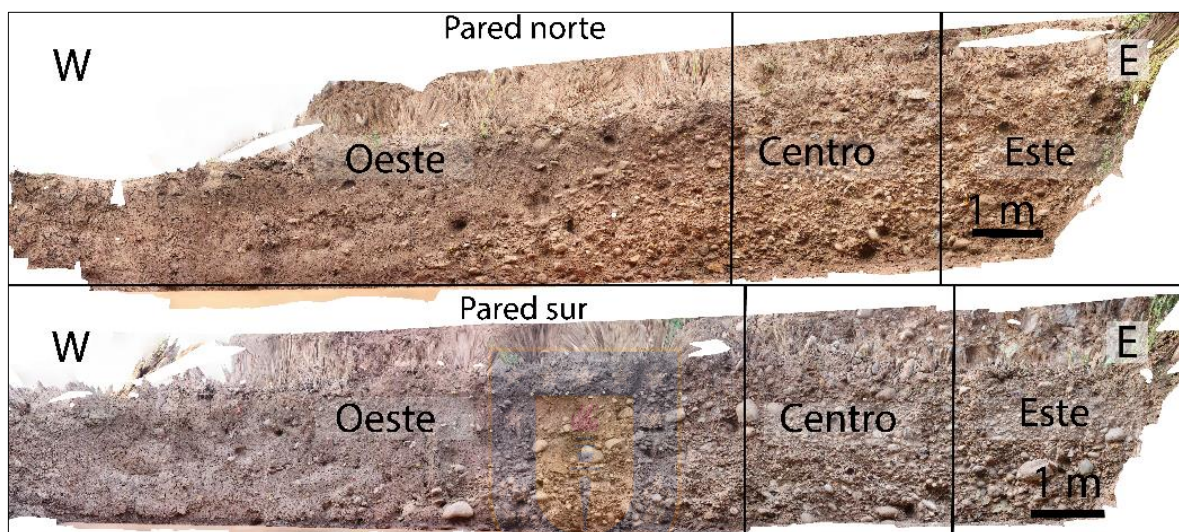
**Figura 3.5:** Ejemplo de metodología de medición de clastos, con sectorización y análisis de inclinaciones mediante diagramas de rosetas. Tomado de Kübler *et al.* (2017).



**Figura 3.6:** Ejemplo de clastos fracturados en estudio paleosismológico. Corresponde a fallas normales en Granada, al sur de España. Tomado de Azañón (2004).

Tanto en terreno como sobre los fotomosaicos, se midió la inclinación del eje de máxima elongación de los clastos. En terreno se miden aquellos clastos de dimensión mayor a 10 cm y sin límite máximo de tamaño, con la aplicación móvil FieldMove y brújula estructural para calibrar. Esto, tomando en cuenta un rumbo perpendicular a la orientación de la trinchera, por lo que se obtienen medidas en 2 dimensiones. Para asegurar que la medida a analizar fue tomada perpendicular a la trinchera, se proyectan en la pared de la trinchera las mediciones tomadas y se contrastan con las originales (dip direction/dip). Así, se filtran aquellas cuya diferencia de valor de inclinación entre la proyección del clasto y su medida original sea mayor a un 10% del valor medido. Posteriormente, utilizando Adobe Illustrator y ArcGis 10.4, se miden los ejes de aquellos clastos con bordes bien definidos, de tamaño entre 5 a 10 cm en los fotomosaicos contruidos anteriormente.

Para las dos medidas ya mencionadas (en terreno y en mosaico), se realiza un análisis utilizando diagramas de roseta, que grafican las orientaciones de los clastos. Ese consta de dos etapas: 1) incluyendo la totalidad de los clastos obtenidos, solo separados según la pared a la que corresponden y 2) separando cada pared en 3 secciones definidas como sección Este, Central y Oeste. Estas secciones se limitan verticalmente en la zona de inicio y final de la traza de la falla principal reconocida en el mapeo de la trinchera realizado en terreno. Las secciones analizadas se observan en la Figura 3.7.



**Figura 3.7:** Segmentación de la trinchera para análisis zonificado

Una revisión diferente se realiza con un código desarrollado en Python 3.7 y facilitado por Adrián Oviedo, estudiante de doctorado UdeC. El proceso se realiza seleccionando los puntos iniciales y finales de los ejes de elongación “a” y “b” de cada clasto que muestre sus bordes bien definidos en el fotomosaico, siendo el eje “b” el eje de máxima elongación y “a” el eje perpendicular a “b”. El código entrega como resultados, para cada pared, información sobre la ubicación de los clastos clasificados por tamaño, clasificación por valores de inclinación, histogramas de frecuencia de los ángulos de inclinación, la distribución espacial de clastos según su elipticidad y diagramas de roseta para caracterizar la orientación de cada base de datos. Para analizar las fracturas, se realiza un segundo procedimiento semi automatizado. Este consiste en seleccionar el inicio y final de cada traza de fractura visible en el mosaico y procesarlo con el código. El resultado permite visualizar la densidad de las fracturas por cuadrantes de 50 x 50 cm.

El uso de estas tres metodologías permite caracterizar en detalle el depósito y, a su vez, analizar y comparar los datos medidos tanto en terreno como en fotografías con una tercera modalidad que integra todos los tamaños de clastos.

Para minimizar el sesgo producto del método para medir las orientaciones, ya que se están realizando en 2 dimensiones, se toma una tercera referencia para obtener un tercer grupo de datos y definir de mejor forma la orientación natural de este tipo de depósitos. Para esto, se utiliza una fotografía de un corte de camino ubicado al este de la trinchera donde se aprecia un depósito semi consolidado, de características similares.

### 3.2 Datación $^{14}\text{C}$

La datación por radiocarbono fue desarrollada en 1946 por Willard Libby. A grandes rasgos se basa en el principio de que los átomos de nitrógeno, al ser bombardeados por neutrones provenientes de radiación cósmica, se transforman en  $^{14}\text{C}$ . El método asume una producción constante de  $^{14}\text{C}$  en la atmósfera, la que contaría con una proporción uniforme de  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ . Al ser incorporado por algún organismo, este equipara su proporción con la de la atmósfera. Al morir el organismo, se produce el cese de intercambio de carbono con la atmósfera, por lo que la única variación de la proporción isotópica sería producto del decaimiento de  $^{14}\text{C}$  según la ecuación

$$\frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}} = \left( \frac{^{14}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_o e^{-\lambda_{14}t}$$

mediante la cual es posible estimar el tiempo de deceso del organismo. Teniendo en cuenta la constante de desintegración  $\lambda = 1.209 \times 10^{-4} \text{ año}^{-1}$ .

Un alcance del método, además de su límite máximo de sensibilidad de 50 a 60 mil años es que la actividad de  $^{14}\text{C}$  no ha sido completamente constante en una escala de tiempo mayor a 25000 años, dificultando dataciones mayores a este tiempo. Sin embargo, esto se considera un supuesto. Además, el efecto antropogénico ha sido notable desde los últimos 260 años y de mayor impacto desde 1950 producto de la detonación de armas nucleares, por lo que la convención para entregar edades en este caso es diferente.

Es una metodología de datación ampliamente utilizada en estudios paleosismológicos. La datación por radiocarbono permite determinar edades mínimas y/o máximas de uno o más

eventos sísmicos al extraerse ya sea de unidades deformadas o cuñas coluviales asociadas a remoción producida por tal sismo. Su aplicabilidad está condicionada a la presencia de materia orgánica como carbón en las unidades de interés.

Para efectos de este estudio, se obtuvieron inicialmente 9 muestras de carbón (Tabla 3.2) desde la cobertura limosa de ambas paredes de las trincheras. Las muestras se manipulan con guantes y utensilios metálicos como pinzas, clavos y *scraper* manual. Se almacenan en recipientes acrílicos tapados evitando contaminación ambiental. Posteriormente se procede a la limpieza de estos, es decir, retirar manualmente los residuos de sedimento que queden a fin de aislar lo máximo posible las muestras de carbón (Figura 3.8). Finalmente se pesan cuidando que no tengan contacto con papel o piel descubierta siendo necesario un mínimo de 2 mg de muestra.

**Tabla 3.2:** Detalle de muestras de carbón. Se destacan en negrita aquellas que fueron datadas.

Nombre	Pared	Peso (mg)	Datada
TC-230319-1	Sur	1,2	No
TC-230319-3	Sur	0,3	No
TC-230319-4	Norte	7,1	No
<b>TC-280319-1</b>	<b>Norte</b>	<b>24,1</b>	<b>Si</b>
TC-280319-2	Norte	1,8	No
TC-280319-3	Norte	4,2	No
TC-280319-4	Norte	0,5	No
<b>TC-280319-5</b>	<b>Norte</b>	<b>12,6</b>	<b>Si</b>
<b>TC-C1</b>	<b>Norte</b>	<b>44</b>	<b>Si</b>



**Figura 3.8:** Ejemplo de muestra de carbón limpia. Corresponde a la muestra TC-280319-5.

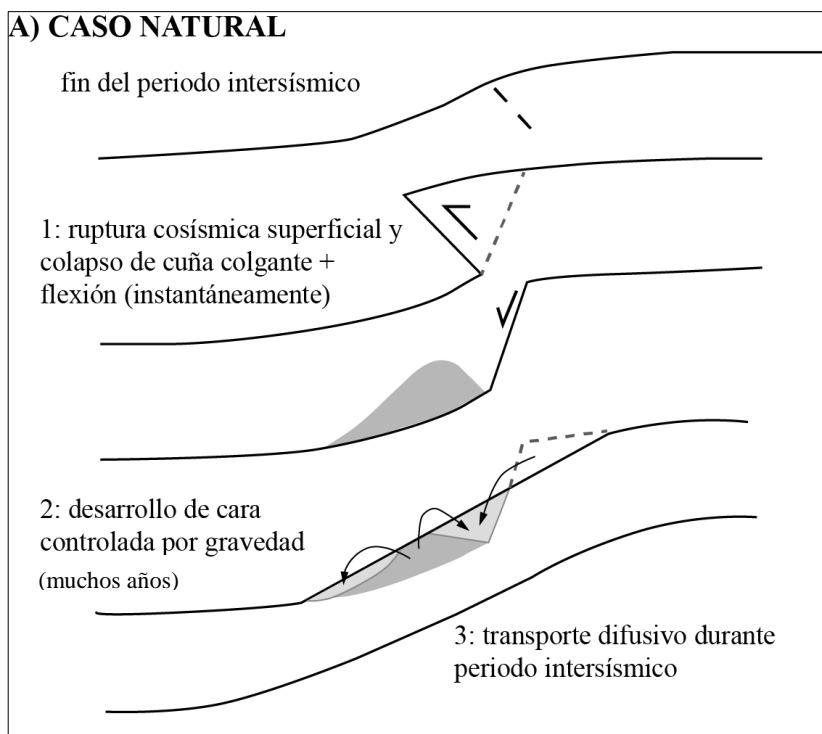
Las muestras obtenidas fueron datadas en Laboratorio Beta Analytic mediante radiocarbono con técnica de Espectrometría de Masa con Aceleradores (AMS). Las edades fueron redondeadas a los 10 años más próximos según indica la International Radiocarbon Conference. La edad convencional de radiocarbono (BP) fue calculada usando la determinación de vida media del  $^{14}\text{C}$  equivalente a 5,568 años (Libby, 1955). Los resultados mayores a las referencias modernas son reportados como porcentaje de carbono moderno (pMC). Todo este proceso fue realizado por el laboratorio.

### 3.3 Datación por modelo de difusión de escarpe

Dentro de los métodos de datación directa se encuentra la datación morfológica mediante modelamiento de degradación de escarpe (McCalpin 2009), que ha sido utilizado en una variedad de estudios enfocados a reconocer las edades de ciertas fisiografías como son escarpes de falla, terrazas fluviales, terrazas marinas, entre otros en base a la degradación de su morfología (ej. Hanks, 1984; Arrowsmith, 1995; Avouac & Peltzer. 1993; Carretier *et al.*, 2002).

En esta memoria se utiliza la datación por modelo de difusión de escarpe como una manera de determinar la edad máxima o bien una aproximación a la edad del escarpe en la zona de estudio. Entre sus ventajas se destaca que este método puede ser aplicado de manera remota y sin mayores costos asociados siempre y cuando se cuente con una base de datos topográficos de precisión adecuada. En este caso, los modelos de difusión se generaron sobre una topografía digital LIDAR de 5 m de resolución espacial.

La evolución de un escarpe en sedimento no consolidado consta de tres etapas principales; la primera ocurre en un periodo relativamente corto de tiempo y responde a un cambio rápido, inmediatamente después de la ruptura superficial, que conlleva la formación del escarpe, y la acumulación, hacia su base, de una cuña coluvial (en gris en la Figura 3.9) La segunda etapa corresponde al desarrollo de una superficie inclinada, donde dominan los procesos gravitacionales como deslizamiento o desprendimiento de material, hasta alcanzar pendientes cercanas al ángulo de reposo, generalmente rodeando los  $25^\circ$  a  $35^\circ$  (etapa 2 de Figura 3.9) ocurriendo a escala de muchos años. La tercera etapa ocurre de forma más lenta y es dominada por procesos erosivos y difusivos. Esta favorece el redondeamiento de la cresta y base del escarpe (Rauld, 2011) ocurriendo durante el periodo intersísmico (etapa 3, Figura 3.9).



**Figura 3.9:** Representación de las etapas de evolución de un escarpe de falla inversa, traducido de Carretier *et al.* (2002a).

Esta metodología se basa en que a medida que el escarpe evoluciona con el tiempo, su forma se va modelando de tal manera que la cresta y la base comienzan a redondearse y a aumentar la distancia entre ellas; de esta manera, la máxima pendiente correspondiente al punto de inflexión del escarpe va disminuyendo al pasar el tiempo ( $t$ ) de acuerdo a una constante de difusión o difusividad ( $\kappa$ ), asociada a los procesos que contribuyen a la degradación del escarpe. Esta constante, es determinada a partir de estimaciones morfológicas empíricas del producto  $\kappa t$ , para zonas donde se conoce la edad del terreno. En general, no están tan bien definidas sus relaciones en cuanto a la litología, pluviometría, cobertura vegetal, entre otras, pero se puede hacer una estimación comparativa amplia, considerando la edad para la que fueron calculados y el rango de *Surface Offset* del escarpe en que se calculó tal valor de  $\kappa$ , así como el sedimento sobre el que se calcula (Hanks, 2000). Así, el valor  $\kappa$  al ser un resultado empírico, incluye implícitamente las propiedades de los materiales en que se aplica la datación morfológica.

Siguiendo con lo anterior, la manera de expresar estos procesos se traduce a un modelo unidimensional cuya ecuación base corresponde a la ecuación de difusión

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 z}{\partial x^2}$$

Donde  $z$  es la elevación,  $t$  es el tiempo transcurrido desde la formación del escarpe,  $x$  es la distancia horizontal de un punto a lo largo del escarpe y  $\kappa$  es la constante de difusión ( $\text{m}^2/\text{ka}$ ) (Hanks *et al.*, 1984). Esta ecuación relaciona entonces, la tasa de erosión local que ocurre durante el periodo intersísmico con la curvatura de la topografía local. Mediante el ajuste de la topografía real del escarpe con los perfiles topográficos sintéticos obtenidos con los parámetros mencionados, con, se puede conocer el valor de  $\kappa t$ , conocida como edad morfológica. Conociendo el valor local de  $\kappa$  ( $\text{m}^2/\text{ka}$ ) es posible estimar la edad del escarpe despejando  $t$ .

Esta metodología contempla ciertos supuestos compilados por Rauld (2011) y correspondientes a Hanks *et al.* (1984), Andrews y Hanks (1996), Arrowsmith *et al.* (1996) entre otros:

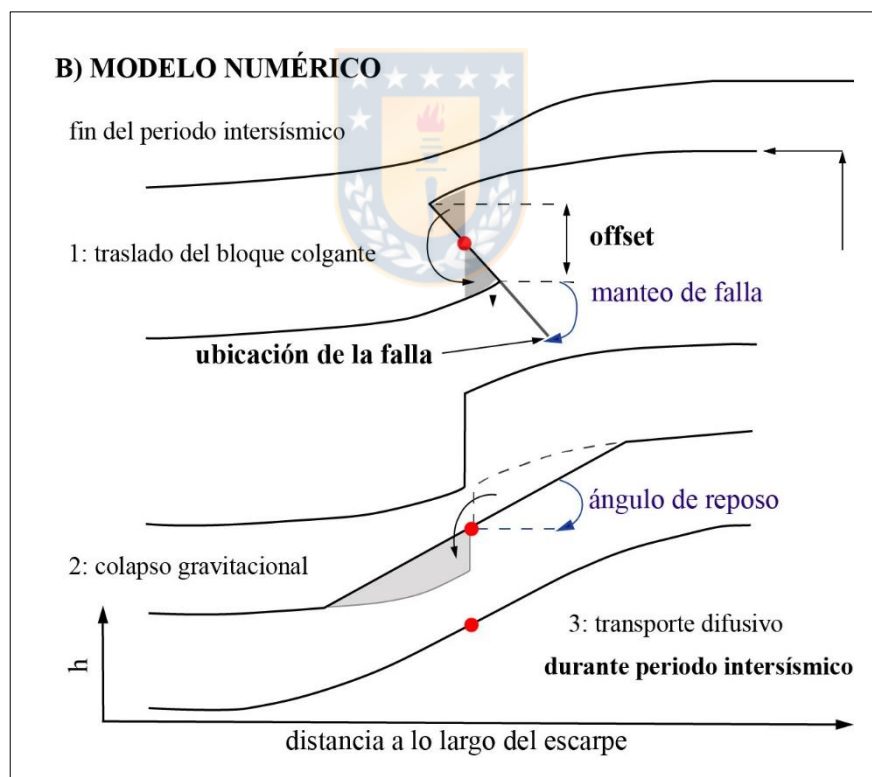
- a) Considera un volumen transportado que se conserva en una escala local.
- b) La tasa de descenso de material en un punto de la pendiente es proporcional al gradiente de la pendiente en ese lugar.
- c) Se asume que siempre hay material disponible para ser transportado por procesos de pendiente.
- d) Contempla una continuidad de los procesos erosivos a largo plazo; tanto la evolución de la superficie del paisaje como el flujo de material sobre ésta.
- e) Considera un escarpe unidimensional, esto es, que la altura depende sólo de una coordenada espacial horizontal ( $x$ ), además del tiempo ( $t$ ).
- f) Las partículas que descienden por el escarpe se mantienen dentro de la extensión espacial del perfil.
- g) Ignora las pérdidas de agua contenidas en el sedimento por evaporación o infiltración.
- h) No considera la posible pérdida de material y considera como único mecanismo aquel que se va a modelar.
- i) Las pendientes no superan el ángulo de fricción del material.
- j) Pese a que es posible realizar el modelo tanto para la pendiente superior como inferior, finalmente considera solo una pendiente regional para realizar el modelo final.

Los estudios de edades morfológicas a partir de difusión de escarpes aplicados en falla inversas, como es el caso del escarpe estudiado en esta memoria, son escasos. Estudios del Dr. Sebastien



Carretier abordan la edad morfológica de escarpes de este tipo, como en su trabajo realizado en el sistema de fallas Gurvan Bogd, en Mongolia (Carretier *et al.*, 2002a). En esta memoria, se utiliza el código que este autor empleó en tal investigación para determinar las edades en términos de  $\kappa t$  (edad morfológica), mediante el modelado de difusión de escarpe en perfiles.

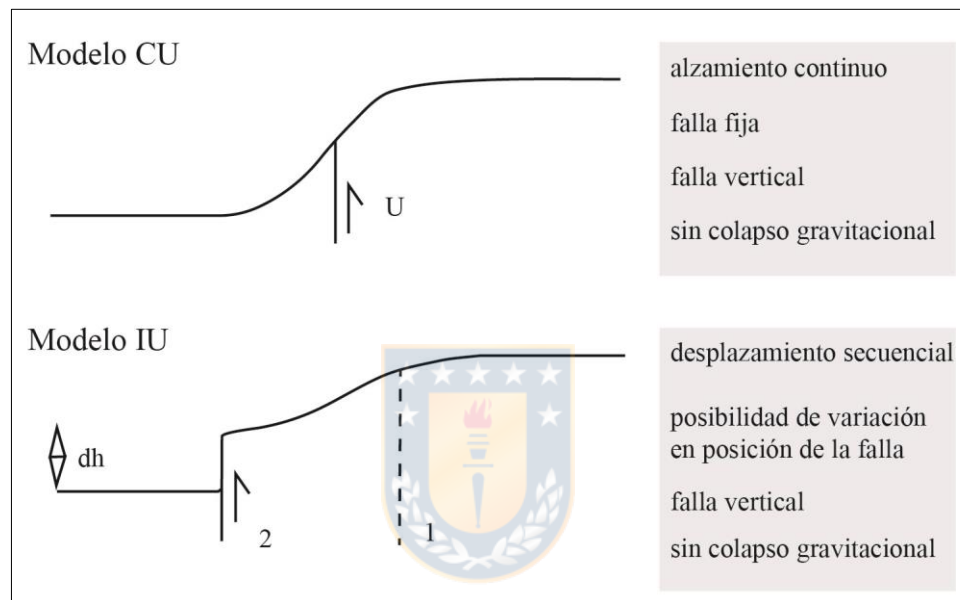
El modelado numérico opera simulando una ruptura superficial en la que ocurre el desplazamiento del bloque colgante a lo largo de falla, con un *offset* vertical específico. El punto medio (punto rojo en la Figura 3.10) entonces se utiliza como punto de inflexión donde se traslada el “material” sobresaliente hacia una cuña inferior (Figura 3.10 etapa 1). Luego, el colapso gravitacional se modela reduciendo todas aquellas pendientes mayores a la pendiente de reposo o crítica (Figura 3.10 etapa 2). Ambas etapas preservan el balance de masa entre bloque colgante y yacente. Finalmente se aplica la difusión lineal asociada a una duración intersísmica específica.



**Figura 3.10:** Diagrama de modelación de la dinámica de escarpe en fallas inversas previo a que actúe los procesos de difusión. Tomado de Carretier *et al.* (2002a).

El código utilizado tiene programada la solución para escarpes formados por un único evento, alzamiento continuo (CU) y alzamiento incremental (IU) (Carretier *et al.*, 2002b). Para efectos

de esta memoria, se utiliza el modelo de único evento y el alzamiento incremental (IU model) (Figura 3.11); en este último es posible modelar más de un evento, ubicando la traza de la falla tanto en un lugar específico si es sólo una estructura causativa, o bien, indicando la separación horizontal definida entre cada una. Este modelo asume verticalidad de la falla y ausencia de colapso gravitacional, además de ingresar solo un valor fijo para el SO; en otras palabras, si se modelan 2 y 3 eventos, como en esta memoria, se utiliza el valor del SO dividido entre la cantidad de eventos, teniendo el mismo valor de desplazamiento para todos los eventos.



**Figura 3.11:** Representación de las características de los posibles escenarios sin considerar un único evento (Carretier *et al.* (2002b).

La ecuación que define el modelo de IU se da por:

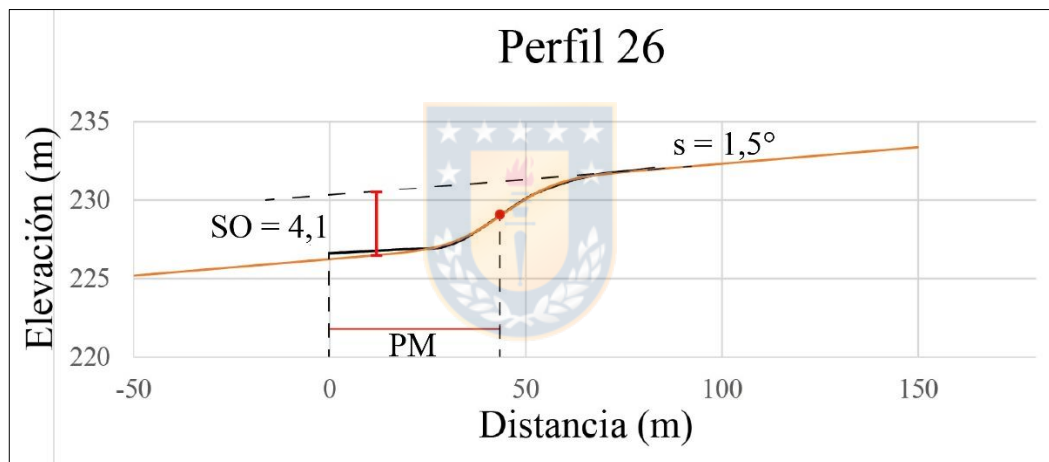
$$h_{IU}(x, \tau = N\Delta\tau) = N \frac{dh}{2} + \frac{dh}{2} \sum_{i=1}^N \operatorname{erf} \left[ \frac{x + (N-i)\Delta x}{2\sqrt{i\Delta\tau}} \right] + xb$$

donde  $h_{IU}$  es la altura del perfil sintético,  $N$  es el número de eventos,  $\frac{dh}{2}$  es la mitad del offset vertical asociado al evento  $i$ ,  $\Delta x$  es la distancia horizontal entre dos fallas sucesivas,  $\Delta\tau = \kappa \Delta t$ ,  $\kappa$  = coeficiente de difusividad y  $t$  el tiempo y  $b$  es la pendiente regional. El valor de edad morfológica es entregado al despejar  $\Delta\tau$ .

Para el sistema de fallas Gurvan Bogd en Mongolia, Carretier *et al.* (2002a) utiliza el análisis de la topografía y las variaciones en las pendientes locales para identificar distintas ubicaciones

de rupturas y la distancia horizontal entre ellas. Para el caso de esta memoria se utiliza un punto fijo de fallamiento para el método de un evento y de IU, dado que no hay evidencias de variaciones en la pendiente que indiquen otra ruptura superficial. Sólo se observa un quiebre correspondiente al corte, excavación y relleno para la construcción del canal antrópico.

Los datos ingresados incluyen los puntos que definen la topografía del perfil, la posición relativa del punto medio del perfil (PM), la pendiente general del terreno (s), la cantidad de filas de datos ingresados como puntos, los valores de metraje, en términos de distancia relativa, sobre los cuales se aplicará la regresión y el *Surface Offset* (SO) de cada perfil, calculado como la distancia vertical entre la prolongación del terreno antes y después del quiebre en la pendiente (Figura 3.12). Esto permite modelar un perfil lo más ajustado a la realidad que permite obtener las edades morfológicas.

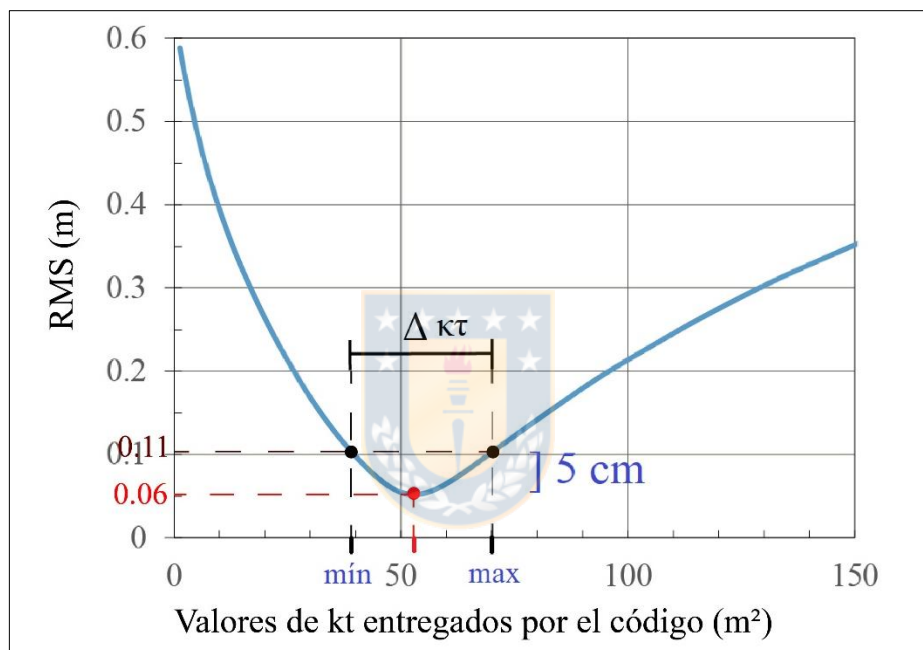


**Figura 3.12:** Perfil topográfico del escarpe donde se realizó la trinchera. En línea naranja el perfil modelado y en línea negra la topografía real. Se incluye el SO y las inclinaciones generales con las que se trabaja. El punto rojo representa la posición del punto de inflexión del perfil. SO: *Surface Offset*; PM: Distancia relativa al punto medio; s: Pendiente del terreno.

El perfil modelado cuya edad morfológica presenta mejor ajuste se determina escogiendo el valor de  $kt$  que resulta para el menor valor de media cuadrática (RMS: *Root Mean Square*) entre el perfil real del escarpe y la elevación del perfil modelado, que responde a la siguiente ecuación:

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{j=1}^n \left( (h_{\text{modelado}}(x_j) - h_{\text{real}}(x_j))^2 \right)}$$

Para encontrar este valor, se utiliza la metodología indicada por Avouac (1993), que define tres valores (uno central y 2 extremos) en base del mínimo RMS más 5 cm, entregando un rango específico de  $\kappa\tau$  ( $\Delta \kappa\tau$ ), que se obtiene gráficamente. En la práctica, se ejemplifica con el Gráfico 3.1 construido a partir de datos entregados como resultados del código, respecto al perfil 26. Allí, el punto marcado en rojo es el mínimo RMS (0,06 m). Desde este valor, se considera en el eje y, 0,05 m sobre los 0,06 m anteriores; esto es, los valores de  $\kappa\tau$  correspondientes a un RMS de 0,11 m. Tales valores toman nombre de  $\kappa\tau$  mínimo y  $\kappa\tau$  máximo con los que se obtendrá el valor final de  $\kappa\tau$  y su correspondiente rango de error.



**Gráfico 3.1:** Ejemplo de la definición de rango de error al obtener los rangos de edad morfológica según una desviación estándar de 5 cm propuesto por Avouac (1993).

El valor de edad morfológica para un perfil se obtiene finalmente como  $\kappa\tau = \frac{\kappa\tau_{\text{máx}} + \kappa\tau_{\text{mín}}}{2}$  y su incertidumbre asociada (error) se define como  $\kappa\tau_{\text{máx}} - \kappa\tau_{\text{mín}}$ . El resultado se expresa entonces como el valor  $\kappa\tau$  obtenido  $\pm$  error y en resultados se incluyen gráficos que contienen tres datos para cada perfil: tal valor  $\kappa\tau$  y aquellos resultantes al aplicar la adición y sustracción del error según corresponda, para obtener el rango de edad posible para cada perfil. También se calcula el error en términos de porcentaje según el valor calculado de  $\kappa\tau$  para cada perfil.

La edad del rasgo finalmente se obtiene al despejar el valor de  $t$  con la constante de difusión. La identificación y definición de los valores del coeficiente de difusión  $\kappa$  a utilizar en la zona de estudio se explican en la sección 5.3.



## 4. RESULTADOS

### 4.1 Mapeo de la trinchera

En el sitio indicado en la figura 1.2, se excavó la trinchera paleosismológica Cerda (TC). Allí, el escarpe tiene un desnivel de 4.1 m. La pared norte de la trinchera tiene un rumbo N65°W y la pared sur N60°W (Figura 4.1). Como medida de precaución, para evitar derrumbes, se hizo un escalón a los lados de la trinchera. En esta porción no es posible realizar un mapeo ya que el material se encuentra altamente meteorizado.



**Figura 4.1:** Diagrama de la orientación de la trinchera. En amarillo nivel de la parte superior del escarpe, en verde se identifica el pie del escarpe. En rojo se resalta la dirección y extensión de la excavación.

El escarpe está construido sobre material conglomerádico no consolidado cuya génesis se asocia a transporte aluvial o fluvio torrencial. En las distintas unidades se logra identificar una composición de clastos polimíctica, de intrusivos intermedios a ácidos, líticos volcánicos con alteración hidrotermal, tobas líticas y cristalinas, andesitas y escasos basaltos. Además, se identificaron clastos volcanosedimentarios que por meteorización se encuentran en estado deleznable, algunos fracturados y con relleno de óxidos de manganeso. Ocurre, además, una notoria meteorización esferoidal que afecta principalmente a los clastos intrusivos. En general, los clastos son redondeados a sub angulares y no se distinguen monominerales en el depósito.

#### 4.1.1 Unidades

Del mapeo de ambas paredes de la trinchera se identificaron inicialmente 19 unidades paleosísmicas (Anexo 1), las cuales fueron caracterizadas en detalle usando tablas descriptivas del USGS. Luego de esta descripción inicial, se logró definir 8 unidades paleosísmicas. La descripción se realiza de acuerdo a la metodología descrita en la sección 3.1.

A continuación se presenta la descripción de cada una de ellas y su distribución correspondiente en la Figura 4.2.

#### **4.1.1.1 Conglomerado grueso inferior (Cgi)**

Está ubicado en la parte oriental inferior de la trinchera (Figura 4.2). Se trata de conglomerado clasto soportado, con moderada a mala selección, clastos sub redondeados y contactos puntuales. Posee un espesor máximo de 1.1 m, y presenta discontinuidad hacia el W. El color de la matriz es pardo rojizo (2.5 YR 4/4) y se caracteriza su textura de limo arcilloso-arenoso. En su parte superior presenta meteorización en grado leve. Corresponde a unidades 1, 11 y 2 en Anexo 1.

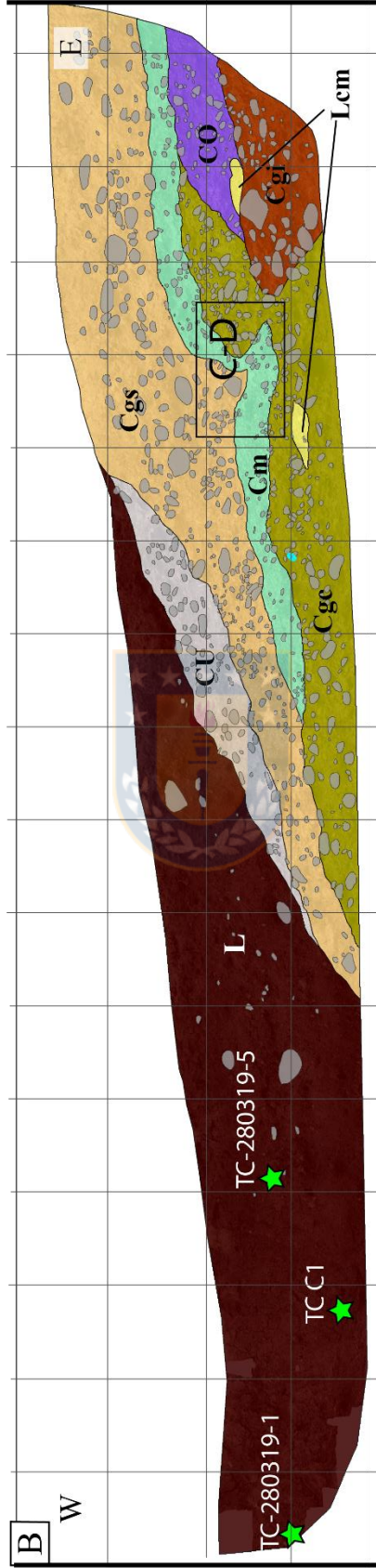
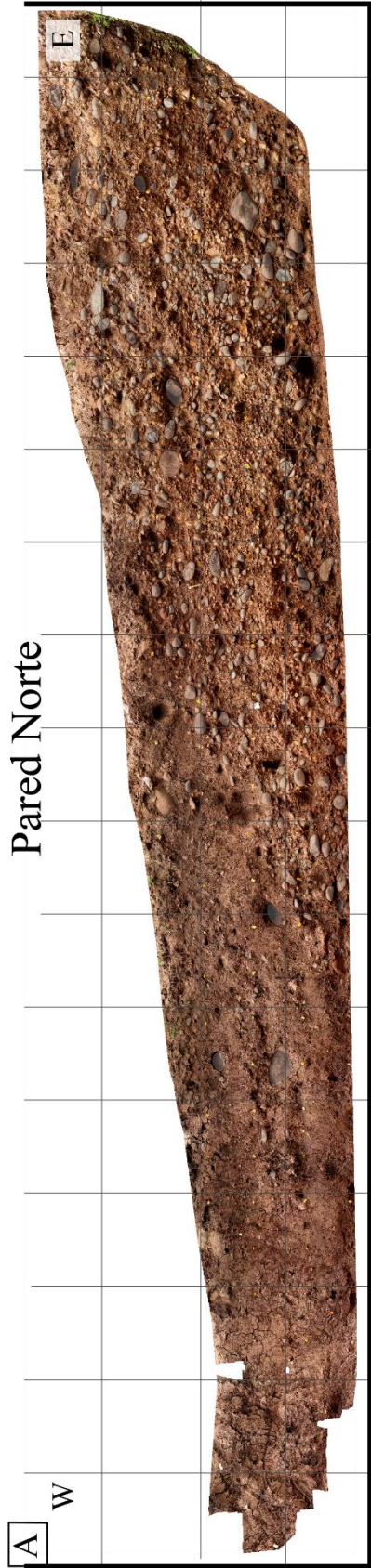
#### **4.1.1.2 Conglomerado grueso central (Cgc)**

Ubicado en la parte inferior central de la trinchera (Figura 4.2), corresponde a conglomerado clastosoportado con buena a moderada selección y clastos redondeados, siendo alrededor de un 60% tamaño grava (*cobbles*). Los clastos en esta unidad se encuentran particularmente bien preservados, siendo más resistentes que en otras debido a que un mayor porcentaje de estos se encuentra afectado por alteración hidrotermal. Cuenta con un 15% de matriz pardo rojizo (2.5 YR 4/4). La unidad se encuentra desplazada verticalmente al menos 70 cm (Figura 4.2 C, D, G y H); contiene clastos fracturados y rotados en la zona cercana a tal desplazamiento. Hacia el este, engrana lateralmente con la unidad 5. Corresponde a las unidades 3, 12 y 16 en Anexo 1.

