



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento Ciencias de la Tierra



**POTENCIAL SISMOGÉNICO DE FALLAS CORTICALES
SOBRE EL *GAP* SÍSMICO DE 1877, NORTE DE CHILE (23°S):
UNA DISCUSIÓN A PARTIR DE ÍNDICES
MORFOMÉTRICOS.**



Memoria para optar al Título de Geóloga

Valentina Isabel Fernández Estay

Profesor Patrocinante: Dr. Joaquín Alejandro Cortés Aranda
Profesores de Comisión: Dr. Jorge Andrés Quezada Flory
Dr. Andrés Humberto Tassara Oddo

Concepción, 2021

ÍNDICE

Página

RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema	1
1.2. Ubicación del área de estudio	2
1.3. Hipótesis	3
1.4. Objetivos	4
1.4.1. Objetivo general.....	4
1.4.2. Objetivos específicos.....	4
1.5. Agradecimientos	4
2. ANTECEDENTES	6
2.1. Marco teórico	6
2.2. Revisión bibliográfica	7
2.2.1. Marco Tectónico.....	7
2.2.2. Marco Geológico.....	10
a. Cuenca Quillagua-Llamara.....	10
b. Rocas Estratificadas.....	11
c. Rocas Intrusivas.....	13
d. Rocas no consolidadas.....	13
2.2.3. Marco Geomorfológico.....	14
2.2.4. Evidencia de actividad neotectónica en el Antearco del norte de Chile.....	17
2.2.5. Evidencia de actividad instrumental en fallas corticales del norte de Chile.....	20
3. METODOLOGÍA	25
3.1. Compilación de evidencia neotectónica de terreno	25
3.2. Fuente de los datos	25
3.3. Análisis morfométrico	26
3.3.1. Sinuosidad de frente montañoso (Smf).....	27
3.3.2. Morfometría de redes.....	28
a. Extracción de cuencas.....	28
b. Extracción automatizada de redes de drenaje y knickpoints.....	28
c. Índice de gradiente (SL).....	30
d. Índice verticalidad normalizada (ksn).....	31
4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS	33
4.1. Evidencia de actividad neotectónica	33
4.1.1. Escarpes de falla.....	33
4.1.2. Knickpoints.....	37
4.1.3. Grietas extensionales.....	38
4.2. Análisis Morfométrico	39
4.2.1. Sinuosidad de frente montañoso (Smf).....	39
4.2.2. Morfometría de redes.....	42
a. Extracción de cuencas, red de drenajes y determinación automatizada de knickpoints.....	42
b. Mapa de valores SL.....	45

c. Mapa de valores Ksn.....	46
d. Perfiles Longitudinales.....	47
5. DISCUSIÓN.....	52
5.1. Definición de fallas con mayor grado de actividad durante el Pleistoceno Tardío- Holoceno.....	52
5.1.1. Cuenca A.....	52
5.1.2. Cuenca C.....	53
5.1.3. Cuenca D.....	55
5.1.4. Cuenca F.....	56
5.1.5. Cuenca G.....	57
5.2. Estimación de potencial sismogénico.....	60
6. CONCLUSIONES.....	66
7. REFERENCIAS.....	68

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación y accesos principales al área de estudio.....	2
1. 2. Mapa con imagen satelital del sector de Pedro de Valdivia y fallas del Sistema de Fallas de Atacama que se expresan en la zona.....	3
2. 1. Etapas evolución del arco Jurásico-Cretácico Inferior del norte de Chile. Modificado de Scheuber y Gonzalez (1999).....	9
2. 2. Contexto geológico del área de estudio. El cuadro rojo enmarca la zona de estudio. Modificado de Sáez y otros (1999).....	11
2. 3. Mapa geológico de la zona de Pedro de Valdivia tomado de López y otros (2018).	12
2. 4. Unidades fisiográficas de la región de Antearco. Líneas negras representan el SFA. Zona de estudio marcada en cuadro rojo. Tomado de Meza (2015).....	15
2. 5. Contexto geomorfológico del sector Pedro de Valdivia. Imagen obtenida de Google Earth Pro con una exageración vertical = 2.0....	16
2. 6. Mapa de distribución de sismicidad cortical (sismos con hipocentros de hasta 20 km de profundidad) en el área de estudio proporcionada por IRIS.....	21
2. 7. Mapa del norte de Chile con las áreas de ruptura del terremoto de Iquique (2014) y Tocopilla (2007). El cuadro negro representa la zona de Pedro de Valdivia. Abajo perfil W-E de sismicidad y regiones definidas por Bloch y otros (2014).....	22
2. 8. Terremotos históricos y registrados instrumentalmente en el norte de Chile y sur del Perú. Instrumentos IPOC utilizados se muestran en azul. A la izquierda se indican los largos de ruptura vs tiempo; al	

	centro se muestra la distribución de deslizamiento asociada al terremoto de Pisagua (2014) y su réplica más importante (Modificado de Schurr y otros, 2014)	23
2. 9.	101,601 terremotos detectados y localizados en este estudio, trazados en vista en planta y proyectados en un solo plano longitudinal (abajo) y latitudinal (derecha). En el gráfico de vista de mapa, los eventos están codificados por colores según su profundidad hipocentral y se representan en la parte superior de un mapa en relieve sombreado. Los círculos rojos y verdes representan las estaciones de la red sísmica que se utilizaron para la producción de catálogos. Los cuadros de trazos rojos en el gráfico de vista de planta muestran la ubicación de los perfiles que se muestran en la Figura 2.10. Tomado de Sippl y otros (2018).....	24
2.10.	Ocho secciones transversales de oeste a este a través del área sísmicamente activa, clasificadas de norte a sur. Los terremotos se muestran como círculos huecos, con tamaños de círculo escalados a sus magnitudes y color de acuerdo con el esquema de clasificación que se muestra en la Figura 2.9. Además, el grupo de sismicidad intensa de profundidad intermedia está coloreado en cian, y los eventos que no entran en ninguna de las clases asignadas se muestran en negro. Los triángulos negros invertidos son las ubicaciones proyectadas de las estaciones dentro de los 100 km de la latitud central del perfil. Tomado de Sippl y otros (2018).....	25
3. 1.	Índice de sinuosidad de frente de montaña. Elaboración propia.....	27
3. 2.	Factores causantes de anomalías. (A) anomalías asociadas a variaciones en el nivel de base, (B) anomalías asociadas a la actividad tectónica y (C) anomalías asociadas a cambio litológicos y (D) anomalías asociadas a deslizamientos, tomado de Subiela (2017).....	29
3. 3.	Índice de gradiente o Hack (SL). Elaboración propia.....	30
4. 1.	Mapa de sombras del área de Pedro de Valdivia. En el mapa se observan 22 frentes de montaña con sus Lmf y Ls correspondientes para calcular el índice SFM.....	41
4. 2.	Mapa de cuencas seleccionadas dentro del área de estudio con sus redes de drenaje y principales fallas pertenecientes al SFA.....	43
4. 3.	Mapa de distribución de knickpoints generado por el programa <i>Knickpointfinder</i>	44

4. 4.	Mapa con valores del índice de Hack (SL), la interpolación del índice en cada cuenca hídrica y los knickpoints tectónicos determinados dentro del área de estudio.....	45
4. 5.	Mapa con valores de índice de Ksn en los cauces principales de cada cuenca.....	47
4. 6.	Mapa de redes de drenaje seleccionadas para realizar perfiles longitudinales. Se observan los knickpoints determinados en los perfiles longitudinales	48
4. 7.	Perfiles longitudinales para las redes de drenaje pertenecientes a la cuenca A.....	49
4. 8.	Perfiles longitudinales para las redes de drenaje pertenecientes a la cuenca C.	49
4. 9.	Perfiles longitudinales para las redes de drenaje correspondientes a la cuenca D	50
4. 10.	Perfiles longitudinales para las redes de drenaje correspondientes a la cuenca F. No se observan valores anómalos por lo que no se definen <i>knickpoints</i>	51
4. 11.	Perfiles longitudinales para las redes de drenaje correspondientes a la cuenca G.....	51
5. 1.	Cuenca A con los distintos índices morfométricos calculados, <i>Knickpoints</i> determinados y puntos de control en terreno.....	52
5. 2.	Mapa de sombras de cuenca C con los distintos índices morfométricos calculados, <i>Knickpoints</i> determinados, fallas presentes en el área y puntos en terreno.....	54
5. 3.	Mapa de sombras de cuenca D con los distintos índices morfométricos calculados, <i>Knickpoints</i> determinados, fallas presentes en el área (~NS y NNE) y puntos en terreno.....	55
5. 4.	Mapa de sombras de cuenca F, con índices Ksn, Smf y <i>knickpoints</i> determinados dentro del área.....	56
5. 5.	Mapa de sombras de cuenca F, con índices Ksn, Smf y <i>knickpoints</i> determinados dentro del área.....	58
5. 6.	Mapa de fallas y <i>knickpoints</i> determinados en el área de Pedro de Valdivia, en rojo destacan las fallas con posible actividad neotectónica, dada las evidencias geomorfológicas observadas.....	59
5. 7.	Gráfico de relación entre largo de ruptura superficial y magnitud de eventos sísmicos. Modificado de Wells y Coppersmith (1994).....	62
5. 8.	Gráfico de relación entre largo de ruptura superficial y máximo desplazamiento de eventos sísmicos. Modificado de Wells y Coppersmith (1994).....	62

5. 9	Perfiles de sismicidad de alta resolución en la latitud de estudio (23°S) desarrollados por Sippl y otros (2018).....	64
------	---	----

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla		Página
4. 1.	Resultados de la aplicación del índice de sinuosidad de frente de montaña (SMF) y las categorías aplicadas.....	41
5. 1.	Potencial sismogénico calculado para las fallas activas de Pedro de Valdivia utilizando la longitud de ruptura superficial. Tipos de falla; R: Inversa, N: Normal, SS: Rumbo.....	63
5. 2.	Potencial sismogénico calculado para las fallas activas de Pedro de Valdivia utilizando el máximo desplazamiento observado. Tipos de falla; R: Inversa, N: Normal, SS: Rumbo. MD (*): Valor de desplazamiento estimado en base a SRL con ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994).....	63

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía		Página
4. 1.	Escarpe de falla normal afectando el piedemonte oriental de una de las sierras en la parte suroccidental de la hoja. FM: frente de montaña; EF: Escarpe de falla; TD: Talud de detritos.....	34
4. 2.	Hemigraben en la porción suroccidental de la Hoja (Cuenca F). HG: Hemigraben; EF: Escarpe de falla. Línea azul segmentada representa la traza de la falla. Abajo: perfil topográfico E-W obtenido de Google Earth Pro con exageración vertical = 2.....	34
4. 3.	Graben Antucoya. FW y FO son las fallas occidental y oriental que lo controlan, respectivamente. GA= Graben. (Cuenca C). Abajo: Perfil topográfico W-E del Graben Antucoya obtenido de <i>Google Earth</i>	34
4. 4.	a) Escarpes de falla normal al oeste de la ex Oficina Algorta. Líneas amarillas segmentadas indican los escarpes. b) Vista en perfil de escarpes mostrados en a). Se observa un nivel de ceniza desplazado por una falla principal (lado derecho) y fallas secundarias (lado izquierdo). Líneas amarillas: Escarpes; Líneas azules: Fallas; CW: Cuña coluvial; CC: Capa de ceniza; WS: Depósito de lavado.....	35

4. 5.	Falla inversa al norte de la Hoja (Cuenca A). TD: Talud de detritos; FF: Cara libre; GS: Gravas antiguas con sulfatos. J3i= Lavas andesíticas. Vista al sur.....	36
4. 6.	Falla inversa La Grava.; J3i: Rocas andesíticas; Hip: Rocas hipabisales; en línea azul: Traza de falla, TD: Talud de detritos.....	36
4. 7.	Vista del plano de falla inversa La Grava ubicada al norte de la Hoja, con separación en el manto de al menos 1.2 m, presenta casi únicamente una cara libre. FF: Cara libre.....	37
4. 8.	Flechas amarillas identifican Knickpoints en el Valle de Colupo.....	37
4. 9.	Grietas extensionales en las inmediaciones de escarpes de fallas normales reconocidas a distintas escalas.....	38
4.10.	Grietas extensionales observada en el bloque colgante de fallas inversas.....	39



RESUMEN

En el Antearco del norte de Chile, se producen grandes terremotos de subducción, y una fracción de la deformación inducida es transferida de manera permanente a la placa superior a través de fallas corticales. En la zona de la Cordillera de la Costa que abarca la hoja de Pedro de Valdivia de SNGM (23°), un ejemplo de lo anterior está dado por la ocurrencia de fallas pertenecientes al Sistema de Fallas de Atacama (SFA), de orientación NNW a NNE, que controlan parcialmente frentes de montañas hectométricos. Dichos frentes de montañas definen el límite de serranías submeridianas y zonas topográficamente deprimidas denominadas “pampas”. Entre ambas, es frecuente la ocurrencia de depósitos aluviales semi-consolidados que han dado paso a la formación de superficies de piedemonte. Algunas de las fallas que ocurren en la zona muestran evidencia de actividad neotectónica -presumiblemente de origen sismogénico- correspondiente a escarpes, grietas extensionales y *knickpoints* en drenajes. En esta memoria se caracteriza detalladamente dicha evidencia y, sobre la base de análisis morfométrico de modelos de elevación digital (ALOS-Palsar, 12.5 m; ALOS-World-3D, 30 m) se discute el significado neotectónico de las fallas causativas. Los índices morfométricos determinados fueron el índice de sinuosidad de montaña (*S_{mf}*), índice de gradiente o Hack (*SL*) y el índice de verticalidad normalizada (*K_{sn}*). El *S_{mf}* fue calculado utilizando el software ArcGIS 10.3 para 22 frentes de montaña; de estos, 19 evidencian un importante control tectónico, es decir, estarían controlados por fallas con “alta actividad tectónica”. Para calcular los índices *SL* y *K_{sn}* se emplearon combinadamente los softwares ArcGIS 10.3 y la herramienta “Chimap” de QGIS 2.18. Primero, estos índices fueron determinados separadamente para 5 cuencas hidrológicas del área; a continuación, estos índices fueron determinados a lo largo del perfil longitudinal de 22 drenajes dentro de ellas. Con esto, se identificaron 29 *knickpoints* de naturaleza tectónica. Combinando los resultados derivados de los índices morfométricos, se definen 10 fallas kilométricas, normales en su mayoría, con significativa actividad neotectónica. Utilizando algunas de las relaciones propuestas por Wells y Coppersmith (1994), se estima que estas fallas reúnen las condiciones para generar terremotos Mw 6-7. Tomando en cuenta los datos que evidencian que estas fallas generan sismicidad también hoy en día, se propone que deben ser consideradas como un factor relevante en el estudio del peligro sísmico para el norte de Chile.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

Chile es afectado frecuentemente por grandes terremotos de subducción, atribuidos a la convergencia que ocurre entre la placa de Nazca y la placa Sudamericana. Gran parte de la deformación inducida por la convergencia es balanceada elásticamente entre las etapas del ciclo de terremotos de subducción (Reid, 1910); una fracción, sin embargo, es transferida de manera permanente a la placa superior. Esto se manifiesta, por ejemplo, en el paisaje del Antearco costero del norte de Chile, donde fallas corticales controlan importantemente la morfología. Salvo algunas excepciones, los antecedentes relativos a la actividad pleistocena-holocena de estas fallas son escasos (Delouis y otros, 1998; Carrizo y otros, 2008, Loveless y otros, 2010; Allmendinger y otros, 2010, Gonzáles y otros, 2003, Cortés-Aranda y otros, 2012; Cortés-Aranda y otros, 2015; Astudillo, 2016).

A los 23°S, 25 km al oeste de la Mina Pedro de Valdivia, en la Región de Antofagasta, norte de Chile, numerosas fallas de rumbo NNW a NNE, pertenecientes al Sistema de Fallas de Atacama (Arabasz, 1971) controlan, al menos parcialmente, el límite de frentes de montaña hectométricos. Lo anterior, a la escala del Antearco costero, genera una topografía escalonada, con serranías de orientación submeridiana; hacia la base de estas zonas elevadas, diversas generaciones de abanicos aluviales, definiendo superficies de piedemonte, marcan el límite con extensas zonas deprimidas denominadas pampas. Algunas de estas fallas, sobre todo en zonas de piedemonte, muestran evidencia de actividad neotectónica. Esta evidencia corresponde a escarpes, fracturas y *knickpoints* en canales que las disectan.

En esta contribución, se presentan los resultados de un análisis morfométrico de modelos de elevación digital (ALOS-Palsar, 12.5 m; ALOS-World-3D, 30 m), orientado a calcular índices geomorfológicos que permitan discutir, cuáles son las fallas más activas en la zona de estudio. Dado que no existe evidencia de actividad histórica ni instrumental de $M_w > 6$ a lo largo de estas fallas, este tipo de análisis puede ser útil para identificar cuáles de estas discontinuidades han sido las más activas en el Pleistoceno-Holoceno y, por ende, las más capaces de generar eventos $M_w \sim 7$ en el futuro. Dada su ocurrencia sobre el *gap* sísmico de 1877 (Terremoto de Iquique, $M_w \sim 8.5$), y la conocida relación dinámica entre grandes terremotos de subducción y la activación de fallas

corticales sobre el *megathrust* (Aron y otros, 2014; Farías y otros, 2010), el estudio del potencial sísmico de estas fallas puede ser significativo para las zonas urbanas e industriales aledañas.

1.2. Ubicación del área de estudio

La zona de estudio se localiza en el sector suroccidental de la hoja de Pedro de Valdivia y comprende la porción oriental de la Cordillera de la Costa y el área occidental de la Depresión Central, entre los $\sim 22^{\circ}30'S$ y $23^{\circ}00'S$ (Figura 1.1).

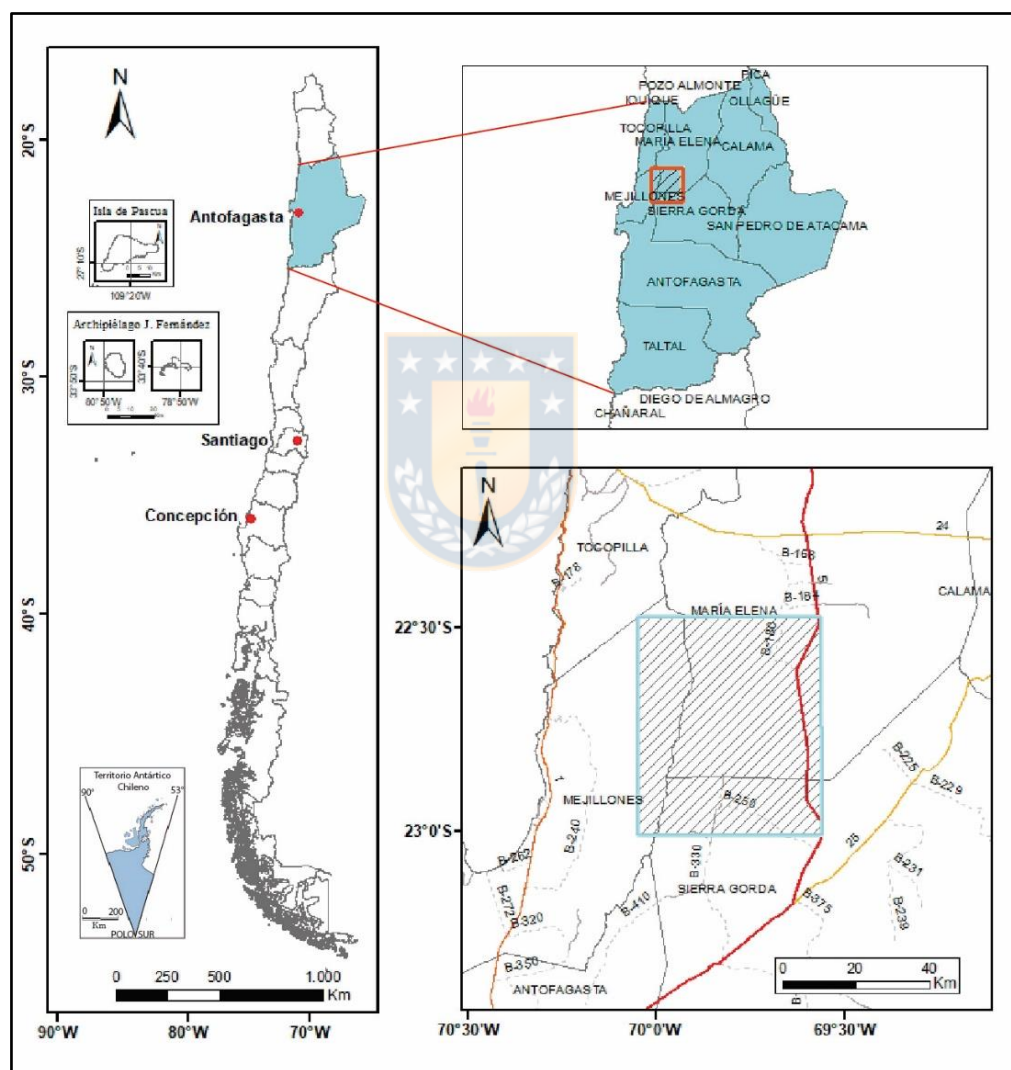


Figura 1.1: Mapa de ubicación y accesos principales al área de estudio.

El área comprende el sector noroeste de la comuna de Sierra Gorda y una parte del sur de la comuna de María Elena, dividida además entre la provincia de Antofagasta y la provincia de Tocopilla,

Región de Antofagasta, Chile (Figura 1.2). El acceso principal hacia la zona de interés es la ruta 5 norte, que une a los poblados de Carmen Alto y María Elena, atravesando la Pampa del Indio Muerto.