#### **4.1.1.3 Conglomerado medio (Cm)**

Ubicado al centro de la trinchera (Figura 4.2), en su parte oriental, le sobreyace el Conglomerado grueso superior (Cgs) y le infrayace el Conglomerado grueso central (Cgc) y Conglomerado Oriental (O). Se trata de conglomerado clastosoportado con buena selección, clastos sub redondeados y un porcentaje mayoritario de guijarros (*pebbles*); los diámetros de clastos varían entre 1.5 a 3 cm. La matriz (18%) es de color rojo amarillento (5YR 4/6). Presenta contacto concordante con la unidad subyacente y un espesor promedio de 40 a 50 cm. Se reconocen clastos orientados en una dirección preferente, coincidentes con una flexura y dislocación de la unidad de al menos 70 cm en la parte este (Figura 4.3) y una leve discontinuidad con rechazo vertical de 25 cm en la parte oeste de la pared sur (Figura 4.2 I y J). Esta unidad se utiliza como un nivel guía para determinar magnitudes de desplazamientos. Corresponde a las unidades 13, 15 y 6 en Anexo 1.

# Pared Norte

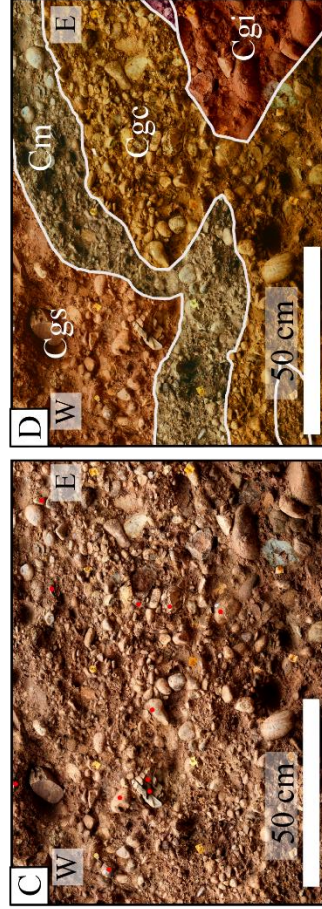


## Simbología

- ★ Daticiones
- Falla
- - - Fractura
- - - - Fractura inferida
- En C, clastos fracturados

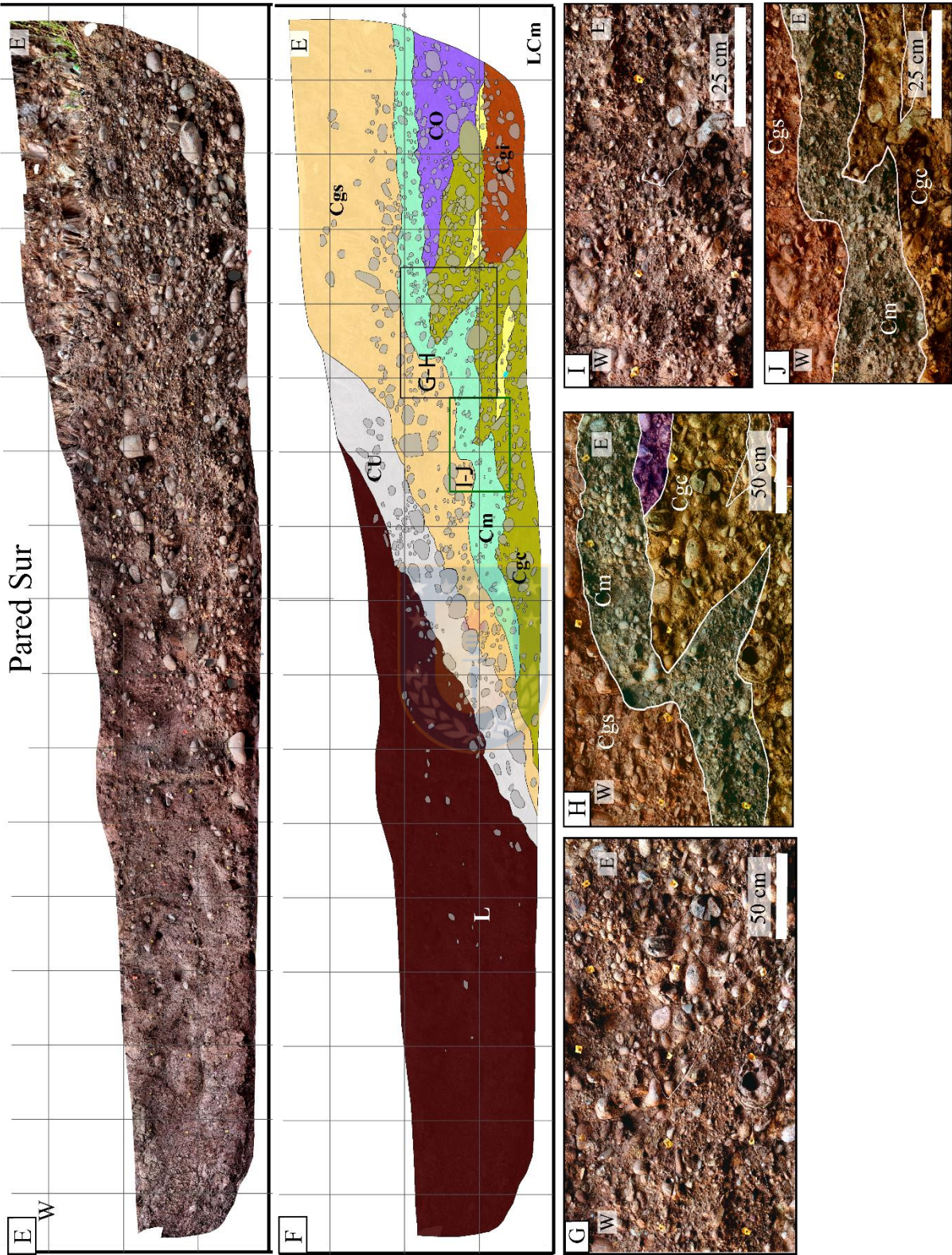
## Leyenda

- L** Unidad de lavado
- CU** Cuña coluvial
- Cgs** Conglomerado grueso superior
- Cm** Conglomerado medio
- Cgc** Conglomerado grueso central
- Lcm** Lente de conglomerado medio
- CE** Conglomerado Este
- Cgi** Conglomerado grueso inferior

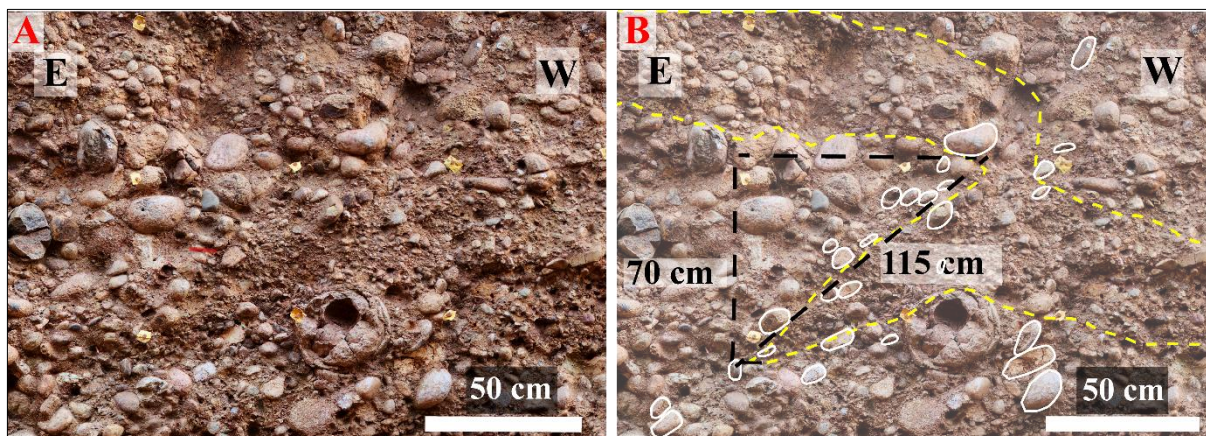


Continúa en página siguiente





**Figura 4.2:** Mapeo de paredes de la trinchera. A) Fotomosaico de la pared norte de la trinchera. B) Interpretación de las unidades descritas en el texto. Se destaca la zona que incluye discontinuidad de capas en C y D. Se indica la ubicación de dataciones  $^{14}\text{C}$  en esta pared E) Fotomosaico de la pared sur. F) Interpretación de las unidades descritas en el texto. Se destaca las dos zonas principales con dislocación de unidades en G, H, I y J. Grilla en gris es de 1x1 m. En ambas paredes, en D, H y J se delimitan los contornos de las unidades afectadas: en verde unidad Cm, café, unidad Cgs y amarillo unidad Cgc.



**Figura 4.3:** Detalle de dislocación en unidad Cm. A) Depósito. B) Unidad Cm resaltada en amarillo. Se indican en blanco los clastos que están rotados y alineados a lo largo de secciones planares. Se destaca el movimiento aparente de la unidad, correspondiente a 115 cm y el rechazo vertical correspondiente a 70 cm.

#### **4.1.1.4 Lentes de conglomerado medio (LCm)**

Lentes de conglomerado clastosoportado, ubicado en Cgc y entre CO y Cgi. Posee clastos sub redondeados, en su mayoría de tamaño guijarros (*pebbles*). Presenta un 20 a 25% de matriz de color rojo débil (2.5 YR 4/2). Se observa en zonas acotadas de 45 centímetros de espesor máximo, siendo el promedio 20-25 cm y esta unidad se identifica en dos niveles; más elevados al este y más bajos al oeste (Figura 4.2 B y F). Corresponde a la Unidad 4 en Anexo 1.

#### **4.1.1.5 Conglomerado Oriental (CO)**

Corresponde a una unidad pequeña en la porción oriental de la trinchera (Figura 4.2). Se trata de conglomerado clasto soportado, con un porcentaje similar entre grava (*cobbles*) y guijarros (*pebbles*), estos últimos llegan al límite superior de tamaño. Clastos sub redondeados, sin distribución o imbricación definida. En la pared sur engrana lateralmente con la unidad Cgc. Posee un 20% de matriz de limo arenoso y color pardo rojizo. (2.5 YR 4/4). La unidad presenta forma de cuña, los clastos más elipsoidales inclinados hacia el W y un espesor máximo de 75 cm. Corresponde a la Unidad 5 en Anexo 1.

#### **4.1.1.6 Conglomerado grueso superior (Cgs)**

Localizado en la parte superior del depósito aluvial (Cgs en Figura 4.2), corresponde a conglomerado polimítico matriz soportado, localmente clastosoportado, con moderada selección. En su mayoría se compone por clastos tamaño guijarros (*pebbles*) y grava (*cobbles*) en proporciones similares y un 30% de matriz color rojo amarillento (5YR 4/6). Es concordante con la unidad subyacente, presenta alteración de clastos a arcillas y meteorización moderada que le otorga un tono más anaranjado hacia su porción superior. Se observa además que hay clastos fracturados y aquellos más elipsoidales se encuentran rotados. Presenta una cantidad considerable de raíces y contiene parte del actual horizonte de suelo A en la parte superior. Relacionado a unidades 14, 7 y 8 en Anexo 1.

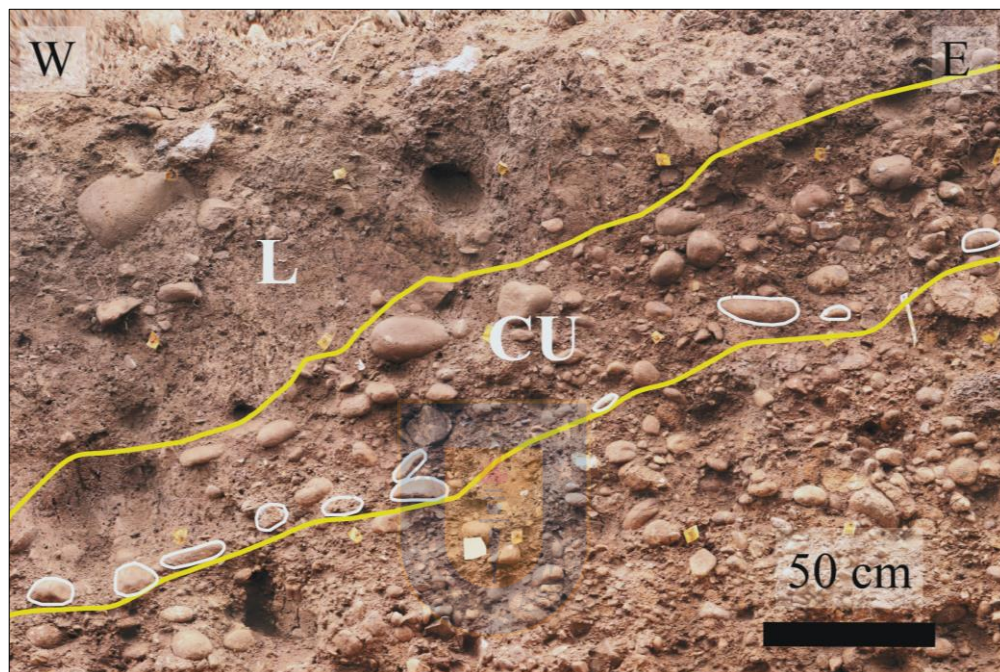
#### **4.1.1.7 Cuña coluvial (CU)**

Ubicada en la zona centro-oeste superior (Figura 4.2), corresponde a una brecha matriz soportada con moderada a mala selección, que contiene fragmentos de la unidad de conglomerado grueso superior (Cgs). Presenta clastos sub redondeados a sub angulares en su mayoría, y 60% de matriz color pardo rojizo (2.5 YR 4/4). La matriz contiene partículas de 2 a 5 mm angulosos y meteorizados en tono amarillento, característica que no se presenta en ninguna otra unidad más que la de lavado, que la sobreyace. Los clastos en la parte inferior se orientan alineados con la base de la unidad (en blanco en la Figura 4.4), dentro de la cual se distinguen intercalaciones de clastos y matriz. En general los clastos se encuentran bastante meteorizados mostrando tonalidades amarillentas a anaranjadas, algunos están fracturados y con relleno de matriz. La unidad tiene forma de cuña y limita al oeste con la unidad de lavado (Figura 4.4). Corresponde a la unidad 18 y 9 en el Anexo 1. Esta unidad es asociada al producto de la degradación instantánea del escarpe.

#### **4.1.1.8 Depósitos de lavado (L)**

Abarca en general la parte Occidental de la trinchera. Principalmente está compuesta por arcilla limosa (90%) color pardo rojizo oscuro (2.5 YR 3/4). Los clastos presentes son sub angulares, de tamaño 3 a 7 cm y se encuentran alineados en relación de *onlap* con la unidad de cuña coluvial (CU) y Conglomerado grueso superior (Cgs). Esta tendencia varía entre inclinado al W, hasta subhorizontal. Es la unidad dominante en la mitad Oeste de la trinchera y limita por el este con la cuña coluvial con un fuerte contraste textural (Figura 4.4). Como parte de la matriz

también se encuentran clastos de menor tamaño (2 a 7 mm) angulosos y de color blanquecino amarillento mostrando efecto de alteración arcillosa. La unidad contiene raíces, hojas y algunos carbones milimétricos hacia el W. Corresponde a una unidad de lavado (traducido de *wash slope deposits*). Este tipo de depósitos ocurre en una etapa posterior a la que indica la unidad de Cuña Coluvial (CU), con respecto al proceso de degradación del escarpe. Corresponde a los números 19 y 10 en Anexo 1.



**Figura 4.4:** **Cuña coluvial y depósitos de lavado.** Se destaca en amarillo los límites de la cuña coluvial. Notar el fuerte cambio textural entre las unidades mostradas L y CU.

#### **4.1.1. Medidas de ejes de clastos y fracturas**

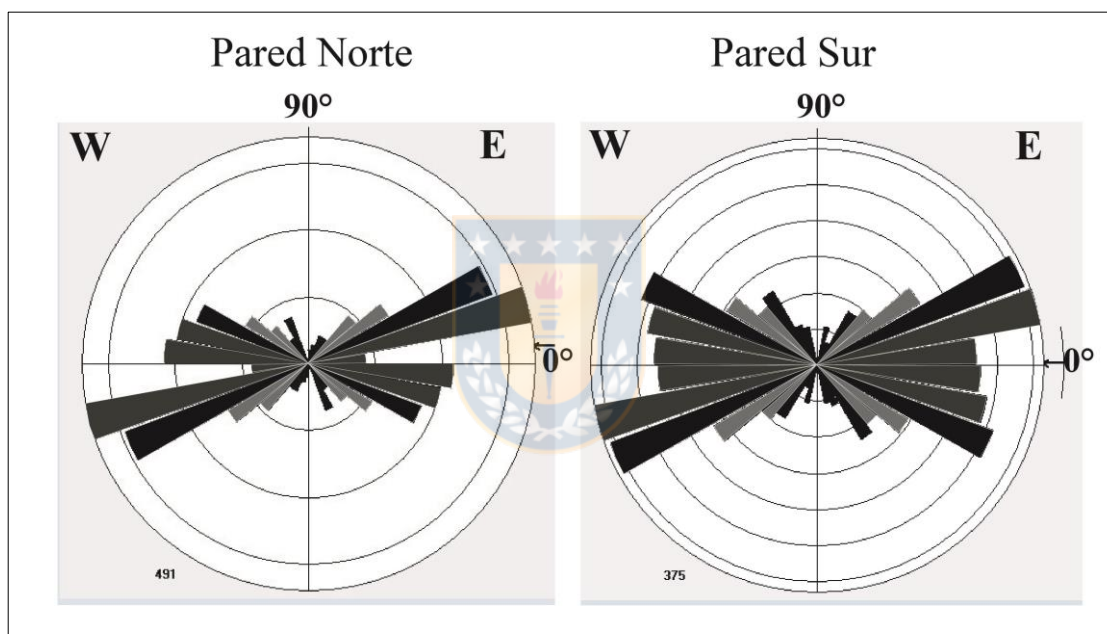
##### **4.1.2.1 Mediciones *in situ***

Al filtrar los datos obtenidos de dip direction/dip de la manera explicada en la sección 3.2, se procede a trabajar con 491 datos para la pared norte y 384 para la pared sur, cuyas cantidades originales eran 516 y 411 respectivamente.

Considerando las orientaciones de los clastos, se utiliza el reflejado de la pared sur de la trinchera, de manera que se puedan diagramar ambas paredes de la misma forma, facilitando así su comparación y análisis en este apartado.

En las gráficas de roseta generalizadas para cada trinchera, es decir, sin separación por zonas de deformación, se observa una tendencia principal de inclinación de los clastos hacia el W, con valores entre 0 a 20° (gris oscuro en Figura 4.5). Hay una segunda tendencia con valores cercanos, de 0° a 20°, pero hacia el E. Se reconoce un tercer grupo sobre 30° de inclinación hacia el E en ambas paredes, en el que se diferencia una tendencia de menor frecuencia que las anteriores pero notoria dados sus valores más elevados. Esto se hace más evidente en la Figura 4.6 donde están ordenadas por sector.

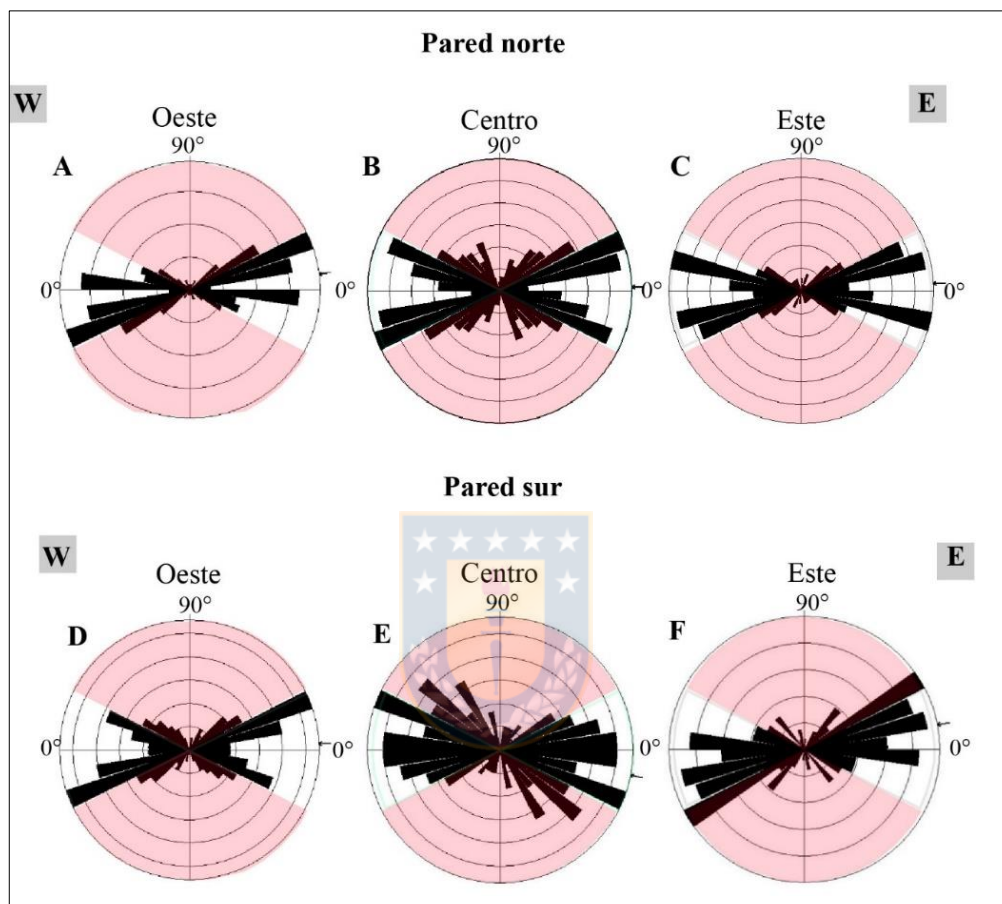
Sólo con este análisis generalizado no es posible identificar algún tipo de imbricación u orientación preferencial de los clastos del depósito.



**Figura: 4.5:** Diagrama de roseta de medidas in situ para cada pared de la trinchera separadas por barras de 10°. En gris oscuro se muestran los clastos entre 0 y 20° de inclinación, en gris claro, se muestran inclinaciones entre 30 a 50°

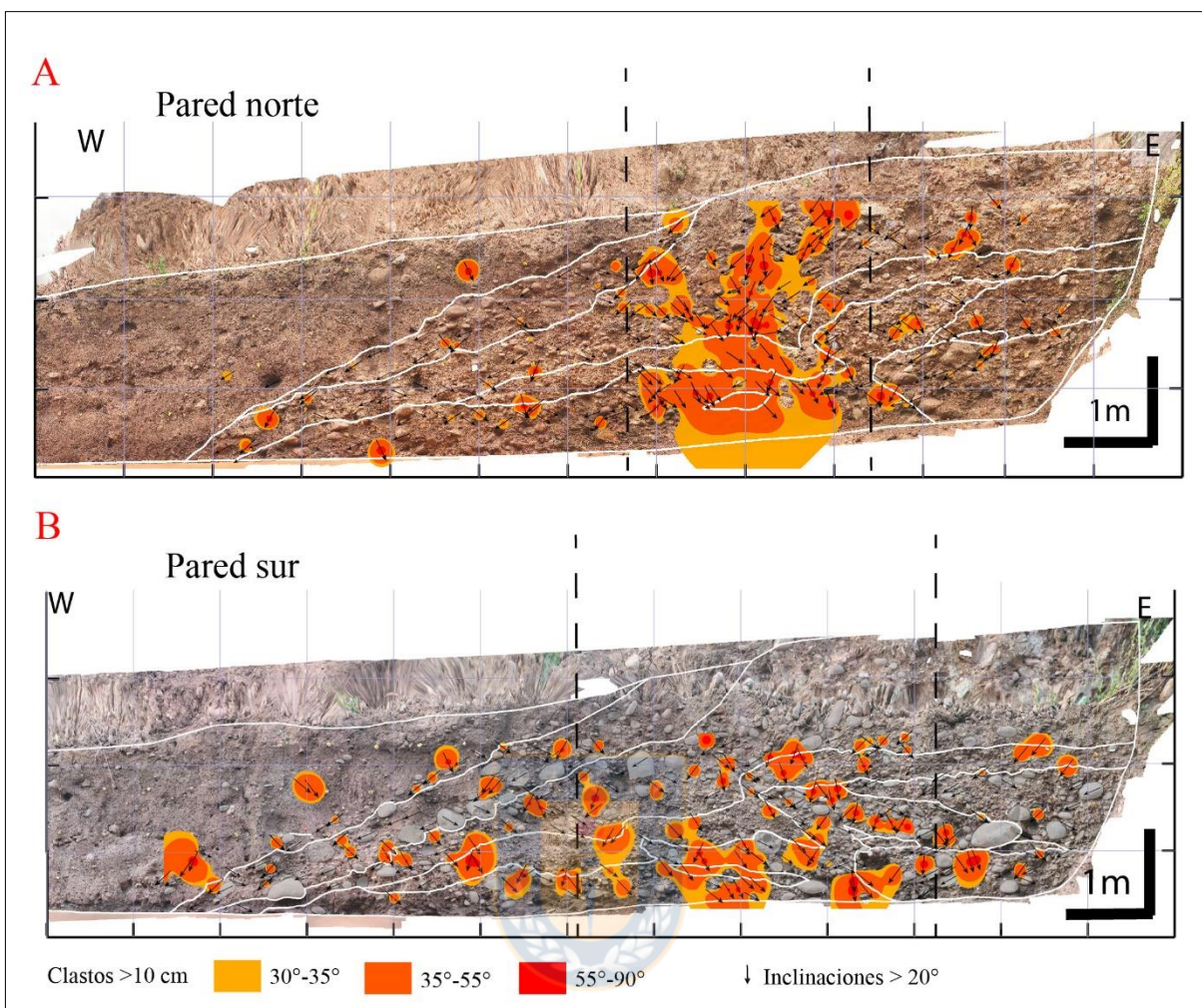
Cada pared se segmenta según lo indicado en la figura 3.6, para obtener un mayor detalle y poder definir las características de cada sector (Figura 4.6). En ambas paredes, se observa que los dominios centrales (rosetas B y E) que incorporan a la zona con unidades dislocadas, exhiben una cantidad comparativamente mayor, de clastos con inclinaciones sobre 30° tanto al E como al W (zonas rojas en figura 4.6), y una mayor concentración de clastos con inclinación hacia el E que en los extremos de la trinchera. A su vez, se advierte que la porción oriental de la trinchera (rosetas C y F), exhiben mayormente clastos inclinados entre 10 y 30° hacia el W

y 0 a 20° al E; esto reflejaría principalmente la disposición original de los clastos en el depósito en que se construyó el escarpe. Por otro lado, las porciones occidentales (rosetas A y D) muestran inclinaciones muy variables en magnitud y dirección, lo que se puede deber a la ocurrencia de la cuña coluvial y los clastos presentes en la zona de lavado.



**Figura 4.6:** Diagramas de roseta sectorizados para cada pared y división dentro de la trinchera para mediciones in situ. Notar el cambio de tendencia en la zona central en comparación con los sectores de borde. Se destaca en rojo con transparencia las tendencias mayores a 30°.

Con los valores limitantes obtenidos, se realiza una interpolación mediante IDW (*Inverse Distance Weight*), seleccionando como capas visibles aquellas inclinaciones por sobre los 32° y con divisiones a los 35° y 55° (Figura 4.7). Donde se identifica notoriamente, en la pared norte (A), la concentración de clastos con inclinación por sobre los 35° en la parte central. En la pared sur (B), respecto a la zona donde se describió la mayor dislocación de unidades, se puede observar la inclinación preferencial de los clastos en una orientación subparalela a esta, así como una concentración en la sección indicada con menor desplazamiento (Sección 4.2).



**Figura 4.7:** Interpolación IDW de las inclinaciones de clastos medidos en trinchera. A) Pared norte, B) Pared sur. Se incluye interpolación de inclinaciones sobre los 30°, independiente de la dirección, flechas negras que indican la dirección de cada clasto por sobre los 20° y el contorno de las unidades mapeadas en blanco. Entre las líneas punteadas se limita la mayor presencia de clastos inclinados

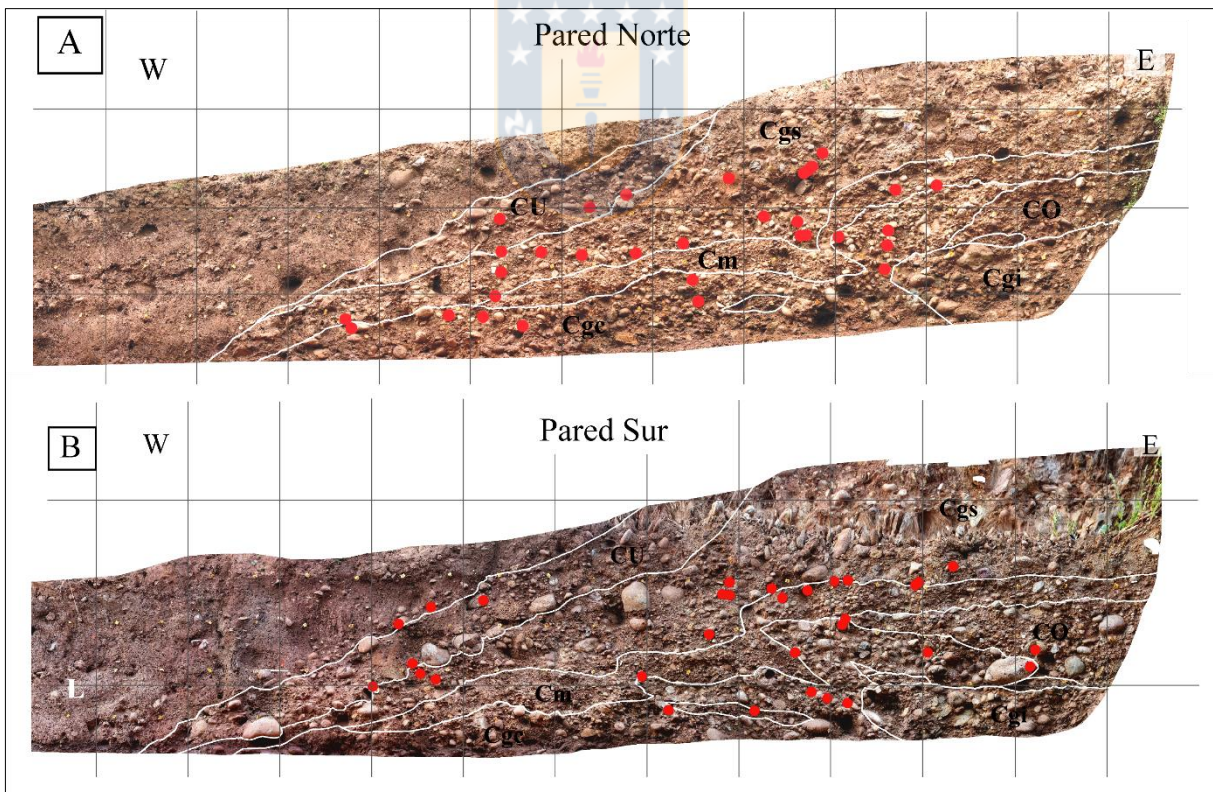
Se reconoce un total de 59 clastos fracturados independiente de su tamaño, que van de los 3 a 32 cm (ejemplos en Figura 4.8). Se cuentan 32 en la pared norte y 35 en la pared sur, distribuidos según la Figura 4.9 A y B, respectivamente. Del total, 3 fracturas muestran desplazamientos de 1 a 2.5 cm. En cada caso, se midió rumbo e inclinación de las fracturas de clastos con la aplicación para teléfono celular FieldMove Clino, siguiendo la orientación de las fracturas en su posición real.

En la Figura 4.10 se representan las tendencias de rumbo de las fracturas medidas y sus polos correspondientes, cuyos datos están disponibles en Anexo 2. Se visualiza una tendencia

principal NNE-SSW, específicamente un rumbo N20°E a N27°E que es coincidente con el rumbo generalizado de la traza del escarpe. Estas fracturas se dan con un manteo variable tanto hacia el NW como hacia el SE siendo levemente mayor en cantidad, aquellas que buzcan hacia esta última dirección. También se cuenta una concentración algo menor con rumbo en dirección entre N45-68°E y 5 fracturas entre el cuadrante N-W.

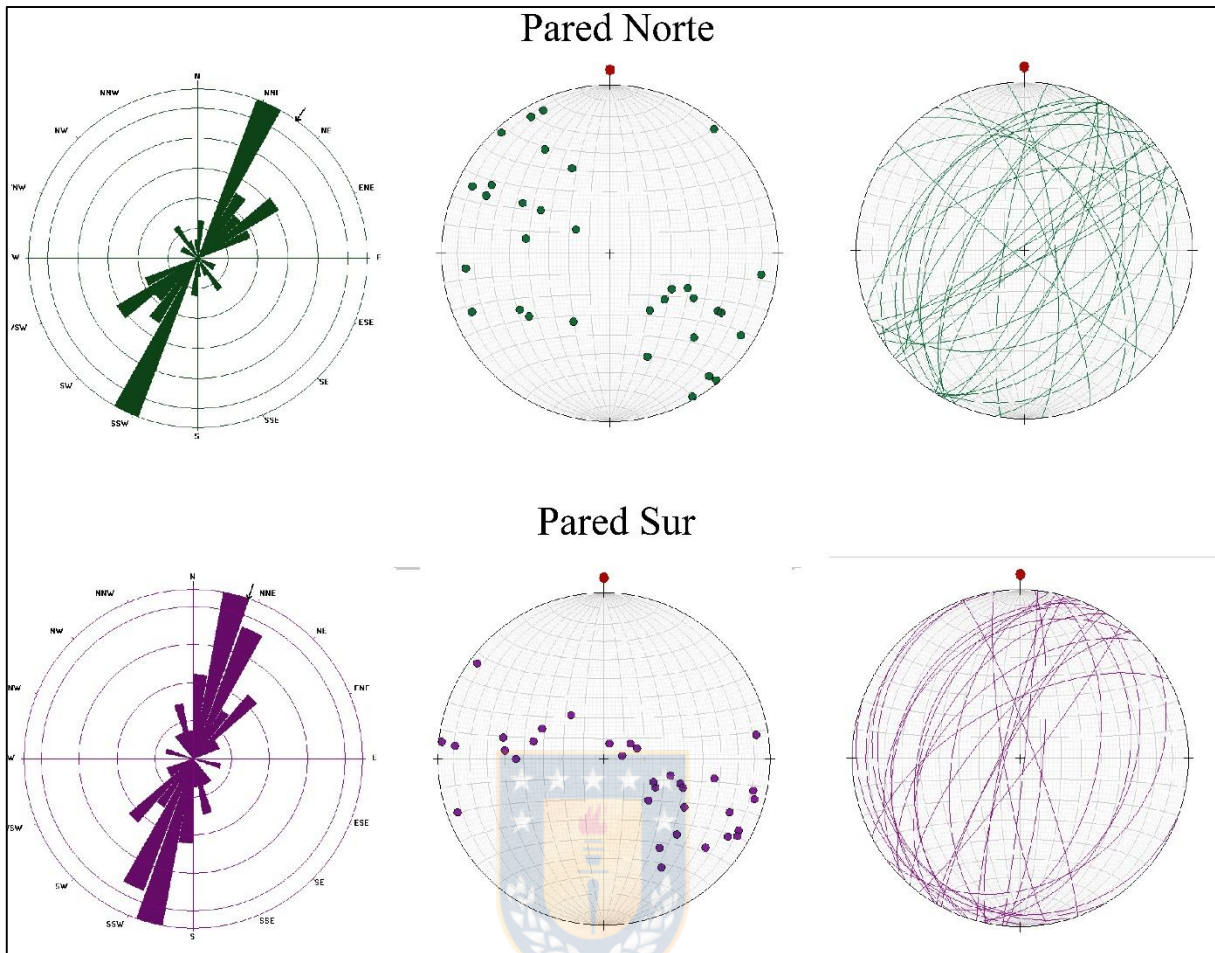


**Figura 4.8:** Clastos fracturados pertenecientes a la pared norte.



**Figura 4.9:** Distribución de las fracturas medidas in situ. Se señalan en rojo los clastos fracturados y en blanco se delinean las unidades paleosismológicas identificadas.

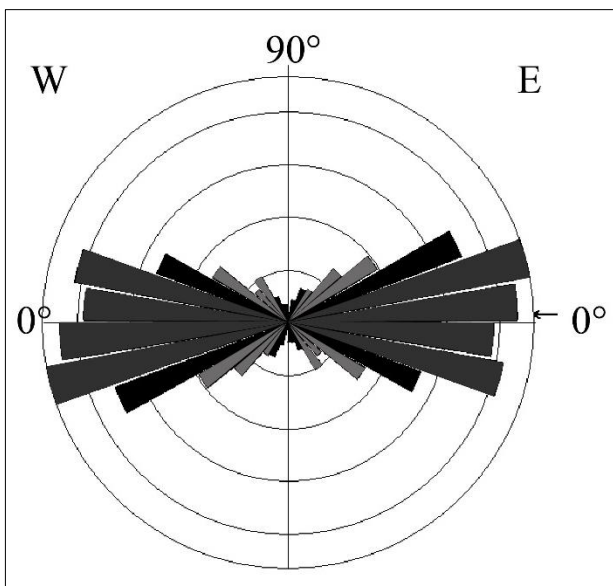




**Figura 4.10:** Diagramas de roseta, ploteo de polos y planos de fractura. Se divide por pared para cada set de fracturas, mostrando sus principales direcciones. Los diagramas de roseta se representan por 36 divisiones de 10 grados cada una. En verde pared norte y morado pared sur.

#### **4.1.2.2. Mediciones en ortomosaico (5-10 cm)**

En la pared norte y sur se midieron, respectivamente, 1180 y 1487 clastos. En la Figura 4.11 se muestra un diagrama de roseta para la inclinación del total de mediciones. A partir de ella, se observa que mayoritariamente los clastos presentan orientaciones entre  $0$  y  $20^\circ$  tanto a E como a W de manera similar, con una leve preponderancia de inclinación hacia el W entre los  $10$  y  $20^\circ$ .

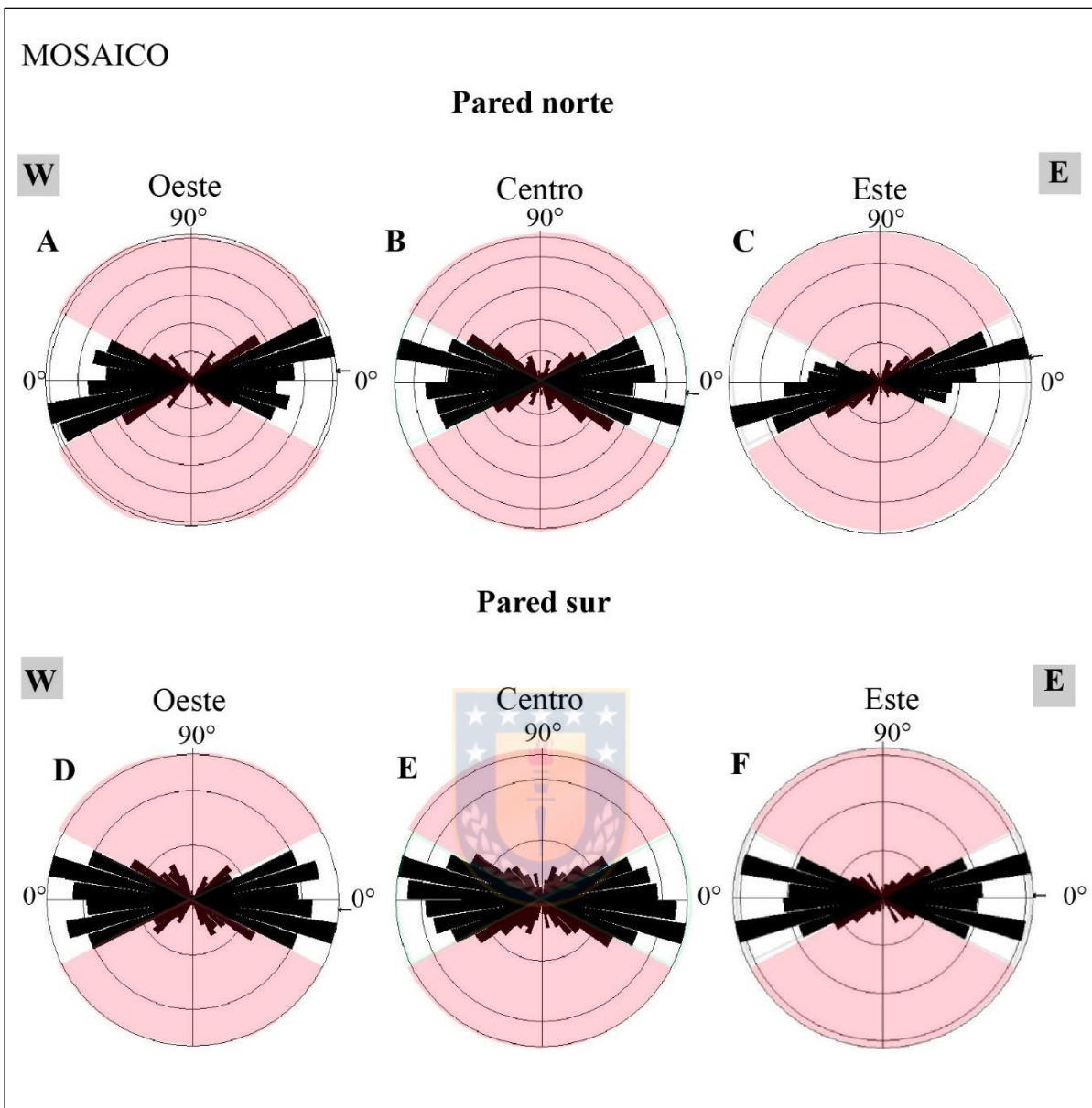


**Figura 4.11:** Diagrama de roseta generalizado para 2667 clastos medidos en ambas paredes. En gris oscuro se señalan los clastos inclinados entre 0 a 20° y en gris claro los clastos entre 30 a 60°.

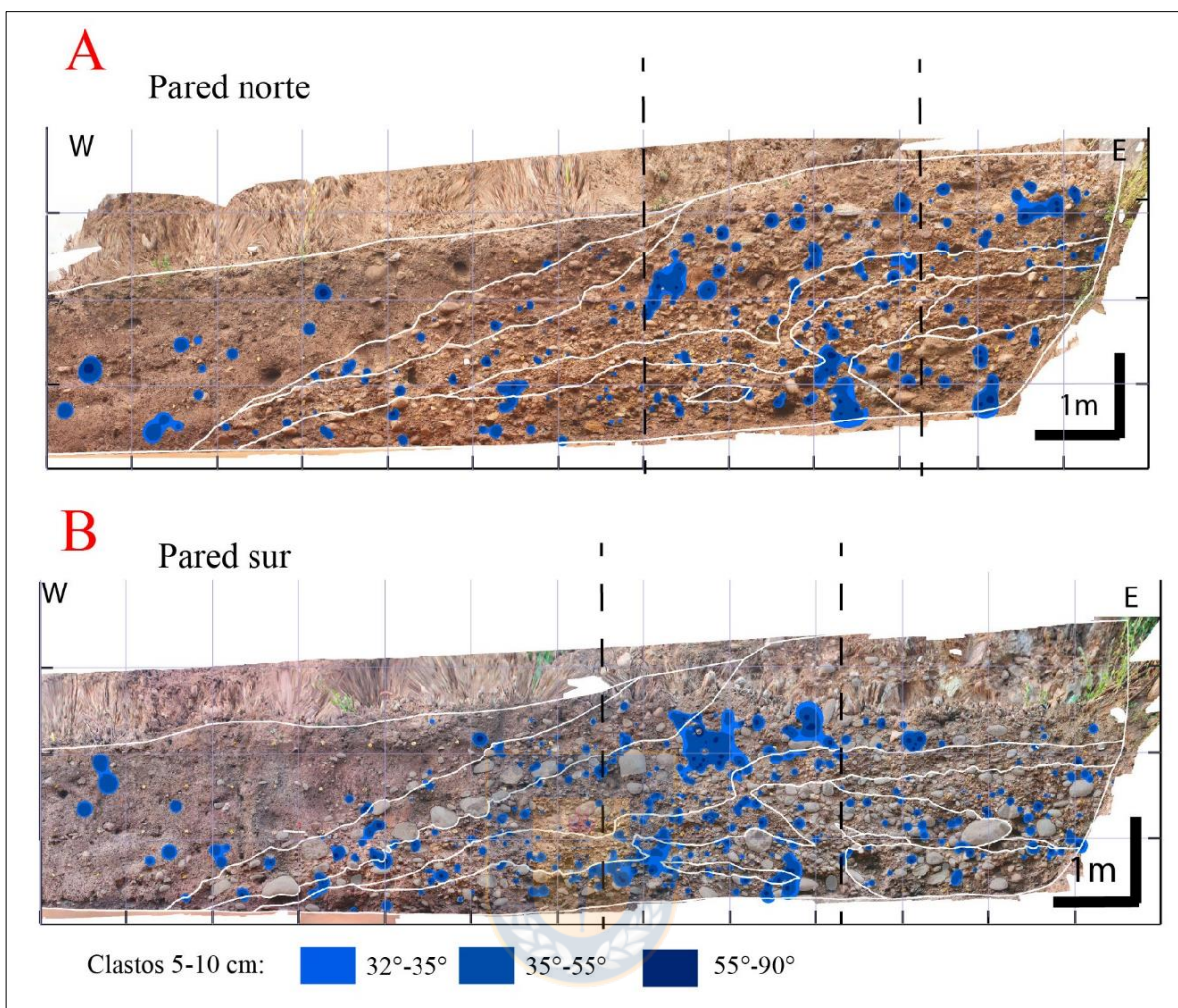
Luego se separa para cada pared por dominio Este, Centro y Oeste, de la misma manera que la sección previa, obteniendo los diagramas de roseta de la Figura 4.12. De forma similar a lo que refleja el análisis de datos medidos *in situ*, se logra observar que en las porciones centrales (rosetas B y E), la cantidad de clastos que muestran inclinaciones entre 40° y 70°W es bastante más elevada que en las zonas de los extremos. Además, se observa una marcada tendencia de inclinaciones hacia el E. En los demás dominios no se advierten tendencias como ésta. Las zonas de los bordes, al contrario, marcan una cantidad importante de clastos orientados al W. En cuanto a los valores de inclinación en estos dos sectores, en general presentan inclinaciones menores a los 30° (sectores blancos en la Figura 4.12), independiente de la orientación.

En general la pared sur, en comparación con la pared norte, muestra mayor cantidad de clastos inclinados al W. Esto puede deberse a su granulometría, ya que existe una mayor concentración de clastos tamaño *pebbles* en esta pared y que en ciertas ocasiones se encuentran rellenando espacios entre clastos de mayor tamaño siguiendo la forma de estos últimos.

Se realiza el mismo análisis que en la sección 4.3 (Figura 4.7), mediante interpolación de los valores de inclinación. Para la pared norte y sur (Figura 4.13 A y B, respectivamente), se remarca una cantidad importante de clastos inclinados en cercanías de la cuña coluvial. También, se registra una notoria concentración de clastos inclinados en la zona central de la trinchera, y hacia el este de las unidades indicadas como dislocadas. Para la pared sur, esto se da principalmente en la parte superior (Figura 4.13, B).



**Figura 4.12:** Diagramas de roseta sectorizados para cada sección y pared de la trinchera según orientaciones obtenidas de fotografías. Se destacan las zonas correspondientes a inclinaciones de más de 30° en rojo con transparencia. Los sectores de separación se encuentran en la Figura 3.7 en la sección de metodologías.



**Figura 4.13:** Interpolación IDW de inclinaciones de clastos medidos en fotografías. A) Pared norte, B) Pared sur. Se incluye interpolación de inclinaciones sobre los 30°, independiente de la dirección, y el contorno de las unidades, mapeadas en blanco. Entre las líneas punteadas se limita la mayor presencia de clastos inclinados.

#### **4.1.2.3 Análisis mediante script**

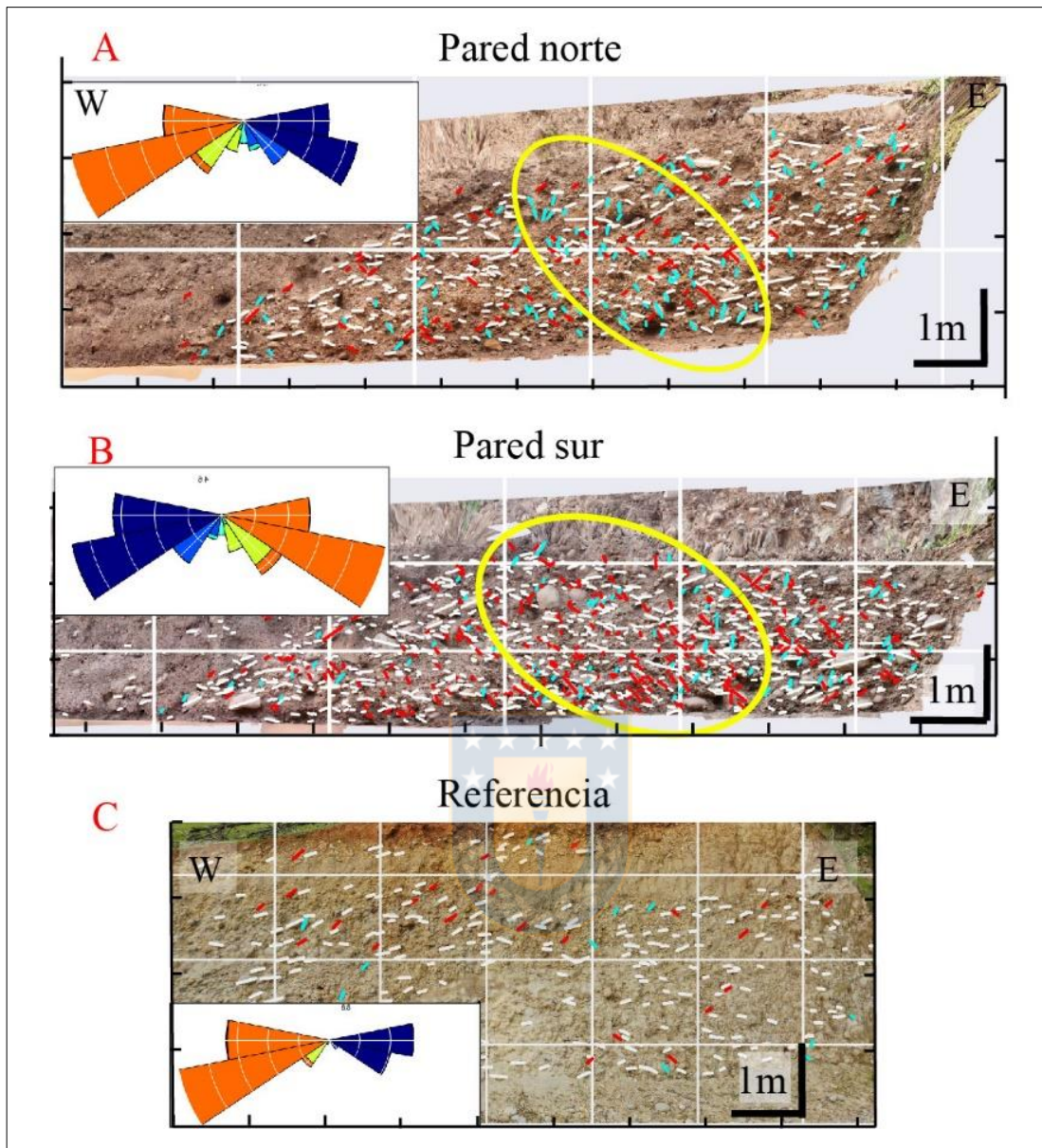
El análisis semi automatizado entrega información sobre las dimensiones de los clastos, su distribución, la forma de estos y la orientación de la elongación de sus ejes mayores en ambas paredes. Para minimizar el sesgo producto del método para medir las orientaciones, ya que se están realizando en 2 dimensiones, se toma una tercera referencia para obtener un tercer grupo de datos y definir de mejor forma la orientación natural de este tipo de depósitos. Para esto, se utiliza una fotografía de un corte de camino ubicado al este de la trinchera donde se aprecia el depósito semi consolidado, de características similares.

Se escoge este sector del depósito perteneciente a la Formación la Montaña, por presentar características sedimentológicas similares al del depósito de la trinchera, pese a que ambas unidades no corresponden a la misma unidad estratigráfica. La orientación de este corte es coincidente con la orientación de la trinchera, es decir, de rumbo N65°W. Sobre esta se realiza el mismo proceso que en las dos paredes de la trinchera y se contrastan los principales resultados a continuación.

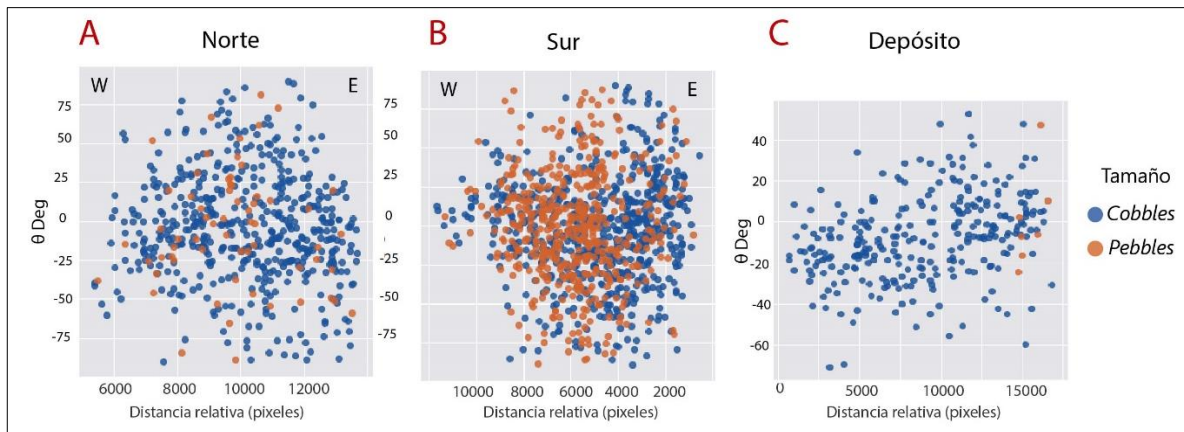
Los resultados para la pared sur se representan con el inverso de la imagen original, a fin de tener una mejor comparación. A continuación se muestran los resultados obtenidos con este tercer tipo de análisis de clastos, incluyendo la referencia al este de la trinchera identificado como Depósito de Referencia en adelante.

Los resultados para las paredes norte y sur, contrapuestos con la imagen se observan en la Figura 4.14. Para los tres análisis se marca en blanco las orientaciones menores a 35°, en rojo las orientaciones entre 35 y 60° y en cian, las orientaciones sobre los 60°. Se observan tendencias en relación a la cantidad de clastos marcados en rojo y cian, en cercanías del área indicada como dislocada en el mapeo de unidades, destacada en amarillo, siendo notorio principalmente en la pared norte (Figura 4.14 A). En la pared sur (Figura 4.14.B), se identifica la inclinación de clastos en la zona indicada en amarillo, sumado a dos trazas más al este, en lo que se podría considerar como bloque cabalgante de acuerdo a la disposición de unidades. En el depósito de referencia (Figura 4.14 C), se marca una predominancia de clastos indicados en blanco, relacionados con inclinaciones menores a los 30°. Los clastos con mayor inclinación se disponen aparentemente de forma aleatoria.

Al contrastar los resultados, es necesario notar que el depósito referencial cuenta principalmente con mediciones de clastos tamaño cobbles; esto, debido a que la fotografía es de toma única obtenida con dron. En la Figura 4.15, se puede observar la distribución, en el eje horizontal, de la inclinación de los clastos en ambos depósitos, teniendo en las paredes de la trinchera, inclinaciones máximas sobre los 75°, con una concentración no despreciable por sobre los 25°. En la pared de referencia, se llega a inclinaciones máximas de 40 a 50° (Figura 4.15 C).

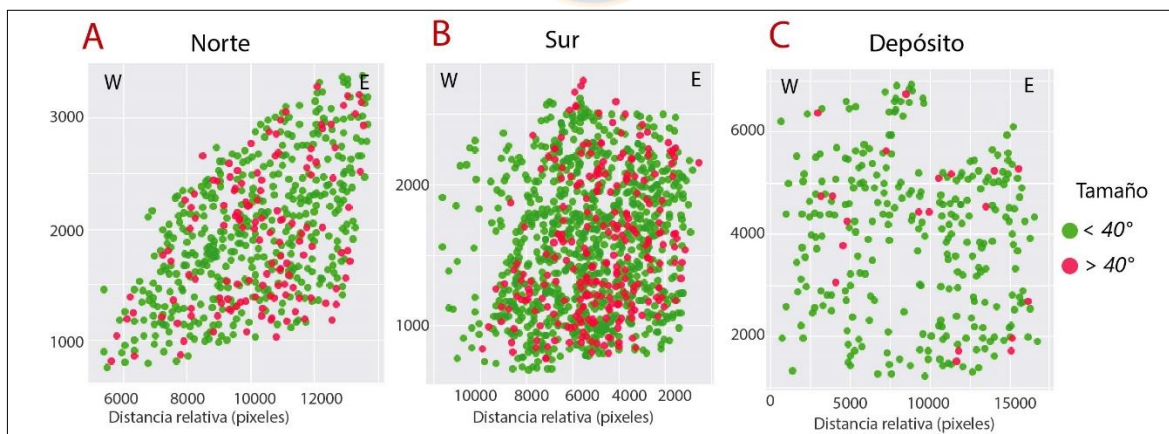


**Figura 4.14:** Fotografía de depósitos analizados mediante script y resultado preliminar. Se indican por color las inclinaciones de los clastos: en blanco aquellos menores a  $35^\circ$ , en rojo entre  $35^\circ$  y  $60^\circ$  y en cyan, aquellos sobre  $60^\circ$ . En el depósito Referencia, se aprecian sectores sin clastos medidos por la existencia de lentes de material de granulometría mucho menor. Se destacan, en A y B, las zonas con mayor concentración de clastos de inclinaciones elevadas.



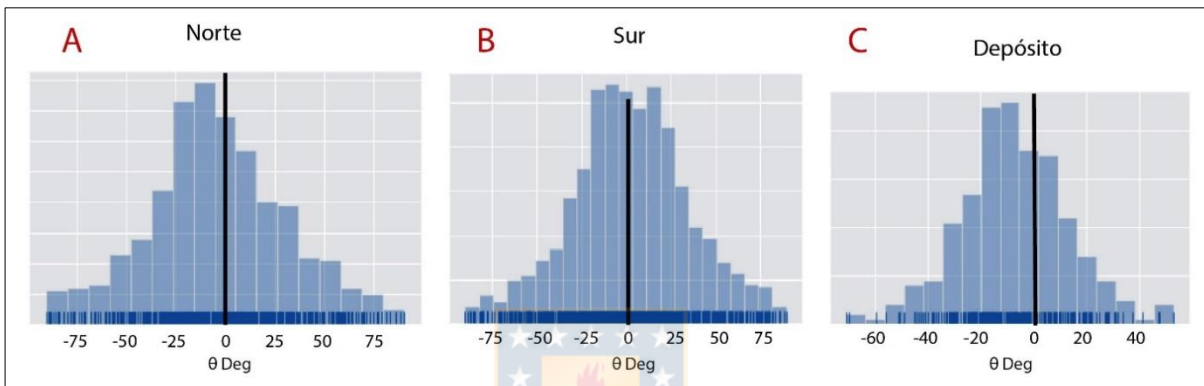
**Figura 4.15:** Distribución de la inclinación de los clastos ( $\theta$ ) respecto a la horizontal. En azul se marcan los clastos tamaño cobbles y en naranja tamaño pebbles.

La Figura 4.16, muestra la distribución espacial de los clastos, con coordenadas x e y relativas, donde se resaltan aquellos clastos con inclinaciones mayores a los  $45^\circ$ . En ambas paredes, es posible ver una mayor concentración de clastos resaltados en las partes centrales que en los bordes. En la imagen se muestra las mediciones del depósito previo a la deformación y la cuña coluvial; no incluye el extremo W de la trinchera. Por otro lado, en el depósito de referencia (Figura 4.16 C), los clastos con una inclinación mayor a los  $45^\circ$  parecen encontrarse distribuidos aleatoriamente.



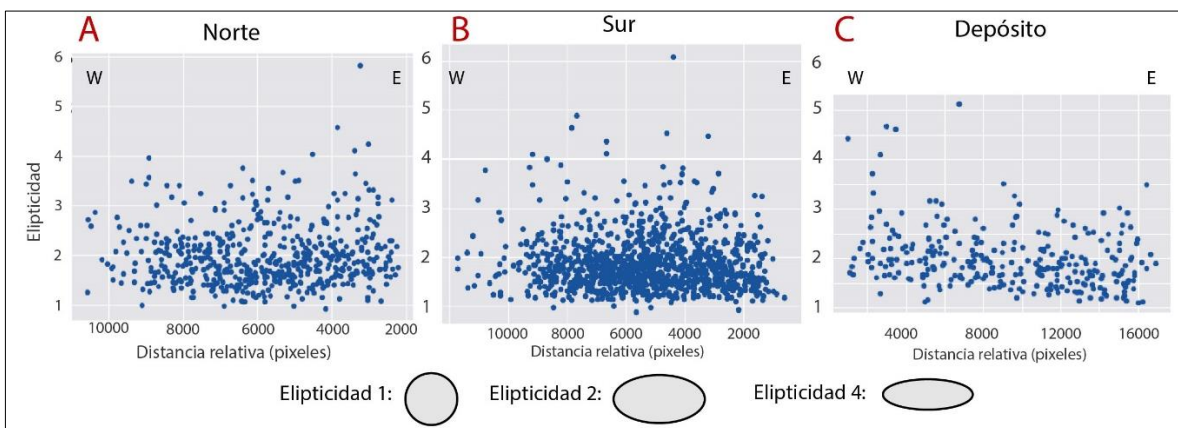
**Figura 4.16:** Representación espacial de los clastos con inclinación mayor a los  $45^\circ$  que se muestran en naranja, con respecto a las dimensiones de la trinchera.

Los histogramas (Figura 4.17) muestran la frecuencia de las inclinaciones de los clastos, siendo el valor central (0) una posición horizontal, los números negativos hacia el W y los positivos al E. Se observa una forma de la “campana” más estrecha para los clastos del depósito de referencia (Figura 4.17 C), concentrándose principalmente entre los 0 °a 10° de inclinación al E y 0° a 20° al W y con un máximo de 60°, valores que son una minoría en comparación con el total de clastos. En las paredes de la trinchera (Figura 4.17 A y B), se nota una mayor amplitud en la distribución de las frecuencias y presentan valores máximos más elevados, sobre los 75° de inclinación en ambas direcciones.



**Figura 4.17:** Histogramas con la frecuencia de inclinaciones presentadas por los clastos. La línea negra señala los 0°, es decir, la horizontalidad.

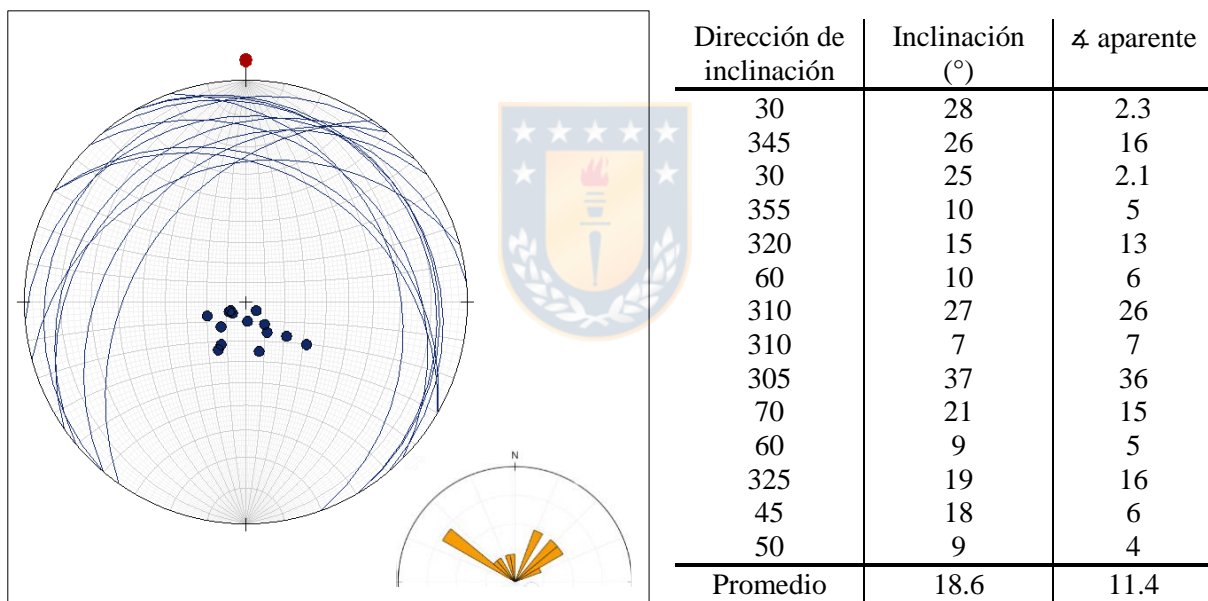
Se referirá a la elipticidad (Figura 4.18) como el resultado de  $b/a$ , siendo  $b$  el eje mayor y  $a$  el eje menor de cada clasto. Esto hace relación a la esfericidad en la descripción de partículas, sin embargo, al solo tener dos dimensiones, se limita a utilizar el concepto de elipticidad. En este caso se observa uniformidad en las tres muestras, lo que hablaría de procesos de transporte similares, que permitirían validar que corresponden a una fuente primaria similar.



**Figura 4.18:** Representación de posición de los clastos en el eje x contra su valor de elipticidad.



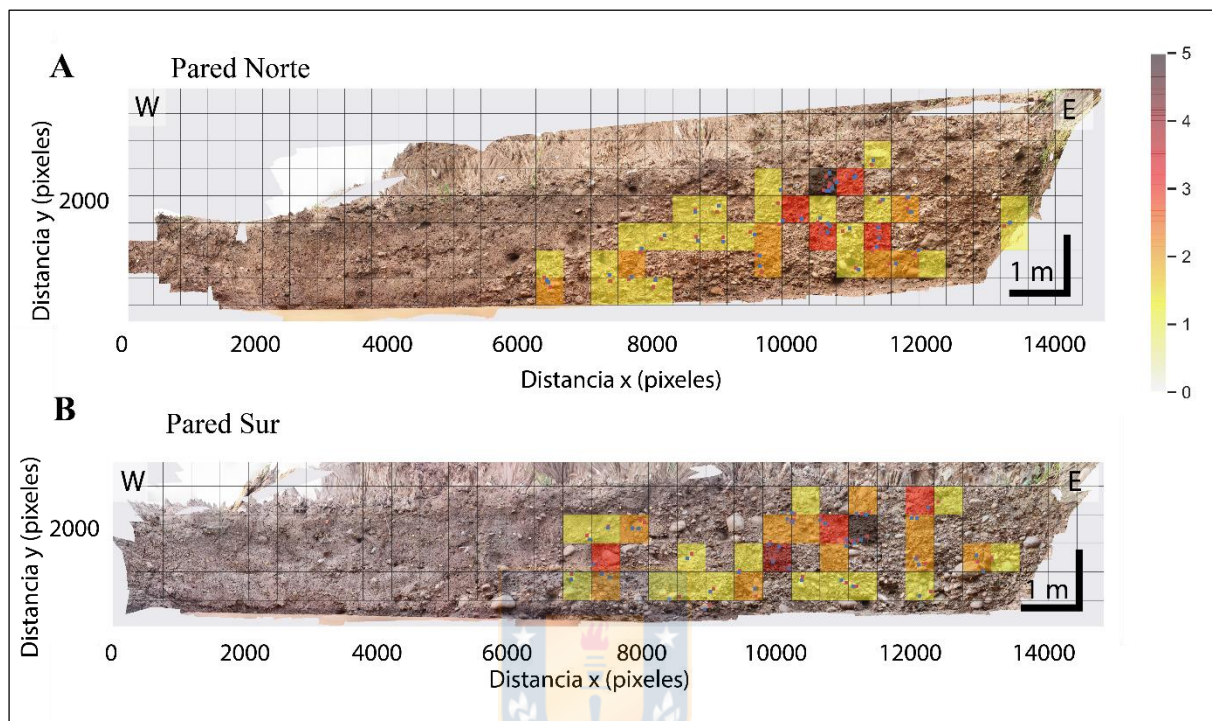
Se miden los ejes en tres dimensiones de 14 clastos de un sector de muestra, en el depósito de referencia (Figura 4.19). De esto, se obtiene que la gran mayoría de los datos de inclinación son menores a los 30°, como se había definido previamente que eran los correspondientes al depósito sin perturbación. Aunque estos no están orientados paralelos a la orientación de la fotografía (más bien están orientados principalmente WNW-ESE y ENE-WSW), al haber tomado sus medidas reales, se puede concluir que en cualquier re-proyección, estos clastos presentarían un valor incluso menor, por lo que se valida el máximo de 25° a 30° para la inclinación asociada al proceso original del depósito. Estos clastos presentan grupos con inclinación tanto al NW como al NE. Por lo que finalmente es posible definir que tal depósito cuenta con su inclinación natural variando entre 0 a 25 grados, independiente de la dirección de inclinación. Luego, los clastos sobre 30 a 35° corresponderían a anomalías, llegando a los 60°.



**Figura 4.19:** Ploteo de planos de orientación y polos en red estereográfica junto a un diagrama de roseta según la dirección del eje máximo de cada clasto a la derecha. Se indican sus respectivos valores de orientación. Al final de las columnas de dip y ángulo aparente se incluyen los promedios de estos.

En cuanto a las fracturas de clastos reconocidas, se obtiene su densidad para cada cuadrícula de 50 x 50 cm. El mapeo de estas entrega un máximo de 5 fracturas por cuadrante para la pared sur y norte respectivamente (Figura 4.20 A y B). Se observa que las zonas señaladas como concentradoras de clastos inclinados y unidades desplazadas, es donde se ubica la mayor cantidad de fracturas en ambas imágenes. Esto sería un indicador más para validar la zona de

daño que definen las fallas. Se registra también, una concentración de fracturas en la porción oeste, donde se ubica la cuña coluvial. Esto se puede observar con mayor notoriedad en la Pared Sur (B).



**Figura 4.20:** Densidad de fracturas de clastos, la grilla es representada cada 50 cm y las cantidades mayores se representan con los tonos más oscuros para cada una. a) Pared norte, b) Pared sur.

## 4.2 Datación $^{14}\text{C}$

De las 9 muestras obtenidas, 4 de ellas no pudieron ser datadas por no cumplir con los valores mínimos de peso, correspondiente a 2 mg luego de ser limpiadas y secadas (TC-230319-1, TC-230319-3, TC-280319-2 y TC-280319-4, cuyo detalle de peso se encuentra en la Tabla 3.2), otras 2 muestras no correspondían a carbón (TC-280319-3 y TC-230319-4), más bien se puede asociar con materia orgánica posterior.

Finalmente se dataron 3 muestras, cuyas edades calibradas por el laboratorio Beta Analytics se indican en la Tabla 4.1.