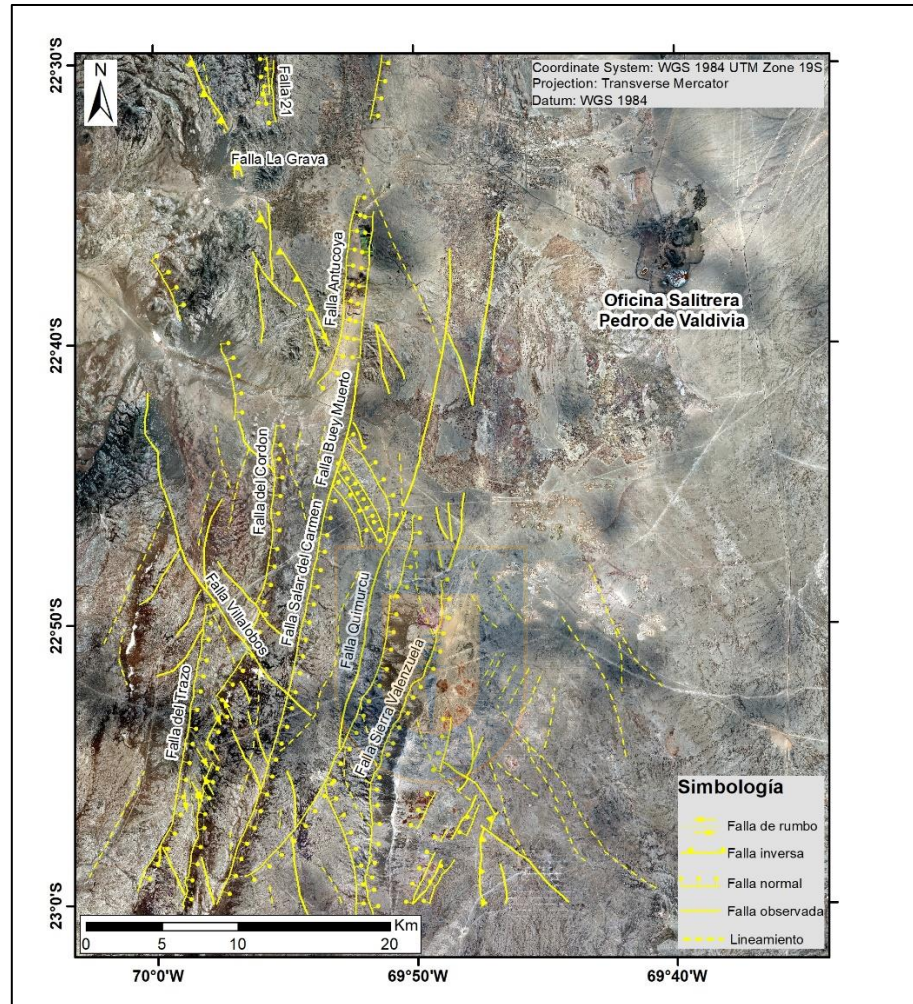


Figura 1.2: Mapa con imagen satelital del sector de Pedro de Valdivia y fallas del Sistema de Fallas de Atacama que se expresan en la zona.

1.3. Hipótesis

La actividad cuaternaria tardía de las fallas corticales estudiadas, sobre la porción sur del *gap* sísmico interplaca de 1877, ha ejercido un control de primer orden en la evolución del relieve de esta parte del Desierto de Atacama. Esta actividad se ha expresado en el desarrollo de frentes de montaña controlados tectónicamente, anomalías de la red de drenajes, escarpes de falla y campos de grietas. La actividad de las fallas estudiadas, al menos parcialmente, habría estado dada por terremotos de $M_w \sim 7$.

1.4. Objetivos

1.4.1. Objetivo general

Este trabajo tiene por objetivo principal discutir el comportamiento neotectónico de fallas corticales en el borde occidental del Antearco Costero del norte de Chile que se ubica sobre el *gap* sísmico de 1877 y estimar la capacidad sismogénica de ellas.

1.4.2. Objetivos específicos

- 1) Definir los frentes de montaña que presentan un mayor control tectónico.
- 2) Definir los dominios de la red de drenaje con mayor grado de perturbación tectónica.
- 3) Definir las fallas más activas en el Pleistoceno-Holoceno.
- 4) Discutir la capacidad sismogénica de fallas corticales en el área de estudio.

1.5. Agradecimientos

Gracias a la vida, que puso mis pies en el cerro de Geología de la Universidad de Concepción. Gracias a Lucas por llegar a mi vida, despegar mis pies del basamento, despertar mis más desconocidos instintos y con tus ojos enormes llenarme de fuerza para cada día subir el cerro, ir a clases, en las tardes bajar para buscarte al jardín “Mi Pequeño Pudú”, tu segundo hogar, luego si el día lo permitía, ir al parque Ecuador a los juegos, retornar a casa y cocinar, ordenar, seguir jugando, estudiar cuando dormías y al día siguiente día volver a despertar con la misma fuerza. Todo esto junto a mi compañero de vida, César Pizarro, alias el tata, que hicimos familia sin darnos cuenta de que el hogar que tanto anhelábamos lo llevamos siempre junto a nosotros. A quien también agradezco por sus conversaciones pausadas, ayuda para estudiar y la paciencia y amor que nos entregas desde el día cero.

Gracias infinitas a los docentes y paradocentes que conforman el mundo Geo, en primera instancia quiero agradecer a mi profesor patrocinante, Joaquín Cortés por recibirme ese día en su oficina y confiar en mí este tema de memoria, por estar presente en cada etapa y entender mis tiempos. No olvidaré los terrenos que compartí con mis compañeros y nuestros queridos anfitriones: Don Raúl, Pedro, Iván, Carlitos, Don Gerardo y Mauricio. A Don Luis, que nos enseña herramientas importantes en nuestra formación y nos aconseja para que seamos buenos profesionales y sobre

todo buenas personas. A Carolina Rojas por su dedicación y ayuda en todo el proceso de tesis. Sin ustedes no existirían geólogos UDEC en el mundo.

No puedo dejar de agradecer a quienes sin esperar nada a cambio, cuidaron a Lucas para que pudiéramos cumplir con los deberes de la Universidad. Aunque le dieran papas fritas y dulces a muy temprana edad, lo hicieron muy feliz y forjaron la personalidad de un gran niño. Muchas gracias: Bárbara, Isa, Rodri, Pez, Luciano, Belén, Cote, Angela, Ramiro, Lucía y la Vecindad. Gracias también por sus consejos, carretes, juntas para ver GOT, risas y amistad que sigue perdurando.

Mami, fuiste parte de todo mi proceso, estuviste conmigo en todas, me prendías velitas en las pruebas y cuando la necesitaba ahí estaba Ud. para nosotros, con todo su amor y simpatía. Hoy yo le prendo velas, para que sienta lo mucho que la extraño, pero también para decirle que está presente en mis pensamientos todos los días y que este logro también es suyo. Perdón por la demora, pero sé que se siente muy orgullosa de su hija geóloga, porque así ya me lo hacía sentir. Desde el cielo tengo el presentimiento que me cuidas y me seguirás apoyando en cada decisión que tome, sin duda que me hará mucha falta, la quiero con todo mi corazón, y muchas muchas gracias por todo.

Hermanos Fernández Estay, a pesar de la distancia, me motivaron y apoyaron cuando lo necesité, muchas gracias, los quiero mucho. A mi papá y Cari, por su apoyo incondicional y cariño hasta el día de hoy.

Gracias a SRK Consulting, por darme la oportunidad de trabajar como geóloga mientras desarrollaba en paralelo esta memoria de título, oportunidades así son únicas en estos tiempos. Mención honrosa a Catalina Ramírez, Bárbara Navarro y Paola Peña, colegas y amigas que me han demostrado que, con convicción y perseverancia, podemos lograr lo que nos propongamos, gracias por ser parte de mi crecimiento profesional y personal.

2. ANTECEDENTES

2.1. Marco teórico

Los antearcos de zona de subducción son las regiones sísmicamente más activas de la Tierra, tanto en términos de momento sísmico, tasa de liberación y sismicidad (Sippl y otros, 2018). Para comprender la dinámica entre la deformación superficial en el Antearco chileno a través de fallas corticales y su relación con los terremotos de subducción, es necesario introducirse en el ciclo sísmico de terremotos de subducción, las zonas sismogénicas y lo que se ha documentado sobre los procesos que podrían reactivar fallas corticales del megathrust ocasionando potenciales peligros sísmicos.

El modelo de ciclo sísmico propuesto por Reid (1910) se basa en la teoría del rebote elástico. Contempla cuatro etapas: período presísmico, cosísmico, postsísmico e intersísmico; cada etapa se acompaña de deformaciones o desplazamientos característicos que ocurren en la corteza continental (Kaizuka y otros, 1973 en Viveros, 2016).

Para el caso particular del norte de Chile, los terremotos de subducción son la culminación del ciclo sísmico en los que la deformación elástica se acumula por periodos de 100-150 años con una convergencia continua, pero con el límite de placa bloqueado (Chlieh y otros, 2004; Delouis y otros, 1998). Durante la parte intersísmica del ciclo el borde oriental la cordillera de la Costa experimenta un solevantamiento mientras que las penínsulas litorales experimentan una subsidencia; este patrón se invierte durante la parte cosísmica del ciclo (e.g Klotz y otros, 1999; Chlieh y otros, 2004).

El modelo de rebote elástico propuesto por Reid (1910) sugiere que toda la deformación intersísmica es liberada por terremotos de subducción, sin embargo, observaciones de campo (Armijo y Thiele, 1990; González y otros, 2003; González y otros, 2006; Carrizo y otros, 2008; Allmendinger y González, 2010) y resultados de modelamiento (Delouis y otros, 1998; Loveless y otros, 2010; Cortés-Aranda y otros, 2015), sugiere que parte de la deformación inducida por la convergencia es transferida hacia la placa superior y acomodada de manera permanente por fallas corticales en el Antearco costero.

Análisis de peligros sísmicos en el norte de Chile, requiere consideración no solo del ciclo de grandes terremotos de límite de placa, sino también del ciclo de fallas de la placa superior, que

puede o no coincidir con el patrón sísmico de intraplaca; el deslizamiento de fallas sísmicas en la placa superior puede ser exclusivamente fomentado por terremotos de subducción en la zona, o podría tener lugar en el periodo intersísmico del ciclo de subducción. El daño pervasivo sostenido en la región desde el Mesozoico permite que bajas magnitudes de estrés causen tensión permanente, y el clima hiper árido del desierto de Atacama conserva la evidencia de esta deformación durante largos periodos de tiempo (Loveless y otros, 2010).

La actividad de fallas de la placa superior, de cinemáticas diversas, sería propiciada tanto por las etapas cosísmicas como intersísmica del ciclo de terremotos de subducción (Delouis y otros, 1998; Loveless y otros, 2010; Cortés-Aranda y otros, 2015). Autores anteriores han propuesto que algunas de estas fallas han generado terremotos de $M_w \sim 7$ en el Pleistoceno-Holoceno (Villalobos y otros, 2013). Por lo tanto, análisis de peligros sísmicos en el norte de Chile, requiere consideración no solo del ciclo de grandes terremotos de subducción, sino también de la actividad de fallas de la placa superior. Con esta memoria se pretende, para la escala temporal pleistocena-holocena, discutir el comportamiento neotectónico de fallas pertenecientes al SFA sobre el *gap* sísmico de 1877. De esta manera, se apunta a lograr una primera aproximación acerca del potencial sísmogénico que estas fallas revisten para las zonas pobladas e industriales del norte de Chile a los 23°S.

2.2. Revisión bibliográfica

2.2.1. Marco Tectónico

En el norte de Chile, la placa de Nazca es subductada por debajo de la placa Sudamericana con una velocidad de 67 mm/año en una dirección N77°E (Angermann y otros, 1999). La conformación actual del margen suroccidental de América del Sur ha sido a través de varias etapas de deformación, eventos magmáticos y sedimentarios. Charrier y otros (2007) los clasifica en cinco fases tectónicas según sus características y procesos que los originaron; se conocen por ciclos Pampeano, Famatiniano, Gondwánico, Pre-Andino y Andino. La configuración del margen a los 23° S se debe principalmente al último ciclo tectónico; Ciclo Andino.

El Ciclo Andino (Jurásico Inferior al Presente) comienza con el reinicio de la subducción en el Jurásico Inferior luego del período de inactividad o actividad muy baja, en que se desarrolla un nuevo margen continental activo paralelo al borde suroccidental de Gondwana ininterrumpido

hasta la actualidad (Charrier y otros, 2007). Dichos autores dividen el ciclo en tres etapas; desde el Jurásico Inferior tardío al Cretácico Inferior tardío, del Cretácico Superior-Paleógeno Inferior y del Paleógeno Superior al Presente.

La primera subetapa del ciclo Andino, también llamada Araucana, se caracteriza por un ambiente tectónico extensional, con el desarrollo de un arco magmático orientado N-S a lo largo de la actual Cordillera de la Costa (arco magmático La Negra), una abundante sedimentación en el tras arco con la generación de cuencas extensionales oceánicas de régimen transgresivo a regresivo (cuenca de Tarapacá) (Charrier y otros, 2007).

Contemporáneamente se estaría formando el sistema de Fallas de Atacama (SFA) en un régimen transtensional de alta convergencia entre la placa de Fénix y Sudamericana, y se habría formado como un sistema de fallas ligado a zangas en la corteza debilitada calentada del arco magmático (Delouis y otros, 1998). Según la investigación de Scheuber y Gonzalez (1999) el SFA se habría formado hace 125 Ma, en la cuarta y última etapa de evolución del arco Jurásico-Cretácico Inferior del norte de Chile producto de un desplazamiento sinistral sobre la zona de falla de Atacama, indicando un alto grado de acoplamiento en un régimen de subducción de alto estrés (Figura 2.1).

Esta configuración estaría determinada por un período de subducción de alto ángulo y con *roll-back* del *slab* sobre la placa continental en el margen suroccidental de Gondwana (Amilibia y otros, 2008). Al final de esta etapa los depósitos del Jurásico temprano y del Cretácico tardío, son deformados (presionados y plegados), alzados y erosionados.

Luego en el Cretácico Inferior hubo un cambio importante en la interacción de las placas a lo largo del margen continental de América del sur, relacionado al rejuvenecimiento de la placa oceánica y probablemente vinculado a una reducción en el ángulo de subducción bajo la placa Sudamericana (subducción tipo chilena) dando lugar a la segunda subetapa del Ciclo Andino; también llamada Peruana (Charrier y otros, 2007).

Después de este episodio la organización paleogeográfica en esta región cambió por completo, el arco magmático se desplaza considerablemente hacia el este, se formó una cuenca continental de ante país al este del arco y una amplia región de antearco se formó producto de la migración del arco hacia el este.



Figura 2.1: Etapas evolución del arco Jurásico-Cretácico Inferior del norte de Chile. Modificado de Scheuber y Gonzalez (1999).

La subducción oblicua también prevaleció en este tiempo, aunque el movimiento oceánico de la placa Farellón hacia el continente era ahora de norte a sur, produciendo desplazamiento dextral a lo largo de fallas transcurrentes de orientación norte-sur (Charrier y otros, 2007).

A mediados del Cretácico se observa una transición de deslizamiento sinistral dúctil a frágil en el sistema de Fallas de Atacama y estaría relacionada con el enfriamiento del arco magmático (Brown y otros, 1993).

La dominancia de condiciones tectónicas extensionales/transtensionales durante esta etapa puede estar relacionada a un periodo de subducción oblicua y con baja tasa de convergencia entre la placa Farellón y Sudamericana durante el Cretácico Tardío y Cenozoico Temprano (Pardo-Casas y Molnar, 1987).

Finalmente, la tercera subetapa del Ciclo Andino, llamada también Incaica, comienza en el Paleógeno Superior hasta el Presente. La placa de Farellones sufre un quiebre, dando lugar a la placa de Nazca hace 25 Ma, como resultado de esto la convergencia oblicua entre la placa de Nazca y la Sudamericana trasciende a una convergencia casi normal (Yañez y otros, 2002). Durante esta etapa los Andes chilenos-argentinos adoptan su actual configuración y se registra una deformación extensional a lo largo de la Cordillera de la Costa asociado al Sistema de Fallas de Atacama. Arabasz (1971) y Okada (1971) señalan que el *slip* en las fallas de rumbo N-S fue las fallas que delimitan el bloque alzado de Mejillones son de tipo normales indicativas de un régimen de extensión E-W y se registra un componente lateral izquierdo del movimiento a lo largo de las trazas principales del SFA al NE de Antofagasta, lo cual indicaría que son fallas desplazadas en el cosísmico (Delouis y otros, 1998).



2.2.2. Marco Geológico

a. Cuenca Quillagua-Llamara

La zona de Pedro de Valdivia se enmarca en la Cuenca Quillagua-Llamara (Figura 2.2), la cual corresponde a una cuenca de antearco, no marina, de 150 km de largo, orientada en dirección N-S, que se extiende desde los 21°S hasta los 23°S.

La cuenca está limitada al norte por la cuenca Miraje, al oeste por la cordillera de la Costa y al este, por la Precordillera de Domeyko y por la cuenca Calama. Actualmente la cuenca drena hacia el Océano Pacífico a través del cañón del río Loa.

De acuerdo con el estudio de Sáez y otros (1999) la cuenca Quillagua-Llamara se divide en dos subcuencas, las cuales presentan diferencias sedimentarias y estructurales, una en el sector norte con mayor acumulación de sedimentos y otra en el sector sur con un *bypass* sedimentario. El registro de depositación en la cuenca incluye depósitos terciarios y cuaternarios, y en su descripción

se adopta una subdivisión estratigráfica basada en propuestas anteriores que definen dos unidades; superior e inferior limitadas por una discordancia.

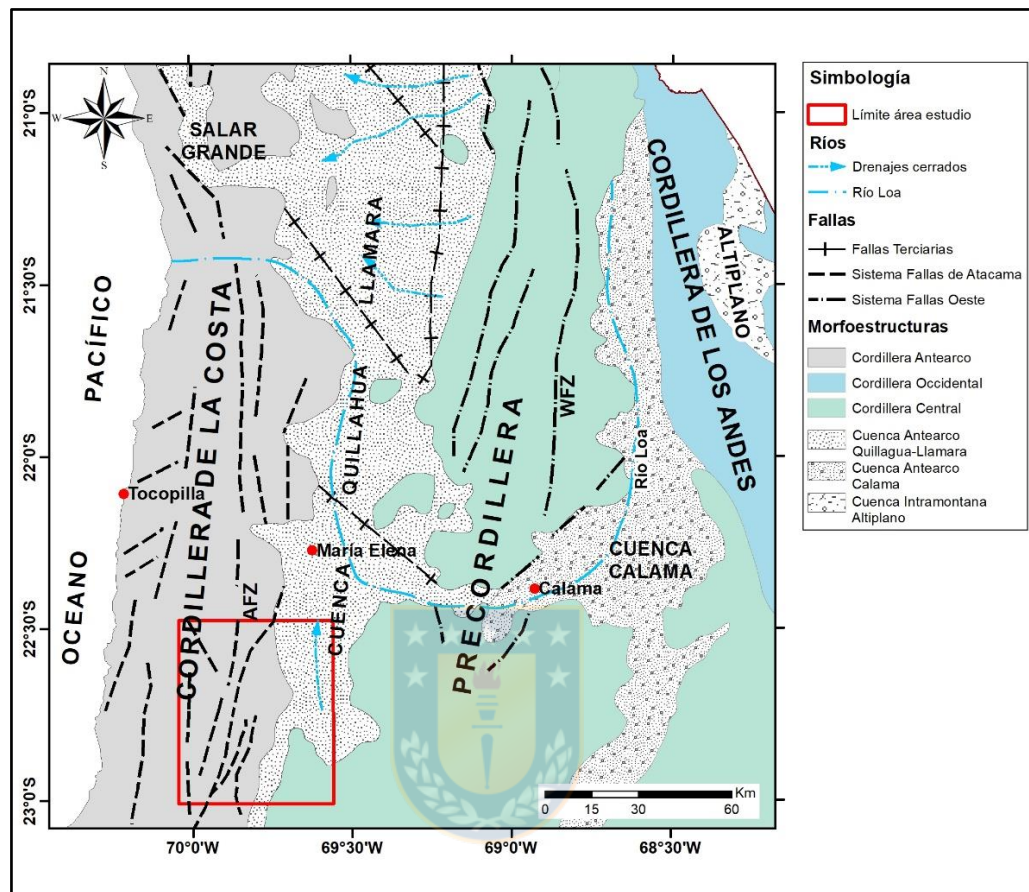


Figura 2.2: Contexto geológico del área de estudio. El cuadro rojo enmarca la zona de estudio. Modificado de Sáez y otros (1999).

b. Rocas Estratificadas

En el área de estudio se han definido siete unidades litoestratigráficas (sedimentarias y volcanosedimentarias) según la descripción estratigráfica descrita por López y otros (2018) (Figura 2.3), con una historia deposicional que va desde el Triásico al Paleoceno y que expresan la evolución de una cuenca de tras arco.

La unidad más antigua corresponde a Riolitas de Sierra Miranda-Cerro Camaleón (Ladiniano), correspondiente a una secuencia de tobas lapilli con algunas intercalaciones de conglomerados polimícticos en sectores más locales. Sobre ella y en discordancia angular se disponen los Estratos de Rencoret (Hettangiano-Sinemuriano), sucesión de litarenitas calcáreas y calizas, y Formación

la Negra (Sinemuriano-Toarciano), siendo esta última la unidad de mayor extensión en el área de estudio, compuesta por una secuencia de rocas volcánicas, volcanosedimentarias y en menor medida clástica, la cual está controlada por el sistema de Fallas de Atacama (SFA).

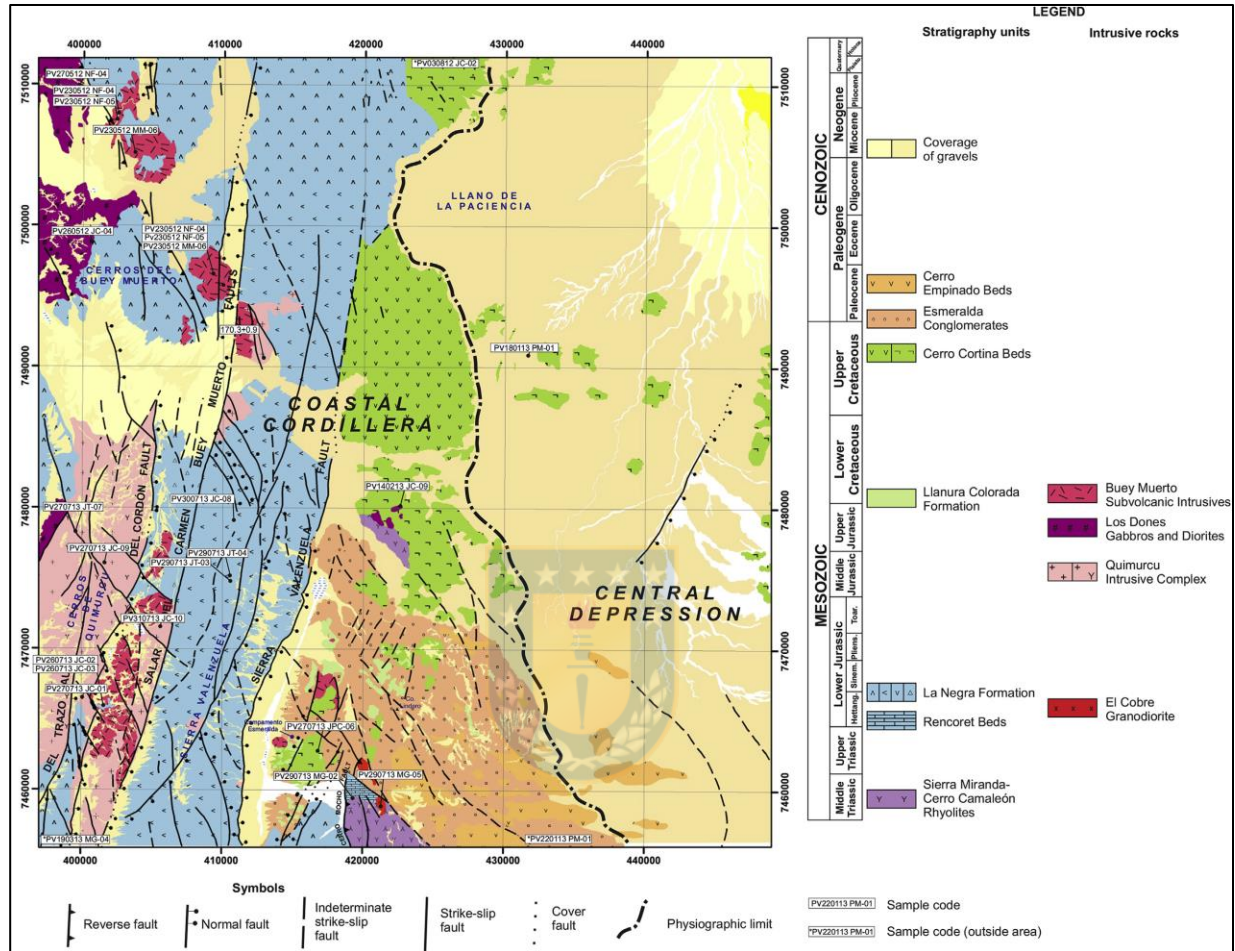


Figura 2.3: Mapa geológico de la zona de Pedro de Valdivia tomado de López y otros (2018).

Luego de una segunda discordancia angular se encuentra la Formación Llanura Colorada (Jurásico Superior-Cretácico Inferior), definida por una secuencia sedimentaria continental y que subyace en discordancia angular a Estratos Cerro Cortinas (Turoniano-Santoniano), que corresponde a la segunda unidad estratificada de mayor extensión en la zona de Pedro de Valdivia y, se caracteriza por un conjunto de rocas volcánicas, tobas y lavas de composición predominantemente dacítica.

Finalmente, y en discordancia angular se disponen dos unidades del Paleoceno; Conglomerados de Esmeralda (Daniano-Selandiano); que corresponden a una secuencia de ortoconglomerados con clastos subredondeados a redondeados de lavas andesíticas y dacíticas, tobas cristalinas y líticas,

además de pórfidos dacíticos y, Estratos de Cerro Empinado (Paleoceno inferior); secuencia volcánica compuesta de tobas de ceniza cristalina de composición dacítica.

c. Rocas Intrusivas

La información sobre rocas plutónicas que se hallan en la zona radica principalmente en afloramientos de varios cuerpos ígneos que conforman las serranías principales del antearco estudiado y que fueron emplazados entre los 142 y 182 Ma intruyendo a unidades volcano-sedimentarias mesozoicas (López y otros, 2018).

El cuerpo intrusivo más antiguo en el área de estudio es Granodiorita El Cobre (184 Ma), el cual se caracteriza por su composición granodiorítica en afloramientos de poca extensión en el sector centro sur de la zona de estudio. Prosigue en la línea de tiempo el Complejo Intrusivo Quimurcu (~170 Ma), de composición ácida en general y variaciones texturales y que aflora principalmente en el sector suroccidental de la carta.

A continuación, se presentan los Gabros y Dioritas Los Dones (153-147 Ma) caracterizados por un conjunto de intrusivos de composición básica que se extienden de manera discontinua en el borde noroccidental del área y con afloramientos subordinados en el sector de los cerros homónimos.

Finalmente están los Intrusivos Hipabisales Buey Muerto (~142 Ma), de composición ácida, que presentan un carácter más bien dacíticos y albergan mineralización de cobre relacionado a los pórfidos Antucoya, Ivania y Dania.

d. Rocas no consolidadas

En la zona de Pedro de Valdivia existen seis unidades de rocas semi a no consolidadas que sobreyacen en discordancia erosiva a las rocas estratificadas descritas anteriormente y entre sí. Dentro de ellas, la más antigua son los Depósitos aluviales del Oligoceno-Mioceno inferior, caracterizados por gravas polimícticas y se pueden observar en la mitad oriental del área de estudio y en superficies de gran extensión.

En el neógeno se observa una sucesión de areniscas poco consolidadas y dispuestas en estratos horizontales correspondiente a la Formación El Batea (Mioceno Medio), Depósitos Aluviales del

Mioceno superior al Plioceno; que se exponen en el límite noroccidental de la carta y forman la superficie actual que drena desde la vertiente oriental de la Cordillera de la Costa hasta la cuenca del río Loa, Depósitos Aluviales Antiguos (Plioceno); depósitos no consolidados de color variable distribuidos en quebradas y piedemontes con evidencias de fallas activas, al este de la falla Sierra Valenzuela presentan leve desarrollo de suelos sulfatados con yeso (tipo gypsisol).

En el Cuaternario, tienen lugar los Depósitos Aluviales y Coluviales (Pleistoceno-Holoceno); distribuidos en quebradas y piedemontes con evidencias de fallas activas. En la parte centro-sur de la carta forman parte de un sistema de drenajes fósiles colgados en bloques estructuralmente alzados, Depósitos Aluviales Activos (Holoceno); Depósitos de limos y arcillas asociados a sistemas fluviales activos y restringidos a quebradas, cuencas o valles internos dentro de la Cordillera de la Costa. En ciertos sectores generan depósitos distales o lagunas secas (de tipo playa *lakes*). Finalmente, se pueden mencionar los Depósitos Antrópicos los cuales se originan producto de la actividad minera que caracteriza a la zona de Pedro de Valdivia; Depósitos de desmonte estéril y pilas de lixiviación (Mina Antucoya) y Depósitos de remoción derivados de la extracción de nitratos.



2.2.3. Marco Geomorfológico

En la región de antearco del Norte de Chile, entre Arica y Copiapó (18°S – 27°30' S), cinco unidades fisiográficas orientadas en dirección N-S pueden ser diferenciadas las cuales se disponen de oeste a este en el siguiente orden: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Precordillera, Depresión Pre Andina y la Cordillera Occidental (Figura 2.4). En la región de Antofagasta, la zona de estudio se encuentra inserta entre dos unidades fisiográficas principales: Cordillera de la Costa y Depresión Central.

La Cordillera de la Costa corresponde a un relieve positivo constituido por una cadena montañosa orientada de forma subparalela a la fosa. Alcanza elevaciones de hasta 3 km de altura y presenta un ancho de ~ 50 km. Limita al oeste, abruptamente con el acantilado costero y al este presenta un límite difuso con la Depresión Central. De acuerdo con la clasificación morfoestructural, corresponde a una cordillera de antearco (Mpodozis y Ramos, 1989; Kley, 1999; Tassara y Yañez, 2003) la cual representa un basamento ígneo-metamórfico exhumado.

La Depresión Central o Valle longitudinal, corresponde a una extensa planicie, con un ancho de ~ 35 km y una elevación promedio de 1000 m s.n.m, interrumpida por numerosas serranías. Limita difusamente al este con la Precordillera o Cordillera de Domeyko y Sierra del Medio y al oeste con la Cordillera de la Costa. Con respecto a su clasificación morfoestructural, corresponde a una cuenca activa de antearco, dominada por una cobertura volcánica-sedimentaria y sin control estructural.

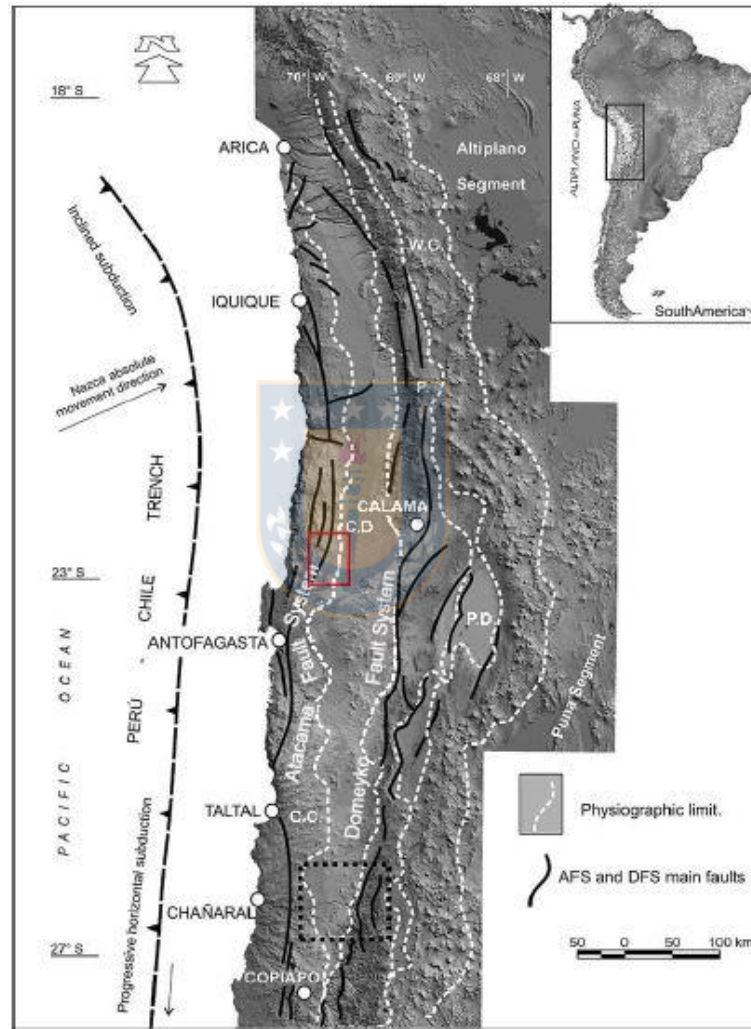


Figura 2.4: Unidades fisiográficas de la región de Antearco. Líneas negras representan el SFA. Zona de estudio marcada en cuadro rojo. Tomado de Meza (2015).

El contexto geomorfológico local en el cual se enmarca el área de estudio se caracteriza por serranías en su sector occidental y por un extenso pedimento, denominadas pampas, en su parte más oriental (Figura 2.5). Las serranías, perteneciente a la cordillera de la Costa, tienen una

orientación noreste a suroeste y presentan una cota máxima de 1800 m s.n.m en el extremo noroeste del área de estudio. En su sector occidental, existe un extenso pedimento o superficie de erosión, el cual es clasificado por Meza (2015) como “superficie de erosión Pedro de Valdivia (U1)”.

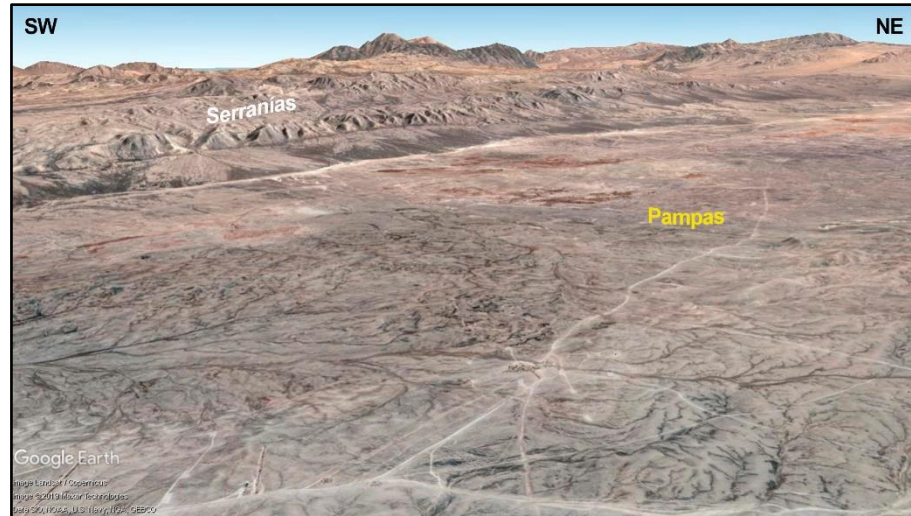


Figura 2.5: Contexto geomorfológico del sector Pedro de Valdivia. Imagen obtenida de *Google Earth Pro* con una exageración vertical = 2.0.

La “superficie de erosión Pedro de Valdivia” desciende desde la cordillera de la Costa hacia la Depresión Central, definiendo un relieve “colgado”, desde una cota de 1700 m s.n.m hasta los 1500 m s.n.m aproximadamente con una inclinación promedio de 2%. Se caracteriza por ser una superficie inactiva, es decir, que no presenta zonas activas producto de escorrentía, ni tampoco una red de drenaje bien desarrollada, sino que redes de flujos efímeros que no generan incisiones considerables. Se labra sobre un sustrato conformado por rocas del Cretácico Superior – Terciario Inferior, las cuales contienen yacimientos de nitratos (en brechas hidrotermales o sedimentarias). La cobertura corresponde a depósitos aluviales y coluviales levemente consolidados por sales, que cubren parcialmente el sustrato rocoso sobre el cual se desarrolló esta superficie.

Líneas dispares de evidencia indican que la hiperaridez del desierto de Atacama se estableció antes de los 10 Ma (Alpers y Brimhall, 1988; Dunai y otros, 2005; Kober y otros, 2007). El estudio de Starke y otros (2017) señala que las tasas de denudación derivadas de nucleidos cosmogénicos de la Cordillera de la Costa (0.4 ± 0.5 a 20.6 ± 1.5 m / Ma) son más bajas que las de la Cordillera Occidental (0.7 a 168.0 ± 19.8 m / Ma). Y concluye que en este entorno árido con bajo potencial de erosión, los controles tectónicos en el levantamiento de rocas pueden estar superando la

capacidad de los procesos superficiales para desnudar y reflejar los procesos tectónicos a escala regional.

Estudios cercanos al área de estudio, como el de Placzek y otros (2010), han estimado edades de la superficie del desierto de Atacama a través de mediciones cosmogénicas a distintos elementos de la superficie; roca caja y sedimentos tanto fluviales como aluviales. Se muestran resultados de concentraciones de nucleidos cosmogénicos, dentro del desierto absoluto, con edades de mínima exposición entre 0.39 y 1.57 Ma, y tasas de erosión máximas de 0.25-1.43 m/Ma. En cambio, muestras pertenecientes a lugares fuera del desierto absoluto muestran resultados de concentraciones considerablemente más bajas, indicando edades de exposición mínimas entre 0.014 y 0.53 Ma con tasas de erosión en estado estacionario de 1.0-49 m/Ma. Dada la cercanía geográfica y condiciones climáticas similares, se estima que los abanicos aluviales y sedimentos fluviales pertenecientes al área de Pedro de Valdivia tendrían una edad Pleistocena a Holocena.

2.2.4. Evidencia de actividad neotectónica en el Antearco del norte de Chile

La deformación Neógena-Cuaternaria en la Cordillera de la Costa se expresa mediante fallas corticales pertenecientes al Sistema de Fallas de Atacama (e.g Arabasz, 1971; Scheuber y González, 1999). El SFA es el rasgo estructural más relevante del antearco externo del norte de Chile, descrito como una extensa red de fallas asociadas, que se orientan paralelas al margen, con una extensión aproximada de 1100 kilómetros, y que se distribuyen a lo largo de la cordillera de la Costa, entre los 21° y 32° latitud sur.

La traza principal de este sistema de fallas ha sido dividida en segmentos de norte a sur; Salar Grande (21°S), Mejillones (23°S), Salar del Carmen (23.5°S), Paposos (25°S) y El Salado-Vallenar (28°S). Estudios posteriores adhieren en la región costera entre los 29° y 32°S un nuevo segmento denominado Romeral-La Silla del Gobernador (Charrier y otros, 2007).

Las observaciones neotectónicas indican que la zona costera del norte de Chile, que comprende la Cordillera Costera entre 22.5 ° S y 24.5 ° S y la Península de Mejillones, está bajo la extensión E-W. Predominan las fallas normales orientadas aproximadamente N-S y que se sumergen hacia el este. Estas fallas, cuyos escarpes acumulativos pueden alcanzar una altura de varios cientos de metros, son responsables de las estructuras de medio graben ampliamente observadas en el área de

estudio. También se observan componentes de deslizamiento de rumbo, con desplazamientos horizontales moderados, no mayores de una a dos decenas de metros (Delouis y otros, 1998). La actividad más reciente del SFA se evidencia por la fuerte segmentación morfológica del relieve Cenozoico de la cordillera de la Costa. Esta deformación se caracteriza por exponer grandes escarpes de falla, un dominio importante de frentes de montaña y por ejercer un control tectónico relevante en la distribución de las cuencas sedimentarias (Carrizo y González, 2003).

González y otros (2003) documentan la deformación en las inmediaciones del Salar Grande (21°S), donde determinan dos fallas de rumbo de orientación NNW (Falla Salar Grande y Chomache) y varias fallas normales de dirección N-S y NNE (también se observan fallas inversas E-W). Más tarde, Carrizo y González (2008) mediante dataciones con ^{21}Ne de origen cosmogénico determinan que las fallas estudiadas en este segmento dislocan un relieve de edad oligocena-miocena y que también valles inactivos de edades que varían entre 4 y 2 Ma se encuentran dislocados por estas fallas. Además, los autores sugieren que la actividad de las fallas se ha mantenido durante el Cuaternario. La existencia de grietas abiertas poco degradadas, caras libres y taludes de detritos con pátina de oxidación, en todos los sistemas de fallas, sugiere una actividad contemporánea que se extendería al Pleistoceno Superior e incluso al Holoceno. El tipo de deformación determinada en este sector del SFA es de tipo constriccional, es decir, la deformación es acomodada de manera difusa, por medio de la extrusión vertical de bloques. La traza de la falla NW Chomache tiene un largo de 18 km y es marcada por una ruptura de la superficie a través de abanicos aluviales pliocenos-pleistocenos; el desplazamiento lateral de abanicos y barrancos aluviales indica 3–25 m de deslizamiento dextral que ocurriría en el Pleistoceno –Holoceno (González y otros, 2003).

Hacia el sur se observa una falla normal denominada Falla Mititus, cercana a Antofagasta y Mejillones (~22°S) la cual tiene una actitud NS-N12°E/60-80°E, una longitud aproximada de 26,8 km de largo y se compone de una traza simple segmentada y muy recta (Villalobos, 2014). Además, forma escarpes de falla de 0.5 a 3 m sobre abanicos aluviales con pendientes inclinadas principalmente hacia el este. Por otra parte, Astudillo (2016) observa escarpes de fallas con separaciones verticales de 3 m en promedio y una actividad más reciente ocurrida en el Pleistoceno Superior tardío.

En el segmento de Mejillones, superficies aluviales inactivas, datadas con 47.000 años, han sido desplazadas a través de una falla normal homónima por ~13 m (Marquardt, 2005), produciendo una tasa de deslizamiento a corto plazo de 0,3 mm/año y una tasa de extensión horizontal de ~0.11 mm/año (Allmendinger y González, 2010). Se sugiere que la actividad superficial más reciente de la Falla Mejillones se ha concentrado a lo largo de su terminación más al norte al menos desde el Plioceno (Cortés-Aranda y otros, 2015). Usando datación cosmogénica (^{10}Be y OSL) y el registro sedimentario, se ha restringido la actividad de esta falla durante los últimos 35 a 14 ka aproximadamente con una tasa deslizamiento constante de 0.61 ± 0.26 m/ka durante las tres primeras etapas de evolución de la falla y una tasa de 0.22 ± 0.06 m/ka en su cuarto y último intervalo de evolución (Cortés-Aranda y otros, 2012).