**Tabla 4.1:** Edades por radiocarbono calibradas usando BetaCal 3.21 y base de datos SHCAL 13 para el hemisferio sur (Hogg *et al.*, 2013).

Nombre	Edad (BP O pMC)	Edad	Profundidad (m)
TC-280319-5	102.78 +-0.38 pMC	<b>1955-1956</b>	1
TC-280319-1	110 +- 30 BP	<b>1807</b>	0.9
TC C1	105.63 +- 0.39 pMC	<b>2006</b>	1.48

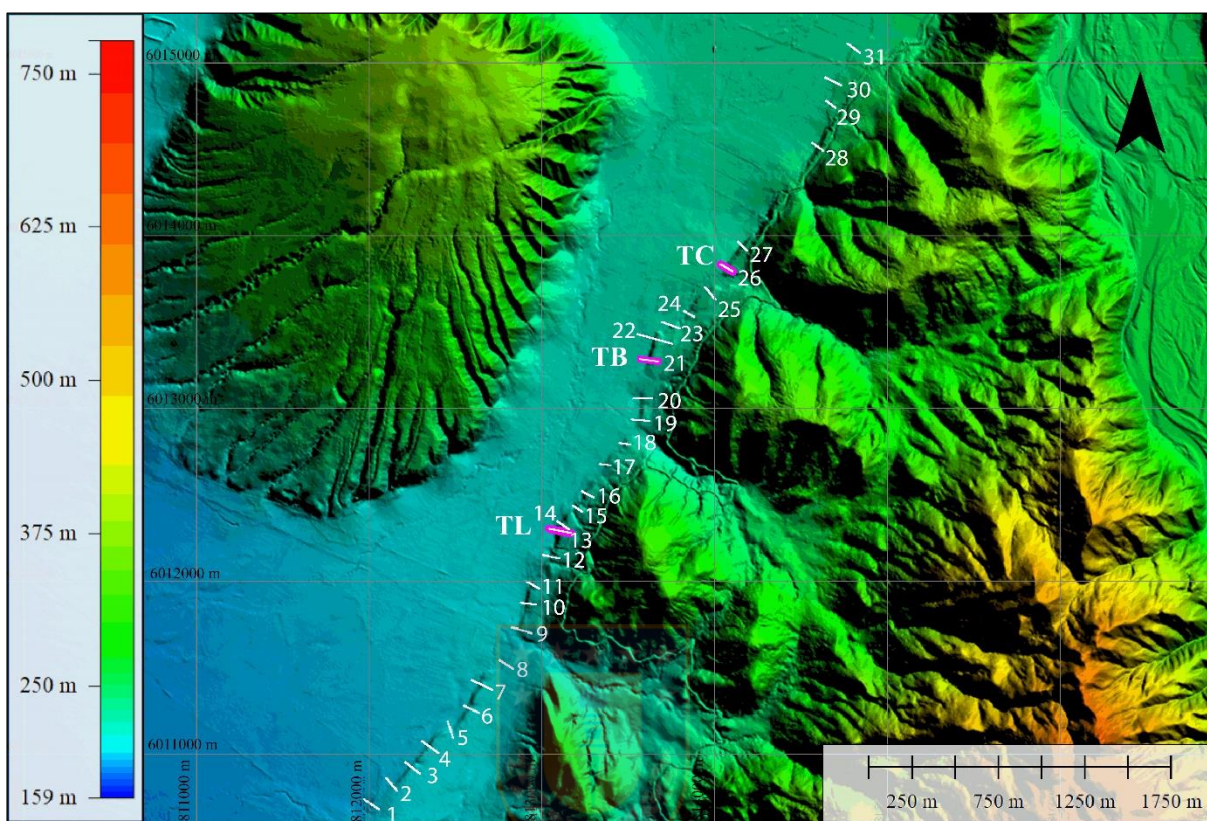
Los resultados arrojaron edades más jóvenes de lo esperado, teniendo valores de 214 años en la muestra ubicada a 0.9 m, 65 años para la muestra ubicada a 1 m de profundidad y 15 años para la muestra ubicada a 1.48 m. Estos no son coherentes con su posición estratigráfica, pues la muestra de mayor edad es la que está a una menor profundidad. Por esto, sólo se puede indicar estos valores como una edad muy mínima del escarpe. Tal situación puede deberse a diversos motivos; considerando que aquellas muestras que se lograron datar fueron recolectadas de partes más distales de la trinchera (ver ubicaciones en Figura 4.2 B), es posible que corresponda a una remoción posterior y no relacionada directamente con la formación del escarpe o bien que esté asociado a la implementación de canales de regadío en la zona. También cabe mencionar la presencia de raíces a profundidades cercanas a 1 m en la zona distal de la trinchera (porción oeste), que pueden haber afectado en la toma de muestras.

La disponibilidad de carbón es fundamental para realizar este tipo de análisis y en este caso, si bien se extrajeron muestras cercanas a la cuña coluvial, estas no proveyeron de suficiente material para ser datados.

### 4.3 Modelo de difusión de escarpe

Para la aplicación del modelo de difusión de escarpes, se consideran inicialmente 31 perfiles con separaciones de 100 a 200 metros entre sí (Figura 4.21) y cuyas coordenadas específicas se adjuntan en el Anexo 3.1. Los perfiles indicados en magenta corresponden a las trincheras estudiadas, de norte a sur: Trinchera Cerda en esta memoria (TC), Trinchera Barros (Vega, 2021) y Trinchera Lupe (Sepúlveda, 2019). Para cada uno de los perfiles numerados, se presentan en este apartado los valores de  $kt$  obtenidos del procesamiento de datos, considerando 1, 2 y 3 eventos constructores del escarpe. La posibilidad de múltiples eventos se evalúa dada

la incongruencia entre el rechazo vertical medido en el mapeo de unidades y el SO, por lo que, al aplicar el método, no se considera una separación horizontal entre eventos.

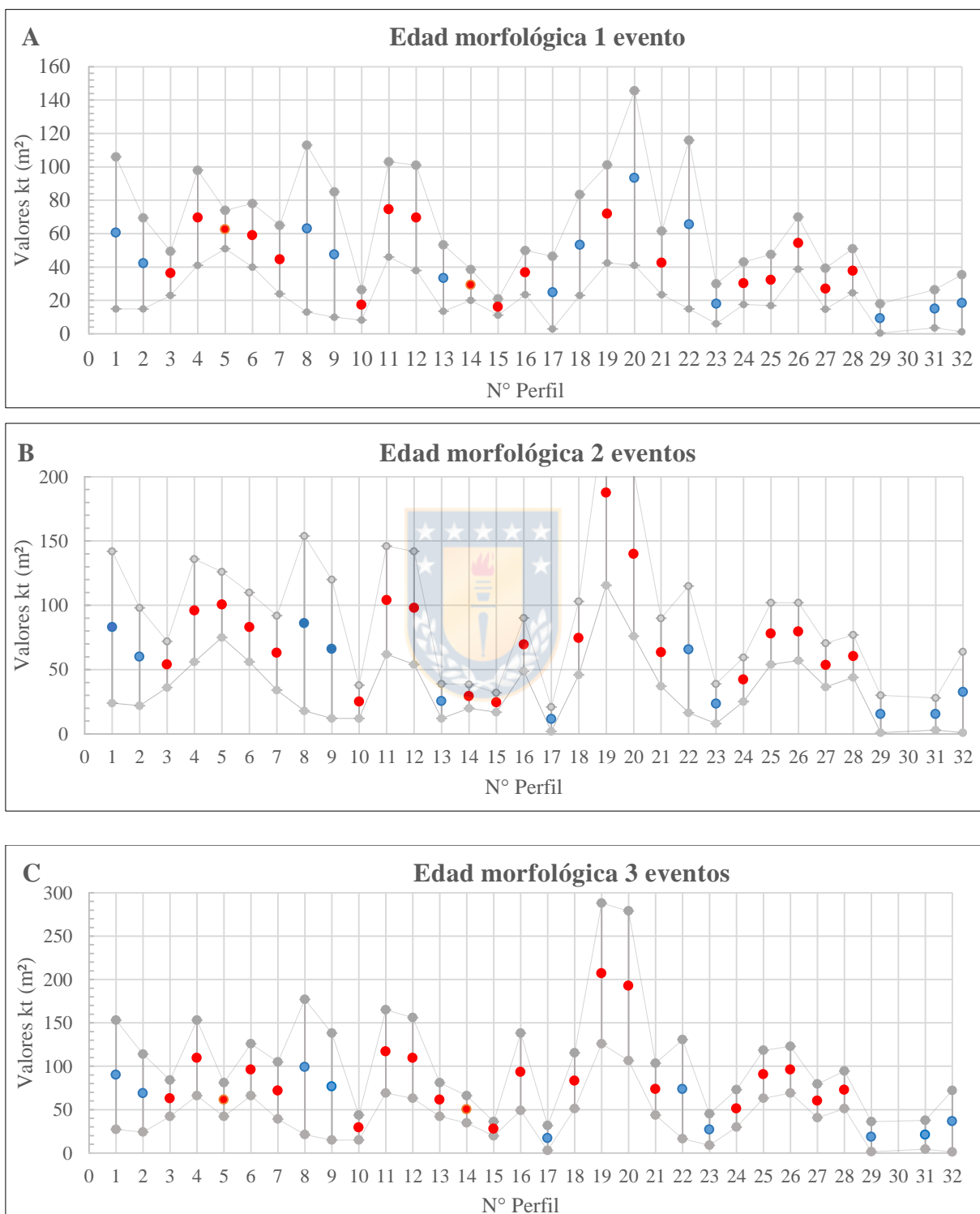


**Figura 4.21:** Ubicación de perfiles topográficos. En magenta se destacan las trincheras estudiadas: TC: Trincheras Cerda; TL: Trincheras Lupe; TB: Trincheras Barros.

#### 4.3.1 Edades morfológicas

En los siguientes gráficos (Gráfico 4.1) se resumen los resultados para los 31 perfiles, obteniendo 3 valores de la forma  $\kappa t \pm \text{error}$  para cada perfil, correspondiendo a la evaluación de edad morfológica considerando solo 1, 2 y 3 eventos formadores del escarpe. El valor mínimo y máximo al considerar este error calculado según la sección 3.3 ( $\kappa t - \text{error}$  y  $\kappa t + \text{error}$ ), se representa en los puntos grises, se incluyen las líneas grises para visualizar de mejor forma las variaciones de los resultados a lo largo del escarpe. Entre menor es la diferencia entre los puntos grises y naranjos/azules, menor será la incertidumbre de estos resultados. La incertidumbre asociada, considerando un promedio de todos los resultados, es de 50 a 53%, llegando a un 90% en algunos casos. Para el análisis, se descartan los perfiles con incertidumbres sobre 52% para obtener resultados finales más certeros. Para los perfiles descartados, se indica el valor  $\kappa t$  con puntos azules. Para el análisis definitivo entonces, se

consideraron los resultados de 21 perfiles, que exhiben un error promedio de 30 a 38% y se indica su valor  $kt$  con puntos rojos en el Gráfico 4.1.



**Gráfico 4.1:** Conjunto de gráficos de valores de  $\kappa t$  con sus valores centrales, mínimos y máximos separados según los escenarios utilizados. Puntos en rojo son aquellos con un error menor a un 50%. Notar la amplitud de rango en algunos perfiles, que son los que tienen una mayor incertidumbre asociada y por lo tanto fueron descartados. Las líneas grises se utilizan para una mejor visualización de la falta de traslape entre los rangos entregados.

Entre los perfiles que no se consideraron debido a su alto error, se puede argumentar, para los números 1, 2, 8, 9, 17 y 18 (en Anexo 3.3), el hecho que se encuentran en una zona influenciada por un cono aluvial activo, el cual puede haber contribuido a una atenuación del escarpe. Los perfiles 29, 30 y 31, por su parte, presentan SO relativamente pequeños, entre 1.3 y 0.8 m. Esto explicaría el bajo nivel de ajuste de los perfiles modelados con respecto al perfil topográfico, especialmente con respecto a 2 y 3 eventos, donde los datos ingresados en el código facilitado, son de  $\frac{1}{4}$  y  $\frac{1}{6}$  de estas medidas de SO. Además, su cercanía con la zona afectada por el cauce actual del río Achibueno puede haber sido un agente importante en su degradación. Los factores externos van contra los supuestos considerados por el método (Sección 3.4) por lo que, por un lado, disminuye su fiabilidad y por otro no podrían ser evaluados con los mismos valores de constantes de difusión, que tiene relación con los procesos que influyen en la degradación del escarpe y, en este caso, estarían siendo controlados por distintos factores.

Dada la dispersión de datos visible en el Gráfico 4.1, al no existir una zona de traslape que incluya a todos los rangos de edad morfológica resultantes, y para poder definir los resultados con valores representativos, se abordan los datos desde un punto de vista estadístico. Primero, para conocer la distribución de los datos, se realizó la prueba de normalidad Shapiro Wilk que se usa para muestras pequeñas (menor a 50 elementos) y apunta a conocer si el conjunto de datos rechaza la distribución normal. Al aplicar el test a los datos, se obtiene un valor conocido como estadístico de prueba W. Tal valor se compara con el valor crítico ( $VC_{\alpha,n}$ ) entregado por tabla según el número de datos (n) y para un nivel de significancia  $\alpha = 0,05$  (proveniente de  $[1-0,95]$ , donde 0,95 es el nivel de confianza expresado como decimal). Si  $W > VC_{\alpha,n}$ , entonces se concluye, con un nivel de confianza del 95%, que la muestra proviene de distribución normal.

Se analiza el comportamiento de los datos de  $\kappa t$  obtenidos, luego de filtrar aquellos perfiles con porcentaje de error elevado (puntos azules en Gráfico 4.1). Para el modelo de 1 y 2 eventos, el valor W correspondiente es mayor al  $VC_{\alpha,n}$ , por lo tanto se puede asociar a una distribución normal. Así, su representación más adecuada refiere a la media  $\mu$  y desviación estándar  $\sigma^2$ . En

cuanto a los datos asociados a un tercer evento, el test arroja valor  $W < VC_{\alpha,n}$ , por lo que se rechaza una distribución normal y, por ende, estos datos se deben representar por su mediana y el rango intercuartil ( $Q_1-Q_3$ ).

Para los tres grupos de datos de  $\kappa t$  (1, 2 y 3 eventos), se presentan sus histogramas en el conjunto del Gráfico 4.2. Se muestran dos histogramas para cada set de datos, con barras de intervalos cada 15 m<sup>2</sup> (Gráfico 4.2 A, D y G) y 20 m<sup>2</sup> (Gráfico 4.2 B y E). Para el modelo de 3 eventos se incluyen intervalos de 30 m<sup>2</sup> (Gráfico 4.2 H) para abarcar de mejor manera la amplitud de sus datos. La tercera columna (Gráfico 4.2 C, F e I) corresponde a gráficos de caja (*Boxplot*), muy útiles para representar los estadígrafos descriptivos de cada grupo de datos. Tales gráficos se describen a continuación.

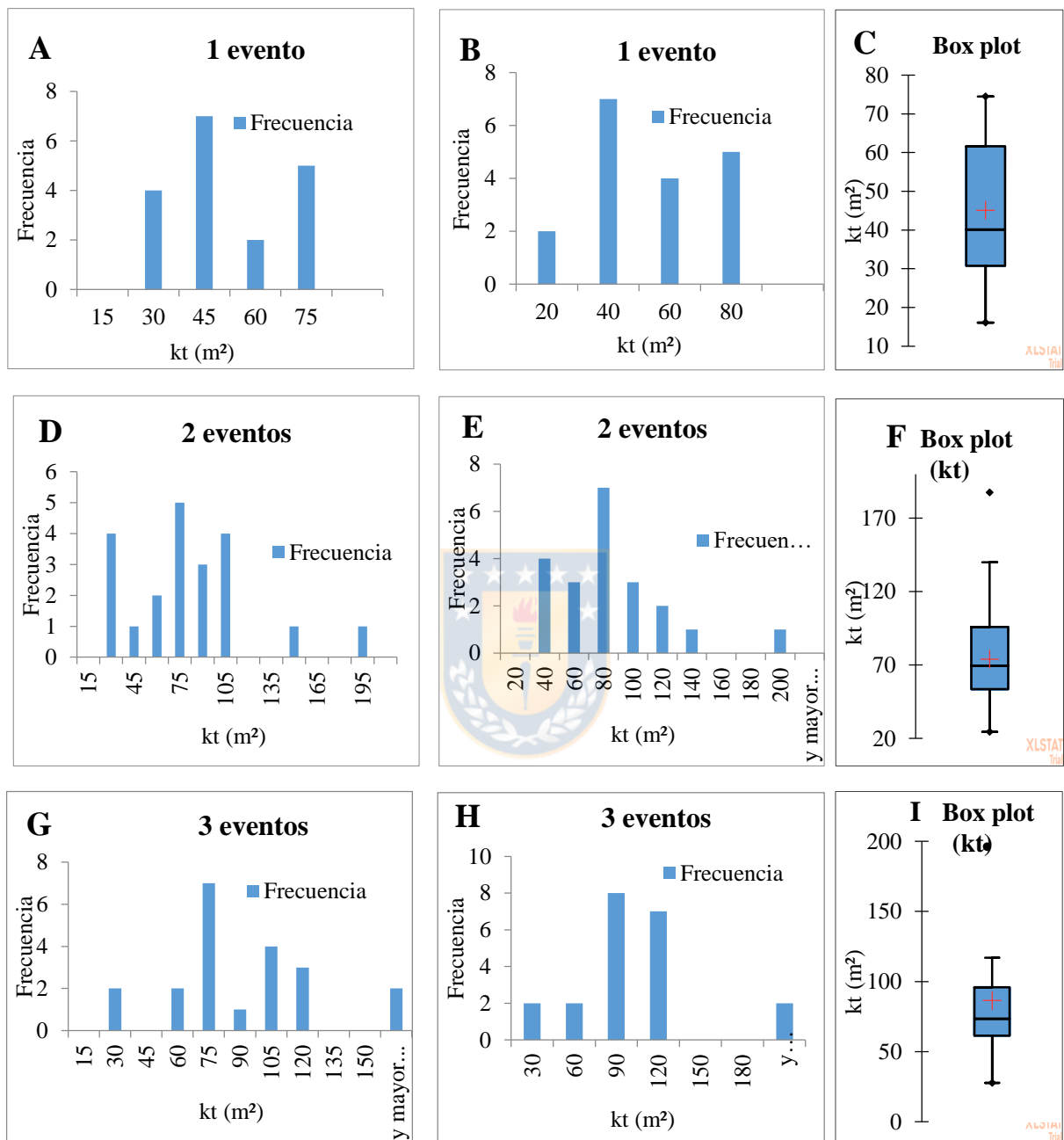
Para 1 evento (Gráfico 4.2 A, B y C), se marcan dos peaks, en los intervalos 30-45 m<sup>2</sup> y 60-75 m<sup>2</sup> en A, y en los intervalos 20-40 m<sup>2</sup> y 60-80 m<sup>2</sup> para B. Su *box plot* C marca una concentración del 50% de los valores entre 30 y 62 m<sup>2</sup> y los *outliers* se marcan sobre 70 m<sup>2</sup> y menor a 20 m<sup>2</sup>.

Para 2 eventos, también se encuentran dos concentraciones principales de valores, aunque con menor definición que para 1 evento. En este caso, están en los intervalos 15-30 m<sup>2</sup> y 60-75 m<sup>2</sup>, incluso pudiendo llegar hasta los 105 m<sup>2</sup> en D, y de 20-40m<sup>2</sup> y 60-75m<sup>2</sup> en E. Se observa una dispersión de datos mayor a la exhibida por el modelo de 1 evento, sin embargo, el 50% de sus datos varían entre 56 y 93m<sup>2</sup>. Sobre 140 m<sup>2</sup> presenta solo un valor, considerado como anómalo (*outliers* según *boxplot* F).

Para 3 eventos, los valores resultantes son mayores a los otros modelos y no se observa alguna tendencia de comportamiento bimodal. La mayor concentración se encuentra entre los 60 y 120 m<sup>2</sup> (H), teniendo sobre estos solo dos valores en 192 y 207 m<sup>2</sup>, los que se consideran anómalos (*outliers* según *boxplot* I). El 50% de sus datos están bastante concentrados, entre 61,5 y 96 m<sup>2</sup>.

Si bien la prueba de Shapiro Wilk sugiere normalidad de los datos resultantes de 1 y 2 eventos, en los histogramas respectivos (Gráficos 4.2 A, B, D y E), se identifican dos peaks principales. Esto puede sugerir un comportamiento bimodal de los resultados, por lo que se proceden a analizar por separado. Los datos son separados en 2 grupos limitados, para 1 y 2 eventos, en 50 y 55 m<sup>2</sup> respectivamente, estas divisiones se definen de acuerdo al valor medio entre los límites

de peaks mencionados para 1 y 2 eventos. Con esto, se pretende definir valores representativos de los peaks descritos, con lo que se podría evaluar una formación del escarpe en 2 pulsos.

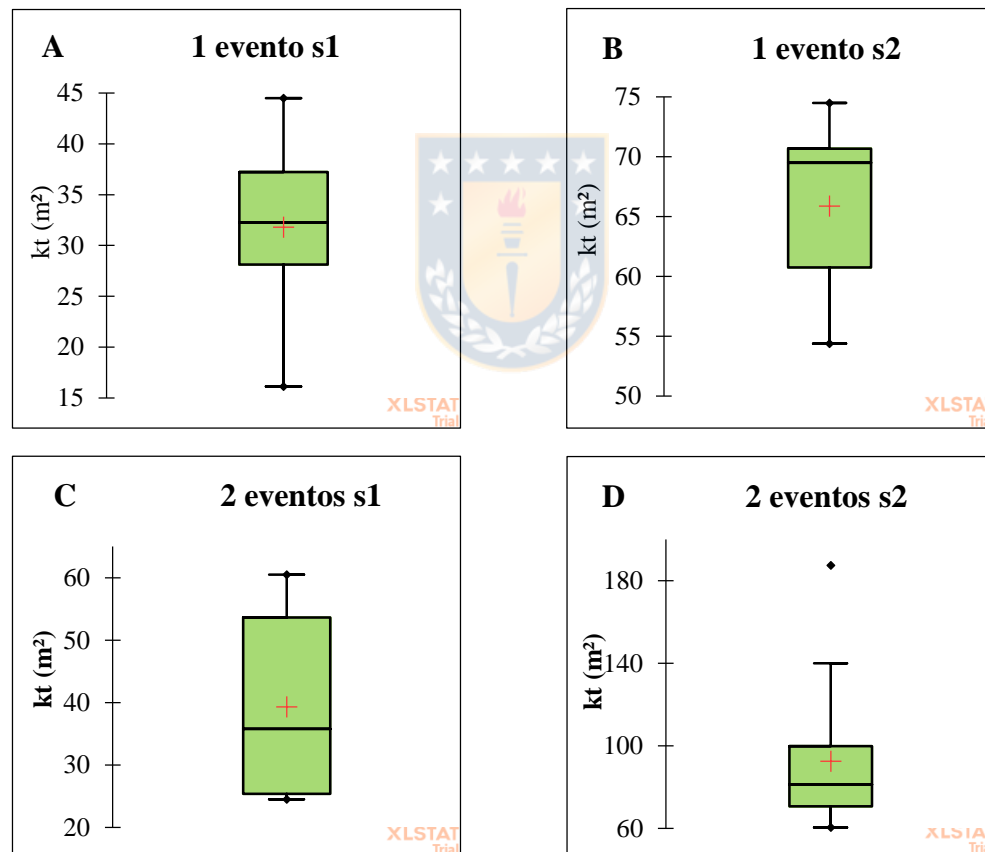


**Gráfico 4.2:** Histogramas de frecuencias y *box plot* de edades. En los histogramas, se observan las tendencias de frecuencia de edades a distinta amplitud de intervalos. A la derecha gráfico tipo *boxplot* para representación de estadígrafos de tendencia central para cada escenario. La cruz roja representa el promedio y la línea en el centro corresponde a la mediana.



Se realizan gráficos *boxplot* de cada sección definida para los escenarios de 1 y 2 eventos. El grupo de edad menor ( $0$  a  $55$   $m^2$ ), se identifica como Sección 1 (S1) y se observa en el Gráfico 4.3 A y C. El grupo de mayor edad ( $> 55$   $m^2$ ), se identifica como Sección 2 (S2) en el Gráfico 4.3 B y D. Se comprueba mediante el test de normalidad Shapiro Wilk, que ambos subgrupos poseen distribución normal, por lo que se representan por sus estadígrafos de tendencia central  $\mu$ ,  $\sigma^2$ . En el conjunto del Gráfico 4.3, se observa una mejor concentración de datos que para los gráficos que incluyen el modelo de escarpe completo. Los valores representativos de estas secciones, para 1 y 2 eventos, se indican en la tabla 4.2. Ahí, se incluyen también los valores resultantes al considerar el escarpe completo. La columna designada como Tendencia central, es la representante del conjunto de datos, ya sea media o mediana según corresponda.

4



**Gráfico 4.3:** *Boxplot* de representación para secciones de 1 y 2 eventos de acuerdo a las divisiones marcadas en 50 y 55  $m^2$  respectivamente.

**Tabla 4.2:** **Resumen de edades morfológicas.** Valores resultantes de los 21 perfiles en la sección única. Se representa por la media en 1 y 2 eventos y mediana en 3 eventos. S1 y S2 son las secciones en que se dividió los resultados de acuerdo a los peaks reconocidos en los histogramas de 1 y 2 eventos.

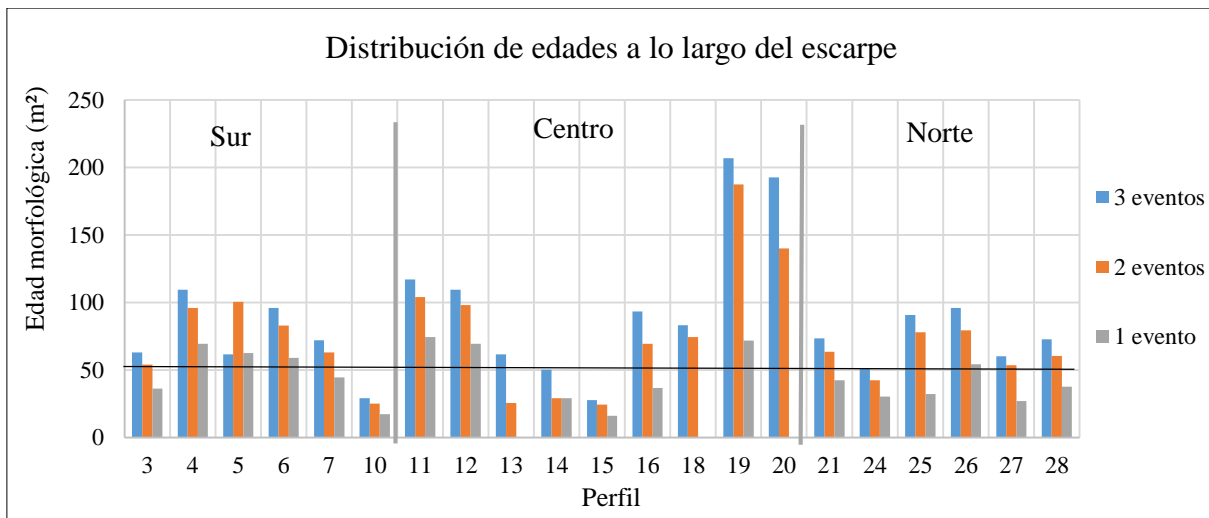
Escenario	Sección	Tendencia central (m <sup>2</sup> )	Error asociado %	Error (m <sup>2</sup> )
1 evento	Única	45.1	38.48	17.35
	S1	32.3	40.71	12.95
	S2	69.5	34.97	24.30
2 eventos	Única	73.8	37.32	27.54
	S1	35.8	38.95	13.94
	S2	81.25	36.5	29.65
3 eventos	Única	73.5	37.18	27.32

Al evaluar el valor de  $k_t$  considerando un resultado que abarque el escarpe completo, se realiza entonces considerando la media para los modelos de 1 y 2 eventos y la mediana para el modelo de 3 eventos. Los resultados se indican en la tabla 4.2, en Sección: Única. Sin embargo, como ya se mencionó, no existe una zona de traslape que incluya todos los perfiles.

En general, en relación a la posición de los perfiles y sus edades (Gráfico 4.4), es posible decir que la mayoría de los perfiles de la zona norte (21 a 28) entregan valores bajos, variando entre  $k_t$  de 25 a 45 m<sup>2</sup> aproximado, lo siguen los de la zona sur (perfiles 3 a 10) que oscilan alrededor de los 60 m<sup>2</sup> y algunos menores, y los del centro (perfiles 11 a 20), que son los que presentan las edades morfológicas más antiguas, llegando cercano a los 70 m<sup>2</sup> para un evento, así como también las más jóvenes, cercanas a los 20 m<sup>2</sup>. Para modelos de 2 y 3 eventos los valores entregados son algo mayores, lo que es más notorio en los perfiles 16, 19 y 25.

En cuanto a las trincheras excavadas TC y TL, sus valores individuales se indican en la Tabla 4.3. Si bien las cifras no son tan cercanas, el rango de error permite un cierto traslape entre ambas ubicaciones, para el caso de ser formadas ambas por el mismo evento. Este traslape está entre los 53,3 y 38,8 m<sup>2</sup> en el escenario de 1 evento, lo que indicaría que corresponden al evento más joven.

La totalidad de resultados para cada escenario, de cada perfil se encuentran en el Anexo 3.2.



**Gráfico 4.4:** Representación de los resultados de edades según posición en la transecta de la traza de falla, siendo el número menor, el perfil ubicado más al sur. Se separa según los dominios Norte, Centro y Sur. La línea negra horizontal indica la separación considerada para definir S1 y S2.

**Tabla 4.3:** Resumen de edades para perfiles con excavación de trincheras. TC: Trinchera Cerda, TL: Trinchera Lupe.

Perfil	N° ev	kt (m <sup>2</sup> )	error (m <sup>2</sup> )	error %
13 (TL)	1	33,4	19,9	59,55
	2	25,5	13,5	52,94
	3	61,5	19,5	31,71
26 (TC)	1	54,4	15,6	28,74
	2	79,5	22,5	28,30
	3	96,0	27,0	28,12

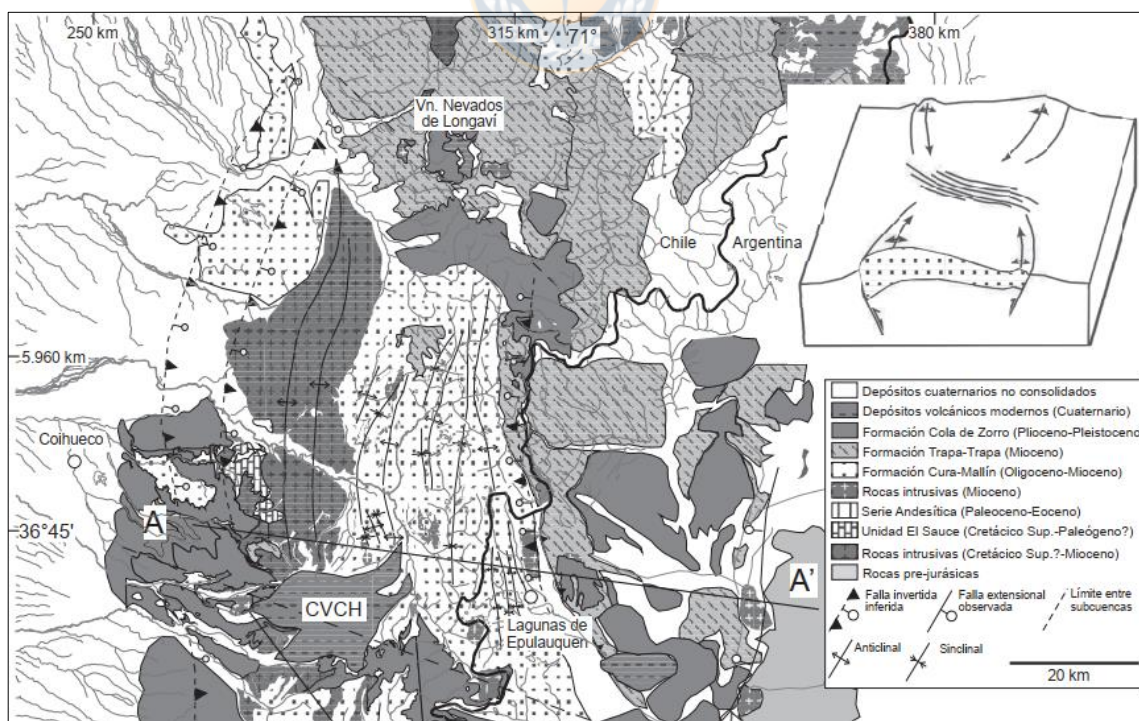
## 5. SÍNTESIS Y DISCUSIÓN

Los resultados entregados en la sección anterior aportan material para un análisis comparativo y cuantitativo. Además, se presentan antecedentes sobre la tectónica a los 36°S a una escala temporal más amplia que la tratada previamente.

### 5.1 Actividad tectónica a largo plazo a los 36°

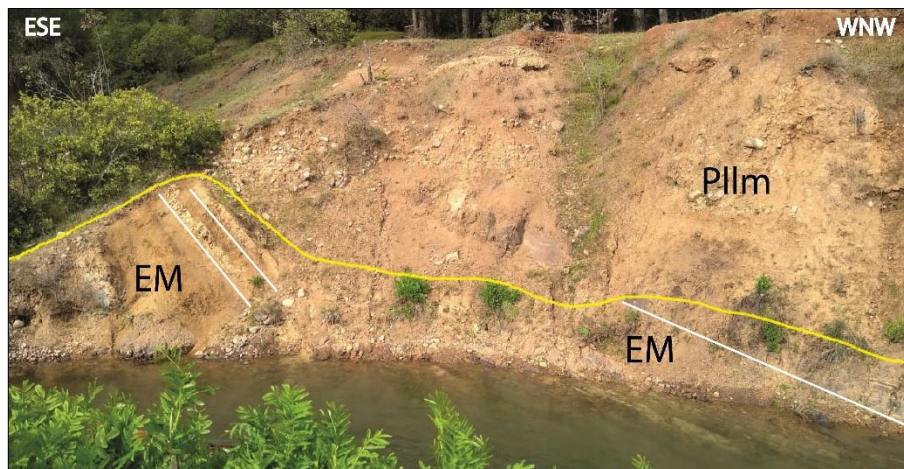
Respecto a evolución a largo plazo del Cabalgamiento Andino Occidental, se pueden destacar algunas características que aportan a la discusión sobre la influencia tectónica a mayor escala temporal en la zona. Entre estos antecedentes se pueden listar:

a) Las estructuras al norte y sur de la zona: se ha indicado la existencia o inferencia de estructuras inversas a lo largo del frente andino occidental tanto al norte como al sur de los 36°S, que responden a aquella deformación inducida por la inversión tectónica que conllevó al cierre de la cuenca de Abanico (Mioceno Inferior), favorecida por las zonas de debilidad heredadas de las previas estructuras extensionales correspondientes al borde occidental de la cuenca (Ej: Radic, 2010; Farías 2007). La Figura 5.1 permite asociar una correspondencia geográfica aproximada de la zona de estudio con la estructura inversa más occidental.



**Figura 5.1:** Mapa geológico de la subcuenca Chillán, y ubicación inferida de los bordes de cuenca afectada por inversión tetónica. Tomado de Radic (2010).

b) Evidencias locales de actividad tectónica como basculamiento de la Fm Abanico, la que se encuentra en la zona con una inclinación de 30-40° al W (Figura 5.2) en afloramientos ubicados al Este del escarpe.