La falla de Salar del Carmen (~23.5°S) es una falla normal segmentada que se inclina hacia el este, frecuentemente asociada con fallas secundarias antitéticas en los abanicos aluviales, con un componente lateral izquierdo local que puede ser tan grande como el componente vertical en los segmentos más orientados al noreste (Delouis y otros, 1998). La deformación Neógeno-Cuaternaria del SFA en las inmediaciones del Salar del Carmen se expresa como un grupo de fallas segmentadas de orientación N°15-20°E (Falla Salar del Carmen), que escalonan el pie de monte occidental de la sierra de Antofagasta. Las trazas de los escarpes son relativamente continuas y desplazan verticalmente los abanicos aluviales pliocenos que convergen a la depresión del Salar del Carmen. La edad de la deformación ha sido acotada por medio de dataciones K-Ar en biotitas provenientes de niveles de ceniza volcánica intercalada en los depósitos aluviales desplazados por las fallas. Los resultados de estas dataciones entregan una edad máxima que varía entre 3.0 ± 0.2 Ma (Naranjo, 1987); 2.9 ± 0.5 y 5.2 ± 0.5 Ma (Carrizo y González, 2003). La fuerte segmentación de la Falla Salar del Carmen resulta de la propagación de al menos 7 segmentos de falla con un deslizamiento vertical acumulado promedio de 5 m, lo cual se alcanzó en eventos discretos que ocurrieron hace 424 ± 151 ka (González y otros, 2006). En el extremo norte de este segmento se observan características estructurales y morfológicas que indican actividad reciente de fallas inversas (Loveless y otros, 2010).

Allmendinger y González, (2010) documentan en el segmento Paposó (25°S), una falla homónima con un escarpe de falla el cual corta cabezas de conos aluviales, y sugieren a través de un análisis morfológico que el valle se encuentra levantado 1 a 2 m en relación con las montañas a lo largo de

una falla inversa. Loveless y otros (2010) registran en el norte de este segmento un cambio en la morfología de un canal (dado el estilo de incisión) lo cual indica una reactivación de una falla inversa de 1 metro.

El terremoto de Antofagasta $M_w=8.0$ del 30 de julio de 1995 mostró como un gran terremoto de subducción produce la extensión E-W en región costera y cómo las fallas de la corteza pueden ser desencadenadas por estos grandes eventos (Delouis y otros, 1998). La reciente reactivación de fallas es sugerida por desplazamientos verticales de 15-20 cm a lo largo del segmento Paposo, al sur de Antofagasta (25°S) y a lo largo del segmento de Salar del Carmen (23.5°S) al noreste de Antofagasta, que fueron reportados como efectos del terremoto de subducción $M_w=8.1$ de Antofagasta en 1995 (Loveless y otros, 2010).

Cortés-Aranda y otros, 2015, integrando los resultados del modelo CFS (Coulomb Failure Stress Change) con la evidencia geológica de la actividad de fallas de la placa superior en el Pleistoceno Tardío - Holoceno propone que la ocurrencia restringida de fallas normales activas en el antearco costero (Falla Mejillones y Salar del Carmen) entre $\sim 22.7^\circ\text{S}$ y 24°S está estrechamente relacionado con la estructura de la zona sismogénica de intraplaca en el norte de Chile. Los valores positivos de CFS son inducidos por las etapas cosísmica e intersísmica del ciclo sísmico de los terremotos de subducción en una región caracterizada por un bajo acoplamiento debajo de la península de Mejillones. Esta región forma el límite entre dos segmentos sismotectónicos activos donde la actividad de fallas normales puede ser particularmente favorecida durante los terremotos de subducción que involucran la zona sismogénica distal de la península de Mejillones y sus áreas aledañas. Sugiere, además, que la variación de acoplamiento en la zona sismogénica es controlada a largo plazo por la estructura geológica de la placa superior.

2.2.5. Evidencia de actividad instrumental en fallas corticales del norte de Chile

La sismicidad instrumental en el área de estudio es escasa, como lo reportan los datos compilados por IRIS (Incorporated Research Institution for Seismology). La información se extrae desde plataformas en línea, y tiene registro desde el año 1970 a la actualidad, donde se registran sismos en el rango de $M_w\sim 2$ a $M_w\sim 6$ y profundidades de hasta 150 km. En la Figura 2.6 se presentan los eventos sísmicos someros, con hipocentros de hasta 20 km de profundidad, sobre las trazas de las fallas principales del área de estudio.

Por otra parte, estudios recientes proveen nuevos y abundantes datos de sismicidad cortical para el Antearco del norte de Chile.

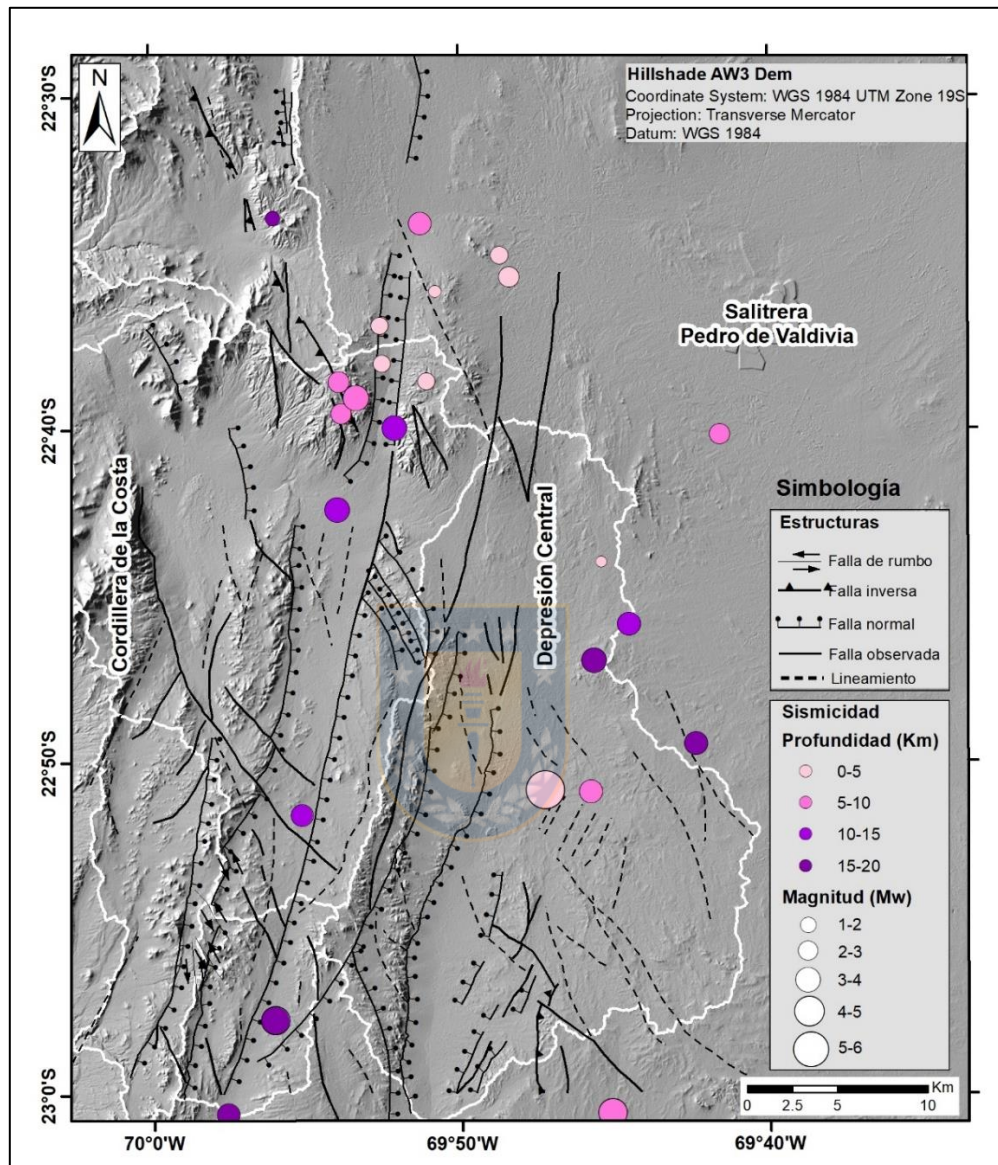


Figura 2.6: Mapa de distribución de sismicidad cortical (sismos con hipocentros de hasta 20 km de profundidad) en el área de estudio proporcionada por IRIS.

Uno de ellos es el trabajo de Bloch y otros (2014) quienes estudian la zona de subducción del segmento norte de Chile ($\sim 21^\circ\text{S}$) y mediante interpretación combinada, documentan una clara y positiva correlación entre sismicidad e imágenes de reflectividad a lo largo del experimento sísmico ANCORP' 96. Además, observan que la sismicidad de la corteza es pervasiva debajo de la Cordillera de la Costa.

Dentro de la distribución de la sismicidad Bloch y otros (2014), mencionan que la sismicidad regional ocurre en dos dominios distintivos; en la corteza continental superior de la Placa Sudamericana y en la parte baja de la Placa de Nazca, con un claro desarrollo de una doble zona sismogénica (Figura 2.7).

La zona sísmica activa de la interfaz de la losa coincide con una fuerte banda de reflectividad sísmica entre 30 y 50 km de profundidad. Esto sugiere la presencia de fluidos libres, los cuales se espera que gatillen la actividad sísmica. El *cluster* sísmico es posible relacionarlo a una expulsión de fluidos que escapan a través de fracturas preexistentes en la placa subductada. La reflectividad y sismicidad decrecen abruptamente en el manto a los 50 km de profundidad (69.9°W) definiendo la base de la zona sismogénica, donde ocurre la transición del deslizamiento por fricción a flujo dúctil (Bloch y otros, 2014).

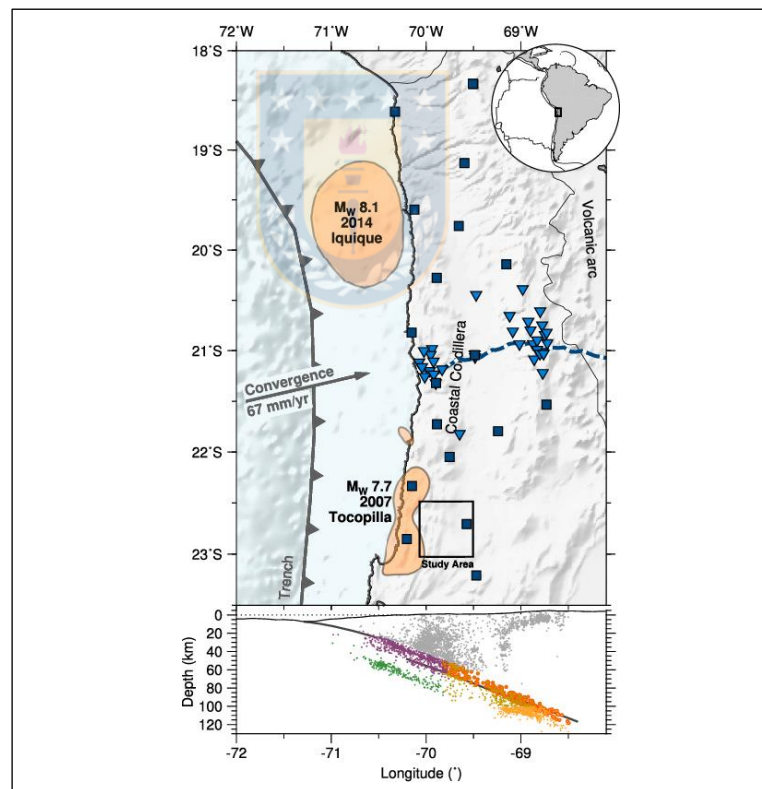


Figura 2.7: Mapa del norte de Chile con las áreas de ruptura del terremoto de Iquique (2014) y Tocopilla (2007). El cuadro negro representa la zona de Pedro de Valdivia. Abajo perfil W-E de sismicidad y regiones definidas por Bloch y otros (2014).

Cabe mencionar que, en la Figura 2.7 se observan dos de las últimas zonas de ruptura en el norte de Chile, siendo ambas producto de terremotos de subducción, con registro de deformación cortical (Loveless y otros, 2010; Allmendinger y otros, 2010, Schurr y otros, 2014). Si consideramos también la zona de ruptura del terremoto de Antofagasta de 1995 ($M_w=8.1$) (Delouis y otros, 1998; Klotz y otros, 1999), ningún evento alcanza a desbloquear la zona de *gap* sísmico de 1877 ($M_w=8.8$) (Kausel, 1986) (Figura 2.8).

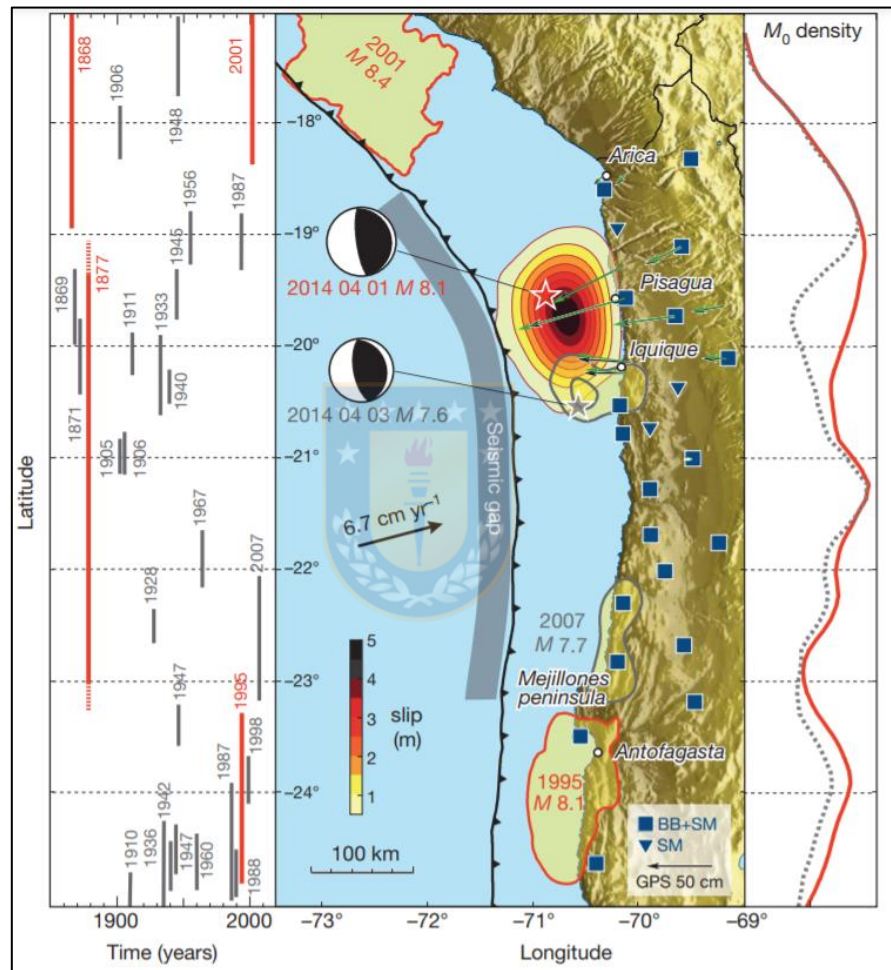


Figura 2.8: Terremotos históricos y registrados instrumentalmente en el norte de Chile y sur del Perú. (Tomado de Schurr y otros, 2014).

Sipl y otros (2018) presenta para la zona de subducción en el antearco del norte de Chile imágenes de sismicidad en alta resolución (Figura 2.9 y Figura 2.10) las cuales se crearon utilizando 8 años de datos de forma de onda sísmica continua de la red del Observatorio Integrado de Límites de Placas de Chile y estaciones auxiliares. La sismicidad en el *intraslab* corresponde a la mayoría de

los sismos detectados. Destacan que la zona sismogénica del *megathrust* se encuentra activa y se observa una clara separación de la sismicidad en tres planos.

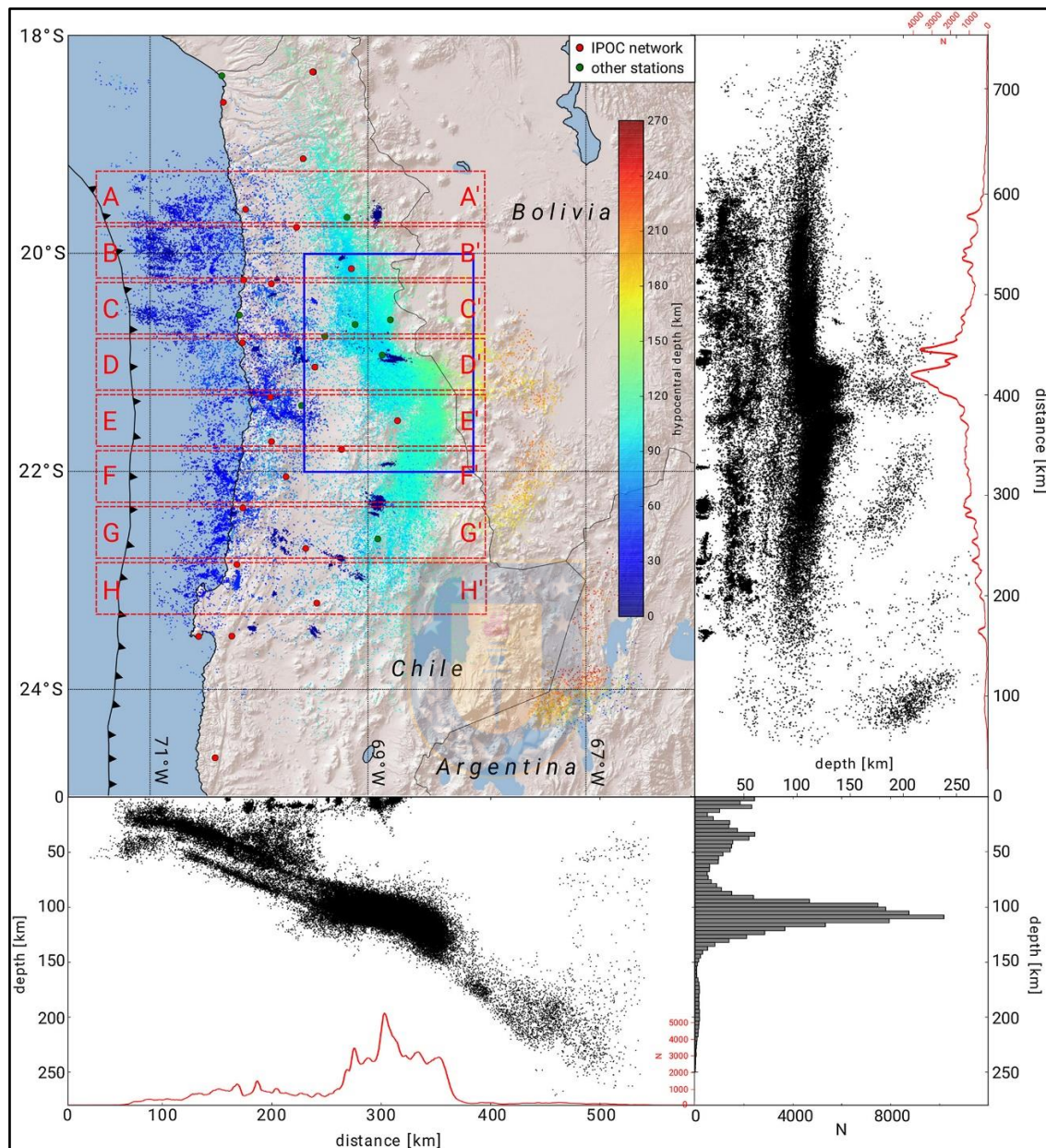


Figura 2.9: 101,601 terremotos detectados y localizados en este estudio, trazados en vista en planta y proyectados en un solo plano longitudinal (abajo) y latitudinal (derecha). En el gráfico de vista de mapa, los eventos están codificados por colores según su profundidad hipocentral y se representan en la parte superior de un mapa en relieve sombreado. Los círculos rojos y verdes representan las estaciones de la red sísmica que se utilizaron para la producción de catálogos. Los cuadros de trazos rojos en el gráfico de vista de planta muestran la ubicación de los perfiles que se muestran en la Figura 2.10. Tomado de Sippl y otros (2018).

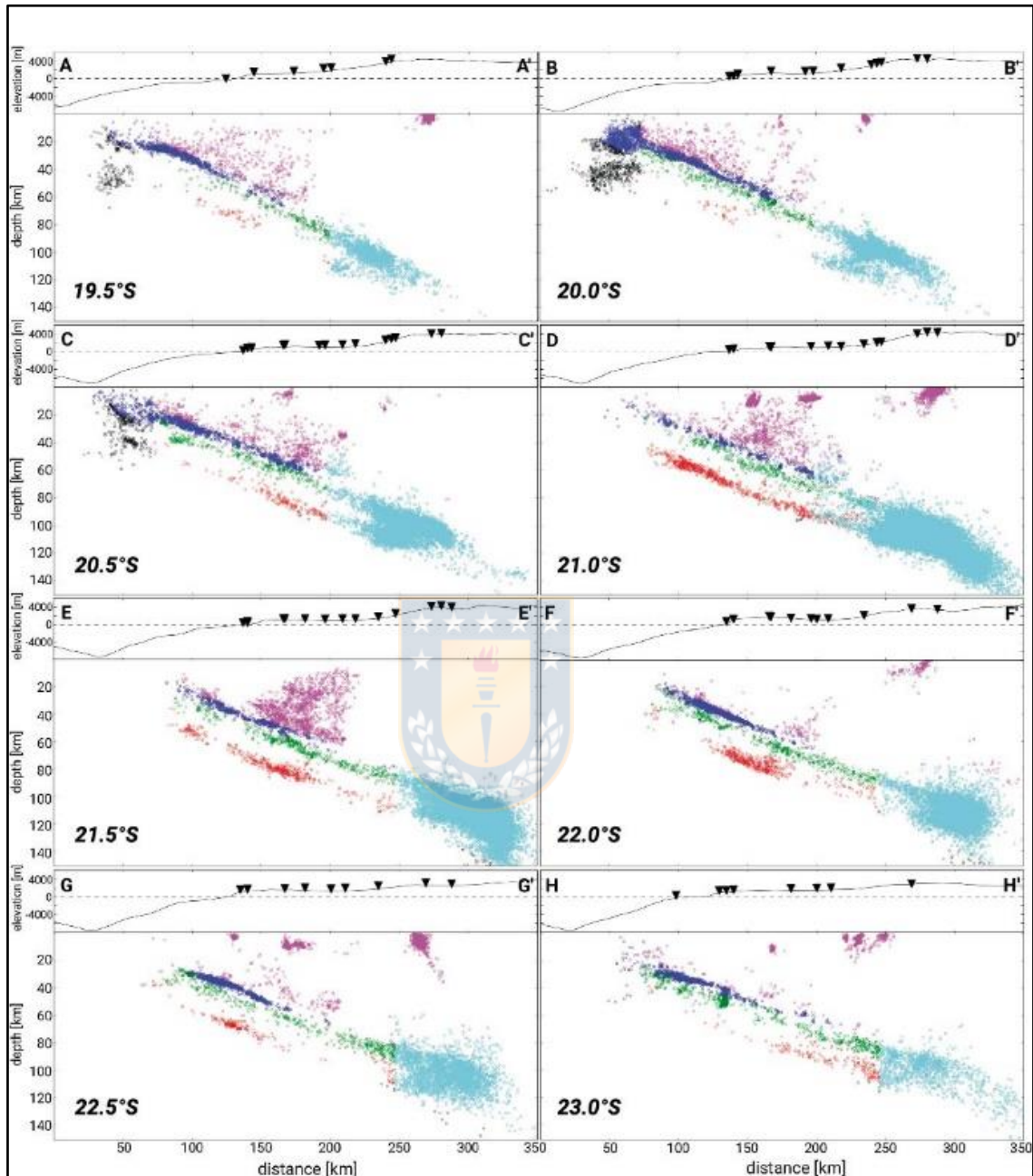


Figura 2.10: Ocho secciones transversales de oeste a este a través del área sísmicamente activa, clasificadas de norte a sur. Los terremotos se muestran como círculos huecos, con tamaños de círculo escalados a sus magnitudes y color de acuerdo con el esquema de clasificación que se muestra en la Figura 2.9. Además, el grupo de sismicidad intensa de profundidad intermedia está coloreado en cian, y los eventos que no entran en ninguna de las clases asignadas se muestran en negro. Los triángulos negros invertidos son las ubicaciones proyectadas de las estaciones dentro de los 100 km de la latitud central del perfil. Tomado de Sippl y otros (2018).

3. METODOLOGÍA

3.1. Compilación de evidencia neotectónica de terreno

Para caracterizar la actividad tectónica reciente de las fallas pertenecientes al Sistema de Fallas de Atacama en la zona de Pedro de Valdivia, se propuso realizar un análisis morfotectónico y un análisis morfométrico. Para ello, primero se definen zonas o sitios de interés neotectónico, que permiten delimitar áreas donde se deben enfocar los análisis respectivos.

En este trabajo, se utiliza una base de datos que contiene información de campo sobre la evidencia de deformación superficial reciente ocurrida en el área de Pedro de Valdivia, la cual fue obtenida en una campaña de terreno realizada por un grupo de profesionales el año 2013 en el marco de la confección de la Hoja Pedro de Valdivia. La base de datos consta de 29 puntos de control, en donde se realizaron observaciones litológicas, geomorfológicas y morfotectónicas. Además, se toman datos estructurales y se generan perfiles esquemáticos. Cabe mencionar que estas observaciones se documentan en Villalobos y otros (2013), trabajo muy útil a la hora de definir sitios de interés.

Dentro de los elementos morfotectónicos más recurridos para análisis preliminares de estudios tectónicos se encuentran terrazas aluvio-fluviales, pedimentos, escarpes de falla, conos aluviales, cuñas aluviales y grietas extensionales, entre otros (Keller y Pinter, 2002). Luego, adicionando el análisis morfométrico sobre modelos de elevación digital (DEM), es posible generar una discusión a partir de los parámetros obtenidos y definir fallas que tengan una alta actividad reciente, caracterizarlas y estimar su capacidad sismogénica.

3.2. Fuente de los datos

Con respecto a los modelos de elevación digital, en este estudio fueron considerados un DEM ALOS-Palsar de 12.5 m y un DEM ALOS-World-3D de 30 m, ambos de acceso público, que existen al presente, para la zona de Pedro de Valdivia.

En cuanto al DEM ALOS-Palsar, su fuente de datos proviene del satélite ALOS lanzado el año 2006, en órbita hasta el año 2011, el cual colectó imágenes de Radar en escenas de 50 km x 70 km de todo el planeta cada 45 días aproximadamente a través de su sensor PALSAR (Phased Array Type L-band Synthetic Aperture Radar). La resolución espacial de la imagen es de 6.25 o 12.5 m

y un ángulo de incidencia de 8°. Información adicional al respecto, puede encontrarse en: <https://asf.alaska.edu/data-sets/sar-data-sets/alos-palsar>.

Con respecto al DEM ALOS-World-3D, su fuente de datos es una combinación de 3 millones de escenas de imágenes del sensor PRISM a bordo del satélite ALOS, SRTM v3, IFSAR (LE95 14 metros y CE95 10 metros), ASTER v2.1 (LE95 20 metros y CE95 30 metros) los cuales han sido controlados por tierra utilizando datos LiDAR (25 cm RMSE) de la misión ICESat de la NASA para garantizar una alta precisión global. Tiene una proyección geográfica (WGS84), con una resolución de 1 segundo de arco (aproximadamente 30 metros), dependiendo de la latitud. Información sobre las versiones y descargas de estos productos puede encontrarse en: <https://www.eorc.jaxa.jp/ALOS/en/aw3d30/index.htm>.

Cabe mencionar que también existen otros modelos de elevación digital de muy buena calidad en cuanto resolución y de acceso público, los cuales que pudieron ser utilizados en este estudio, sin embargo, se propuso trabajar con los modelos mencionados anteriormente. Además, los análisis fueron realizados sin inconvenientes por lo que no hubo necesidad de cambiarlos en el desarrollo de esta tesis.

3.3. Análisis morfométrico

La metodología utilizada en la presente memoria se basa en métodos desarrollados en tesis y publicaciones donde el análisis geomorfológico ha sido complementado con la determinación de índices morfométricos (e.g. Oviedo, 2015; Subiela, 2017, Ferrater y otros, 2015).

La morfometría se define como la medición cuantitativa de las geoformas, las cuales pueden caracterizarse en términos de su tamaño, elevación (máximo, mínimo, promedio) y pendiente. Este análisis permite una comparación objetiva entre distintos escenarios geomorfológicos y calcular índices o parámetros indirectos que pueden ser útiles en el momento de identificar características particulares en un área (Keller y Pinter, 2002).

Con la intención de evaluar la relación entre la evidencia puntual de terreno documentada por Villalobos y otros (2013) y las fallas kilométricas que ocurren en la zona, se realiza morfometría de frentes de montaña y redes de drenaje.

En este caso, el análisis consta de una extracción de ciertos parámetros topográficos a partir de modelos digitales de elevación (Alos Palsar 12.5 m y AW3 30 m) con el fin de calcular tres índices morfométricos principales; Sinuosidad de frente de montaña (S_{mf}) definido por Bull y McFadden (1977), Índice de Verticalidad Normalizada (K_{sn}) definido por Wobus y otros (2006) e Índice de gradiente o Hack (SL) definido por Hack (1973). Para el caso de los dos últimos índices se debe, en primer lugar, definir las cuencas principales del área y, a continuación, extraer los drenajes y determinar sus respectivos *slope-breaks*.

3.3.1. Sinuosidad de frente montañoso (S_{mf})

La sinuosidad del frente de montaña se define como:

$$S_{mf} = L_{mf} \div L_s$$

Donde S_{mf} es la sinuosidad del frente de montaña; L_{mf} es la longitud del frente de montaña a lo largo del pie de la montaña, y el quiebre pronunciado en pendiente; y L_s es la línea recta al frente de montaña (Figura 3.1). Un frente de montaña recto es una indicación de actividad tectónica alta, mientras un frente sinuoso indica ambientes inactivos (Bull y Mc Fadden, 1977).

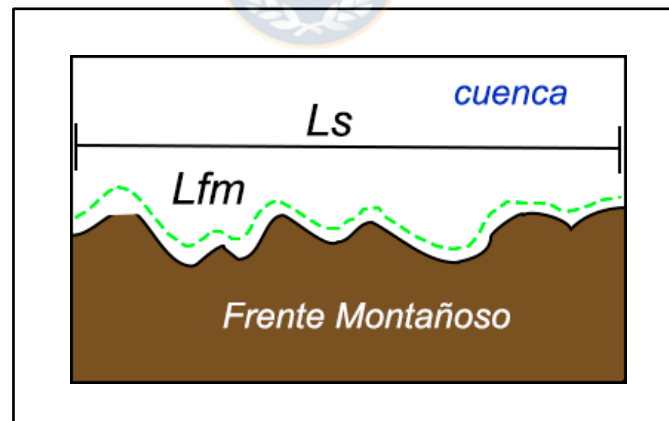


Figura 3.1: Índice de sinuosidad de frente de montaña.
Elaboración propia.

Los frentes de montañas más activos están asociados a un valor de S_{mf} entre [1.0 – 1.6]. Frentes de montaña con menor actividad, pero que aún reflejan actividad tectónica, tienen una sinuosidad aproximada de entre [1.4 – 3.0], y frentes de montañas inactivos tienen valores de sinuosidad desde los [1.8 – >5] (Keller y Pinter, 2002).

Trabajos más recientes como Ferrater y otros, (2015) señalan que valores menores a 1.4 indican frentes de montañas activos, valores cercanos a 1.4 podrían ser frentes controlados por fallas con bajas tasas de desplazamiento, mientras que valores mayores que 2.0 son característicos de frentes que no tienen un control estructural activo. Algo parecido se aprecia en el trabajo de Oviedo (2015) basado en los rangos definidos por Bull (2009) donde se establece que: valores entre [1 – 1.5] se trata de frentes con alta actividad tectónica, [1.5 – 3.0] frentes moderadamente activos y, [3.0 – 10 o más] frente de montaña inactivo.

3.3.2. Morfometría de redes

a. Extracción de cuencas

Las redes de drenaje se confinan en áreas limitadas por las divisorias de agua las cuales se denominan cuencas. Por lo tanto, para proceder a determinar los índices morfométricos propuestos sobre las redes de drenaje es necesario la delimitación de cuencas hidrográficas. Las cuencas hidrográficas se pueden delimitar a través del uso de herramientas automatizadas de ArcGIS (*Spatial Analyst Tools > Hydrology*) sobre modelos de elevación digital (DEM) usando criterios topográficos propios del relieve.



b. Extracción automatizada de redes de drenaje y *knickpoints*

Para estudios de neotectónica, las redes de drenaje son un elemento muy importante, ya que a partir de su morfología (longitud, pendiente), se pueden calcular diferentes índices morfométricos que reflejen perturbaciones de índole tectónica, climática, entre otras.

La red fluvial mantiene consistentemente la conexión al forzamiento tectónico y por lo tanto contiene información potencial acerca de los levantamientos de roca a través de un paisaje (Wobus y otros, 2006). Según lo anterior, Whipple y otros (2013) señala que los modelos de incisión de los canales de roca (*bedrock channel*) son cruciales para explorar el vínculo entre clima, litología, tectónica y topografía; los controles sobre la forma del perfil longitudinal de un canal efectivamente se ajustan a toda la estructura del relieve de la topografía (Oviedo, 2015).

El concepto de *knickpoint* se define como una sección longitudinal del *thalweg* que presenta cambios de pendiente más pronunciada respecto a los tramos del curso situados aguas arriba y

aguas abajo (Subiela, 2017). Los factores más comunes que producen estas anomalías son principalmente: variaciones en el nivel de base, cambios litológicos, fallas activas y deslizamientos (Troiani y otros, 2014; Ouimet y otros, 2007) (Figura 3.2). A lo largo de las redes de drenaje se deben determinar aquellos *knickpoints* de origen tectónico. Estos *knickpoints* se pueden destacar mediante valores anómalos altos del índice de gradiente o Hack (SL) y de verticalidad normalizada (ksn).

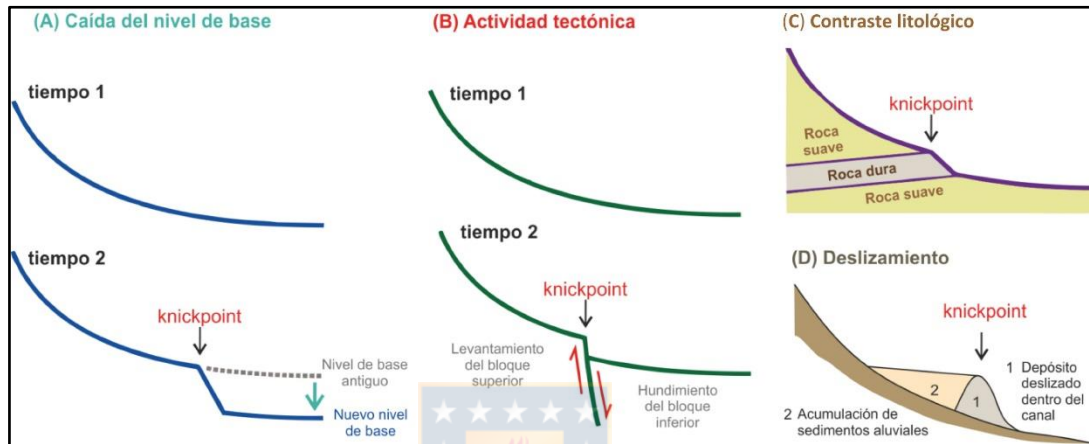


Figura 3.2: Factores causantes de anomalías. (A) anomalías asociadas a variaciones en el nivel de base, (B) anomalías asociadas a la actividad tectónica y (C) anomalías asociadas a cambio litológicos y (D) anomalías asociadas a deslizamientos, tomado de Subiela (2017).

A modo de establecer un análisis preliminar de *knickpoints*, se realiza un estudio a través de la herramienta *Knickpointfinder*, un software diseñado por Queiroz y otros (2015) para el análisis morfométrico de redes de drenaje basado en el método de Hack (1973) y Etchebehere y otros (2014). El programa usa un modelo de elevación digital (DEM) para identificar puntos de ruptura a lo largo de drenajes utilizando un índice de extensión de pendiente relativa (RDEs) derivado del índice de Hack (SL). También determina un índice RDE total (RDEt), el cual toma en cuenta la pendiente total entre la fuente y el canal y, en este caso, la longitud total de un río. En base a una relación entre el RDEs/RDEt determina que redes contienen anomalías en su pendiente, las cuales categoriza como *knickpoints*.

Lo que se propone realizar en este análisis, es que a través de herramientas automatizadas GIS, se definan cuencas y se extraigan sus redes de drenaje a partir de un DEM (12.5 m) del área de estudio. Esto permite determinar la densidad de la red, patrones de drenaje y orden de cuenca (Strahler, 1957). Para identificar mejor los puntos de quiebre, se estiman los índices de gradiente o Hack (SL)

y el índice de verticalidad normalizada (Ksn), usando el software libre QGIS versión 2.18 y la herramienta Chimap. Estos dos últimos índices permiten distinguir anomalías en la longitud del cauce a través de perfiles longitudinales (de pendiente) y así poder determinar *knickpoints* tectónicos, al descartarse un origen litológico o de alguna naturaleza erosiva.

c. Índice de gradiente (SL)

El índice de gradiente de longitud de corriente se define por la relación:

$$SL = (\Delta H \div \Delta L) \times L$$

Donde **SL** es el índice, $\Delta H \div \Delta L$ es la pendiente o gradiente del canal de la corriente, y **L** es el largo total de la corriente de interés (Figura 3.3). El índice SL es sensible a cambios en la pendiente del canal, y esta sensibilidad permite la evaluación de las posibles relaciones entre actividad tectónica, resistencia de la roca y topografía (Hack, 1973). El índice SL es útil para determinar posibles zonas de actividad tectónica debido a que valores anómalos altos o bajos pueden indicar levantamientos.

Este parámetro muestra una aproximación cuantitativa de estudios geomorfológicos diferenciales relacionados con los procesos de erosión y depositación que incluyen el canal de río, perfil longitudinal y morfología del valle, así como características tectónicas como escarpes de falla (Alipoor y otros, 2011).

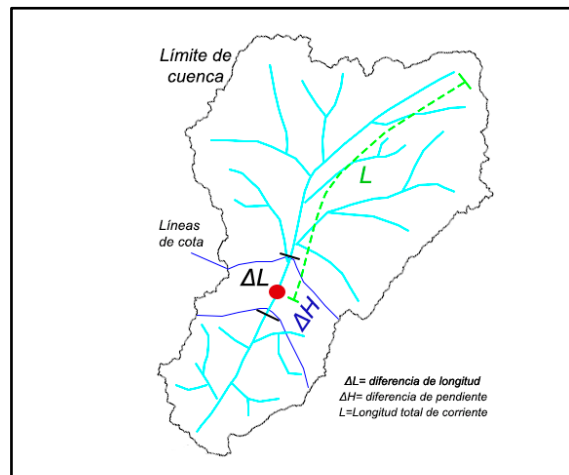


Figura 3.3: Índice de gradiente o Hack (SL).
Elaboración propia.

Este índice fue calculado de manera computarizada utilizando los datos obtenidos en la tabla de atributos del *shape* de puntos de la red de drenaje de cada cuenca al estimar el índice Ksn con la herramienta “*Tprofiler*” para QGIS 2.18. Se multiplica el valor de longitud (L) y pendiente (*slope*) en cada punto de los cauces analizados.

d. Índice verticalidad normalizada (ksn)

Los perfiles longitudinales de canales sobre roca son un componente principal de la estructura del relieve de cuencas de drenaje sobre cinturones montañosos y limitan la elevación de las cúspides y crestas montañosas. Además, los canales sobre roca comunican las señales tectónicas y climáticas a través del paisaje ejerciendo un control de primer orden en la respuesta dinámica de los paisajes de montaña a forzamientos externos (ej. clima, tectónica, erosión) (Whipple y Tucker, 1999). Los perfiles de flujo transmiten información sobre perturbaciones tectónicas y / o climáticas en forma de *knickpoints* que migran en sentido ascendente. Trazar los valores de ksn proporciona un medio para cuantificar las desviaciones del perfil de longitud de canal logarítmico y, por lo tanto, permite detectar y visualizar estas ubicaciones en la red de flujo.

Oviedo (2015) realiza un análisis de perfil de corriente donde estima el índice de verticalidad a través de la “Ley de Flint”; datos topográficos de los canales fluviales exhiben una escala en la que la pendiente local del canal se expresa como una función de la ley de potencia de un área de drenaje contributiva (Wobus y otros, 2006). Dada la siguiente fórmula:

$$S = K_s \times A^{-\theta}$$

Donde, **S** es la pendiente del canal, **K_s** es el índice de verticalidad del canal, **A** es el área de la cuenca de drenaje y **θ** es el índice de concavidad o pendiente de regresión. Los índices de verticalidad y concavidad para el perfil de un canal se calculan por una regresión lineal de los gradientes observados de la pendiente (**S**) del canal contra el área de la cuenca de drenaje (**A**) en graficas logarítmicas.

Kirby y Whipple, (2012), indican que existen pequeñas variaciones y/o incertidumbres en el índice de concavidad (**θ**) que conducen a amplias variaciones del índice de verticalidad (K_s, intersección

de la regresión), por lo cual proponen desarrollar un índice normalizado (K_{sn}) que cuente para esta auto-correlación.

Para obtener este índice de verticalidad normalizado (K_{sn}), se modifica la fórmula usando un índice de concavidad de referencia (θ_{ref}), a partir de la media regional de los valores para θ en canales sin perturbar, con este cambio la ecuación toma la siguiente fórmula:

$$S = K_{sn} \times A^{-\theta_{ref}}$$

En el presente trabajo se utiliza la herramienta “*TProfiler*”, un script para QGIS 2.18, desarrollado por el Dr. José Pérez Galve, profesor de la Universidad de Granada. El software define por defecto el valor del índice de concavidad de referencia (θ_{ref}), como 0.45. El largo de los drenajes considerados en el análisis se condiciona a la escala de trabajo o bien a la extensión de la cuenca que se requiere analizar, de esta forma el *input* de escala fue de “3000” para todas las cuencas por dos motivos principalmente; i) que se visualice la mayor cantidad de redes de drenaje posibles y ii) que se logre un resultado representativo para la extensión total de la cuenca. Con esta escala de trabajo los largos de los drenajes analizados fueron de 250 m.