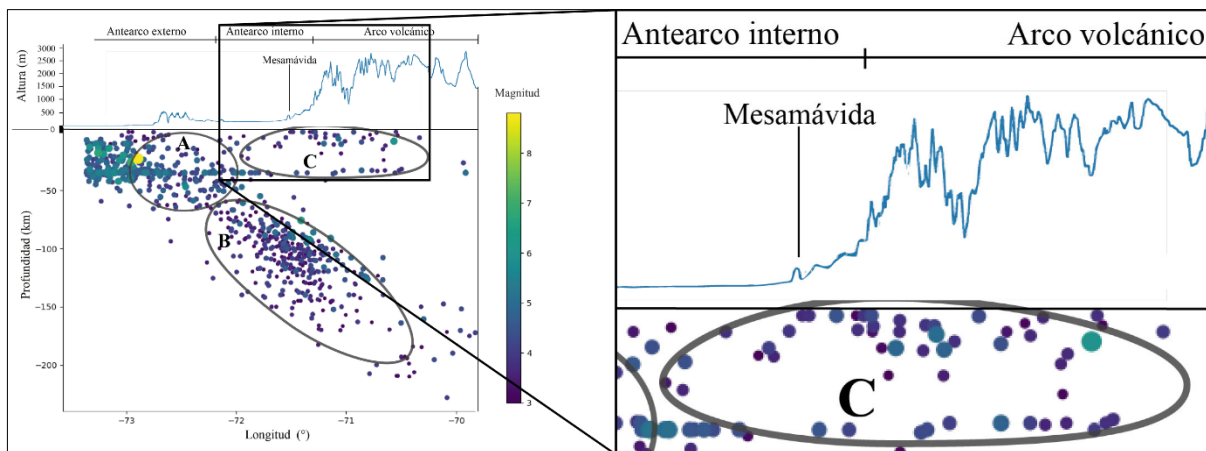
**Figura 5.2: Contacto entre Formación la Montaña y Formación Abanico.** Contacto marcado en amarillo y se indica en blanco la orientación aparente de la formación Abanico, aflorando en la ribera Este del canal Melado. Bajo el nivel del agua también se logra visualizar la inclinación de esta Formación.

c) Se identifican lentes de arena deformados a lo largo de los afloramientos expuestos en el lado Este del canal Melado, donde se exhiben en paredes despejadas para la construcción del canal artificial hecho con orientación aproximada N-S.

d) La existencia de sedimentos conglomerádicos asociados a depósitos fluviales y aluviales, ubicados a elevadas alturas, los que difícilmente han sido afectados solamente por cambios en los niveles eustáticos en el nivel de base de los drenajes.

Considerando los antecedentes anteriores, es posible señalar esta ubicación a los 36°S, como una zona poseedora de una señal tectónica notoria en la evolución a largo plazo del frente andino occidental.

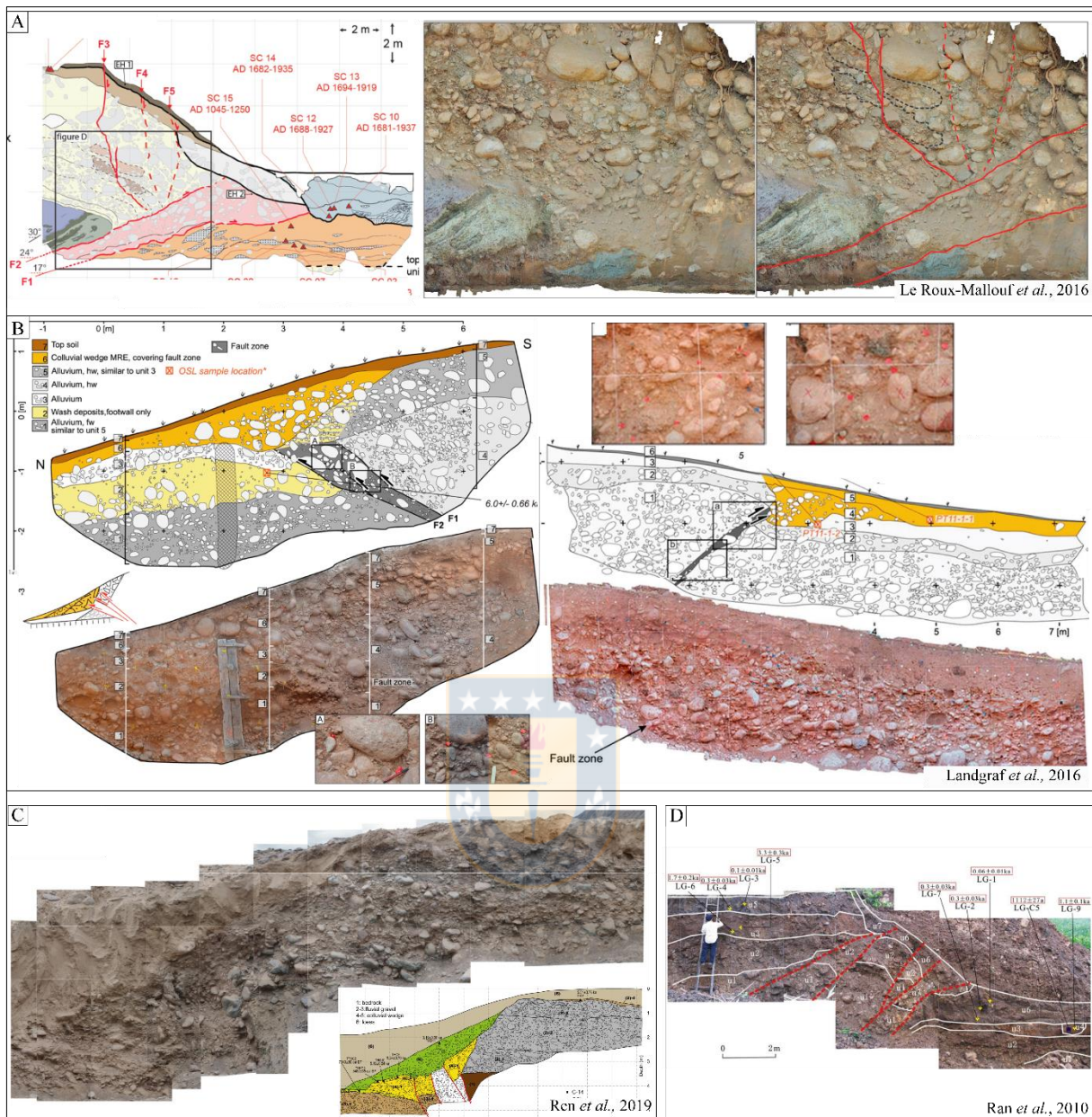
Finalmente, se menciona la sismicidad cortical actual en la zona de antearco interno con magnitudes entre 3 y 4, visible en la Figura 5.3, donde se presentan los datos disponibles entre 35,5°S hasta los 36,5°S.



**Figura 5.3:** Detalle de perfil de sismicidad actual entre los 35,5°S y 36,5°S obtenido de los catálogos de USGS. En C se resaltan los sismos corticales.

## 5.2 Trinchera paleosismológica

Recopilando los datos entregados en esta memoria, se podría plantear la participación de procesos no tectónicos para el origen de los atributos descritos; como la presencia de clastos fracturados o inclinados que, por ejemplo, podrían ser dados por un origen sedimentario. Sin embargo, a lo largo de diversos estudios paleosismológicos a nivel mundial en depósitos no consolidados, la coincidencia espacial de clastos rotados, fracturas de clastos con orientación paralela al escarpe, sumado a discontinuidad lateral y plegamiento de capas, concentrados en una zona acotada, han sido interpretados con un origen tectónico asociados a ruptura cósmica (Meghraoui *et al.*, 2016; Deng & Liao, 1996; Beanland *et al.*, 1986; Kelsey *et al.*, Landgraf *et al.*, 2016; Kübler *et al.*, 2017; Ran *et al.*, 2010). Ejemplos de este tipo se muestran en la Figura 5.4, donde se aprecia las formas que toma la actividad de fallas inversas en depósitos no consolidados de gravas. Estas estructuras están presentes en A) la zona frontal del Himalaya en Bután (Le Roux-Mallouf *et al.*, 2016) B) en la parte norte de las montañas Tien Shan en Kirgistán (Landgraf *et al.*, 2016) C) la Falla Yumu Shan en el noreste del Tibet (Ren *et al.*, 2019) y D) la Zona de Falla Longmenshan en China (Ran *et al.*, 2010). La deformación que exhiben estos estudios no se da de la misma manera que en roca consolidada (sin indicadores cinemáticos), ya que puede darse de una forma difusa, a lo largo de zonas de falla o indicadores de deformación como los ya mencionados.



**Figura 5.4:** Evidencias de deformación producto de fallas inversas en depósitos no consolidados de gravas. A) Falla Yumu Shan en el noreste del Tibet con estructuras subverticales asociadas a colapso de la punta en la pared colgante y zona de deformación métrica entre F1 y F2. B) Definición de zonas de falla de hasta 1 m por discontinuidad de unidades, clastos rotados, fracturados y algunos brechizados. C) Desplazamiento desarrollado en una zona de falla con fábrica de clastos inclinados y estructuras subparalelas desplazando unidades paleosísmicas. El número de eventos se reconoce por la cantidad de cuñas coluviales y el desplazamiento de unidades. D) Trincheras excavadas luego del terremoto de Wenchuan Mw 7.9 que causó desplazamiento cósmico y reactivación en el sector derecho de la zona de falla. Imágenes tomadas de Le Roux-Mallouf *et al.* (2016), Landgraf *et al.* (2016), Ren *et al.* (2019) y Ran *et al.* (2010).

En cuanto a la trincheras estudiada en esta memoria, el análisis de los clastos permite identificar bandas definidas por inclinaciones mayores a los 35°, las que están espacialmente relacionadas

a zonas donde las unidades paleosismicas se encuentran desplazadas y donde además, existen clastos fracturados; las fracturas, comúnmente, presentan un rumbo subparalelo al escarpe, lo que puede indicar un origen dado por esfuerzos coincidentes. Por esto, se indican estos valores de inclinación como anómalos, cuyo origen estaría asociado al desplazamiento de unidades a través de estructuras.

De acuerdo a estos antecedentes, se definen por pared, zonas de daño correspondientes a aquellas donde ocurre separación de unidades y clastos rotados y/o fracturados y se representan en la Figura 5.5. En esta figura, se muestra la interpolación de acuerdo al método IDW (*Inverse Distance Weight*) de la inclinación de los ejes máximos de los clastos, medidos en terreno (en anaranjado en Figura 5.5) y en fotomosaico (en azul en Figura 5.5) y se indica la ubicación de los clastos fracturados cuyos planos fueron medidos. Esta representación permite destacar aquellas porciones del escarpe con una mayor concentración de atributos relacionados a tectónica.

En la Figura 5.5, las trazas en rojo se marcan por contener clastos fracturados e inclinados y desplazamiento aparente de unidades a lo largo de estas trazas, por lo que se señalan como fallas (F1 y F2). Aquellas trazas marcadas en negro sólo cuentan con uno o dos de estos criterios: línea segmentada para clastos fracturados y línea continua para bandas de clastos orientados. Con esto se definen zonas de daño de aproximadamente 4 m de ancho (Figura 5.5), las que están afectando con mayor intensidad al bloque colgante.

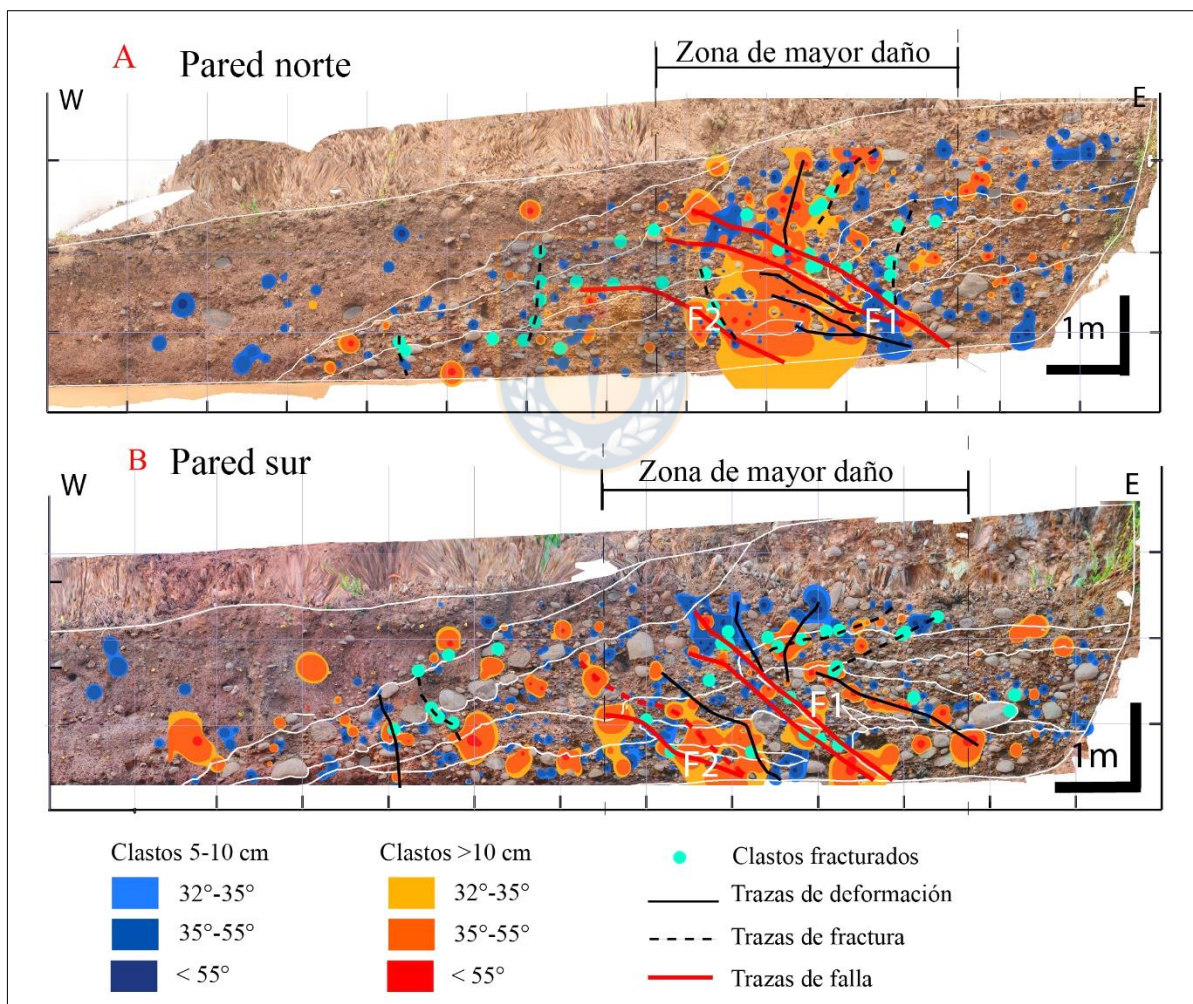
Si bien existen trazas de clastos inclinados y fracturados en la parte más occidental, estas afectan a la cuña coluvial y, por lo tanto, se consideran como posteriores a la deformación asociada a las fallas F1 y F2 y no se incluyen dentro de la zona de daño, además de no presentar desplazamiento de unidades.

A continuación se describen las estructuras identificadas como fallas (F) y fracturas (Fr) en la Figura 5.6, correspondiente a la interpretación final de la trinchera con todos los resultados integrados. La Figura 5.7 muestra en detalle algunas de las características descritas y exhibe las evidencias visibles en esta trinchera.

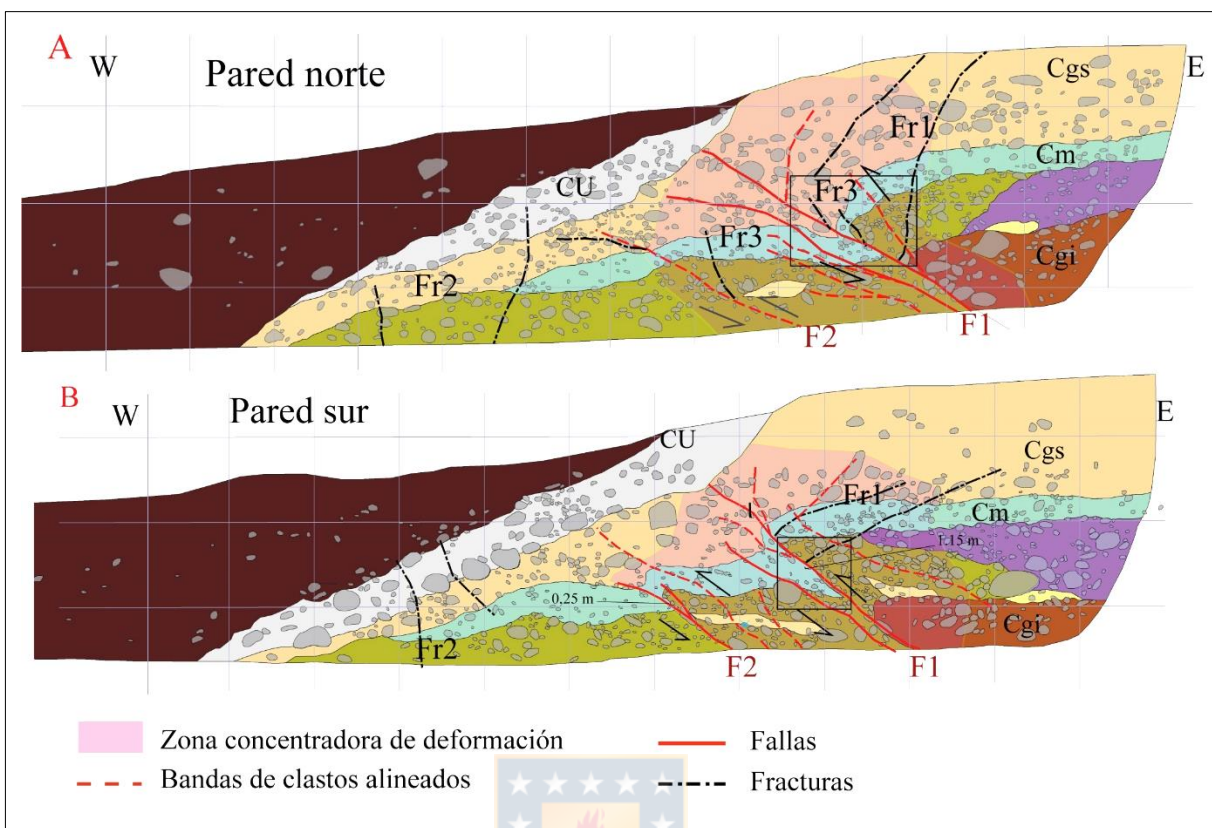


### 5.2.1 Falla 1 (F1)

Corresponde a una estructura compuesta de dos trazas, entre las que ocurre además una zona de brechización de la unidad Cm. De acuerdo al movimiento de las unidades, es una falla inversa con vergencia oeste, de ángulo intermedio a bajo. Presenta un rechazo vertical de 70 cm y 115 cm de separación en el manto o movimiento aparente, dislocando a la unidad de conglomerado medio (Cm) de forma notoria, además de truncar lateralmente a la unidad de conglomerado grueso inferior (Cgi) (Figura 5.6). La unidad lenticular (Lcm) también se ve afectada por esta estructura puesto que se identifica hacia el W de la falla en una posición inferior. La estructura está limitada por la cuña coluvial.



**Figura 5.5:** Ploteo generalizado de trinchera con interpolación IDW a) Pared norte. b) pared sur. Los clastos de 5 a 10 cm (contornos azules) son aquellos medidos en los mosaicos. Los clastos >10 cm (contornos anaranjados) son aquellos medidos en la trinchera. Se incluyen contornos según concentración de fracturas y trazas de sectores afectados por deformación, considerando 1 o más criterios.



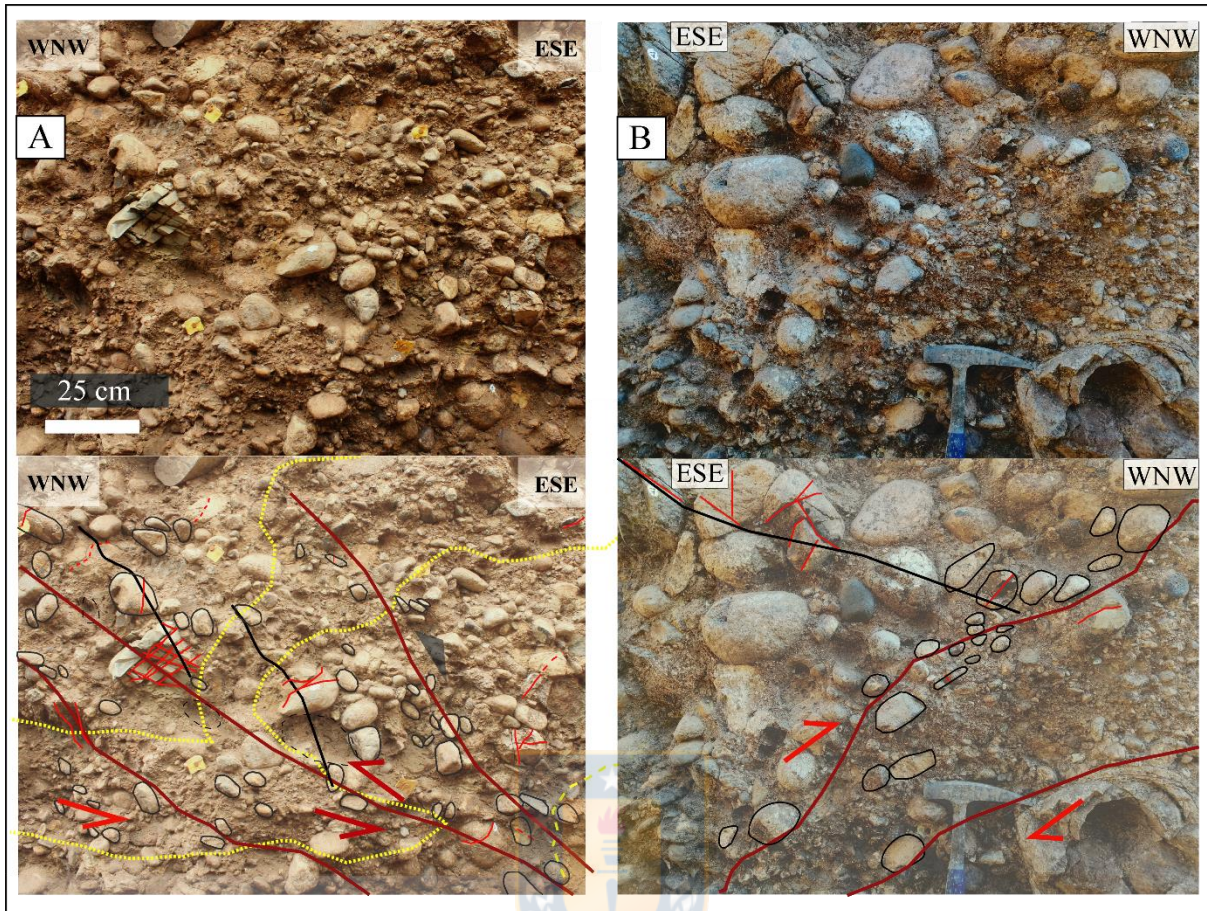
**Figura 5.6:** **Resultado de unidades y estructuras integradas.** Se identifican las fallas F1 y F2, fracturas Fr y las bandas de clastos alineados que contribuyen a la definición de zona concentradora de deformación designada en púrpura. Leyenda de unidades corresponde a la Figura 4.2. Los rectángulos negros indican la posición de las Figuras 5.7 A y B.

### 5.2.2 Falla 2 (F2)

Es una estructura de menor magnitud que F1, con inclinación aparente de 30-35°E en general. En ella, sólo se reconoce dislocación de unidades en la pared sur, presentando un rechazo vertical de 15 cm. En la pared norte es posible asociarla a una leve flexura en la unidad de conglomerado medio y fracturas de clastos. Ambas paredes presentan un porcentaje importante de clastos rotados en su cercanía (Figura 5.5). Su extensión se identifica hasta la mitad de la unidad Cgs en ambas paredes.

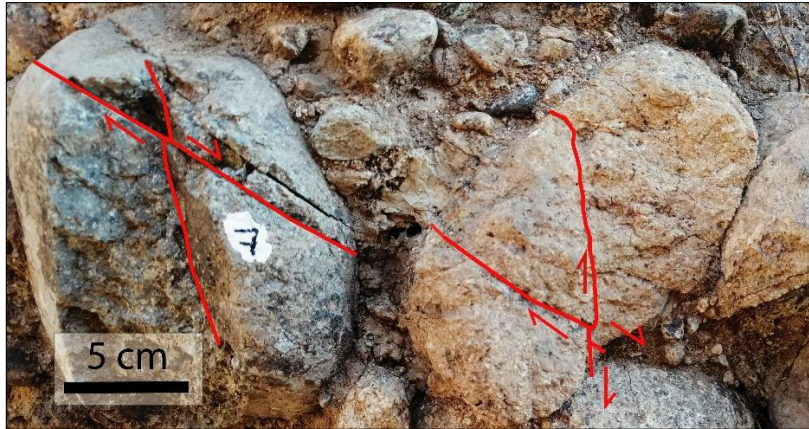
### 5.2.3 Fracturas

Se reconocen tres tipos de fracturas, marcadas en línea punteada en las Figuras 5.5 y 5.6. Las primeras se asocian a la flexura del bloque colgante de la falla F1, y corresponden a aquellas identificadas al este de F1. No presentan movimiento aparente en las unidades, solo un desplazamiento milimétrico en los clastos rotos asociados a tal tipo de fractura en la pared sur (Figura 5.8). Se identifican como Fr1 en la imagen 5.6.



**Figura 5.7:** Detalle de evidencias para la definición de fallas. A) Pared norte B) Pared sur. Se indica en negro los clastos rotados y alineados con las estructuras definidas, en rojo se muestran las fracturas de clastos, en amarillo se indica el contorno de unidades, en rojo oscuro se marcan las trazas de falla designadas a partir de las evidencias mencionadas y en negro se destacan las fracturas descritas como Fr 1 en A y Fr3 en B.

El segundo tipo (Fr2 en Figura 5.6) se identifica por clastos fracturados en la porción W del conglomerado superior (Cgs), donde se definen fracturas sub verticales en la parte occidental del bloque yacente. Estas fracturas, afectan al Cgs y a la cuña coluvial (CU), por lo que son posteriores a la deformación inducida por la falla principal. El tercer tipo (Fr3) corresponde a pequeñas fracturas asociadas a F1 y F2. Afectan a la unidad Conglomerado grueso superior (Cgs) y Conglomerado medio (Cm) principalmente.



**Figura 5.8:** Detalle de planos de fracturas en clastos de la unidad Cm en la pared sur de la trinchera.

La orientación de los elementos que evidencian deformación, corresponde a  $N17-25^{\circ}E$  para las fallas proyectadas, y entre  $N20-27^{\circ}E$ , para las fracturas de los clastos. Estos valores son similares a la orientación generalizada del escarpe,  $N20^{\circ}E$ , lo que puede indicar una relación en la dirección de sus esfuerzos generadores.

Teniendo en cuenta lo anterior, se afirma que hay evidencia paleosismológica primaria de tipo *on-fault* e instantánea, tanto geomorfológica (escarpe) como estratigráfica (dislocación de unidades y los clastos rotados y fracturados) para considerar. Por otro lado, también se cuenta con rasgos de respuesta tardía como es la cuña coluvial. Características similares no sismogénicas no son comunes (McCalpin, 2009), por lo que se consideran consistentes para validar un origen tectónico del escarpe por actividad holocena de la Falla Mesamávida.

Las cuñas coluviales son un tipo de evidencia estratigráfica primaria *on-fault* post sísmica. Se reconocen como los productos de la degradación instantánea (gravitacional) de un escarpe posterior a un evento de desplazamiento discreto (McCalpin 2009). En la Trinchera Cerda, se identifica una cuña coluvial (Unidad CU), la cual se interpreta como el producto de un paleoterremoto generado por un desplazamiento discreto a lo largo de la falla F1. Para el desplazamiento asociado a la falla F2, no se identifica una cuña coluvial correspondiente. La ausencia de cuña asociada al menor desplazamiento (F2), no es un caso extraño; Weber & Cotton (1980) describen cuatro criterios para reconocer una repetición de movimientos de falla entre los que se cuentan que desplazamientos menores a 0.3-0.5 m no suelen desarrollar coluvio

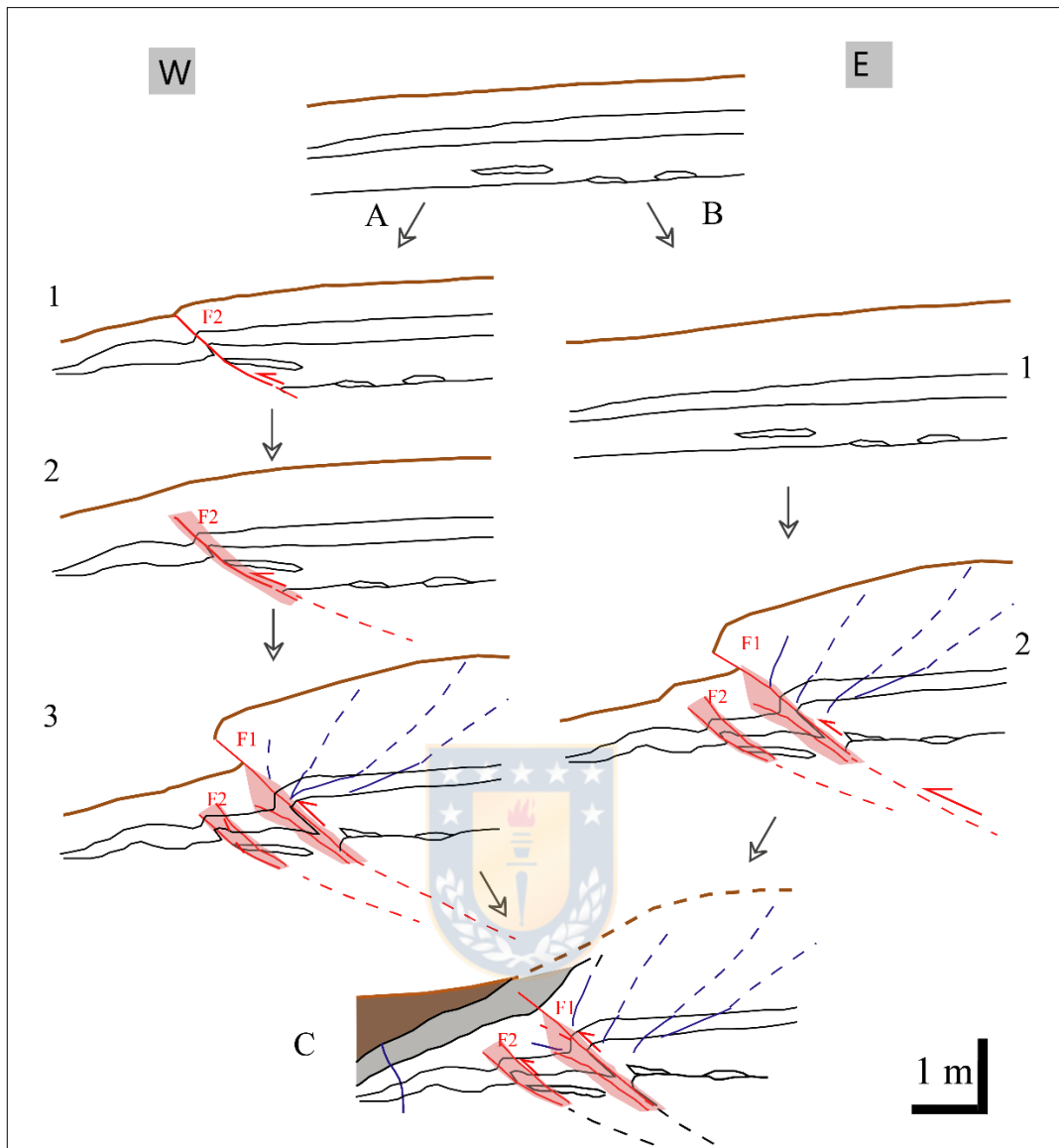
o bien, no es reconocible y solo cuenta como evidencia de tal evento el engrosamiento del horizonte de suelo en el bloque yacente.

La dinámica y geometría de las fallas sugiere que ambas estructuras se encuentran unidas en profundidad. Al prolongar las estructuras con sus inclinaciones visibles en el segmento más bajo de la trinchera, esta unión ocurriría a una profundidad de aproximadamente 5 m desde el piso de la excavación.

Con los antecedentes disponibles, se considera entonces dos posibles evoluciones de esta porción del escarpe de la Falla Mesamávida: a) movimiento simultáneo de las dos estructuras y b) actividad por separado (Figura 5.9):

- a) Al considerar actividad por separado de cada estructura, teóricamente la falla 2 habría tenido primero su actividad generando un leve desplazamiento, sin formación de cuña coluvial, con posibilidad de ruptura superficial, la que sería sinsedimentaria con la unidad de conglomerado superior. En partes se expresa formando una flexura y leve engrosamiento de la unidad más afectada en el bloque inferior/yacente. Posteriormente, la fractura migra hacia el este o escarpe arriba en la pared colgante rompiendo en este caso en superficie y formando la cuña coluvial y la zona brechizada, indicadas en gris y rosa respectivamente, en la Figura 5.9.
- b) Si ambas estructuras actúan al mismo tiempo, la falla 2 representaría una estructura subsidiaria y propagada hacia la superficie; la acción de la falla 1 sería igualmente asociada a la formación de la cuña coluvial (gris). El escenario indicado por Mc Calpin (2009) para evolución de fallas inversas con estructuras subsidiarias considera desplazamientos a lo largo de la falla principal de entre 0.5 a 3 m para un evento y se puede relacionar con esta evolución.

Por el momento, falta evidencia consistente que confirme un evento independiente asociado a la falla 2.



**Figura 5.9:** Reconstrucción esquemática de evolución del escarpe para cada escenario. En línea marrón se indica el nivel de suelo asociado a cada etapa, en línea roja las estructuras, en línea azul las fracturas, en línea segmentada se marca los rasgos inferidos. La zona gris corresponde a la cuña coluvial, la marrón al relleno por lavado y el área rosa a una zona de brechización y dislocación producto de la falla 1. Se esquematiza la unidad Cm para mostrar la deformación correspondiente a la pared sur

En ambos casos se indica la falla 1 como una estructura que representa ruptura superficial, con una zona acotada de brechización (rosa) y formación de cuña coluvial (gris), la que durante su formación arrastra componentes de las unidades previas. Finalmente ocurre el relleno con sedimento de menor granulometría a medida que se aleja de las unidades afectadas, el relleno

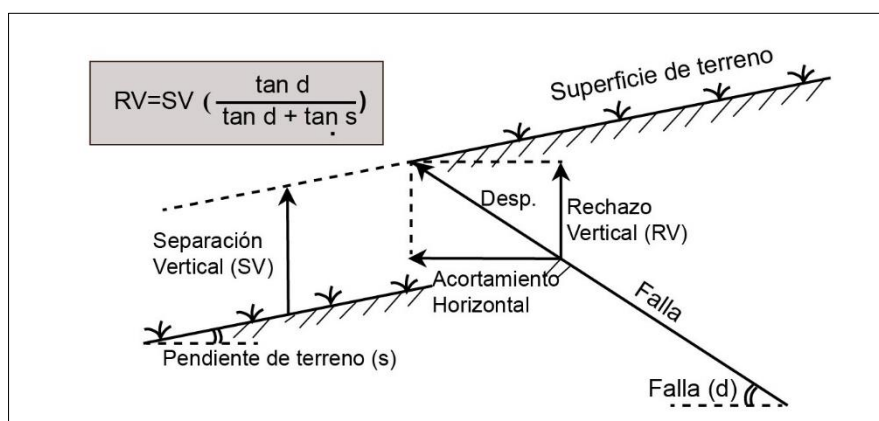
se describe como una unidad de lavado con posibles pulsos de sedimentación de mayor energía y actividad antrópica (zona marrón).

Las fallas que ocurren en la Trinchera Cerda, son similares en cuanto a su actitud, rechazo vertical y número con aquellas reconocidas por Sepúlveda (2019), quien también describe dos estructuras principales de cinemática inversa y vergencia oeste en la Trinchera Lupe. Con esto, se refuerza la idea propuesta por Sepúlveda (2019), respecto a que la Falla Mesamávida se extiende, al menos, por 8 km según una orientación N20°E.

En cuanto a la incongruencia entre rechazo vertical en las unidades, y el desplazamiento identificado como Surface Offset (entendido también como un equivalente a la separación vertical), Kaneda *et al.* (2008), relaciona este rechazo vertical (RV), con la separación vertical (análogo a SO, sigla que se utilizará en adelante) que implica tal desplazamiento mediante trigonometría simple (Figura 5.10). Su fórmula corresponde a

$$RV = SO \left( \frac{\tan(d)}{\tan(d) + \tan(s)} \right)$$

donde  $d$  es el ángulo de manteo de la falla y  $s$  es el ángulo general del terreno. En la Tabla 5.1, se presentan los datos de SO a partir de los rechazos verticales medidos en la Trinchera Cerda (a y b), y los valores de RV esperables para los SO del escarpe local, de 4,1 m (c), y para el SO promedio del escarpe, de 3,21 m (d) de acuerdo a Sepúlveda (2019).



**Figura 5.10:** Relación entre separación vertical y componentes del desplazamiento. Incluye la fórmula para calcular el desplazamiento vertical proyectado de acuerdo al terreno. SV se toma como análogo al SO y RV corresponde al rechazo vertical RV. Tomado de Kaneda *et al.* (2008)

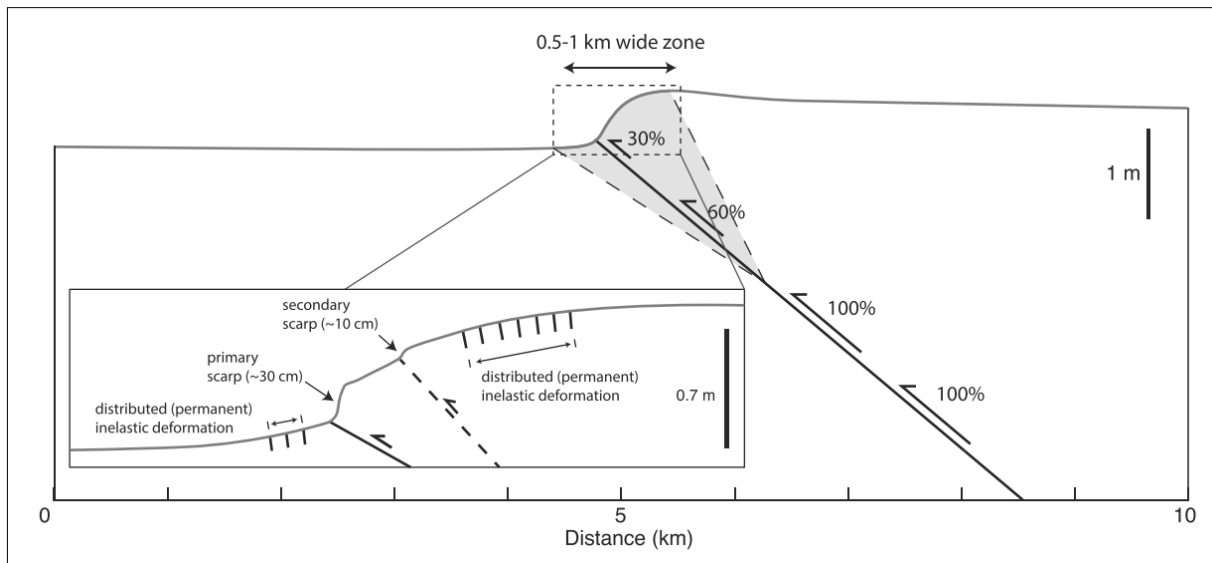
**Tabla 5.1:** Variaciones entre rechazo vertical (RV) y separación vertical (o SO según corresponda). En negrita se resaltan valores calculados.

	Rasgo	RV (cm)	d°	s°	SO (cm)
a)	Falla 1	70	37	2,3	<b>79</b>
b)	Falla 2	25	46	2,3	<b>26</b>
d)	SO Trinchera Cerda	<b>389</b>	37	2,3	410
c)	SO promedio	<b>307</b>	38	2	321

Aplicando las fórmulas de Kaneda *et al.* (2008), se esperaría tener un rechazo vertical (RV) promedio para el escarpe de 3,07 m hipotético y para la Trinchera Cerda, de 3,89 m medible en las capas. Asimismo, de acuerdo a los desplazamientos de capas medidos en la TC, el SO local debiese ser de 1,05 m. Este valor es menor al *Surface Offset* local, el cual es de 4.1 m. Debido a que la zona de estudio corresponde a terrenos de cultivos, se considera que el *Surface Offset* (SO) podría haber sido artificialmente incrementado por la actividad antrópica (relleno de material en el bloque colgante para construcciones). En el sitio de la excavación, se notó que la parte superior del escarpe contenía desechos plásticos a algunos decímetros de espesor. Aun considerando esta contribución antrópica, queda un remanente de 2 m aproximado para completar el *Surface Offset* local. Una situación similar describe Sepúlveda (2019) para la Trinchera Lupe, ubicada 2 km al sur.

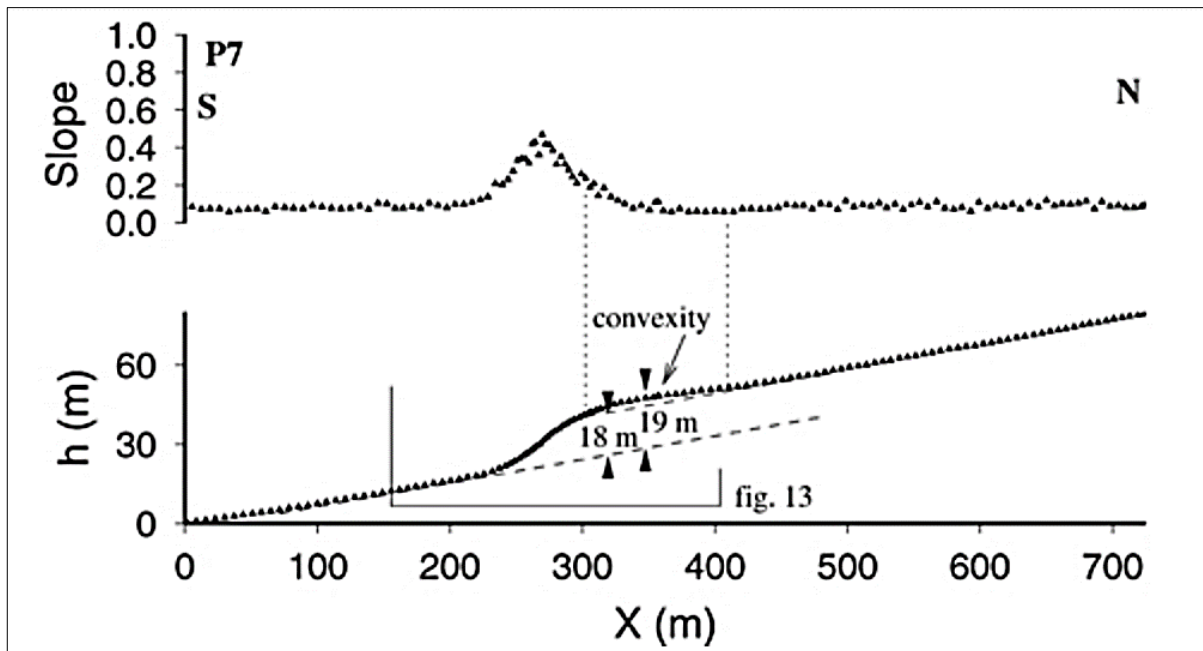
Este tipo de discrepancias ha sido reportado en zonas donde fallas inversas superficiales han generado terremotos históricos. Mediante análisis de imágenes satelitales de alta resolución, mediciones GPS y otras bases de datos, se ha atribuido este comportamiento a zonas de deformación amplias y que no siempre se expresan a lo largo de una zona específica de desplazamiento discreto (Amos *et al.*, 2011; Gold *et al.*, 2019; Kaneda *et al.*, 2008; Streig *et al.*, 2007). El fenómeno es asociado a distintos factores; entre estos, al espesor del relleno sedimentario específicamente de tipo fluvio -aluvial no consolidado, que propicia la difusión de la deformación (Kaneda *et al.*, 2008). También, a plegamiento incipiente por propagación de falla, que ha contribuido a acomodar de 15 a 60% de la deformación total en otros estudios, abarcando zonas de decenas a cientos de metros en dirección perpendicular al escarpe (Gold *et al.*, 2019) (Figura 5.11).



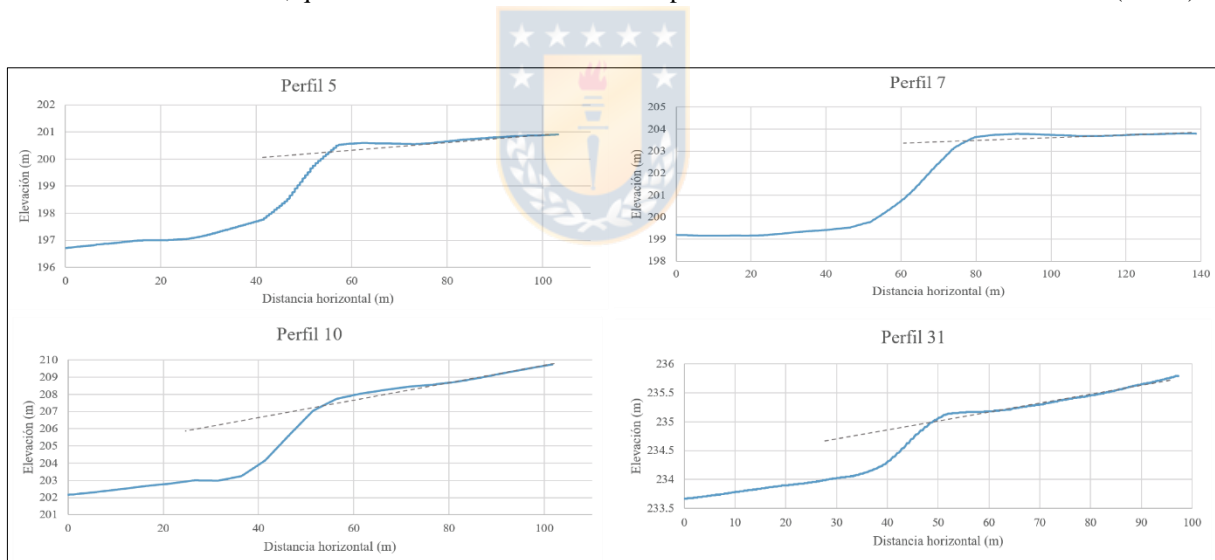


**Figura 5.11:** Representación esquemática de deformación vertical asociada con fallas inversas superficiales incluyendo ruptura superficial primaria y una zona de deformación permanente (inelástica) distribuida. Tomado de Gold *et al.* (2019)

En el caso de la Falla Mesamávida, en algunos de los perfiles utilizados para datación morfológica se reconocen zonas levemente convexas en la parte superior del escarpe, que pueden relacionarse con remanentes del tipo de deformación por (1) flexura superficial, similar a las zonas convexas señaladas como relictos de flexuras por Carretier *et al.* (2002a) en una zona afectada por fallamiento inverso (Figura 5.12), como por ejemplo, los perfiles 3, 7, 10, 13, 21 y 31 (Anexo 3.3 y Figura 5.13). En esta línea, además, las fracturas oblicuas a sub verticales ubicadas en el bloque colgante de la falla 1 en la trinchera, pueden asociarse a estructuras de tensión en esa porción del bloque cabalgante (Ej. González *et al.*, 2008; Le Roux-Mallouf *et al.*, 2016). (2) En cuanto a los sedimentos no consolidados, específicamente los conglomerados, estos son de espesor variable, y cubren toda la zona del escarpe principal, reconociéndose rocas cenozoicas desde alrededor de 150 metros hacia el ESE del escarpe, con manteo de 35 a 40° al NW. Esto permite tener una idea del espesor máximo posible de estos conglomerados que, por trigonometría simple, podría llegar a alrededor de 105 a 125 m. Tal acumulación de sedimento puede ser capaz de tener influencia en la difusión de la deformación, como indica Kaneda *et al.* (2008) para la zona de Kashmir, Pakistán.



**Figura 5.12:** Ejemplo de perfil topográfico con zonas convexas asociadas a flexura por fallamiento inverso, que aumenta en 1 m el valor de SO para este caso. Tomado de Carretier *et al.* (2002a).



**Figura 5.13:** Perfiles topográficos evaluados en la datación morfológica. Se distingue una zona convexa en la porción más cercana al escarpe.

Se propone que algunos mecanismos que explican la discrepancia entre SO y VD en la Falla Mesamávida, pueden ser 1 y 2, sin ser excluyentes entre sí, además de considerar la posibilidad de 2 eventos acumulados en el escarpe. De esta forma, la deformación ocurre de manera difusa, en una zona posiblemente deca a hectométrica en dirección horizontal desde el frente hacia el este, donde el escarpe aquí estudiado corresponde a una expresión de fallas someras, como las

vistas en TC, enraizadas en una falla maestra en profundidad, que puede no expresarse en su totalidad de forma superficial.

Otra explicación está dada por la posible inclinación de las unidades paleosísmicas, sumado a un movimiento con componente en el rumbo, lo que contribuiría a aumentar la altura del escarpe sin tener una separación vertical entre capas tan significativa en la vista de perfil. Sin embargo, al menos a escala de traza del escarpe, no se logra identificar evidencia morfológica que sustente esta componente.

### **5.3 Edad de la deformación**

#### **5.3.1 Datación $^{14}\text{C}$**

Una primera aproximación se obtiene por datación mediante radiocarbono en muestras de carbón. Estas edades (sección 4.5.1) arrojaron resultados fuera del rango esperado, sólo permitiendo designar un rango de edad entre 70 (muestra TC-280319-5) y 200 (muestra TC-280319-1) años para los sedimentos presentes en la porción distal de la trinchera, la cual corresponde principalmente a relleno con material fino o de lavado proveniente de las zonas más altas, que cubre la cuña coluvial y los niveles de conglomerado. Estos resultados, en estricto rigor, representarían una edad muy mínima para la deformación registrada en la trinchera y no permitirían precisar la edad de la deformación. La obtención de estas edades tan jóvenes en los limos y ausencia de material datable en los conglomerados deformados, supone un gran desafío para futuras investigaciones enfocadas en precisar la edad de paleoterremotos a lo largo de la Falla Mesamávida.

#### **5.3.2 Datación morfológica**

Como una aproximación a la edad de la deformación, se calcularon edades morfológicas para el escarpe usando el método de Carretier *et al.* (2002, a y b). Los valores obtenidos permiten calcular la edad de la última actividad tectónica en estos escenarios.

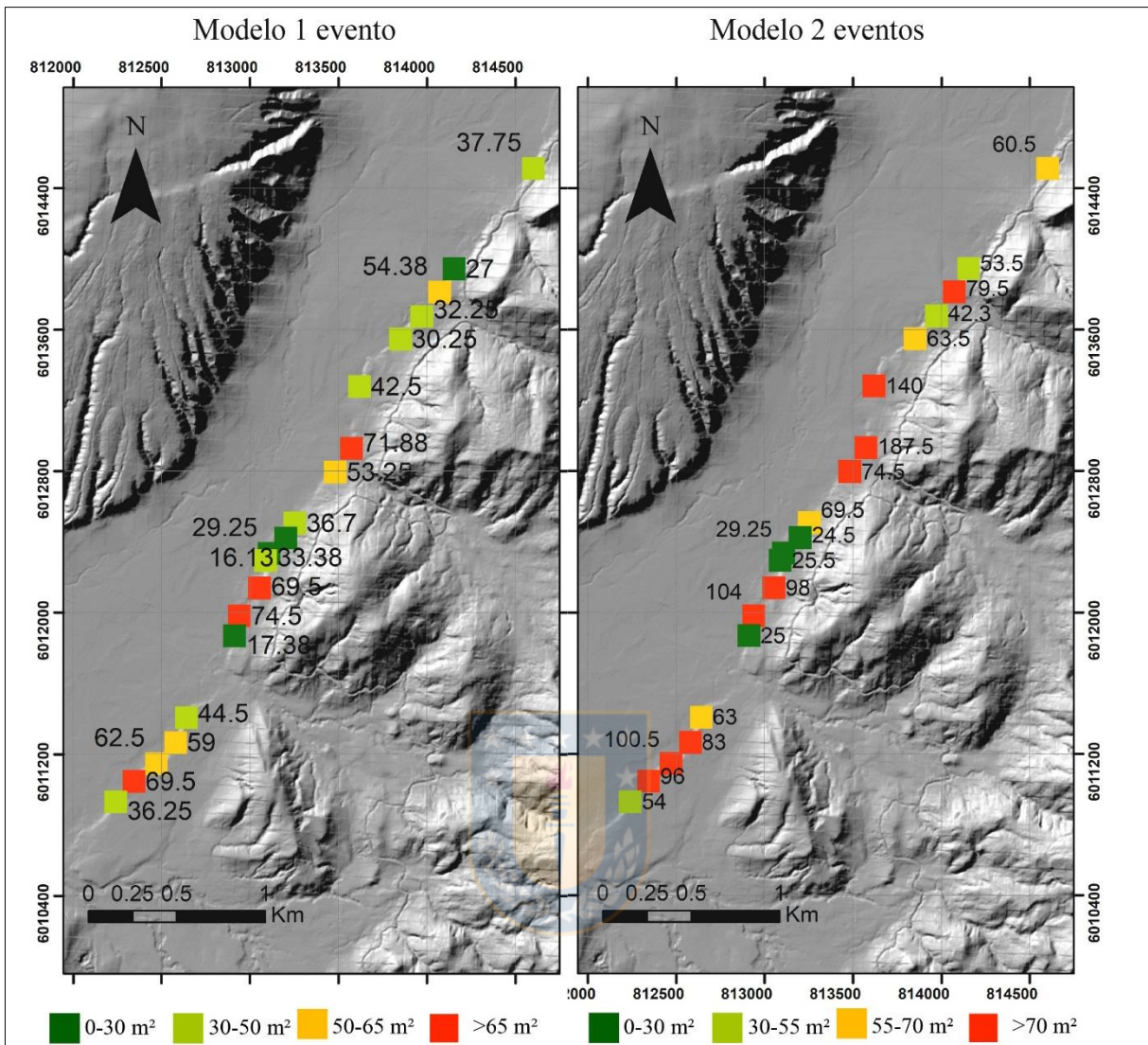
Los resultados de los histogramas entregan dos peaks de edades morfológicas para cada uno de los escenarios descritos en la sección 4.3.1. Las evaluaciones de estos resultados son de acuerdo a la tabla 4.2. En el modelo de 1 evento se obtienen peaks con valores promedio de  $32,3 \pm 12,95$ , para la edad morfológica menor, denominada como S1 y  $69,5 \pm 24,3$  m<sup>2</sup> para la edad morfológica mayor, denominada como S2. De acuerdo al modelo de 2 eventos, resultan peaks

de valores  $kt$  con promedio de  $35,8 \pm 13,94$  para S1 y  $81,25 \pm 29,65$  m<sup>2</sup> para S2. Estos resultados tienen sentido al evaluar la posibilidad de 2 pulsos sísmicos, tomando en cuenta que el último sea de  $35,8 \pm 13,5$  m<sup>2</sup> (ya que el modelo multievento capta la última señal de contribución al escarpe), y el más antiguo de  $69,5 \pm 24,3$  m<sup>2</sup>. Tal relación sugiere que el escarpe podría registrar en algunos sectores, la contribución de 1 evento ( $69,5 \pm 24,3$  m<sup>2</sup>, correspondiente a la sección de mayor edad por 1 evento), y en otros sectores, la contribución de 2 eventos con un mismo sitio de ruptura (de  $35,8 \pm 13,5$  m<sup>2</sup> y  $69,5 \pm 24,3$  m<sup>2</sup>). Cuyo pulso más reciente pudo no haberse expresado superficialmente en algunos sectores, o al menos no en las zonas donde se evaluó la edad morfológica. También se plantea la posibilidad de dos eventos con rupturas independientes, de  $32,3 \pm 12,95$  m<sup>2</sup> y  $69,5 \pm 24,3$  m<sup>2</sup>. En relación a lo anterior, las trincheras excavadas (TL y TC) se sitúan en el rango del último evento.

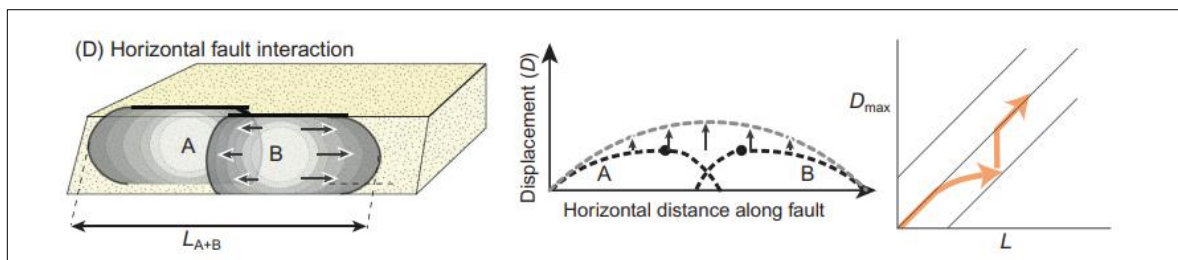
Para que la totalidad del escarpe fuera producto de un único evento, este debiese presentar, en una extensión espacial reducida, una variación importante de sus valores de  $k$ , lo que en la práctica no es tan común para este nivel de escala.

Un tercer evento formador de este escarpe, en el mismo sitio de ruptura, se desestima por falta de evidencia a las distintas escalas de trabajo. Además, los perfiles modelados para un escenario de 3 eventos presentan, en general, edades mucho más elevadas que lo obtenido para 1 y 2 eventos y un menor ajuste con los perfiles topográficos, por lo que los valores resultantes podrían estar generando una sobreestimación de la edad del escarpe, teniendo en cuenta que con este tipo de escenario se obtuvieron edades morfológicas sobre los 190 m<sup>2</sup>.

De forma general, respecto a la distribución espacial de los valores  $kt$ , las mayores edades se concentran en el sector central, y en los extremos se concentran edades intermedias (Figura 5.14), sin embargo, al observar perfil por perfil, los menores valores de edad morfológica también están en la zona central del escarpe. Esto puede entregar información sobre la forma de crecimiento del escarpe, con un desarrollo de tipo radial de acuerdo a los modelos de Cartwright *et al.* (1995) o bien, respondiendo a una interacción horizontal de segmentos, como indica Fossen (2016), resultando en una mayor actividad en la porción central, con propagación mayor en dirección NNE (Figura 5.15).



**Figura 5.14:** Mapa de distribución de edades según escenario. Se detallan rangos de edades morfológicas para cada uno de los mapas, considerando que para 2 eventos los perfiles toman valores levemente más elevados.



**Figura 5.15:** Modelo esquemático de crecimiento de fallas de acuerdo a una interacción de segmentos, resultando en un crecimiento radial del segmento completo. Tomado de Fossen (2016) en Fossen (2020).

### 5.3.3 Edades numéricas en función de valor $\kappa$

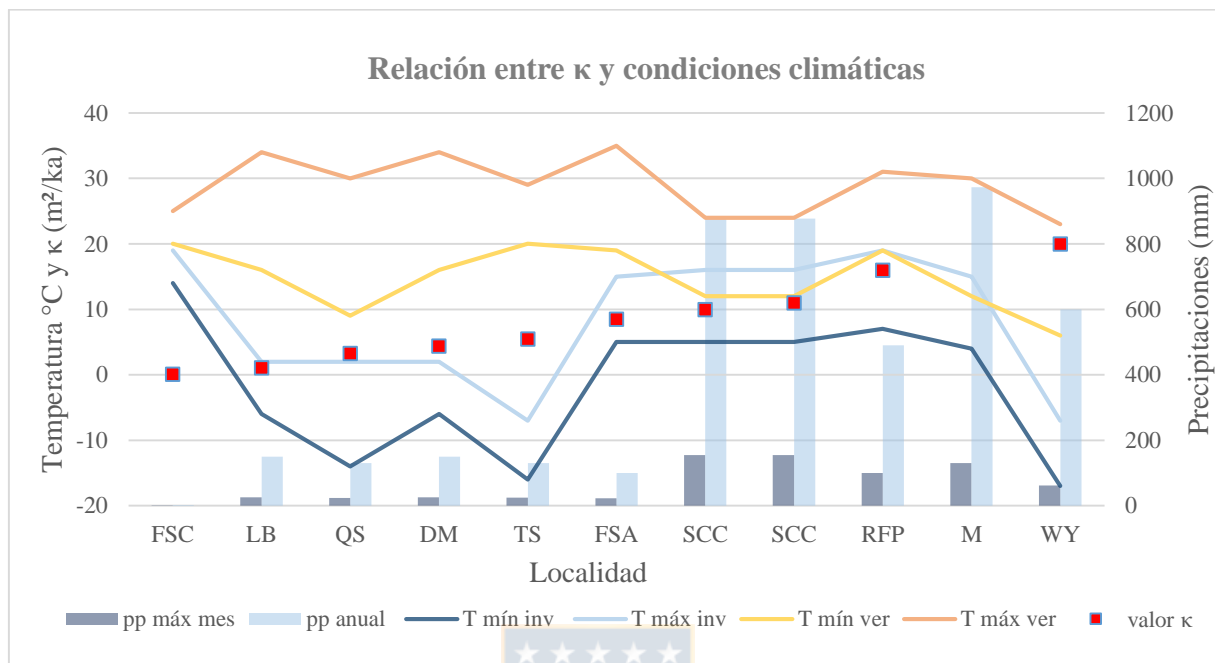
Dado que para el área de estudio no existen valores de  $\kappa$  determinados, se discuten a continuación, qué valores de este parámetro calculados para otras zonas, podrían ser útiles en este caso de estudio para obtener aproximaciones respecto a la edad absoluta del escarpe.

Para definir el valor de  $\kappa$  ( $\text{m}^2/\text{ka}$ ) se contrastaron las condiciones climáticas de la zona de estudio con otros estudios de dataciones morfológicas en material no consolidado (Gráfico 5.1 y Tabla 5.2), lo que permite reconocer similitudes de condiciones entre la zona de Mesamávida y Santa Cruz, California EEUU (en adelante SCC), lugar donde se indicó un valor de  $\kappa$  de 10 y 11  $\text{m}^2/\text{ka}$  por Rosenbloom & Anderson (1994) y Hanks *et al.*, (1984) respectivamente para una terraza costera. Para la zona donde ocurre la Falla San Ramón, Rauld (2011) utilizó el valor correspondiente al calculado para escarpes de la Falla San Andrés como 8,6  $\text{m}^2/\text{ka}$  para material aluvial pleistoceno-holoceno no consolidado y que contempla un clima más seco que el de este estudio (Gráfico 5.1). Para la Falla Raymond (en adelante RFP) en Pasadena, Hanks *et al.* (1984) definen un  $\kappa$  de 16  $\text{m}^2/\text{ka}$ , donde la falla corta material de un abanico aluvial pleistoceno, teniendo un clima levemente más árido que la zona de estudio. Este valor entra en contradicción con la constante para SCC al ser más elevada y presentar un clima más árido. Sin embargo, Arrowsmith (1995) calculó un valor  $\kappa$  de 22  $\text{m}^2/\text{ka}$  para una zona más seca que Santa Cruz, valor que se considera sobreestimado y posiblemente influenciado por factores biológicos. Caso que podría haber ocurrido en RFP también.

El trabajo de Hanks (2000), permite observar, a grandes rasgos, bajos valores de  $\kappa$  ( $<1$ ) para zonas hiperáridas (e.g. para el Valle de Arava en Israel) y un aumento de su valor en zonas de menor aridez. Además, indica la posibilidad de altos valores  $\kappa$  donde el valor de SO es decamétrico, como en RFP.

Debido a las similitudes en cuanto a condiciones climáticas, se consideran los valores de  $k$  para el sitio de Santa Cruz, California como referencia. Adicionalmente y debido a que la definición de  $\kappa$  en la Falla Raymond, Pasadena se calculó para un abanico aluvial, litología coincidente a grandes rasgos con este caso de estudio, es que se considera válido el valor de 16  $\text{m}^2/\text{ka}$  para tratarlo como un máximo, dado que la amplitud del rasgo medido en tal caso llega a dimensiones decimétricas, lo que contribuye a aumentar el valor de  $\kappa$ . Como valor mínimo se considera el calculado en la Falla San Andrés, ya que el escarpe está construido en un abanico

aluvial y la amplitud de tal escarpe es de dimensiones similares. Se considera mínimo por las condiciones de aridez un tanto mayores en tal sitio.



**Gráfico 5.1:** Recopilación de cálculos de constante  $\kappa$  en distintas condiciones climáticas. Se indican las precipitaciones máximas del mes más lluvioso, precipitación anual promedio, y temperaturas máximas y mínimas para invierno y verano. FSC: Falla Salar del Carmen (González & Carrizo, 2003), LB: Lago Bonneville (Hanks *et. al.*, 1984), QS: Qilian Shan (Tapponnier *et. al.*, 1990), DM: Drum Mountain (Nash, 1980), TS: Tien Shan (Avouac *et. al.*, 1993), FSA: Falla San Andrés (Arrowsmith, 1998 en Rauld, 2011), SCC: Santa Cruz, California, RFP: Raymond fault, Pasadena (Hanks *et. al.*, 1984), M: Mesamávida: WY: West Yellowstone (Nash, 1984).

**Tabla 5.2:** Compilación de valores de constantes de difusión para los sitios analizados.

Localidad	Valor $\kappa$ m²/ka
Falla Salar del Carmen	0,1
Lago Bonneville	1,1
Qilian Shan	3,3
Drum Mountain	4,4
Tien Shan	5,5
Falla San Andrés	8,5
Santa Cruz, California	10
Santa Cruz, California	11
Raymond fault, Pasadena	16
West Yellowstone	20

Finalmente, para establecer las edades, se despeja el valor de  $t$  de la ecuación presentada en la sección de metodologías, evaluando con ambos valores de  $\kappa$ . En la Tabla 5.3, se indica, para 1 y 2 eventos, 3 secciones; la sección completa incluye todos los valores de  $\kappa$ , la sección S1 y S2 incluyen perfiles según se indica en el subcapítulo 4.5.1. La columna Tendencia central presenta los valores (en  $m^2$ ) de los estadígrafos de tendencia central correspondiente a cada grupo, según si corresponde a media o mediana. El error calculado corresponde al promedio de errores que incluye cada sección. En la columna “Edad” se muestra la evaluación de edad absoluta para cada una de las tres constantes  $\kappa$  utilizadas.

**Tabla 5.3: Resumen de edades.** Se indica utilizando la media para los distintos escenarios y evaluando con los tres valores de  $\kappa$ .

Escenario	Sección	Tendencia central ( $m^2$ )	Error ( $m^2$ )	$\kappa = 8,5 m^2/ka$		$\kappa = 11 m^2/ka$		$\kappa = 16 m^2/ka$	
				Edad	Error	Edad	Error	Edad	Error
1 evento	Completo	45.1	17.35	5305	2041	4100	1577	2819	1084
	S1	32.3	12.95	3800	1523	2936	1177	2019	809
	S2	69.5	24.3	8176	2858	6318	2209	4344	1519
2 eventos	Completo	73.8	27.54	8682	3240	6709	2504	4613	1721
	S1	35.8	13.94	4211	1640	3255	1267	2238	871
	S2	81.25	29.65	9559	3.488	7386	2695	5078	1853
3 eventos	Completo	73.5	27.32	8647	3214	6682	2484	4594	1708

Refiriendo a la edad, se trata de un rango de  $2,9$  a  $3,3 \pm 1,2$  ka para el último pulso, y  $6,3$  a  $7,3 \pm 2,2$  ka para el más antiguo propuesto, utilizando una constante de difusión de  $11 m^2/ka$ . Si se considera solo un evento constructor del escarpe, entonces este estaría dado por una edad de  $4,1 \pm 1,6$  ka.

Las edades calculadas, si bien pueden tener asociadas varias fuentes de incertidumbre (ej. resolución topográfica limitada, ausencia de una constante  $\kappa$  para el sitio, entre otras), permite indicar que el escarpe y la deformación a lo largo de las fallas causantes ocurren, en sentido amplio, durante el Holoceno. A pesar de ser un resultado amplio, lo anterior permite calificar a la Falla Mesamávida como una falla activa (ej. Lensen, 1976 en Yetton & McCahon, 2003; Wesson *et al.*, 1975; Ziony *et al.*, 1973 en Slemmons & McKinney, 1977).



La actividad holocena de la Falla Mesamávida es consistente con lo que ha exhibido su equivalente geográfico a la latitud de Santiago, la Falla San Ramón, donde se han calculado valores de edad morfológicas de alrededor de 10 a 50 m<sup>2</sup> (Carretier, comunicación personal) para el escarpe más reciente, coincidente con las edades obtenidas en esta memoria, considerando que el coeficiente de difusión de esa zona debiese ser menor a la de Mesamávida, aproximado en 8,6 m<sup>2</sup>/ka por Rauld (2011). Además, se ha concluido que la FSR, ha sido capaz de generar paleoterremotos M7 durante este periodo. Con esto, se enfatiza en el significado regional del WATF como una estructura sismogénica.

#### 5.4 Potencial sismogénico de la falla Mesamávida

Wells & Coppersmith (1994) entregan relaciones empíricas entre magnitud de momento (M) y distintos parámetros de rupturas provocadas por sismos, mediante regresiones logarítmicas lineales de la forma

$$M = a + b * \log(x)$$

donde M es la magnitud calculada, a y b son coeficientes relacionados con el parámetro de la falla a evaluar y el tipo de desplazamiento considerado, y x es la magnitud del parámetro a evaluar.

En esta memoria, se evalúan las magnitudes sobre la base: a) largo de ruptura superficial (SRL: *Surface Rupture Length*) designado por la traza de la falla y sus posibles extensiones; b) desplazamiento promedio (AD; *Average Displacement*) medido en la separación en el manteo de las capas en la TC y basándose en promedio del Surface Offset calculado y c) desplazamiento máximo (MD: *Maximum displacement*) de acuerdo al máximo SO calculado. Con esto se construye la Tabla 5.4, donde se consideran las opciones posibles y medibles empíricamente además de aquellas que consideran condiciones de borde o máximas.

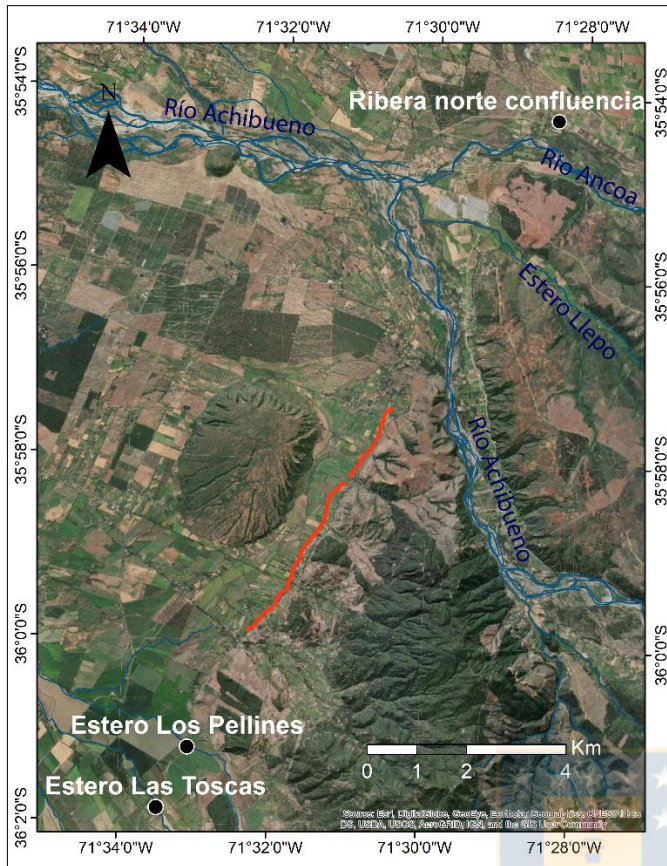
Para el SRL se evalúan tres escenarios: SRL1: largo del escarpe medido en LIDAR y SRL2: opción 1 más la prolongación hacia el norte, al norte de la confluencia entre el Río Achibueno y Ancoa, más la prolongación hacia el sur, llegando al estero Las Toscas (Figura 5.16). Para el AD, se consideran los siguientes escenarios: AD1: la suma de desplazamientos aparentes en el manteo medidos en la trinchera, AD2: desplazamiento aparente asociado a falla 1, AD3: desplazamiento aparente asociado a la falla 2. Y AD4: el desplazamiento calculado en la

sección 5.2 para el promedio de SO. Como evaluación de un límite superior, se considera el desplazamiento máximo (MD) obtenido en base al mayor SO calculado por Sepúlveda (2019), correspondiente a 7,9 m, y recalculado en la dirección del desplazamiento en el manteo.

**Tabla 5.4:** **Resumen de aproximaciones de magnitud** para la falla Mesamávida en base a distintos criterios y referencias siguiendo la ecuación base. SRL: *Surface Rupture Length*, AD: *Average Displacement*, MD: *Maximum Displacement*. R: *Reverse faults*.