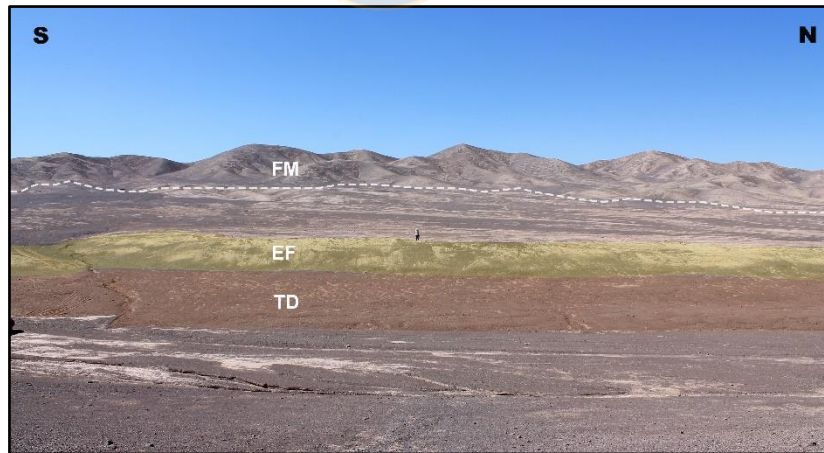
4. PRESENTACIÓN DE RESULTADOS

4.1. Evidencia de actividad neotectónica

La actividad tectónica reciente en el área de estudio es presentada en el trabajo de Villalobos y otros (2013), donde señalan que la línea de evidencia neotectónica se expresa principalmente en zonas de piedemonte, los cuales flanquean sierras con dirección submeridiana, controladas estructuralmente y que generalmente están compuestos por al menos dos generaciones de conos aluviales afectados por actividad tectónica reciente. Tanto en las zonas de piedemonte como las sierras, la impronta neotectónica está dada, en general, por dos líneas de evidencia: escarpes de falla en depósitos aluviales y grietas extensionales.

4.1.1. Escarpes de falla

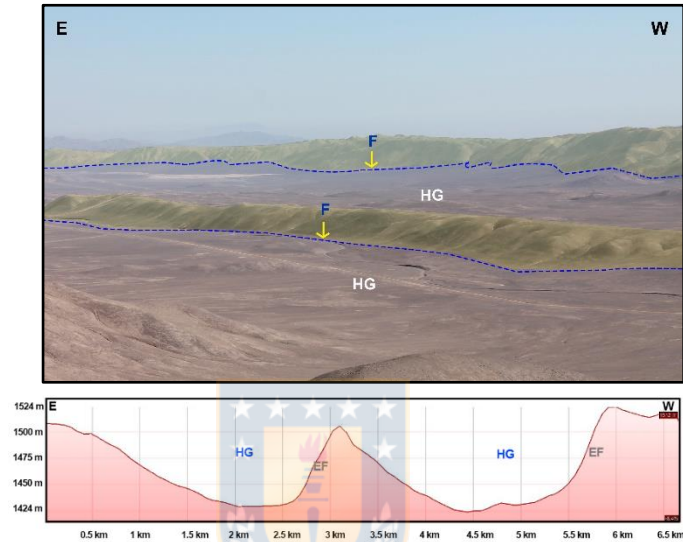
Los escarpes de fallas en depósitos aluviales constituyen la manifestación de deformación frágil más reciente asociada directamente a las fallas mapeadas. Entre ellos, se puede observar una serie de escarpes de fallas normales, de al menos un metro de salto, paralelos a los frentes de montaña que limitan las diversas sierras en el área de la Hoja asociados a la falla Sierra Valenzuela, de orientación NS y NNE y con una extensión de 24 km dentro del área (Fotografía 4.1).



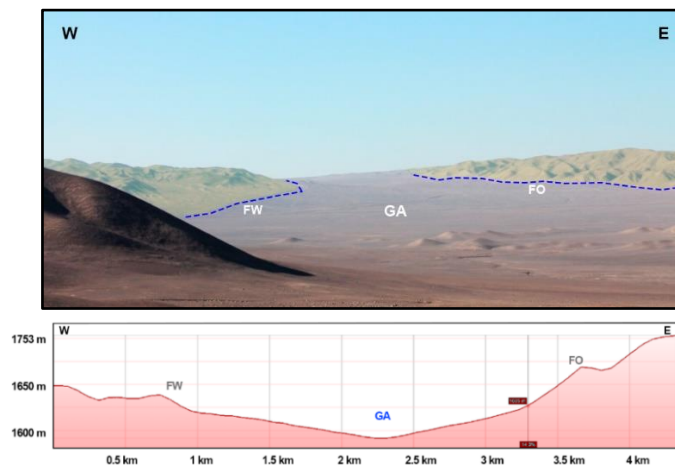
Fotografía 4.1: Escarpe de falla normal afectando el piedemonte oriental de Sierra Valenzuela en la parte suroccidental de la hoja. FM: frente de montaña; EF: Escarpe de falla; TD: Talud de detritos.

Las estructuras de los sistemas NS y NNE han controlado la formación de cuencas tipo graben y hemigraben (Fotografía 4.2). El graben más notable del área de estudio es el Graben de Antucoya,

localizado hacia la porción central de la Hoja, en las inmediaciones del proyecto minero homónimo. Allí, dos fallas normales conjugadas de rumbo ~NS; Falla Antucoya y Falla Buey Muerto han controlado el alzamiento de sierras, tienen 12.9 km y 8.5 km de extensión respectivamente, con saltos de 0.30 m observados en terreno y una acumulación de hasta 600 m de gravas en la cuenca que generan (Fotografía 4.3). También, se registra una falla normal~ N60E/86SE que genera un escarpe de 50 cm, asociado a una zona de cizalle con rocas fracturadas y aperturas de 50 a 100 cm.



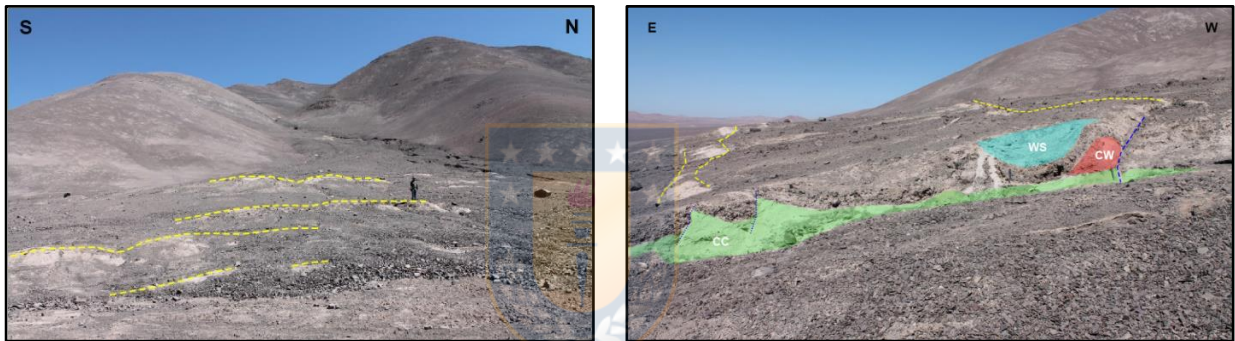
Fotografía 4.2: Hemigraben en la porción suroccidental de la Hoja (Cuenca F). HG: Hemigraben; EF: Escarpe de falla. Línea azul segmentada representa la traza de la falla. Abajo: perfil topográfico E-W obtenido de Google Earth Pro con exageración vertical = 2.



Fotografía 4.3: Graben Antucoya. FW y FO son las fallas occidental y oriental que lo controlan, respectivamente. GA= Graben. (Cuenca C). Abajo: Perfil topográfico W-E del Graben Antucoya obtenido de *Google Earth*.

Frecuentemente, los escarpes recientes producidos por las fallas NS-NNE otorgan una geometría en forma de escalera a los piedemontes que dislocan. En general, la altura de los escarpes varía entre 0.5 m y 4 m, siendo dominados mayormente por un talud de detritos, con ángulos de pendiente máximos de 20°-25°. En las sierras ubicadas al oeste de la ex Oficina Algorta (Fotografía 4.4-a), se observan al menos tres fallas normales que descomponen el piedemonte de las sierras de orientación submeridiana.

En uno de los drenajes activos en este piedemonte se observa que una falla ha desplazado un nivel de ceniza intercalado en gravas aluviales, provocando la acumulación de una cuña coluvial o depósito de *debris slope*, la que es cubierta por depósitos de lavado o *wash slope* (Fotografía 4.4-b).

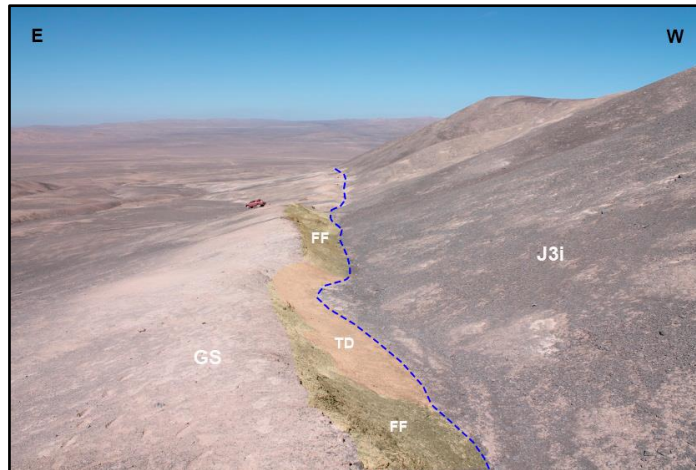


Fotografía 4.4: a) Escarpes de falla normal al oeste de la ex Oficina Algorta. Líneas amarillas segmentadas indican los escarpes. b) Vista en perfil de escarpes mostrados en a). Se observa un nivel de ceniza desplazado por una falla principal (lado derecho) y fallas secundarias (lado izquierdo). Líneas amarillas: Escarpes; Líneas azules: Fallas; CW: Cuña coluvial; CC: Capa de ceniza; WS: Depósito de lavado.

En el sector centro occidental de la hoja, se observan escarpes jóvenes paralelos al frente de montaña y que deforman el piedemonte con saltos de hasta 4 m, asociados a una falla de rumbo de orientación NW denominada Falla Villalobos, cercano a estos escarpes se registran grietas y fallas de orientación NE (Falla del Cordón) cortadas por fallas NW:

Los escarpes producidos por fallas inversas están asociados a fallas de orientación NNW; son de 1 a 5 m de altura y son dominados por depósitos de *debris slope*, y en algunos casos aún se preserva su cara libre o *free face*. Esto ocurre, por ejemplo, al oeste de la mina Antucoya, a lo largo de la Falla La Grava, donde además de la cara libre, un talud de detritos bien desarrollado domina el

escarpe (Fotografía 4.5). A lo largo de la terminación norte de la Falla La Grava, un notable escarpe de falla de al menos 1.2 m de separación en el manto, pone en contacto rocas volcánicas e hipabisales (Fotografía 4.6). Allí, el escarpe miente con 80°SW , presentando una predominante cara libre casi sin acumulación de detritos de talud. (Fotografía 4.7).



Fotografía 4.5: Falla inversa al norte de la Hoja (Cuenca A). TD: Talud de detritos; FF: Cara libre; GS: Gravas antiguas con sulfatos. J3i= Lavas andesíticas. Vista al sur.



Fotografía 4.6: Falla inversa La Grava.; J3i: Rocas andesíticas; Hip: Rocas hipabisales; en línea azul: Traza de falla, TD: Talud de detritos.

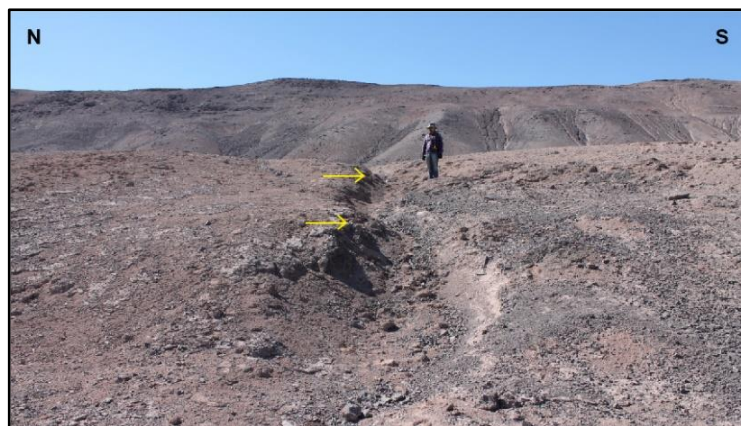


Fotografía 4.7: Vista del plano de falla inversa La Grava ubicada al norte de la Hoja, con separación en el manto de al menos 1.2 m, presenta casi únicamente una cara libre. FF: Cara libre.

En la parte suroccidental de la Hoja, se observa un piedemonte afectado por fallas (patrón de escalera), escarpes de 1 m que mantean al W y escarpes de fallas de hasta 4 m asociados a distintos eventos de ruptura de la Falla del Trazo de orientación ~NNE y con una extensión de 19.5 km.

4.1.2. Knickpoints

Hacia la parte norte de la hoja, en el valle Colupo, se observan unos *knickpoints* que afectan el lecho de gullies formados por el retroceso de escarpes (Fotografía 4.8).

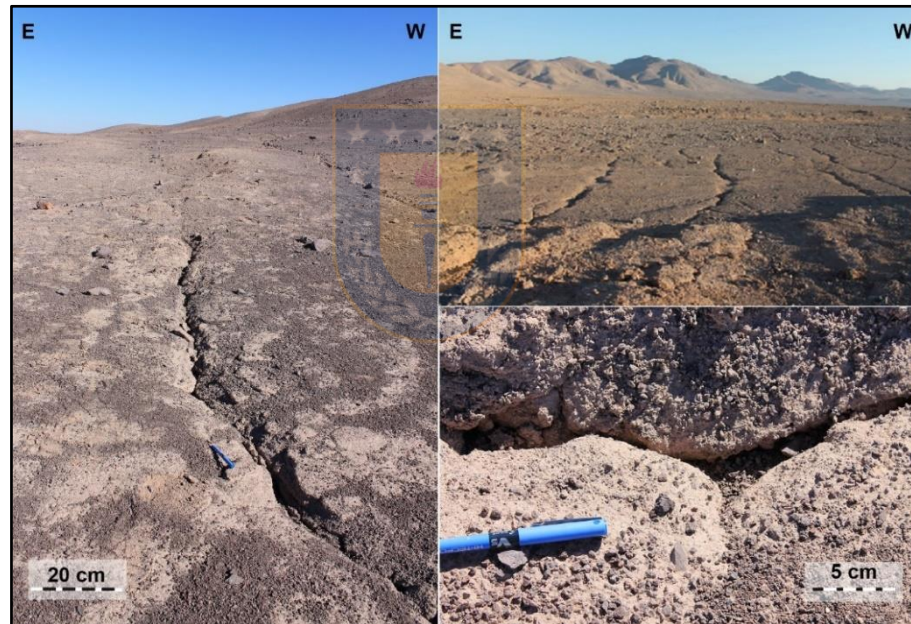


Fotografía 4.8: Flechas amarillas identifican *Knickpoints* en el Valle de Colupo.

4.1.3. Grietas extensionales

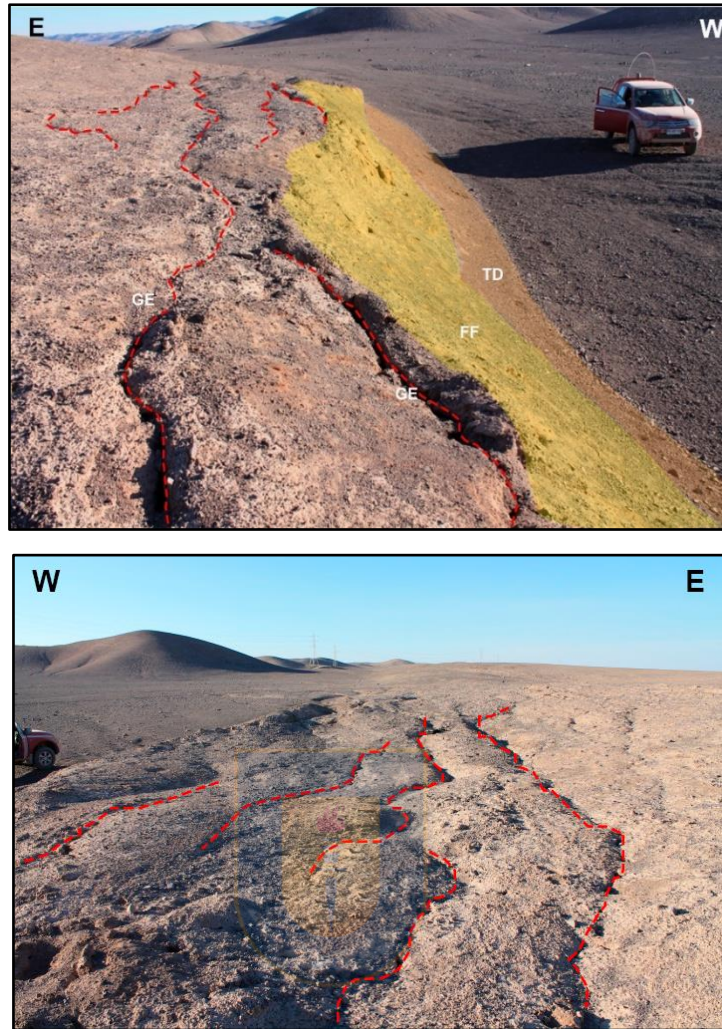
Por otro lado, esta línea de evidencia neotectónica se verificó en dos tipos de sitios dentro del área de estudio.

El primero de ellos, fue en las inmediaciones de los escarpes de fallas normales afectando depósitos aluviales, en los piedemontes identificados en el área de estudio. Allí, se observó que grietas extensionales de incluso centenares de metros, afectan tanto a depósitos aluviales antiguos como a rellenos de causas activos. Estas grietas tienen típicamente aperturas de 1 cm hasta 15 cm y están rellenas con sedimentos finos los cuales forman capas subverticales paralelas a las paredes de las grietas. Sus orientaciones son variables, pero dominan aquéllas de rumbo paralelo a las fallas NS y NNE, con azimuts entre N5E y N20E (Fotografía 4.9).



Fotografía 4.9: Grietas extensionales en las inmediaciones de escarpes de fallas normales reconocidas a distintas escalas.

El segundo tipo de sitios en que se registró estas grietas corresponden a los bloques colgantes de las fallas inversas en el área de estudio (Fotografía 4.10). Allí, estas grietas son paralelas al rumbo de las fallas, lo que otorga una apariencia irregular al perfil del escarpe. Según McCalpin, (1996) en Villalobos y otros (2013) son producto del colapso del material deformado.



Fotografía 4.10: Grietas extensionales observada en el bloque colgante de fallas inversas.

4.2. Análisis Morfométrico

4.2.1. Sinuosidad de frente montañoso (Smf)

En el sector occidental del área de estudio se calcularon 22 valores de la sinuosidad del frente de montaña (Tabla 4.1). Para el cálculo se tomaron en cuenta frentes de montañas que limitan sierras de orientación submeridiana y controlados por fallas kilométricas mapeadas en el área de estudio. En el caso del sector occidental de la Hoja, se observan sierras con un fuerte control estructural dominado por fallas normales de orientación ~NS y ~NNE entre ellas se encuentran las fallas Valenzuela, Salar del Carmen y Buey muerto. En el sector del hemigraben Antucoya se aprecian dos fallas conjugadas; falla Antucoya y falla Buey Muerto de orientación ~NS que controlan el

alzamiento de ambas laderas del graben. En el sector noroeste de la hoja existen algunas fallas de orientación más bien NW-SE, entre ellas la falla inversa La Grava y la falla de rumbo Villalobos, las cuales controlan unos frentes montañosos de la misma orientación.

Tabla 4.1: Resultados de la aplicación del índice de sinuosidad de frente de montaña (SMF) y las categorías aplicadas.

N° SMF	Longitud del piedemonte Lmf (m)	Longitud del frente montañoso en línea recta Ls (m)	Sinuosidad del frente montañoso Smf=Lmf/Ls	Actividad Tectónica
1	19600	16301	1.2024	Altamente activo
2	10601	8466	1.2522	Altamente activo
3	15950	1357	1.1753	Altamente activo
4	7697	5485	1.4033	Altamente activo
5	10056	9069	1.1088	Altamente activo
6	12285	11330	1.0843	Altamente activo
7	10042	8697	1.1546	Altamente activo
8	10030	9630	1.0415	Altamente activo
9	9514	7579	1.2553	Altamente activo
10	10751	9106	1.1805	Altamente activo
11	5999	5236	1.1458	Altamente activo
12	11508	10034	1.1468	Altamente activo
13	11278	9145	1.2332	Altamente activo
14	7929	7610	1.0419	Altamente activo
15	2501	2052	1.2185	Altamente activo
16	7515	5074	1.4810	Altamente activo
17	9240	5963	1.5496	Moderadamente activo
18	9972	7668	1.3004	Altamente activo
19	11366.	6635	1.7129	Moderadamente activo
20	11041	8534	1.2937	Altamente activo
21	6673	6471	1.0313	Altamente activo
22	12704	7234	1.7560	Moderadamente activo

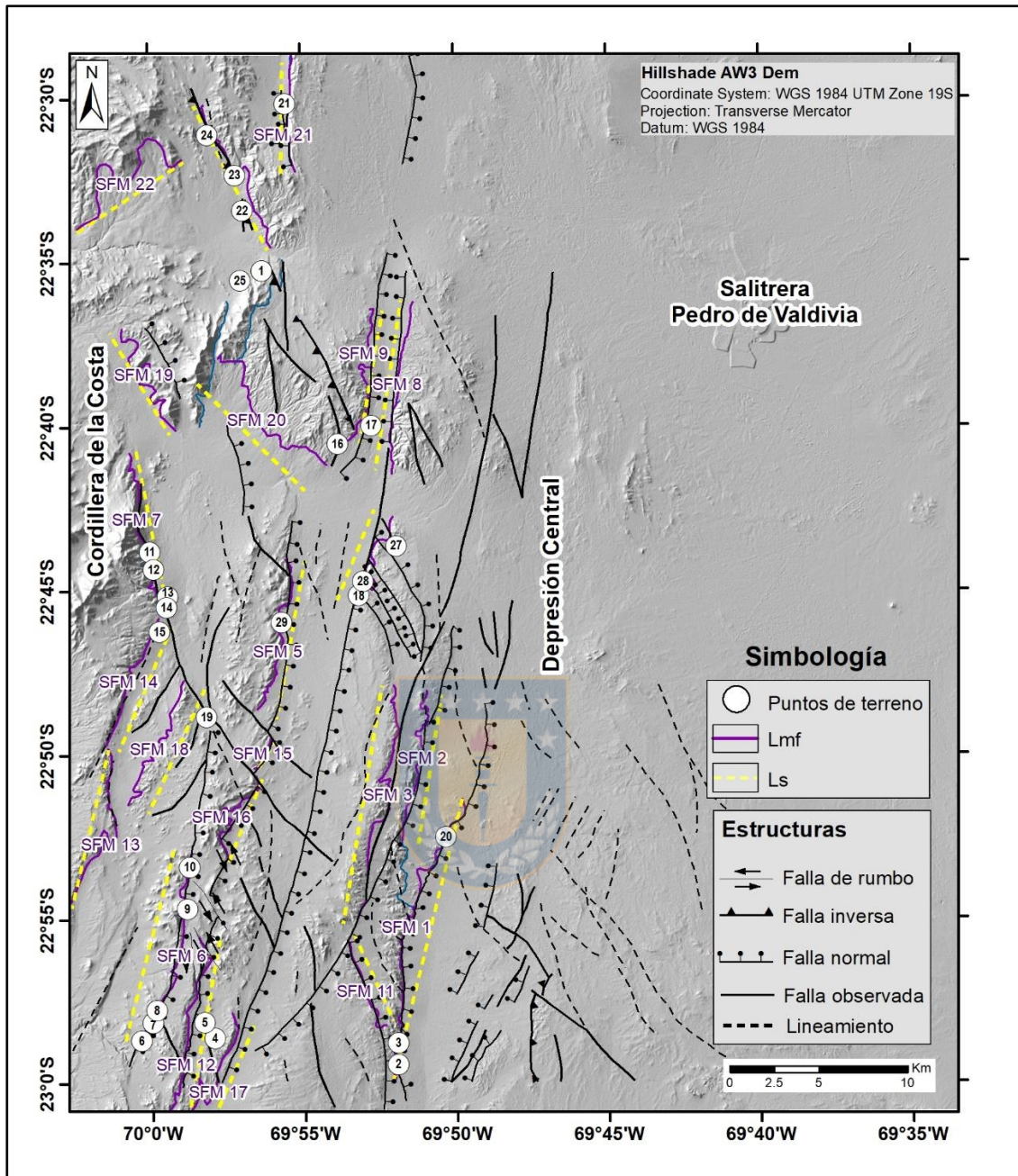


Figura 4.1: Mapa de sombras del área de Pedro de Valdivia. En el mapa se observan 22 frentes de montaña con sus Lmf y Ls correspondientes para calcular el índice SFM.

La clasificación que se usó para determinar el grado de actividad fue el usado en el trabajo de Oviedo, 2015, definido por Bull (2009). En base a lo anterior, los valores de los frentes estimados (exceptuando tres de ellos) caen en el rango entre [1.0 – 1.5] y se consideran frentes con alta actividad tectónica. Para los frentes restantes (17, 19 y 22), los valores del índice Smf caen en el rango [1.5 – 3.0], por lo que califican como frentes de montaña con moderada actividad tectónica.

Entre los resultados del índice Smf para frentes de montañas controlados por el grupo de fallas de orientación NS, destacan los frentes 5, 6, 12, 14 y 21 con valores muy próximos a 1.0 revelando varios sitios de alto interés neotectónico. En el caso del grupo de fallas de orientación NW-SE, los frentes N° 7 y 10, muestran valores cercanos a 1.0 reflejando zonas con alta actividad tectónica. Para los frentes determinados en ambos lados del Graben Antucoya (N° 8 y 9), también se muestran valores cercanos a 1.0, lo que se interpreta como un sector con un control estructural activo.

4.2.2. Morfometría de redes

a. Extracción de cuencas, red de drenajes y determinación automatizada de *knickpoints*.

En primera instancia, se extrajeron 7 cuencas principales para el área de estudio; en cinco de ellas (A, C, D, F, G) se tomaron datos de campo, por lo que fueron seleccionadas para estimar los índices geomorfológicos en sus redes de drenaje.

La cuenca A de 154 km², ubicada en el extremo noroccidental del área de estudio, presenta una red de drenaje tipo dendrítica que fluye hacia el oeste y está disectada por la falla La Grava de dirección NW-SE. La cuenca C de 517 km², inserta dentro de la Cordillera de la Costa, presenta una red de drenaje subparalela a dendrítica, con una dirección de flujo hacia el oeste, afectada por sierras submeridionales, varios valles y fallas normales ~NS (Cordón, Buey Muerto, Antucoya, Salar del Carmen) e inversas ~NW (Villalobos) presentes en este sector. La cuenca D de 537 km², presenta una extensa red de drenaje con un cauce principal el cual tiene una dirección de corriente hacia el sur y, engloba a las fallas de orientación ~NS (Quimurcu y Valenzuela) en su sector más occidental y segmentos de fallas normales a su lado oriental, en el límite con la depresión central. Continuando con la cuenca F de 114 km², se ubica en el extremo suroccidental del sector, es de menor extensión que las anteriores, con una geometría elongada y una red de drenaje de tipo subparalela con un cauce principal que fluye hacia el sur, la falla normal ~NS Del Trazo se proyecta a lo largo de la cuenca. Finalmente, la cuenca G de 74 km², es la más pequeña entre todas y contiene una red de drenaje muy acotada cuyo cauce principal fluye hacia el sur, en esta cuenca se observan segmentos propios de las fallas Salar del Carmen y del Cordón, con dirección ~NNE y ~NS, respectivamente.

Para la determinación de *knickpoints* o puntos de quiebre es necesario establecer los límites de las cuencas y luego proceder al análisis morfométrico de las redes de drenaje de cada una.

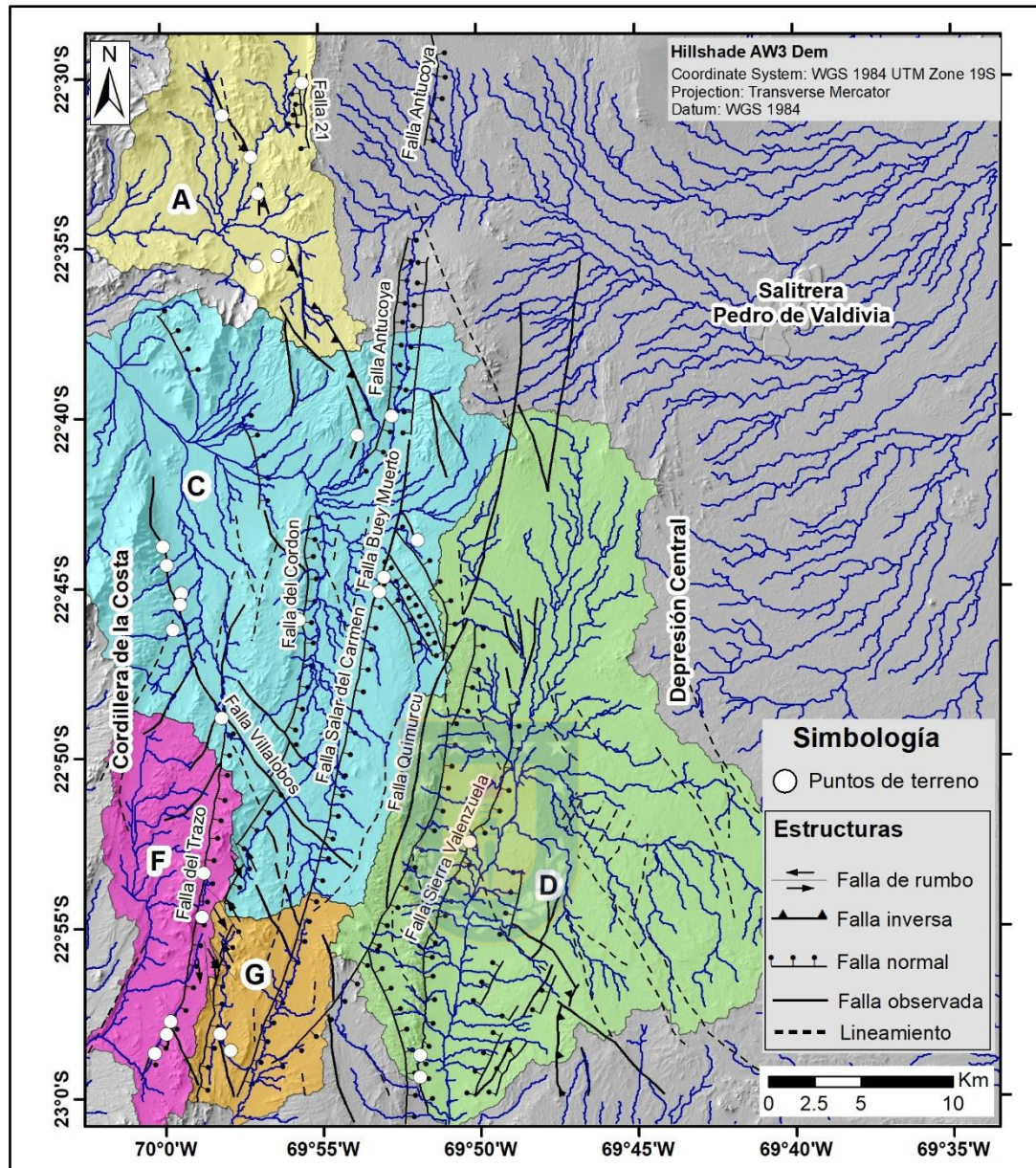


Figura 4.2: Mapa de cuencas seleccionadas dentro del área de estudio con sus redes de drenaje y principales fallas pertenecientes al SFA.

A través del *ArcToolbox Knickpointfinder* se realiza un estudio preliminar de *knickpoints* con un DEM del área de Pedro de Valdivia. En la Figura 4.3 se presenta el resultado de este análisis; se observan *knickpoints* a lo largo de todas las redes de drenaje y se encuentran categorizados según el orden propuesto por Queiroz y otros (2015), donde valores de RDEs/RDEt mayor o igual a 2 considera que existe una anomalía en la red de drenaje. Valores entre 2 y 10 son anomalías de

segundo orden y valores mayores a 10 son anomalías de primer orden. Cabe destacar que, la escala de trabajo ingresada en la interfaz del análisis fue de 300.000 m.

Luego, con la obtención de redes de drenaje principales y *knickpoints* preliminares se estiman los índices morfométricos de gradiente (SL) y de verticalidad normalizada (ksn) para acotar mejor las zonas que contengan potenciales *knickpoints* tectónicos. Se realizan perfiles de pendiente a aquellos *thalwegs* que contienen anomalías y se venan posiblemente relacionadas a fallas o escarpes de fallas observadas en campo, para finalmente verificar la existencia de *knickpoints* de origen tectónico.

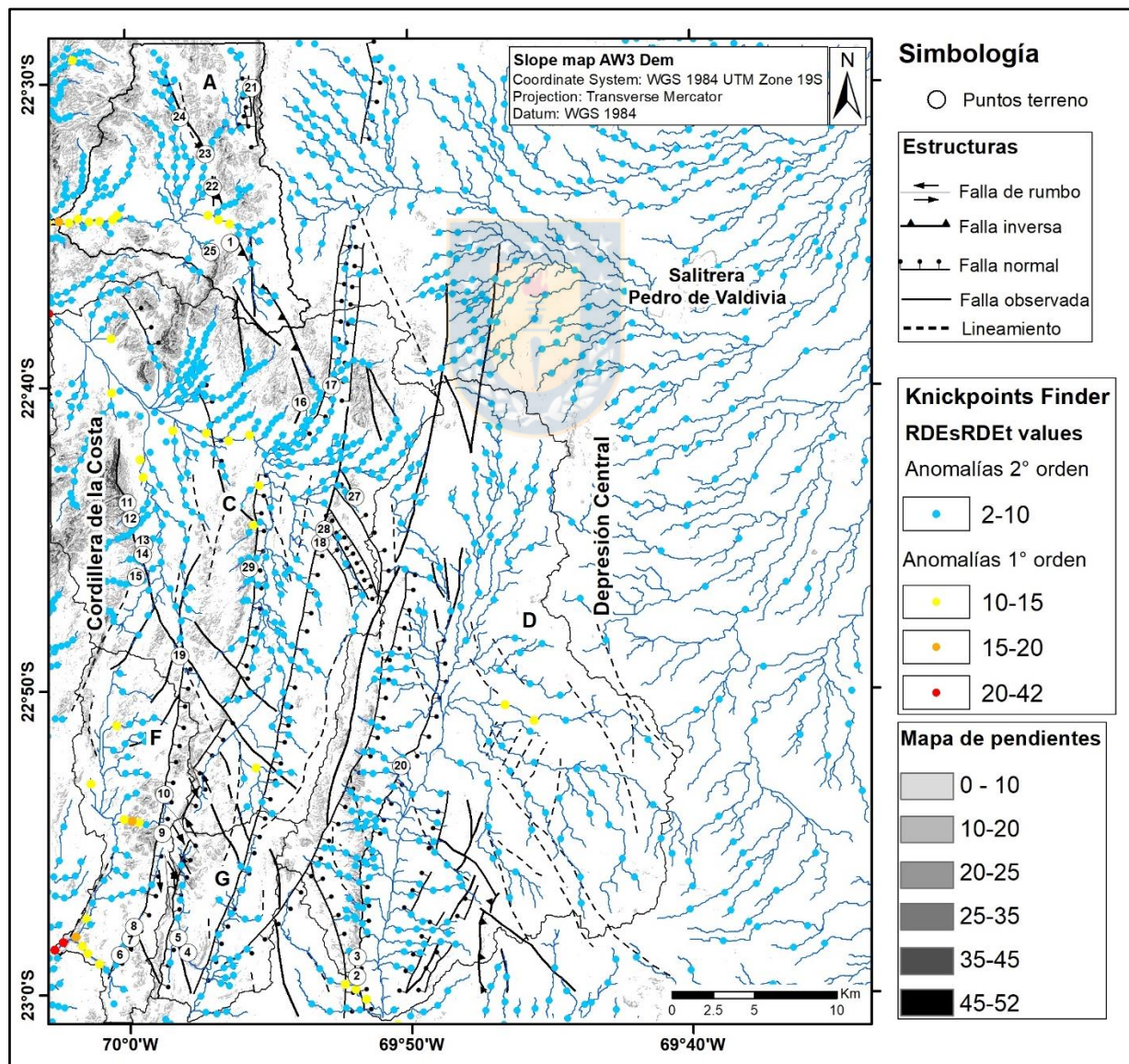


Figura 4.3: Mapa de distribución de *knickpoints* generado por el programa *Knickpointfinder*.

Se realiza una categorización de los valores según la desviación estándar presente en cada cuenca, en rangos de medias desviaciones estándar, destacando áreas deprimidas o alzadas a través de zonas con anomalías que se reflejan en colores más cálidos o rojos.

En el mapa de resultados, se observan anomalías positivas en la cuenca A asociado a la actividad de la falla inversa La Grava. En la cuenca C se pueden observar anomalías en bloques alzados asociados a fallas normales conjugadas (Graben Antucoya). En la misma cuenca, hacia el sur también se observan anomalías cercanas a zonas de piedemonte producto del posible control tectónico de las fallas Villalobos y del Cordón. Dentro de la cuenca D no se ven anomalías tan predominantes, sin embargo, las zonas anómalas se orientan según la falla ~NE Sierra Valenzuela. En las cuencas F y G se observan anomalías positivas en los sectores más al sur relacionadas a la actividad de las fallas normales ~NNE (Falla del Trazo y Falla Salar del Carmen).

c. Mapa de valores Ksn

A través del software QGIS 2.18 y la herramienta Chi Map fue estimado el índice de verticalidad normalizada (Ksn) sobre la red de drenaje de cada cuenca. En la Figura 4.5 se observan los valores de Ksn obtenidos en cada punto de los cauces principales, categorizando los valores en 5 clases por intervalos que fueron ajustados manualmente con respecto a los quiebres naturales definidos por el *software GIS*, se destacan en colores más cálidos las anomalías presentes en los *thalwegs*.

Las anomalías positivas en las redes de drenaje del sector este de la cuenca A se deben al control estructural de la falla La Grava, en el sector oeste se observa una fuerte anomalía positiva relacionada al cambio litológico que hay en esa zona.

En la cuenca C, existen anomalías en redes cercanas al Graben Antucoya y de la Falla Villalobos y Falla del Cordón.

Dentro de la cuenca D, se puede observar claras anomalías en las redes provenientes del bloque colgante de la Falla Sierra Valenzuela.

En la cuenca F destacan anomalías en la zona sur de la cuenca, donde en terreno se observó una importante cantidad de escarpes de falla paralelos al frente de montaña. Por último, en la cuenca G, destacan anomalías relacionadas a la Falla Salar del Carmen y Falla del Cordón.

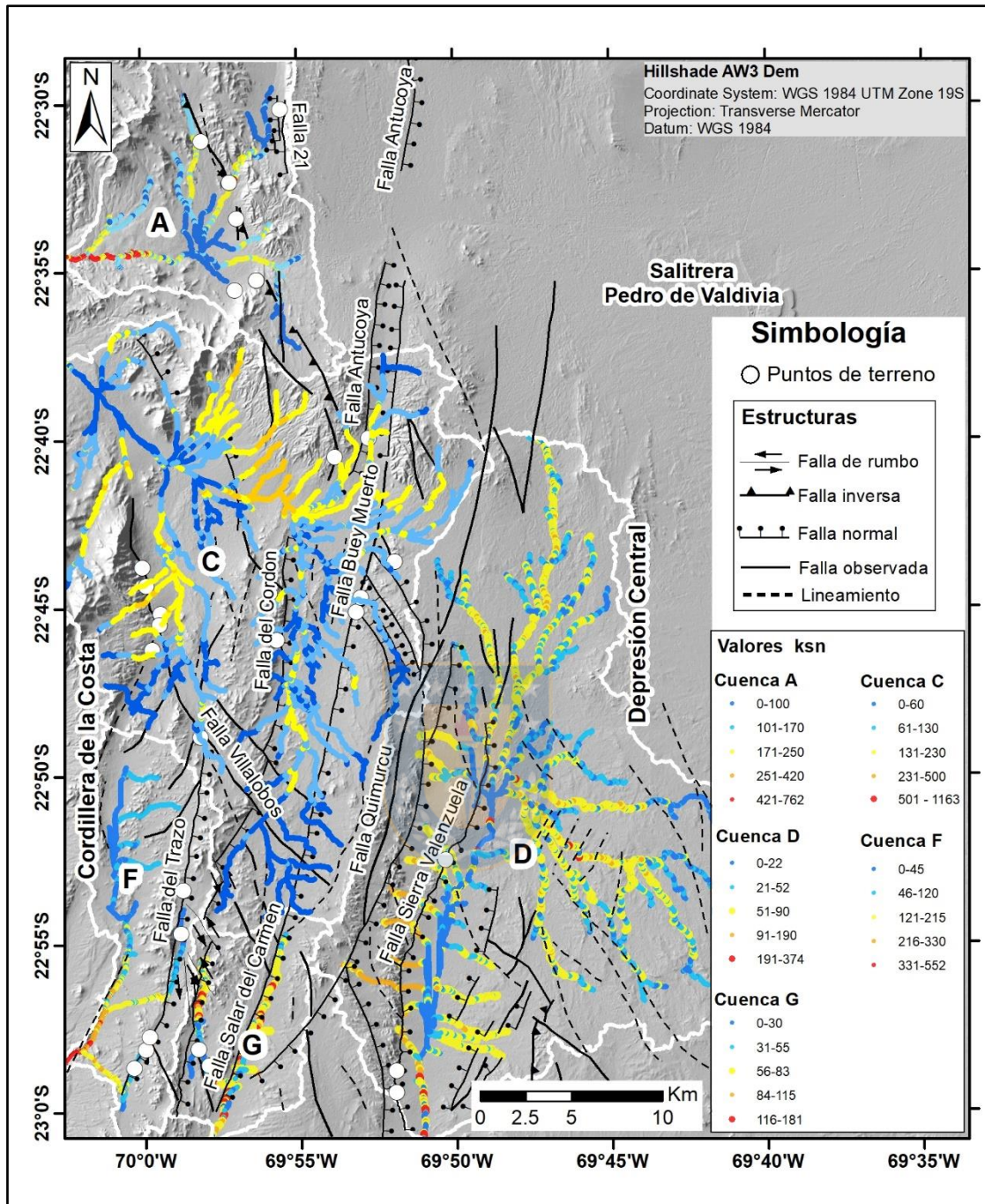


Figura 4.5: Mapa con valores de índice de Ksn en los cauces principales de cada cuenca.

d. Perfiles Longitudinales

Mediante la realización de perfiles longitudinales de gradiente (longitud de red v/s elevación) se pueden identificar los principales quiebres en la pendiente (*knickpoints*) a lo largo de las redes de drenaje relacionados con fallas presentes en el área de estudio. En cada cuenca se identifican y

enumeran aquellas redes de drenaje interceptadas por fallas principales (Figura 4.6). La Figura 4.7, Figura 4.8, Figura 4.9, Figura 4.10 y Figura 4.11, muestran los perfiles realizados para cada cuenca estudiada, luego, con la información obtenida en los puntos de control y la geología se confirma o descarta la presencia de algún *slope-break point*.