Parámetro a evaluar	Referencia	x	Coeficientes		Magnitud ( R)
			a	b	
SRL1 (km)	Escarpe	8	5	1,22	<b>6,10</b>
SRL2 (km)	Prolongación sur	16,8	5	1,22	<b>6,49</b>
AD1 (m)	Suma F1 y F2	1,38	6,64	0,13	<b>6,66</b>
AD2 (m)	Falla 1	1,14	6,64	0,13	<b>6,65</b>
AD3 (m)	Falla 2	0,25	6,64	0,13	<b>6,56</b>
AD4 (m)	Promedio SO (3.07)	4,98	6,64	0,13	<b>6,73</b>
MD (m)	SO máx	11,4	6,52	0,44	<b>6,99</b>
*SRL (km) según AD	AD medido	1,38	1,45	0,26	<b>30,6 km</b>
*SRL4	Calculado en fila anterior	30,6	5	1,22	<b>6,8</b>

Las estimaciones de M según SRL, entregan valores de M 6,1 para la traza visible del escarpe, hasta M 6,41 para una prolongación al norte y sur del escarpe. Para los resultados de M según AD, se obtienen valores de M 6,56 hasta 6,73. Los desplazamientos aparentes en el manteo medidos en la trinchera, entregan paleomagnitudes entre 6,6 y 6,7 M. En el poco probable escenario que el escarpe sea causado por un solo evento de ruptura (MD), se obtiene una magnitud M 7,0. Vale tener en cuenta que las aproximaciones de M según AD y MD para fallas inversas, presentan una baja correlación según lo indicado por Wells & Coppersmith (1994).



**Figura 5.16:** Consideraciones para calcular SRL. En rojo se indica la traza de la falla Mesamávida que tiene visibilidad continua.

Los menores valores son asociados al largo de la ruptura superficial. Esto tiene relación con que las fallas inversas usualmente carecen de ruptura superficial (*blind faults*) o bien constan de trazas discontinuas que no permiten identificar su extensión total por lo que se podría tender a subestimar su potencial sismogénico, sumado a que la base de datos utilizada por Wells & Coppersmith (1994) corresponde a sismos históricos, por lo que los agentes erosivos pueden haber atenuado la traza visible de la Falla Mesamávida con el tiempo.

Vallage & Bollinger (2019) reportan una tendencia a sobreestimar el potencial sismogénico de las fallas cuando se usan los modelos existentes. La diferencia es notoria al comparar con observaciones instrumentales e indican que las estimaciones más bajas entregadas por los modelos de estimación se relacionan mejor con la actualidad. Dado lo anterior, se podría considerar que los valores más adecuados para la aproximación de paleomagnitudes y potencial sismogénico de la falla Mesamávida está entre los 6,1 a 6,6 M.

Por otro lado, McCalpin (2009) indica que fallas corticales en ambientes compresivos con magnitudes menores a Mw 7, no suelen ser acompañadas por expresiones geomorfológicas

reconocibles. Adicionalmente, de los sismos intraplaca superficiales que aparecen en el registro histórico en Chile, ninguno de magnitud  $M_w$  entre 6 y 7 ha presentado ruptura superficial. (Santibañez, 2015). Por esto se sugiere que la extensión de la falla debiese ser mayor que los límites medidos de 8 km, considerando la dinámica de fallas inversas y la sismicidad instrumental identificada en zonas más al norte, lo que podría indicar una extensión subsuperficial mucho mayor, y que se relaciona mejor con los valores más altos de estimación de magnitud para los rasgos medidos como separación vertical. Esto, sumado a la posibilidad de que la deformación de un evento no se concentre en un único sector como el estudiado en la trinchera, puede apuntar a aproximaciones de magnitud más cercanas a 7, que se asocia a rupturas de 35 km según Wells & Coppersmith (1994).

Al realizar el cálculo de SRL según el AD medido en la Trinchera Cerda, similar al de la Trinchera Lupe, se obtiene una longitud de alrededor de 30 km para la traza de la falla. Para tal SRL, resulta una magnitud de 6,8. Tal valor de SRL es bastante mayor a lo indicado en superficie, indicando que podría extenderse en tal magnitud hacia norte y sur de la traza señalada aunque, dada la baja correlación entre SRL y AD indicada por Wells & Coppersmith (1994), esto se considera sólo como una guía. Estas dimensiones de 30 km, son consistentes con aquellas obtenidas para la FSR por Amiratti *et al.* (2019), quien indica una profundidad de 20 km para una traza superficial de 30 a 50 km, relación geométrica que podría aplicar también en la Falla Mesamávida en una escala levemente menor.

## 6. CONCLUSIONES

A los 36°S, la deformación cortical holocena correspondiente al Cabalgamiento Andino Occidental (WATF) está expresada en superficie por un escarpe métrico en conglomerados semiconsolidados, producido por la Falla Mesamávida. A partir del mapeo de una trinchera paleosismológica, se obtiene que localmente esta falla consiste en al menos dos estructuras inversas (F1 y F2) separadas por 2,5 a 3 m, ambas de medio-bajo ángulo (30-40°) y con vergencia oeste que producen dislocación de unidades por 1,14 y 0,25 m de desplazamiento en el manteo, y fracturas en orientación N20 a 27°E. Las fallas y fracturas identificadas son concordantes con la dirección del escarpe. La expresión de la actividad tectónica se asocia, a esta escala, a deformación discreta con evidencias de primer orden como fracturas, desplazamiento de unidades y rotación de clastos; estos últimos, se presentan girados en alrededor de 20° en ambos sentidos con respecto al promedio del depósito, en una zona de alrededor de 3,5 m de ancho, entre ambas fallas.

Sobre la base de modelos de difusión de escarpes, se estiman valores de edades morfológicas de entre  $32,3$  a  $35,8 \text{ m}^2 \pm 13,5$  y de  $69,5 \pm 24,3 \text{ m}^2$ . Considerando una constante de difusión  $k$  de  $11 \text{ m}^2/\text{ka}$ , se obtienen peaks de edades a los  $2,9$  a  $3,2 \pm 1,2 \text{ ka}$  y  $6,3 \pm 2,3 \text{ ka}$ . Se consideran ambas edades correspondientes a eventos de ruptura causativos del escarpe, confirmando que la edad del escarpe es, en un sentido amplio, holocena y que puede haber sido formado por al menos dos eventos, independiente de las incertidumbres propias de datación morfológica de escarpes como son, la designación del valor de  $k$  y la resolución de la base de datos topográficos.

En relación a las condiciones de espesor de sedimentos no consolidados y evidencias preliminares de plegamiento superficial del terreno, se sugiere que el escarpe de la Falla Mesamávida es la manifestación superficial más occidental o de menor edad de un cabalgamiento que acomoda parte de la deformación de manera ciega y/o a lo largo de otras fallas al este de las identificadas en la Trinchera Cerda. Por otra parte, la actividad tectónica se puede relacionar a una zona de deformación amplia, que se presenta como inclinación del terreno, flexión superficial incipiente y posibilidad de más estructuras asociadas a la compresión, rasgos que estarían desarrollados principalmente hacia la parte cabalgante, de acuerdo a la ubicación de evidencias de deformación a nivel de trinchera y las irregularidades presentes en los perfiles topográficos, lo que queda fuera del alcance del análisis estratigráfico.

En cuanto a la evaluación del potencial sismogénico de la falla Mesamávida, es posible asociar sismos de Mw 6,1 a 6,7 y muy posiblemente mayores cercanos a 7. Se sugiere además, dadas las dimensiones del desplazamiento aparente en el manto, que la ruptura podría extenderse hasta por cerca de 30 km hacia el NNE y al SSW de la zona originalmente identificada. Tomando parte como deformación sub superficial o zonas de falla ciega que, al no tener expresión superficial, son difíciles de localizar. Su importancia recae principalmente al desarrollarse sismos someros de estas magnitudes, en cercanías de infraestructura crítica, como son los embalses construidos en la zona, por ejemplo Colbún, Machicura y Digua. Así como también en proximidades de centros poblados, fundados principalmente en suelos aluviales, que son más susceptibles al efecto de sitio, pudiendo amplificar el movimiento superficial producto de las ondas sísmicas.

Con el propósito de mejorar la perspectiva acerca de la paleosismología de la Falla Mesamávida, se sugiere la utilización de dataciones geocronológicas cuaternarias como OSL (*Optically Stimulated Luminiscence*) y/o TCN (*Terrestrial Cosmogenic Nucleids*) en los depósitos de conos aluviales, a fin de precisar de mejor manera la edad de la deformación y, eventualmente, calcular tasas de deslizamiento. Además, se plantea la posibilidad de usar métodos geofísicos de mayor extensión en dirección perpendicular al escarpe en el bloque cabalgante y contar con modelos de elevación de mayor resolución con filtro de vegetación, lo que podría contribuir a identificar otras zonas de deformación activas al este de la Falla Mesamávida, hasta ahora desconocidas.

## 7. REFERENCIAS

- AGUIRRE, L. 1960. Geología de los Andes de Chile central: provincia de Aconcagua, Provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 9: 70 pp. Santiago.
- ALVARADO, P.; BARRIENTOS, S.; SÁEZ, M.; ASTROZA, M. & 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*. Vol **175**: 26-36.
- ALVARADO, P. & SÁEZ, M. 2006. Estudio Sismológico e histórico del terremoto de San Juan, Argentina, del 15 de enero de 1944. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*. 58: 79-92.
- AMMIRATI, J.B.; VARGAS, G.; REBOLLEDO, S.; ABRAHAMI, R.; POTIN, B.; LEYTON, F. & RUIZ, S. 2019. The Crustal Seismicity of the Western Andean Thrust (Central Chile, 33°–34° S): Implications for Regional Tectonics and Seismic Hazard in the Santiago Area. *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol. **109**. No. 5: 1985–1999.
- AMOS, C.; LAPWOOD, J.; NOBES, D.; BURBANK, D.; RIESER, U. & WADE, A. 2011. Paleoseismic constraints on Holocene surface ruptures along the Ostler Fault, southern New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol. **54** (4): 367–378.
- ARMIJO, R.; RAULD, R.; THIELE, R.; VARGAS, G.; CAMPOS, J.; LACASSIN, R. & KAUSEL, E. 2010. The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*. Vol. **29**.
- ARROWSMITH, J. 1995. Coupled tectonic deformation and geomorphic degradation along the San Andreas Fault System. Ph.D. dissertation. Stanford University: 356 pp. Stanford.
- ASTABURUAGA, D. 2014. Evolución estructural del límite Mesozoico-Cenozoico de la Cordillera Principal entre los 35°30' y 36°S, Región del Maule, Chile. Tesis para optar al grado de Magíster en Geología. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 128 pp. Santiago.
- AVOUAC, J.-P. 1993. Analysis of Scarp Profiles: Evaluation of Errors in Morphologic Dating. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **98**.
- AVOUAC, J.-P. & PELTZER, G. 1993. Active Tectonics in Southern Xinjiang, China: Analysis of Terrace Riser and Normal Fault Scarp Degradation Along the Hotan-Qira Fault System. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **98**.
- AZAÑÓN, J.; AZOR, A.; BOOTH-REA, G. & TORCAL, F. 2004. Small-scale faulting, topographic steps and seismic ruptures in the Alhambra (Granada, southeast Spain). *Journal of Quaternary Sciences*. Vol. **19**: 219-227.

- BARRIENTOS, S.; VERA, E.; ALVARADO, P. & MONFRET, T. 2004. Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* Vol. **16**: 759-768.
- BEANLAND, S.; BERRYMAN, K.; HULL, A. & WOOD, P. 1986. Late Quaternary deformation at the Dunstan Fault, central Otago, New Zealand. *Bulletin of Royal Society New Zealand*. Vol **24**: 293–306.
- BECK, S.; BARRIENTOS, S.; KAUSEL, E. & REYES, M. 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **11**(2): 115-129.
- BOWMAN, D. 2019. *Principles of Alluvial Fan Morphology*. Springer: 151 pp. Dordrecht.
- CARRASCO, A. 2018. Análisis de la sismicidad intraplaca asociada al terremoto mw 8.4 de Illapel 2015. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geofísica. Universidad de Chile, Departamento de Geofísica (Inédito): 120 pp. Santiago.
- CARRETIER, S.; LUCAZEAU, F.; RITZ, J-F. & PHILIP, H. 2002b. Comparison of morphological dating models for cumulative reverse fault scarps. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **107**.
- CARRETIER, S.; RITZ, J.-F.; JACKSON, J. & BAYASGALAN, A. 2002a. Morphological dating of cumulative reverse fault scarps: examples from the Gurvan Bogd fault system, Mongolia. *Geophysics Journal International*. Vol. **148** (2): 256-277.
- CARTWRIGHT, J.; TRUDGILL, A. & MANSFIELD. 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*, Vol. **17**(9): 1319–1326.
- CENTRO SISMOLÓGICO NACIONAL. 2013. *Terremotos y Sismicidad en Chile*. Universidad de Chile. Santiago.
- CISTERNAS, M.; GARRETT, E.; WESSON, R.; DURA, T. & ELY, L. 2017. Unusual geologic evidence of coeval seismic shaking and tsunamis shows variability in earthquake size and recurrence in the area of the giant 1960 Chile earthquake. *Marine Geology*. Vol. **385**: 101-113.
- CHANG, C.-H.; WU, Y.-M.; SHIN, T.-C. & WANG, C.-Y. 2000. Relocation of the 1999 Chi-Chi Earthquake in Taiwan. *TAO*. Vol **11** N°3: 581-590.
- CHARRIER, R.; BAEZA, O.; ELGUETA, S.; FLYNN, J.; GANS, P.; KAY, S.M.; MUÑOZ, N.; WYSS, A. & ZURITA, E. 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*. Vol. **15** (1): 117-139.
- CHARRIER, R.; CHÁVEZ, A.; ELGUETA, S.; HÉRAIL, G.; FLYNN, J.; CROFT, D.; WYSS, A.; RIQUELME, R. & GARCÍA, M. 2005. Rapid tectonic and paleogeographic evolution associated with the development of the Chucal anticline and the Chucal-Lauca



- Basin in the Altiplano of Arica, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **19**: 35-54.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. y RODRÍGUEZ, M.P. 2007. Tectono-stratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The Geology of Chile* (Moreno, T; Gibbons, W.; editors). *The Geological Society of London*. Special Publication: 21-116. London
- DAVID, C. 2007. Comportamiento actual del ante-arco y del arco del codo de Arica en la orogénesis de los Andes centrales. Ph.D. Thesis. Universidad de Chile-Université Paul Sabatier (Inédito): 291 pp.
- DEMETS, C.; GORDON, R.; ARGUS, F.; STEIN, S. 1994. Effect of recent revisions of the geomagnetic timescale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*. Vol. **21**: 2191-2194.
- DEMETS, C.; GORDON, R. & ARGUS, D. 2010. Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*. Vol. **181**(1):1-80.
- DENG, Q. & LIAO, Y. 1996. Paleoseismology along the range-front fault of Helan Mountains, north central China. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol **101**(B3), 5873–5893.
- DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS (DGA). 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del río Maule. Realizado por CADEIDEPE Consultores en Ingeniería. 195 pp.
- FARÍAS, M.; CHARRIER, R.; COMTE, D.; MARTINOD, J. & HÉRAIL, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19° 30' S). *Tectonics*. Vol. **24**: TC4001.
- FARÍAS, M.; CHARRIER, R.; CARRETIER, S.; MARTINOD, J.; FOCK, A.; CAMPBELL, D.; CÁCERES, J. & COMTE, D. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33–35 S). *Tectonics*. Vol. **27**. TC1005
- FARÍAS, M.; COMTE, D.; ROECKER, S.; CARRIZO, D.; PARDO, M. 2011. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics*. Vol. 30 (6): TC6010.
- 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, Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 179 pp.
- FROHLICH, C. 2006. Deep earthquakes. Cambridge university press: 692 pp. Cambridge.
- GAJARDO, A. 1981. Hoja de Concepción-Chillan, Región del Bío-Bío. Instituto de Investigaciones Geológicas, Mapas Geológicos Preliminares 4: 32 pp.
- GERBAULT, M.; CEMBRANO, J.; MPODOZIS, C.; FARIAS, M. & PARDO, M. 2009.

- Continental margin deformation along the Andean subduction zone: Thermo-mechanical models. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. **177** (3-4): 180-205.
- GOLD, R.; CLARK, D.; BARNHART, W.; KING, T.; QUIGLEY, M. & BRIGGS, R. 2019. Surface rupture and distributed deformation revealed by optical satellite imagery: The intraplate 2016 Mw 6.0 Petermann Ranges earthquake, Australia. *Geophysical Research Letters*. Vol. 46: 10394-10403.
- GONZÁLEZ, G. & 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*, Vol. 30(2): 223-244.
- GONZÁLEZ-FERRÁN, O. & VERGARA, M. 1962. Reconocimiento Geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Instituto Geográfico de la Universidad de Chile. N° 24. 121 pp.
- HANKS, T. 2000. The age of scarplike landforms from diffusion-equation analysis. *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*. Vol. 4: 313-338.
- HANKS, T.; BUCKNAM, R.; LAJOIE, K. & WALLACE, R. 1984. Modification of wave-cut and faulting-controlled landforms. *U.S. Journal Of Geophysical Research*. Vol. **89**, N° B7: 5771-5790.
- HAUSER, A. 1986. Los Rodados Multicolores: su distribución y características en el sur de Chile. *Revista Geológica de Chile*. N° **27**: 69-83. Santiago
- HAUSER, A. 1995. Carta hidrogeológica de Chile Hoja Talca Escala 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. N° 2. 73 pp. Santiago.
- HICKS, S.; RIETBROCK, A.; RYDER, I.; LEE, C.-S. & MILLE, M. 2014. Anatomy of a megathrust: The 2010 M8.8 Maule, Chile earthquake rupture zone imaged using seismic tomography. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **405**: 142-155.
- HILDRETH, W.; GRUNDER, A. & DRAKE, R. 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*. Vol. **95**(1): 45-54
- HOGG, A.; QUAN, H.; BLACKWELL, P.; MU, N.; BUCK, C.; GUILDERTSON, T.; HEATON, T.; PALMER, J.; REIMER, P.; REIMER, R. W.; TURNEY, C. & ZIMMERMAN, S. 2013. SHCal13 Southern Hemisphere Calibration, 0-50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, Vol. 55 N° 4: 1889-1903.
- HORNBLow, S.; QUIGLEY, M.; NICOL, A.; VAN DISSEN, R. & WANG, N. 2014. Paleoseismology of the 2010 Mw 7.1 Darfield (Canterbury) earthquake source, Greendale Fault, New Zealand. *Tectonophysics*. Vol. 637: 178-190.
- HORTON, B. 2018. Tectonic regimes of the central and southern Andes: Responses to variations in plate coupling during subduction. *Tectonics*. Vol **37**, 402–429.
- JORDAN, T.; BURNS, W.; VEIGA, R.; PÁNGARO, F.; COPELAND, P.; KELLEY, S. &

- MPODOZIS, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*. Vol. 20: 308–324.
- JORDAN, T.; ISACKS, B.; ALLMENDINGER, R.; BREWER, J.; RAMOS, V. & ANDO, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 94 N° 3: 341.
- KANEDA, H.; NAKATA, T.; TSUTSUMI, H.; KONDO, H.; SUGITO, N.; AWATA, Y.; AKHTAR, S.; MAJID, A.; KHATTAK, W.; AWAN, A.; YEATS, R.; HUSSAIN, A.; ASHRAF, M.; WESNOUSKY, S. & KAUSA, A. 2008. Surface Rupture of the 2005 Kashmir, Pakistan, Earthquake and Its Active Tectonic Implications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 98, N° 2: 521–557.
- KARZULOVIC, J.; HAUSER, A. & VERGARA, M. 1979. Edades K/Ar en rocas volcánicas e intrusivas del área de los Proyectos Hidroeléctricos Colbún-Machicura-Melado, ENDESA, VII Región. Congreso Geológico Chileno, No. 2, Actas: 1127-1135. Arica.
- KANAMORI, H. 1995. The Kobe (Hyogo-ken Nanbu), Japan, Earthquake of January 16, 1995. *Seismological Research Letters*. Vol 66 N°2: 6–10.
- KLOHN, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central. Instituto de Investigaciones Geológicas. Boletín 8, 95 pp. Santiago.
- KÜBLER, S. 2013. Active tectonics of the Lower Rhine Graben (NW Central Europe): based on new paleoseismological constraints and implications for coseismic rupture processes in unconsolidated sediments. Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades. Ludwig-Maximilians-Universität München. 145 pp. Munich.
- KÜBLER, S.; FRIEDRICH, A. & GOLD, R. 2017. Historical coseismic surface deformation of fluvial gravel deposits, Schafberg fault, Lower Rhine Graben, Germany. *International Journal of Earth (Geol Rundsch)*. Vol. 107: 571–585
- LANDGRAF, A.; DZHUMABAEVA, A.; ABDRAKHMATOV, K.; STRECKER, M. MACAULAY, M.; ARROWSMITH, J.; SUDHAUS, H.; PREUSSER, F.; RUGEL, G. & MERCHEL, S. 2016. Repeated large-magnitude earthquakes in a tectonically active, low-strain continental interior: The northern Tien Shan, Kyrgyzstan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. 121: 3888-3910.
- LEGRAND, D.; DELOUIS, B.; DORBATH, L.; DAVID, C.; CAMPOS, J.; MARQUEZ, L.; THOMPSON, J. & 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 a south American earth sciences*. Vol. 24 (1): 58-68.
- LE ROUX-MALLOUF, R.; FERRY, M.; RITZ, J.; BERTHET, T.; CATTIN, R. & DRUKPA, D. 2016. First paleoseismic evidence for great surface-rupturing earthquakes in the Bhutan Himalayas. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121.
- LEVI, B.; AGUIRRE, L.; NYSTROM, J.; PADILLA, H. Y VERGARA, M. 1989. Low-grade

- regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Geology*. Vol. **7** (5): 487-495.
- LEYTON, F.; RUIZ, S. & SEPÚLVEDA, S. 2010. Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile central. *Andean geology*. Vol. **37** (2):455-472.
- LIBBY, W. 1955. Radiocarbon Dating. University of Chicago Press: 175 pp. Chicago.
- MALONEY, K., CLARKE, G., KLEPEIS, K. & QUEVEDO, L. 2013. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin: Drivers and the geological record. *Tectonics*. Vol. **32**: 1049–1065.
- MCCALPIN, J. 2009. *Paleoseismology*. Academic press. Vol. **95**: 613 pp. San Diego.
- MEADE, B. & CONRAD, C. 2008. Andean growth and the deceleration of South American subduction: Time evolution of a coupled orogen-subduction system. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **275**; 93–101.
- MEGHRAOUI, M.; AKSOY, M.; AKYÜZ, H.; FERRY, M.; DIKBAŞ, A. & ALTUNEL, E. 2012. Paleoseismology of the North Anatolian Fault at Güzelköy (Ganos segment, Turkey): Size and recurrence time of earthquake ruptures west of the Sea of Marmara. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol 13: No 4
- MÜLLER, R.; SETON, M.; ZAHIROVIC, S.; WILLIAMS, S.; MATTHEWS, K.; WRIGHT, N.; SHEPHARD, G.; MALONEY, K.; BARNETT-MOORE, N.; HOSSEINPOUR, M.; BOWER, D. & CANNON, J. 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. **44**: 107–138.
- MUÑOZ, N. & 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*. Vol. **9** (3-4): 171-181.
- MUÑOZ-CRISTI, J. 1960. Contribución al conocimiento geológico de la Cordillera de la Costa de la Zona Central. *Minerales*. Vol. **15** (69): 28-46. Santiago.
- MUÑOZ, J. y NIEMEYER, H. 1984. Hoja Laguna del Maule, Regiones del Maule y Biobío. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N° 64: 98 pp.
- NASH, D. 1980. Morphologic Dating of Degraded Normal Fault Scarps. *The Journal of Geology*. Vol. **88**(3): 353–360.
- NASH, D. 1984. Morphologic dating of fluvial terrace scarps and fault scarps near West Yellowstone, Montana. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **95**: 1413-1424.
- NELSON, A. 1987. A facies model of colluvial sedimentation adjacent to a single-event normal-fault scarp, Basin and Range Province, Western United States. *Directions in Paleoseismology*.
- PADILLA, H. & VERGARA, M. 1985. Control estructural y alteración tipo campo geotérmico

- en los intrusivos subvolcánicos miocénicos del área Cuesta de Chacabuco-Baños El Corazón, Chile Central. *Revista Geológica de Chile*, No. 24: 3-17.
- PINTO, L.; HERAIL, G. & CHARRIER, R. 2004. Sedimentación sintectónica asociada a las estructuras neógenas en la Precordillera de la zona de Moquella (19°15S, norte de Chile). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **31** (1): 19–44.
- PIQUER, J. 2004. Ambiente geológico del Prospecto Infiernillo, cordillera de Curicó, VII Región. Memoria de Título (Inédito). Departamento de Geología, Universidad de Chile (Inédito): 100 pp. Santiago.
- RADIC, J. 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur; 36-39°S). *Andean Geology*. Vol. **37** (1): 220-246.
- RAN, Y.; CHEN, L.; CHEN, J.; WANG, H.; CHEN, G.; YIN, J.; SHI, X.; LI, C. & XU, X. 2010. Paleoseismic evidence and repeat time of large earthquakes at three sites along the longmenshan fault zone. *Tectonophysics*. Vol. **491**: 141-153.
- RAULD, R. 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano Santiago Oriente entre el río Mapocho y la Quebrada de Macul. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (inédito): 57 pp. Santiago.
- RAULD, R. 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33° S). PhD. thesis in Science of Geology, Universidad de Chile (inédito): 311 pp. Santiago.
- REN, J.; XU, X.; ZHANG, S.; DING, R.; LIU, H.; LIANG, O. & ZHAO, J. 2019. Late Quaternary slip rates and Holocene paleoearthquakes of the eastern Yumu Shan fault, northeast Tibet: Implications for kinematic mechanism and seismic hazard. *Journal of Asian Earth Sciences*. Vol. **176**: 42-56.
- REUTTER, K.; SCHEUBER, E. & HELMCKE, D. 1991. Structural evidence of orogeny parallel strike slip displacements in the Precordillera of northern Chile. *Geologische Rundschau*. Vol. **80** (1): 135–153.
- RIESNER, M.; LACASSIN, R.; SIMOES, M.; ARMIJO, R.; RAULD, R. & VARGAS, G. 2017. Kinematics of the active West Andean fold-and-thrust belt (central Chile): Structure and long-term shortening rate. *Tectonics*. Vol **36**: 287–303.
- RIESNER, M.; LACASSIN, R.; SIMOES, M.; CARRIZO, D. & ARMIJO, R. 2018. Revisiting the Crustal Structure and Kinematics of the Central Andes at 33.5°S: Implications for the Mechanics of Andean Mountain Building. *Tectonics*. Vol. **37**: 1347–1375.
- ROSENBLOOM, N. & ANDERSON, R. 1994. Hillslope and channel evolution in a marine terraced landscape, Santa Cruz, California, *Journal of Geophysical Research*. Vol. **99** (B7), 14013-14029
- SANTIBÁÑEZ, I.; CEMBRANO, J.; GARCÍA, T.; GONZÁLEZ, G.; YAÑEZ, G. & ARANCIBIA, G. 2015. Potencial Sismogénico de las Fallas Corticales en los Andes chilenos. Congreso Geológico Chileno N° 14. Actas 1: 352-354. La Serena.

- SANTIBÁÑEZ, I.; CEMBRANO, J.; GARCÍA-PÉREZ, T.; COSTA, C.; YÁÑEZ, G.; MARQUARDT, C.; ARANCIBIA, G. & GONZÁLEZ, G. 2019. Fallas corticales en los Andes chilenos: limitaciones geológicas y potencial sísmico. *Andean geology*. Vol. **46** (1): 32-65.
- SELLÉS, D. & GANA, P. 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: regiones Metropolitana de Santiago y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. N°74: 19 pp.
- SEPÚLVEDA, S.; ASTROZA, M.; KAUSEL, E.; CAMPOS, J.; CASAS, E.; REBOLLEDO, S. & VERDUGO, R. 2008. Newfindings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, Central Chile: implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquake in subduction zones. *Journal of Earthquake Engineering*. Vol. **12**: 432-455
- SEPÚLVEDA, T. 2019. 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. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 88 pp. Concepción.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital. No. 4 CD-Room, versión 1.0. Santiago.
- SETON, M.; MÜLLER, R.; ZAHIROVIC, S.; GAINA, C.; TORSVIK, T.; SHEPHARD, G.; TALSMA, A.; GURNIS, M.; TURNER, M.; MAUS, S. & CHANDLER, M. 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*. Vol. **113**: 212–270.
- SIEH, K. 1981. A review of geological evidence for recurrence times of large earthquakes. *American Geophysical Union*. No. 4: 181-207. Washington, DC.
- SLEMMONS, D. & MCKINNEY, R. 1977. Definition of "active fault". U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station, Miscellaneous Paper S-77-8, 1-22.
- SLEMMONS, D. & DEPOLO, C. 1986. Evaluation of active faulting and associated hazards. *Active Tectonics: Impact on Society*, pp.45-62.
- SOMOZA, R. & GHIDELLA, M. 2005. Convergencia en el margen occidental de América del Sur durante el Cenozoico: subducción de las placas de Nazca, Farallon y Phoenix. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* **60**, 797–809
- SOMOZA, R. & GHIDELLA, M. 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **331-332**: 152–163.
- STREIG, A.; RUBIN, C.; CHEN, W-S.; CHEN, Y-G.; LEE, L-S.; THOMPSON, S.; MADDEN, C.; LU, S-T., TAPPONNIER P. AND TEN OTHERS. 1990. Evidence for prehistoric coseismic folding along the Tsaotun segment of the Chelungpu fault near Nan-Tou, Taiwan Active thrusting and folding in the Qilian Shan and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **97**: 382-403.

- TAPPONNIER, P.; MEYER, B.; AVOUAC, J.; PELTZER, G.; GAUDEMER, Y.; GUO SHUNMIN, G. & HUAGANG, D. 1990. Active thrusting and folding in the Qilian Shan, and decoupling between upper crust and mantle in northeastern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **97**(3-4): 382–403.
- TASSARA, A. & YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. 30 (2): 159-186.
- THIELE, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile. N°39: 51 pp.
- THOMAS, H. 1958. Geología 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. Bulletin, 2. Santiago.
- TSAPANOS, T. & BURTON, P. 1991. Seismic hazard evaluation for specific seismic regions of the world. *Tectonophysics*, Vol. **194** (1-2): 153–169.
- URRUTIA, M. 2017. Caracterización de la alteración hidrotermal del Prospecto Cerro Polcura (36°02' - 36°00' S y 71°29' - 71°32' W), Provincia de Linares, Región del Maule, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 69 pp.
- VALLAGE, A. & BOLLINGER, L. 2019. Testing Fault Models in Intraplate Settings: A Potential for Challenging the Seismic Hazard Assessment Inputs and Hypothesis? *Pure and Applied Geophysics*. Vol. **177**: 1879-1889.
- VARELA, J. & MORENO, H. 1982. Los depósitos de Relleno de la Depresión Central de Chile entre los ríos Lontué y Biobío. In Congreso geológico de Chile, N°3, Actas 2: F280-F306. Concepción
- VARGAS, G.; KLINGER, Y.; ROCKWELL, T.K.; FORMAN, S.L.; REBOLLEDO, S.; BAIZE, S.; LACASSIN, R. & ARMIJO, R. 2014. Probing large intraplate earthquakes at the west flank of the Andes. *Geology*. Vol. **42**(12): 1083-1086.
- VERGARA, M.; LÓPEZ-ESCOBAR, L.; PALMA, J.; HICKEY- VARGAS, R. & ROESCHMANN, C. 2004. Late tertiary volcanic episodes in the area of the city of Santiago de Chile: New geochronological and geochemical data. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 17 (3): 227–238.
- VICTOR, P.; ONCKEN, O. & GLODNY, J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21° S (northern Chile). *Tectonics*, Vol. 23 (4).
- VIGNY, C.; RUDLOFF, A.; RUEGG, J.; MADARIAGA, R.; CAMPOS, J. & ALVAREZ, M. 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. **175** (1-2): 86-95.
- WALL, R.; SELLÉS, D. & GANA, P. 1999. Geología de la Hoja Santiago, área de Tiltill-Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapa Geológico, v. 11.

- WENTWORTH, C. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*. Vol. 30 N° 5: 377-392.
- WEBER, G. & COTTON, W. 1981. Geologic Investigation of Recurrence Intervals and Recency of Faulting Along the San Gregorio Fault Zone, San Mateo County, California. U.S. Geological Survey Open-File Report. N° 81-263: 99 pp.
- WELLS, D. & COPPERSMITH, K. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the seismological Society of America*. Vol. 84(4): 974-1002.
- WESSON, R.; HELLEY, E.; LAJOIE, K. & WENTWORTH, C. 1975. Faults and future earthquakes, in Studies for seismic zonation of the San Francisco Bay Region: U:- S. Geol. Survey 941-A, 101 pp. 5-30 p.
- WÖRNER, G.; UHLIG, D.; KOHLER, I. & 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*. Vol. 345: 183-198.
- YETTON, M. & MCCAHERN, I. 2003. Marlborough District Seismic Hazard Investigation Programme - Phase 1: Identification of active fault traces in Marlborough District. 44p.







## ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo	Página
<b>1. UNIDADES EN TRINCHERA.....</b>	<b>116</b>
1.1 Fichas de descripción de unidades.....	116
1.2 <i>Guide to Texture by Feel</i> Modificado de Thien (1979).....	126
1.3 Triángulo textural de suelos usado en guía de reconocimiento de texturas..	127
<b>2. MEDICIONES DE FRACTURAS.....</b>	<b>128</b>
2.1 Pared norte.....	128
2.2 Pared sur.....	129
<b>3. DATACIÓN MORFOLÓGICA.....</b>	<b>130</b>
3.1 Coordenadas iniciales y finales de perfiles.....	130
3.2 Resumen de edades.....	131
3.3 Perfiles topográficos.....	134



## ANEXO 1: UNIDADES EN TRINCHERA

### Anexo 1.1. Fichas de descripción de unidades

<b>Número</b> 1	<b>Trinchera:</b> Cerda Noreste	<b>Fecha:</b> 13/03/19
<b>Litología:</b> Conglomerado	<b>Textura de matriz:</b> Sandy clay loam gavelly	<b>Color:</b> 2.5 YR 4/4
<b>Clastos:</b> 25% pebs 38 % cobs 27% bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SR-SA	<b>Soporte:</b> Clastosoportado
<b>Distribución:</b> Heterogéneo con inclinación al W		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación</b>	<b>Distinción</b>	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo</b>	<b>Estructuras</b>	<b>Cementación</b>
<b>Contactos:</b> Espesor: promedio 1.1 m	<b>Topografía</b> Intersecta con fondo de trinchera	<b>Forma de la unidad</b> Acuñada al W,
<b>Estructuras de deformación post depositación:</b> algunos clastos fracturados	<b>Tipo</b>	<b>características</b>
<b>Génesis de la unidad:</b> cono aluvial		<b>Unidad correlativa:</b> 11 y 2
<b>Observaciones:</b>		

<b>Número</b> 2	<b>Trinchera:</b> Cerda Sureste	<b>Fecha:</b>
<b>Litología:</b> Conglomerado	<b>Textura de matriz:</b> Sandy clay loam médium gravelly	<b>Color:</b> 2.5 YR 4/4
<b>Clastos:</b> 17% pebs 65 % cobs 5% bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SR-SA	<b>Soporte:</b> Clastosoportado, contacto puntual entre clastos
<b>Distribución:</b> sin gradación, heterogéneo.		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación:</b> no	<b>Distinción</b> Matriz más arenosa que unidades sobre y subyacentes	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo</b>	<b>Estructuras:</b> masivo	<b>Cementación:</b>
<b>Contactos</b> Espesor 50 cm	<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad:</b> Cuña
<b>Estructuras de deformación post depositación:</b> Flexura en límite W de la unidad, que buza al W	<b>Tipo:</b> pliegue	<b>características</b>
<b>Génesis de la unidad:</b> aluvial		<b>Unidad correlativa</b> 1 y 11
<b>Observaciones:</b>		

<b>Número</b> 3	<b>Trinchera:</b> Cerda Sureste	<b>Fecha:</b> 13/03/19
<b>Litología:</b> Conglomerado	<b>Textura de matriz:</b> loamy sand very gravelly; 15% de matriz	<b>color</b>
<b>Clastos:</b> 10 % pebs 60 % cobs 15 % bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> R	<b>Soporte</b> Clastosoportado
<b>Distribución</b> Heterogéneo, caótico		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación</b>	<b>Distinción</b> Presenta moderada a buena selección	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo</b>	<b>Estructuras</b>	<b>Cementación</b>
<b>Contactos</b> Erosivo <b>Espesor</b> 40 cm	<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad</b>
<b>Estructuras de deformación post depositacion:</b> Flexura en borde W	<b>Tipo</b> pliegue	<b>Características:</b> Llegando a zona de deformación descende al W de forma abrupta
<b>Génesis de la unidad:</b> abanico aluvial		<b>Unidad correlativa:</b> 12 y 16
<b>Observaciones:</b>		

<b>Número</b> 4	<b>Trinchera:</b> Cerda Sureste	<b>Fecha:</b>
<b>Litología:</b> Conglomerado	<b>Textura de matriz:</b> Sandy loeam gravelly (25% matriz)	<b>Color</b> 2.5 Y/4/2
<b>Clastos:</b> 45 % pebs 30 % cobs % bldrs	<b>Angularidad</b> SR	<b>Soporte</b> Clastosoportado
<b>Distribución:</b> Aleatoria		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación</b>	<b>Distinción</b> Leve	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo</b>	<b>Estructuras</b>	<b>Cementación</b>
<b>Contactos</b> <b>Espesor</b> 47 cm máximo	<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad</b> Lenticular, curvo
<b>Estructuras de deformación post depositacion</b>	<b>Tipo</b>	<b>Características</b>
<b>Génesis de la unidad:</b> aluvial		<b>Unidad correlativa:</b>
<b>Observaciones:</b>		

<b>Número</b> 5	<b>Trinchera:</b> Cerda Sureste	<b>Fecha:</b> 14/03/19
<b>Litología:</b> grava	<b>Textura de matriz:</b> Muddy gravel (22%)	<b>Color</b> 2.5 YR 4/4
<b>Clastos:</b> 35 % pebs 38 % cobs 5 % bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SR	<b>Soporte</b> Clasto soportado
<b>Distribución</b> caótico		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación</b> no	<b>Distinción</b>	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo</b>	<b>Estructuras</b>	<b>Cementación</b>
<b>Contactos</b> Erosivo <b>Espesor</b> 75 cm	<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad</b> Cuña, inclinado al W
<b>Estructuras de deformación post depositacion</b>	<b>Tipo</b>	<b>Características</b> Capa inclinada al W
<b>Génesis de la unidad:</b> Aluvial		<b>Unidad correlativa</b>
<b>Observaciones:</b>		

<b>Número</b> 6	<b>Trinchera:</b> Cerda Sureste	<b>Fecha:</b> 14/03/19
<b>Litología:</b> grava	<b>Textura de matriz:</b> Very gravelly Sandy clay loam (65% grava, 35% matriz)	<b>Color</b> 5YR 4/6
<b>Material orgánico:</b> Raíces actuales	<b>Distribución y tamaño:</b> 2 a 5 mm diámetro, en toda la unidad	<b>Raices (SCS)</b>
<b>Clastos:</b> 70 % pebs 13 % cobs 5 % bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> R	<b>Soporte:</b> Clastosoportado, clastos >1.5 a 2 cm
<b>Distribución</b> Heterogéneo		
<b>Estructuras sedimentarias :</b> Capa cobbles-pebbles en base <b>Tipo de estratificación :</b> mixed	<b>Distinción</b> Sub paralelo a ondulatorio	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo</b>	<b>Estructuras</b>	<b>Cemetnacion</b>
<b>Contactos</b> <b>Espesor</b> 40 a 60 cm	<b>Topografía</b> Inclinado al W	<b>Forma de la unidad</b> Irregular, con forma de cuña y truncado por U5
<b>Estructuras de deformación post depositacion</b>	<b>Tipo</b> pliegue	<b>Características</b> Flexuraa
<b>Génesis de la unidad:</b> aluvial		<b>Unidad correlativa:</b> 13 y 15
<b>Observaciones:</b>		

<b>Número</b> 7	<b>Trinchera:</b> Cerda sur	<b>Fecha:</b> 14/03
<b>Litología:</b> grava	<b>Textura de matriz</b> 43%, Sandy loam very gravelly	<b>Color</b> 4/6 yellowish red
<b>Material orgánico:</b> Raíces 2 a 3%	<b>Distribución y tamaño</b> 1 cm diámetro, verticales	<b>Raíces (SCS)</b>
<b>Clastos:</b> 9 % pebs 40 % cobs 8 % bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SR	<b>Soporte:</b> Matriz soportado. Localmente clasto soportado
<b>Distribución:</b> clastos más finos hacia el W		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación:</b> no es notoria	<b>Distinción</b>	<b>Otros:</b> leve imbricación
<b>Características de horizonte de suelo</b>	<b>Estructuras</b>	<b>Cementación</b>
<b>Contactos:</b> Concordante <b>Espesor:</b> 40 cm máx, 30 cm promedio	<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad</b> cuña
<b>Estructuras de deformación post depositación:</b> Inclinado al W, leve flexura	<b>Tipo</b>	<b>características</b>
<b>Génesis de la unidad:</b> aluvial		<b>Unidad correlativa:</b> 8 y 14
<b>Observaciones:</b> pebbles de 1.5 a 6.4 cm		

<b>Número</b> 8	<b>Trinchera:</b> Cerda Sureste	<b>Fecha:</b> 14/03/19
<b>Litología:</b> conglomerado	<b>Textura de matriz:</b> silty clay gravelly (38%)	<b>Color</b> 25Y 4/3
<b>Material orgánico:</b> Raíces secas	<b>Distribución y tamaño</b> 1-3 mm diámetro, largo expuesto 15 cm	<b>Raíces (SCS)</b>
<b>Clastos:</b> 11 % pebs 28 % cobs 23 % bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SA-SR	<b>Soporte</b> Matriz soportado
<b>Distribución:</b> no sigue patrón determinado, clastos orientados hacia el oeste		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación:</b> Masivo	<b>Distinción</b>	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo</b>	<b>Estructuras</b>	<b>Cementación</b>
<b>Contactos:</b> Onduloso, irregular <b>Espesor--</b>	<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad</b> tabular
<b>Estructuras de deformación post depositación</b> Desplazado por dos fallas inversas	<b>Tipo</b> Clastos verticales Clastos fracturados	<b>Características</b> Fácilmente distinguible
<b>Génesis de la unidad:</b> aluvial		<b>Unidad correlativa:</b> 7 y 14
<b>Observaciones:</b> Cortad por dos fallas inversas de orientación cercana a N-S y con vergencia W Desplazamiento de nivel de boulders como evidencia		

<b>Número</b> 9	<b>Trinchera:</b> Cerda Sureste	<b>Fecha:</b> 13/03/19
<b>Litología:</b> grava	<b>Textura de matriz</b> fine gravelly silty clay (65%)	<b>Color</b> 2.5 YR 4/6
<b>Material orgánico</b> Raíces	<b>Distribución y tamaño</b> 0.5 a 1 cm de diámetro	
<b>Clastos:</b> 20 % pebs 10 % cobs 3 % bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> Matriz: A Clastos: R-SR	<b>Soporte</b> Matriz soportado, matriz < 1 cm
<b>Distribución:</b> gradación normal		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación</b>	<b>Distinción</b>	<b>Otros</b> Caótico, representa mezcla
<b>Características de horizonte de suelo</b>	<b>Estructuras</b> Poca meteorización excepto por matriz más gruesa	<b>Cementación</b>
<b>Contactos</b> onlap <b>Espesor</b> 20 a 40 cm	<b>Topografía</b> Concordante con topografía y clastos inclinados	<b>Forma de la unidad</b> cuña
<b>Estructuras de deformación post depositacion</b>	<b>Tipo</b>	<b>Características</b> Posible límite W por falla normal
<b>Génesis de la unidad:</b> cuña coluvial		<b>Unidad correlativa:</b> 18
<b>Observaciones:</b> Clastos < 2 cm brechosos, angulosos y meteorizados. Mayor porcentaje de matriz hacia techo.		

<b>Número</b> 10	<b>Trinchera:</b> Cerda SW	<b>Fecha:</b> 14/03/19
<b>Litología:</b>	<b>Textura de matriz</b> Silty clay loam	<b>Color</b> 2.5 YR 4/3
<b>Material orgánico</b> Raíces actuales	<b>Distribución y tamaño</b> Hasta 1.5 cm de diámetro	
<b>Clastos:</b> 7% pebs 10% cobs 5% bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SA ( pebs), SR (cobs y bldrs)	<b>Soporte</b> Matriz soportado
<b>Distribución:</b> rítmica marcada por clastos (Cobs)		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación :</b> mixed graded stratification	<b>Distinción</b> Niveles de clastos inclinados y se horizontalizan hacia el W	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo</b>	<b>Estructuras</b>	<b>Cementación</b>
<b>Contactos</b> Erosivo superior, concordante inferior <b>Espesor</b> 2.5 m al W	<b>Topografía</b> Aumenta potencia al W	<b>Forma de la unidad</b> Cuña
<b>Estructuras de deformación post depositacion</b>	<b>Tipo</b> Fractura y desplazamiento de clastos	<b>Características</b>
<b>Génesis de la unidad:</b> cuña coluvial		<b>Unidad correlativa:</b> 10
<b>Observaciones:</b>		

<b>Número</b>	11	<b>Trinchera:</b> Cerda Noreste	<b>Fecha:</b> 15/03/19
<b>Litología:</b>		<b>Textura de matriz:</b> 23% Sandy clay very gravelly	<b>Color</b> 2.5 Y 4/4
<b>Clastos:</b> 51% pebs 18% cobs 4% bldrs		<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SR	<b>Soporte</b> Clastosoportado; contacto tangencial
<b>Distribución:</b> aumento de cobbles en la cuña, pebbles horizontales			
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación</b>		<b>Distinción</b>	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo</b>		<b>Estructuras</b>	<b>Cementación</b>
<b>Contactos</b> erosivo Espesor máximo 1 m – 20 cm		<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad</b> Cuña
<b>Estructuras de deformación post depositacion</b>		<b>Tipo</b>	<b>Características</b>
<b>Génesis de la unidad:</b> Aluvial			<b>Unidad correlativa:</b> 1 y 2
<b>Observaciones:</b> Evidencia de meteorización como cáscara arcillosa hacia la parte superior de la unidad.			

<b>Número</b>	12	<b>Trinchera:</b> Cerda Noreste	<b>Fecha:</b> 15/03/19
<b>Litología:</b> Conglomerado		<b>Textura de matriz: (25%)</b> Sandy clay extremelly gravelly	<b>Color:</b> 2.5Y 4/4
<b>Materia orgánica:</b> Raíces		<b>Distribución y tamaño:</b> Díam: 3 mm, largo hasta 3 cm	
<b>Clastos:</b> 35 % pebs 65 % cobs 0% bldrs		<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SR	<b>Soporte</b> Clastosoportado
<b>Distribución:</b> Cobbles concentrados en la base; gradación normal			
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación</b>		<b>Distinción</b>	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo</b>		<b>Estructuras</b>	<b>Cemetnacion</b>
<b>Contactos:</b> Erosivo Espesor		<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad</b> Cuña
<b>Estructuras de deformación post depositacion</b>		<b>Tipo</b> Fracturamiento de clastos Rotación de clastos	<b>Características</b> flexura
<b>Génesis de la unidad:</b> aluvial			<b>Unidad correlativa:</b> 3 y 16
<b>Observaciones:</b>			



<b>Número</b> 13	<b>Trinchera:</b> Cerda NE	<b>Fecha:</b> 15/03/19
<b>Litología:</b> Conglomerado	<b>Textura de matriz:</b> Sandy clay very gravelly (23%)	<b>Color</b> 5YR 4/6
<b>Materia orgánica:</b> Raíces	<b>Distribución y tamaño</b> Diámetro 3 mm, largo 12 cm	Algunas raíces atraviesan los clastos más meteorizados
<b>Clastos:</b> 52 % pebs 25% cobs 0% bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SR-SA	<b>Soporte</b> Clastosoportado. Matriz buena selección, clastos moderada selección
<b>Distribución:</b> Pebbles se encuentran más hacia la cabecera de la capa		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación</b>	<b>Distinción</b>	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo</b>	<b>Estructuras</b>	<b>Cementación</b>
<b>Contactos</b> Erosivo <b>Espesor</b> 40 a 50 cm	<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad</b> Tabular
<b>Estructuras de deformación post depositacion</b>	<b>Tipo</b> Deformación por falla, moderada notoriedad	<b>Características</b> Clastos fracturados Clastos rotados
<b>Génesis de la unidad:</b> Aluvial		<b>Unidad correlativa:</b> 6 y 15
<b>Observaciones:</b>		

<b>Número</b> 14	<b>Trinchera:</b> Cerda Noreste	<b>Fecha:</b> 15/03/19
<b>Litología:</b>	<b>Textura de matriz:</b> Sandy clay gravelly (20%)	<b>Color:</b> 5YR 4/6
<b>Materia orgánica:</b> Raíces (2%)	<b>Tamaño:</b> 5 mm diámetro	
<b>Clastos:</b> 30 % pebs 35 % cobs 5 % bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SR	<b>Soporte</b> Clastosoportado
<b>Distribución:</b> parte de cobbles y pebbles en lentes		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación</b>	<b>Distinción</b>	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo</b> Formacion de suelo en toda la capa	<b>Estructuras</b> No.	<b>Otros :</b> Meteorización a arcillas y clastos negros con cáscara? capa arcillosa
<b>Contactos</b> Concordante <b>Espesor</b> Máx 150 cm	<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad</b>
<b>Estructuras de deformación post depositacion</b>	<b>Tipo</b> Falla	<b>Características</b> Clastos fracturados, cclastos rotados hacia el E.
<b>Génesis de la unidad:</b> Aluvial		<b>Unidad correlativa:</b> 7 y 8
<b>Observaciones:</b>		

<b>Número</b> 15	<b>Trinchera:</b> Cerda Noreste	<b>Fecha:</b> 15/03/19
<b>Litología:</b>	<b>Textura de matriz:</b> Sandy clay very gravelly	<b>Color</b> 5 YR 4/6
<b>Clastos:</b> % pebs % cobs % bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SR	<b>Soporte</b> Clastosoportado
<b>Distribución</b>		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación</b>	<b>Distinción</b>	<b>Otros</b> Alineación de clastos con capa
<b>Características de horizonte de suelo</b> no	<b>Estructuras</b>	<b>Cementación</b>
<b>Contactos</b> Concordante <b>Espesor</b> 30 cm maximo	<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad</b> Cuña cortada por falla
<b>Estructuras de deformación post depositacion</b>	<b>Tipo</b> Clastos fracturados	<b>Características</b> En los límites de la unidad. Leve flexura hacia la falla, con clastos siguiendo orientación
<b>Génesis de la unidad:</b> Aluvial		<b>Unidad correlativa:</b> 6 y 13
<b>Observaciones:</b>		

<b>Número</b> 16	<b>Trinchera:</b> cerda Noreste	<b>Fecha:</b> 15/03/19
<b>Litología:</b> Conglomerdo	<b>Textura de matriz (15%)</b> Sandy clay médium gravelly	<b>Color</b> 2.5 Y 4/4
<b>Clastos:</b> 34 % pebs 42 % cobs 4 % bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SR	<b>Soporte</b> Clastosoportado
<b>Distribución:</b> aleatorio, leve gradación normal		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación</b>	<b>Distinción</b>	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo</b>	<b>Estructuras</b>	<b>Cementación</b>
<b>Contactos:</b> Irregular <b>Espesor:</b> max 70 cm, promedio 45 cm	<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad</b> Ondulatoria y lenticular
<b>Estructuras de deformación post depositacion</b>	<b>Tipo:</b> Deformación por falla	<b>Características:</b> Clastos rotados y fracturados en porción este de la capa
<b>Génesis de la unidad:</b> Aluvial		<b>Unidad correlativa:</b> 3 y 12
<b>Observaciones:</b>		

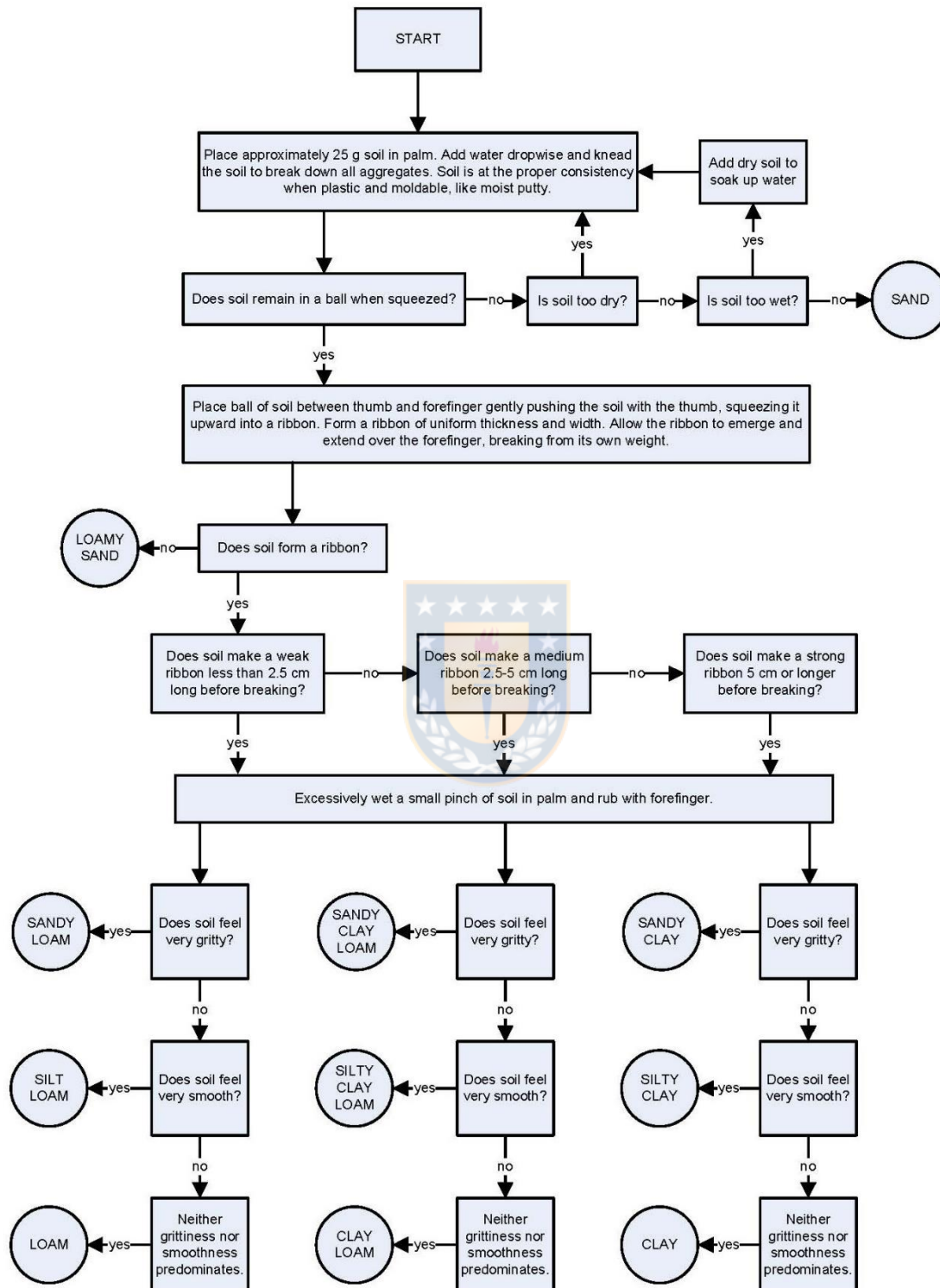
<b>Número</b> 17	<b>Trinchera:</b> Cerda Noroeste	<b>Fecha:</b> 15/03/19
<b>Litología:</b> Conglomerado	<b>Textura de matriz:</b> (26%) Silty lay gravelly	<b>Color</b> 2.5 5/6
<b>Material orgánico:</b> Raíces	<b>Tamaño:</b> diámetro 6 mm, largo: 26 cm	
<b>Clastos:</b> 36 % pebs 30 % cobs 8 % bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SR	<b>Soporte</b> Matriz soportado
<b>Distribución:</b> orientación semi horizontal		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación</b>	<b>Distinción</b>	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo:</b> Horizonte A actual	<b>Estructuras</b>	<b>Cementación</b>
<b>Contactos:</b> Irregular <b>Espesor:</b> máximo 1 m, promedio 50 cm	<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad</b> Cuña
<b>Estructuras de deformación post depositacion</b>	<b>Tipo</b> Posible falla	<b>características</b> Rotación de clastos
<b>Génesis de la unidad:</b> Aluvial		<b>Unidad correlativa</b>
<b>Observaciones:</b>		

<b>Número</b> 18	<b>Trinchera:</b> Cerda Noroeste	<b>Fecha:</b> 15/03/19
<b>Litología:</b> Arcillolita	<b>Textura de matriz:</b> 55% Silty clay	<b>Color</b> 2.5 YR 4/4
<b>Clastos:</b> 30 % pebs 15 % cobs 0 % bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SA-SR	<b>Soporte</b> Matriz soportado
<b>Distribución</b>		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación :</b> Mixed graded	<b>Distinción</b> Clastos orientados con las capas	<b>Otros</b> Intercalado de clastos y matriz
<b>Características de horizonte de suelo:</b> Clastos meteorizados, tonos amarillos.	<b>Estructuras</b>	<b>Cementación</b>
<b>Contactos</b> Concordante <b>Espesor</b> 30 cm máximo	<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad</b> Cuña
<b>Estructuras de deformación post depositacion</b>	<b>Tipo</b> Falla	<b>Características</b> Clastos fracturados y rellenos de matriz
<b>Génesis de la unidad:</b> coluvial		<b>Unidad correlativa:</b> 9
<b>Observaciones:</b> Nivel horizontal superior meteorizado, clastos privenientes de unidad 17.		

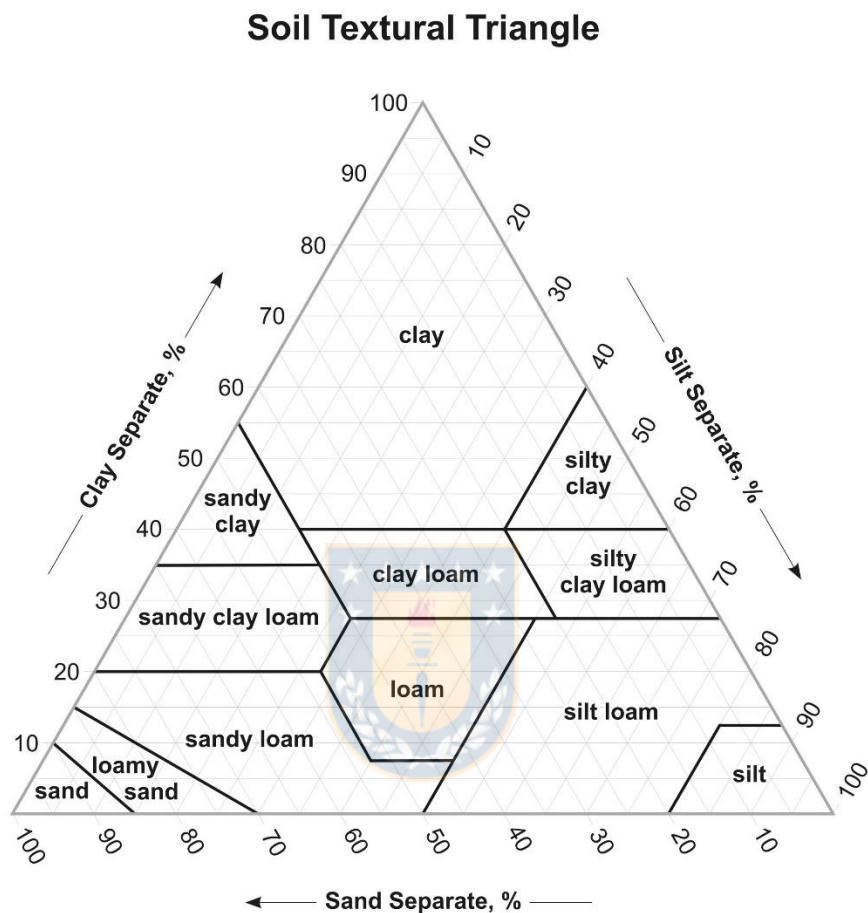
<b>Número</b> 19	<b>Trinchera:</b> Cerda Noroeste	<b>Fecha:</b> 15/03/19
<b>Litología:</b> Arcillolita	<b>Textura de matriz:</b> (87%) clay	<b>Color</b> 2.5 Y 3/4
<b>Clastos:</b> 3 % pebs 4 % cobs 6 % bldrs	<b>Angularidad (A, SA, SR, R)</b> SR-SA	<b>Soporte</b> Matriz soportado
<b>Distribución:</b> Niveles de clastos 3 a 7 cm sub horizontales		
<b>Estructuras sedimentarias</b> <b>Tipo de estratificación</b>	<b>Distinción</b> Alineación de clastos en relación de onlap con otras unidades	<b>Otros</b>
<b>Características de horizonte de suelo</b>	<b>Estructuras</b>	<b>Cementación</b>
<b>Contactos</b> Neto <b>Espesor</b> Máximo 2.3 metros, espesor aumenta hacia el W	<b>Topografía</b>	<b>Forma de la unidad</b>
<b>Estructuras de deformación post depositación:</b> No	<b>Tipo</b>	<b>características</b>
<b>Génesis de la unidad:</b> cuña coluvial interdigitada con depósitos de vega		<b>Unidad correlativa:</b> 10
<b>Observaciones:</b> Clastos de 2 a 7 mm sub angulosos y de color blanquecino, alteración a arcillas. Contiene raíces y hojas además de algunos carbones		



## Anexo 1.2. Guide to Texture by Feel Modificado de Thien (1979).



**Anexo 1.3. Triángulo textural de suelos usado en guía de reconocimiento de texturas.**



## ANEXO 2: MEDICIONES DE FRACTURAS

Mediciones resultantes de aplicación FieldMove Clino.

### Anexo 2.1. Pared norte

FID	Id	Dip	Dip_dir	Sección
0	1	80	116	6
1	2	70	120	6
2	3	83	150	7
3	4	88	320	7
4	5	35	300	7
5	6	75	84	9
6	7	53	58	9
7	8	35	310	13
8	9	38	28	13
9	10	60	315	13
10	11	55	340	13
11	12	34	325	14
12	13	51	52	14
13	131	46	156	14
14	14	86	138	14
15	15	50	120	14
16	16	20	125	31
17	17	78	67	31
18	18	42	100	15
19	19	47	298	16
20	20	88	330	16
21	21	62	148	16
22	22	80	278	17
23	23	86	220	17
24	24	81	302	17
25	25	64	298	17
26	26	40	122	30
27	27	70	115	31
28	28	83	321	31
29	177	83	155	29
30	77	62	298	7
31	666	42	294	32

## Anexo 2.2. Pared Sur

Id	Dip	Dip_dir	Sección
1	83	285	a
2	88	96	a
3	81	298	b
4	53	316	b
5	57	280	c
6	8	200	c
701	42	290	c
702	82	261	c
8	15	240	c
9	9	260	c
10	82	300	c
11	27	143	d
12	40	288	d
13	52	102	d
14	17	252	d
15	47	301	e
16	63	332	f
17	83	70	g
18	36	104	g
19	30	313	g
20	85	127	g
21	81	282	g
22	70	311	s
23	29	299	b
24	27	295	b
2401	34	116	w
2501	79	95	v



## ANEXO 3: DATACIÓN MORFOLÓGICA

### Anexo 3.1. Coordenadas iniciales y finales de perfiles

N° Perfil	norte inicio	este inicio	norte final	este final
1	6013299.2	271101.2	6013241.9	271202.2
2	6013432.5	271228.3	6013356.5	271299.1
3	6013530.5	271329.4	6013465.9	271422.1
4	6013655.5	271416.9	6013587.8	271525.2
5	6013777.4	271565.3	6013682.1	271604.4
6	6013875.9	271651.3	6013833.7	271746.6
7	6014027.5	271682.6	6013974.3	271810.7
8	6014150.9	271834.9	6014100.9	271925.6
9	6014343.2	271895.9	6014313.5	272022.5
10	6014486.9	271935.0	6014482.2	272036.5
11	6014615.1	271964.7	6014572.9	272050.6
12	6014770.7	272048.0	6014753.5	272157.4
13	6014925.4	272079.3	6014908.2	272209.0
14	6014975.4	272119.9	6014927.0	272199.6
15	6015067.6	272210.6	6015031.7	272270.0
16	6015154.4	272249.5	6015117.0	272330.8
17	6015317.0	272346.0	6015312.3	272416.8
18	6015445.2	272452.8	6015438.9	272526.2
19	6015582.7	272516.9	6015581.1	272626.2
20	6015706.2	272518.5	6015709.3	272630.9
21	6015916.5	272552.8	6015925.8	272652.8
22	6016078.3	272519.9	6016034.6	272727.1
23	6016143.7	272688.7	6016139.1	272740.3
24	6016229.7	272782.5	6016196.9	272846.5
25	6016378.1	272896.6	6016306.3	272963.8
26	6016511.8	272978.8	6016473.9	273052.5
27	6016650.1	273063.8	6016598.5	273227.9
28	6017250.2	27459.3	6017201.8	273532.6
29	6017495.6	273523.3	6017455.0	273587.3
30	6017712.0	273612.5	6017692.1	273656.5
31	6017834.7	273631.2	6017781.6	273712.4

### Anexo 3.2. Resumen de edades

Edades para 1 evento por perfil. Se señalan en rojo en la columna % Error, aquellos perfiles con un error menor al 52%, que son los utilizados para la datación. La edad indicada corresponde a la calculada con un valor k de 11 m<sup>2</sup>/kyr.

Perfil	Kt Mínimo (m <sup>2</sup> )	Kt Máximo (m <sup>2</sup> )	Kt (m <sup>2</sup> )	Edad	Error (m <sup>2</sup> )	% Error
1	15.0	106.0	60.5	5500.0	45.5	75.2
2	15.0	69.5	42.3	3840.9	27.3	64.5
3	23.0	49.5	36.3	3295.5	13.3	36.6
4	41.0	98.0	69.5	6318.2	28.5	41.0
5	51.0	74.0	62.5	5681.8	11.5	18.4
6	40.0	78.0	59.0	5363.6	19.0	32.2
7	24.0	65.0	44.5	4045.5	20.5	46.1
8	13.0	113.0	63.0	5727.3	50.0	79.4
9	10.0	85.0	47.5	4318.2	37.5	78.9
10	8.3	26.5	17.4	1579.5	9.1	52.5
11	46.0	103.0	74.5	6772.7	28.5	38.3
12	38.0	101.0	69.5	6318.2	31.5	45.3
13	13.5	53.3	33.4	3034.1	19.9	59.6
14	20.0	38.5	29.3	2659.1	9.3	31.6
15	11.3	21.0	16.1	1465.9	4.9	30.2
16	23.5	49.9	36.7	3336.4	13.2	36.0
17	3.0	46.5	24.8	2250.0	21.8	87.9
18	23.0	83.5	53.3	4840.9	30.3	56.8
19	42.5	101.3	71.9	6534.1	29.4	40.9
20	41.0	145.6	93.3	8481.8	52.3	56.1
21	23.5	61.5	42.5	3863.6	19.0	44.7
22	15.0	116.0	65.5	5954.5	50.5	77.1
23	6.0	30.0	18.0	1636.4	12.0	66.7
24	17.5	43.0	30.3	2750.0	12.8	42.1
25	17.0	47.5	32.3	2931.8	15.3	47.3
26	38.8	70.0	54.4	4943.2	15.6	28.7
27	14.7	39.3	27.0	2454.5	12.3	45.6
28	24.5	51.0	37.8	3431.8	13.3	35.1
29	0.5	18.0	9.3	840.9	8.8	94.6
31	3.5	26.5	15.0	1363.6	11.5	76.7
32	1.3	35.5	18.4	1672.7	17.1	92.9

## Resumen de edades para 2 eventos por perfil

Perfil	Kt Mínimo (m <sup>2</sup> )	Kt Máximo (m <sup>2</sup> )	Kt (m <sup>2</sup> )	Edad	Error (m <sup>2</sup> )	% Error
1	24.0	142.0	83.0	7545.5	59.0	71.1
2	22.0	98.0	60.0	5454.5	38.0	63.3
3	36.0	72.0	54.0	4909.1	18.0	33.3
4	56.0	136.0	96.0	8727.3	40.0	41.7
5	75.0	126.0	100.5	9136.4	25.5	25.4
6	56.0	110.0	83.0	7545.5	27.0	32.5
7	34.0	92.0	63.0	5727.3	29.0	46.0
8	18.0	154.0	86.0	7818.2	68.0	79.1
9	12.0	120.0	66.0	6000.0	54.0	81.8
10	12.0	38.0	25.0	2272.7	13.0	52.0
11	62.0	146.0	104.0	9454.5	42.0	40.4
12	54.0	142.0	98.0	8909.1	44.0	44.9
13	12.0	39.0	25.5	2318.2	13.5	52.9
14	20.0	38.5	29.3	2659.1	9.3	31.6
15	17.0	32.0	24.5	2227.3	7.5	30.6
16	48.8	90.2	69.5	6318.2	20.7	29.8
17	2.0	21.0	11.5	1045.5	9.5	82.6
18	46.0	103.0	74.5	6772.7	28.5	38.3
19	115.5	259.5	187.5	17045.5	72.0	38.4
20	76.0	204.0	140.0	12727.3	64.0	45.7
21	37.0	90.0	63.5	5772.7	26.5	41.7
22	16.5	115.0	65.8	5977.3	49.3	74.9
23	8.0	39.0	23.5	2136.4	15.5	66.0
24	25.2	59.4	42.3	3845.5	17.1	40.4
25	54.0	102.0	78.0	7090.9	24.0	30.8
26	57.0	102.0	79.5	7227.3	22.5	28.3
27	36.5	70.5	53.5	4863.6	17.0	31.8
28	44.0	77.0	60.5	5500.0	16.5	27.3
29	1.0	30.0	15.5	1409.1	14.5	93.5
31	3.0	28.0	15.5	1409.1	12.5	80.6
32	1.0	64.0	32.5	2954.5	31.5	96.9

## Resumen de edades para 3 eventos por perfil

Perfil	Kt Mínimo (m <sup>2</sup> )	Kt Máximo (m <sup>2</sup> )	Kt (m <sup>2</sup> )	Edad	Error (m <sup>2</sup> )	% Error
1	27.0	153.0	90.0	8181.8	63.0	70.0
2	24.0	114.0	69.0	6272.7	45.0	65.2
3	42.0	84.0	63.0	5727.3	21.0	33.3
4	66.0	153.0	109.5	9954.5	43.5	39.7
5	42.0	81.0	61.5	5590.9	19.5	31.7
6	66.0	126.0	96.0	8727.3	30.0	31.3
7	39.0	105.0	72.0	6545.5	33.0	45.8
8	21.0	177.0	99.0	9000.0	78.0	78.8
9	15.0	138.0	76.5	6954.5	61.5	80.4
10	15.0	43.5	29.3	2659.1	14.3	48.7
11	69.0	165.0	117.0	10636.4	48.0	41.0
12	63.0	156.0	109.5	9954.5	46.5	42.5
13	42.0	81.0	61.5	5590.9	19.5	31.7
14	34.5	66.0	50.3	4568.2	15.8	31.3
15	19.5	36.0	27.8	2522.7	8.3	29.7
16	48.9	138.0	93.5	8495.5	44.6	47.7
17	3.0	31.5	17.3	1568.2	14.3	82.6
18	51.0	115.5	83.3	7568.2	32.3	38.7
19	126.0	288.0	207.0	18818.2	81.0	39.1
20	106.5	279.0	192.8	17522.7	86.3	44.7
21	43.5	103.5	73.5	6681.8	30.0	40.8
22	16.5	130.5	73.5	6681.8	57.0	77.6
23	9.0	45.0	27.0	2454.5	18.0	66.7
24	29.7	72.9	51.3	4663.6	21.6	42.1
25	63.0	118.5	90.8	8250.0	27.8	30.6
26	69.0	123.0	96.0	8727.3	27.0	28.1
27	40.7	79.5	60.1	5463.6	19.4	32.3
28	51.0	94.5	72.8	6613.6	21.8	29.9
29	1.5	36.0	18.8	1704.5	17.3	92.0
31	4.5	37.5	21.0	1909.1	16.5	78.6
32	1.0	72.0	36.5	3318.2	35.5	97.3

### Anexo 3.3. Perfiles topográficos

A continuación se incluyen los perfiles topográficos utilizados para la datación morfológica y se indica, en línea segmentada, una prolongación de la superficie de terreno para visualizar los quiebres presentes en el escarpe. La ubicación de los perfiles se detalla en la Figura 4.21