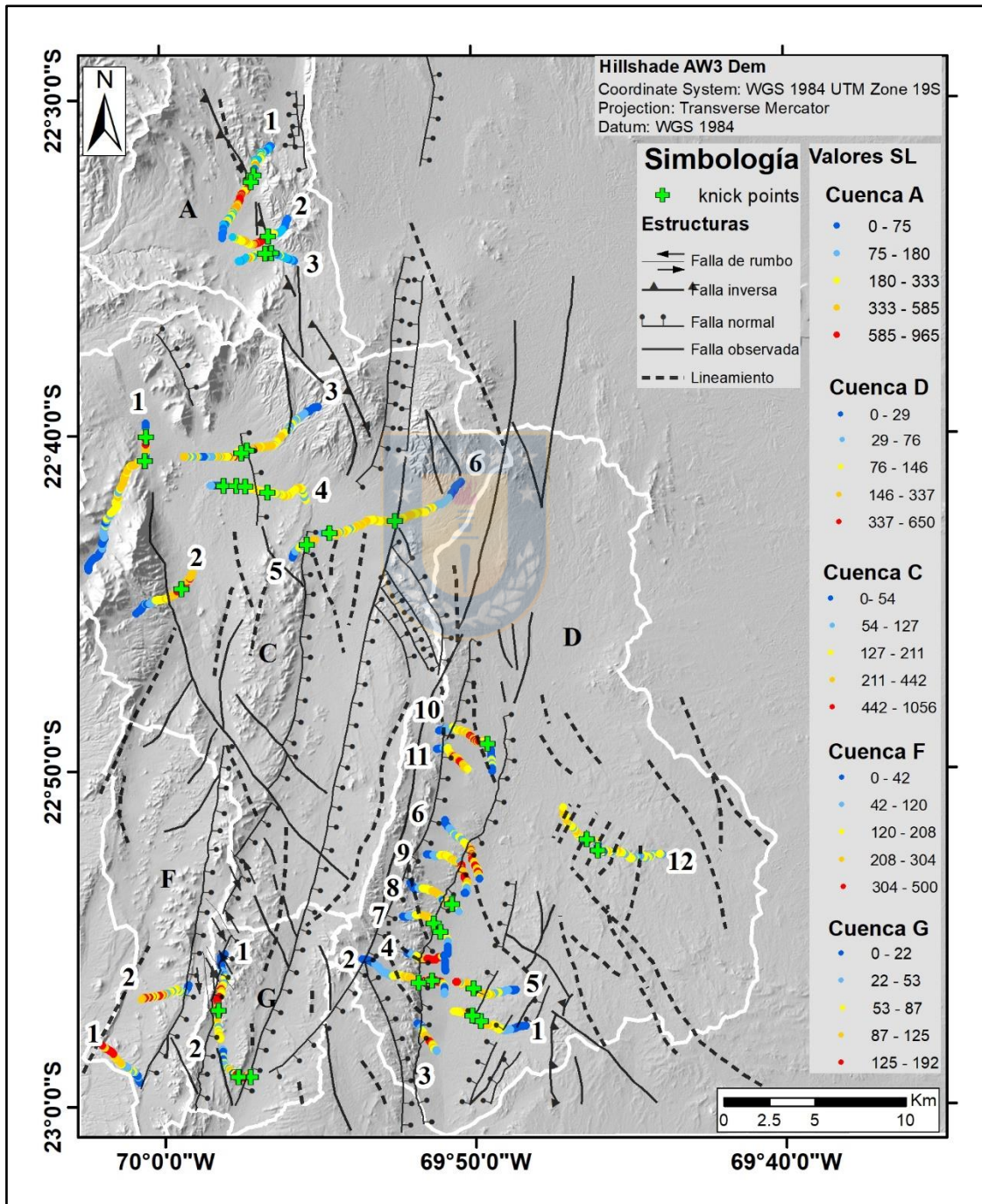


Figura 4.6: Mapa de redes de drenaje seleccionadas para realizar perfiles longitudinales. Se observan los *knickpoints* determinados en los perfiles longitudinales.

En los tres perfiles realizados en los drenajes de la cuenca A (Figura 4.7) se distinguen *knickpoints* asociados a *peaks* del índice de SL donde se sitúa la Falla La Grava. En la cuenca C se realizan perfiles a seis redes de drenaje (Figura 4.8) donde se evidencian *knickpoints* en la ubicación de la Falla Villalobos (perfiles 1 y 3), Falla del Cordón (perfiles 2, 4 y 5) y Falla Buey Muerto (perfil 6).

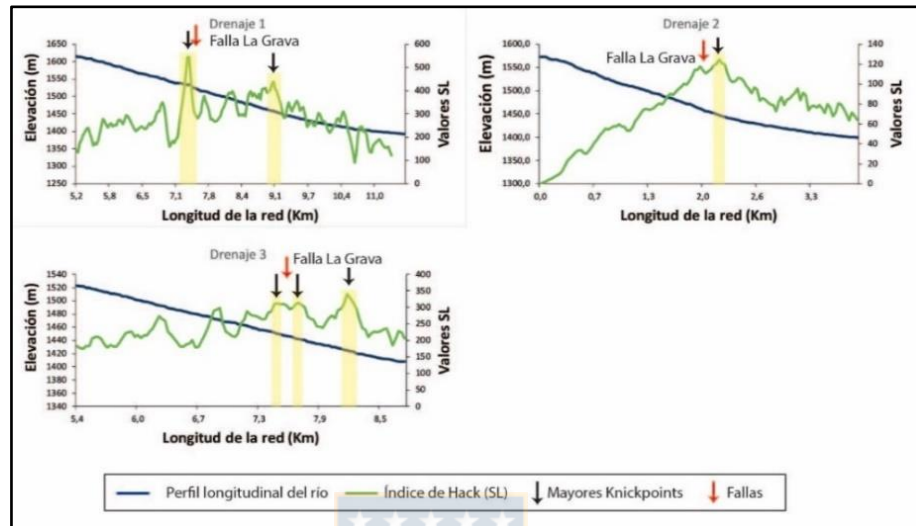


Figura 4.7: Perfiles longitudinales para las redes de drenaje pertenecientes a la cuenca A.

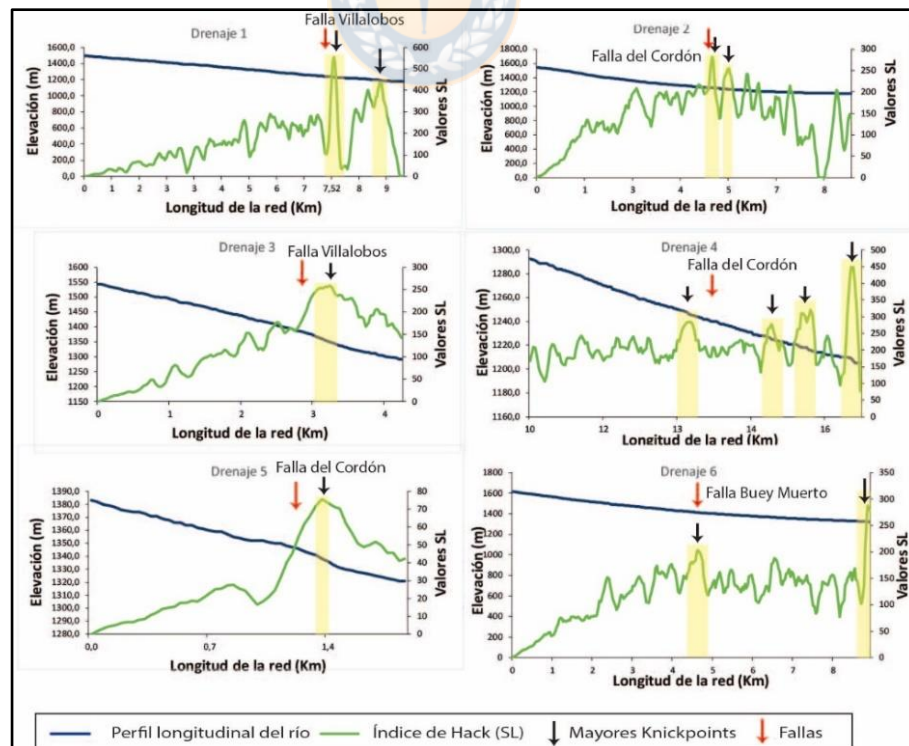


Figura 4.8: Perfiles longitudinales para las redes de drenaje pertenecientes a la cuenca C.

Los perfiles realizados en la cuenca D (Figura 4.9), muestran escasos *peaks* de anomalías del índice SL en comparación con las cuencas aledañas. Los *knickpoints* presentes, se asocian a la falla normal Sierra Valenzuela principalmente, lineamientos y fallas normales menores dentro de la misma cuenca con orientación ~NNE.

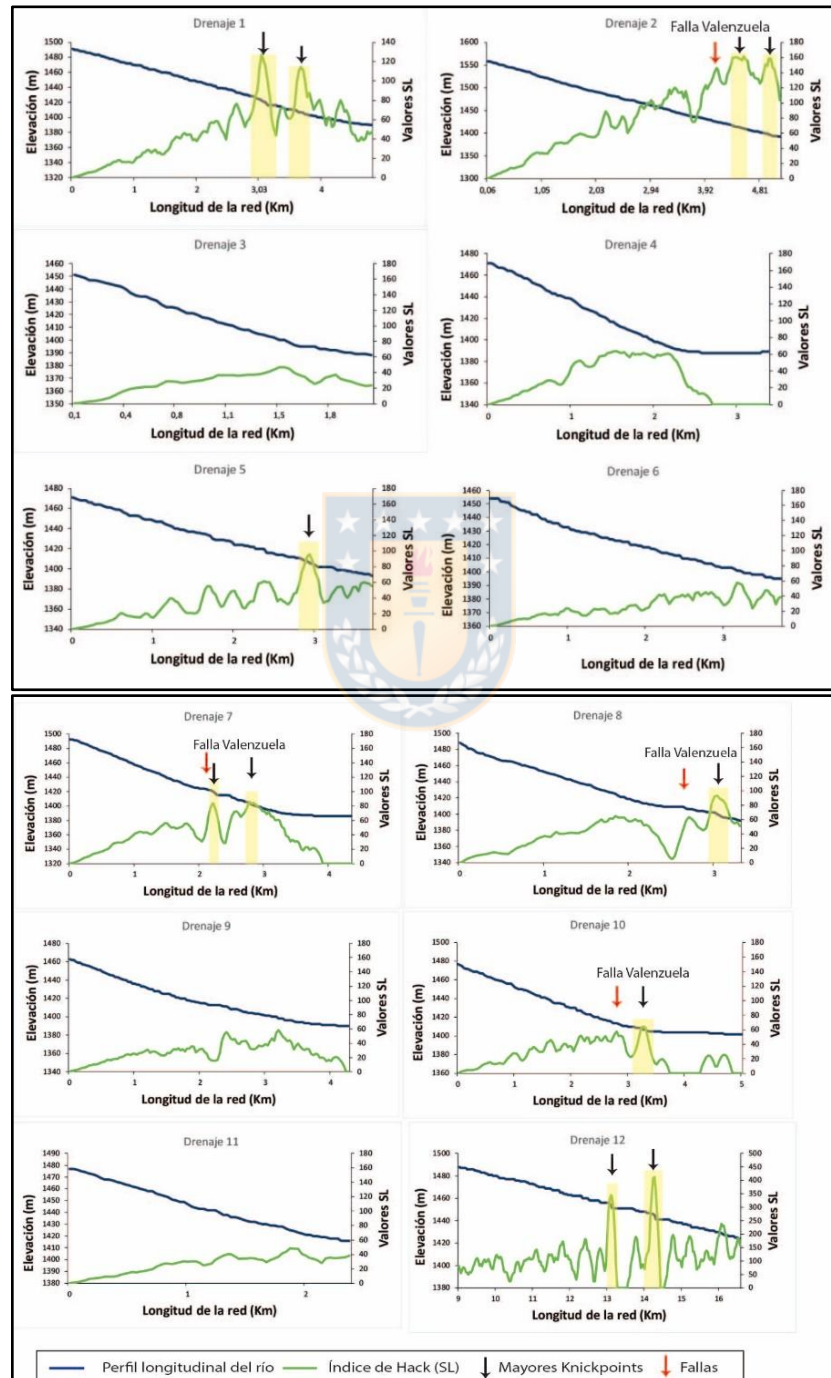


Figura 4.9: Perfiles longitudinales para las redes de drenaje correspondientes a la cuenca D.

En los perfiles longitudinales realizados en los dos *thalwegs* principales de la cuenca F (Figura 4.10), no se observan mayores *peaks* dentro de los valores del índice SL. Cabe destacar que, en esta cuenca, la Falla del Trazo se encuentra fuera de la trayectoria de las redes de drenaje.

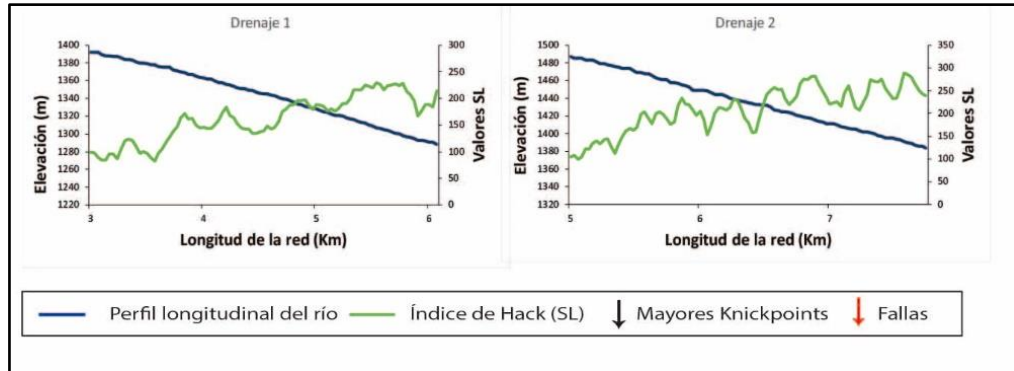


Figura 4.10: Perfiles longitudinales para las redes de drenaje correspondientes a la cuenca F. No se observan valores anómalos por lo que no se definen *knickpoints*.

Los perfiles realizados en la cuenca G (Figura 4.11), muestran evidencia de *peaks* en el índice SL, los cuales se asocian a *knickpoints* que se sitúan cercanos a la traza de la Falla Salar del Carmen y Falla del Cordón.

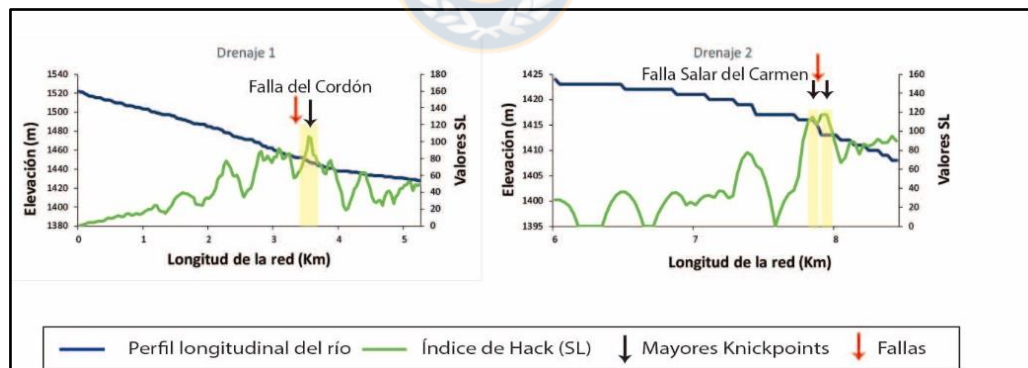


Figura 4.11: Perfiles longitudinales para las redes de drenaje correspondientes a la cuenca G.

5. DISCUSIÓN

5.1. Definición de fallas con mayor grado de actividad durante el Pleistoceno Tardío-Holoceno.

A continuación, se considera por cuenca de forma paralela, la evidencia de terreno y los resultados de la morfometría a fin de determinar las fallas con mayor grado de actividad en el lapso Pleistoceno Tardío – Holoceno en cada una de ellas.

5.1.1. Cuenca A

Dentro de esta cuenca (Figura 5.1) lo más importante que se registra en terreno es una estructura inversa de orientación NW que controla el emplazamiento de los pórfidos Antucoya, Dania e Ivania, denominada Falla La Grava. Asociado a ella se observan escapes de falla en superficies de gravas aluviales (antiguas), con levantamientos de hasta 4 m y que dislocan piedemontes. También se registra una estructura de orientación ~NS (Falla 21) con seis escarpes sub-paralelos entre sí y que tienen una altura máxima de 3.5 m.

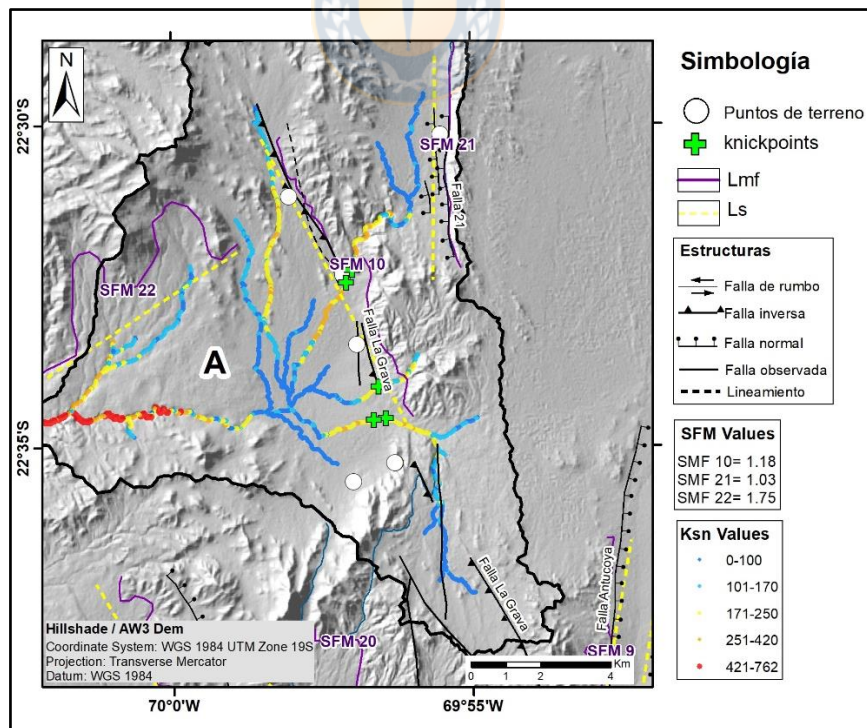


Figura 5.1: Cuenca A con los distintos índices morfométricos calculados, *Knickpoints* determinados y puntos de control en terreno.

Los índices de frente de montaña SMF 10 y SMF 21 determinados en esta cuenca dan indicios de una alta actividad tectónica en las fallas que controlan a dichos frentes, La Grava y 21 respectivamente. En cambio, el SMF 22 estimado en la parte noroccidental de la cuenca tiene un alto valor de índice de sinuosidad que no se relaciona a la actividad tectónica de alguna falla, sino más bien se relaciona a procesos erosivos de pendiente que predominan en el sector.

En la Figura 4.1 se observan dos zonas con valores anómalos en relación con el índice SL y Ksn, una de ellas se ubica en el sector oeste de la cuenca y podría corresponder a una anomalía de gradiente generado por la incisión de un canal, en el contacto litológico de rocas intrusivas (Los Dones) y Depósitos aluviales del Mioceno Sup – Plioceno (Figura 2.3), descartándose la presencia de *knickpoints* tectónicos. La otra zona con anomalías positivas se visualiza en los perfiles de gradiente realizados en el sector este de la cuenca (Figura 4.7), próximo a la falla La Grava, se interpreta la existencia de *knickpoints* tectónicos en las redes dislocadas por la falla y los escarpes asociados a ella y que evidencian una actividad neotectónica en este sector. En el centro de la cuenca, dominan depósitos aluviales del Mioceno Sup – Plioceno y no se observan anomalías de SL o Ksn en las redes de drenaje que la surcan.

En el trabajo de Villalobos y otros (2013), se interpreta que el salto provocado por esta falla inversa que es de al menos 1.2 m a lo largo del manteo (Figura 4.7), es consecuencia de un único evento de ruptura, compatible con un terremoto de $M_w \sim 7$, según las relaciones de Wells y Coppersmith (1994).

5.1.2. Cuenca C

Los puntos de control dentro de esta área dan cuenta de numerosos escarpes de falla paralelos a frente de montañas con saltos de hasta 4 m, algunos de estos escarpes se asocian a fallas normales ~NNE (Falla Antucoya, Falla Buey Muerto, Falla Salar del Carmen, Falla del Cordón), desplazados en algunos segmentos por fallas NW (ej. Falla Villalobos), la evidencia da cuenta de grietas de tensión y fracturas de hasta 100 cm. Las zonas de piedemontes se observan dislocados y se da cuenta de la presencia de abanicos aluviales jóvenes.

Los índices de frente de montaña estimados en esta cuenca son los SMF 4-5-7-8-9-14-15-16-19-20, todos ellos exceptuando el SMF19, caen en el rango de actividad tectónica activa. Sin embargo,

el SMF20 no es un frente controlado por alguna falla mapeada en superficie, por lo que en la zona de piedemonte predominan más bien procesos de erosión y de depositación, en el caso del SMF19 ocurre un proceso similar, las rocas intrusivas pertenecientes a la unidad Gabros y Dioritas Los Donos generan un relieve consistente con piedemontes conformados por depósitos de aluvios activos de edad Holocena (Figura 2.3). Las redes de drenaje analizadas muestran zonas anómalas en cuanto al índice Ksn, en sector del Graben Antucoya, y del índice SL, determinando varios *knickpoints* asociados a fallas normales Falla del Cordón y Falla Buey Muerto entre ellas, y de rumbo; Falla Villalobos según los perfiles de gradiente realizados (Figura 4.8). Cabe mencionar, que los *knickpoints* determinados en el sector centro norte de la cuenca (Drenaje 3 y 4 de Figura 3.8) se encuentran sobre la traza de una falla normal ~NNW que afecta a depósitos aluviales y coluviales del Pleistoceno-Holoceno (Figura 1.5).

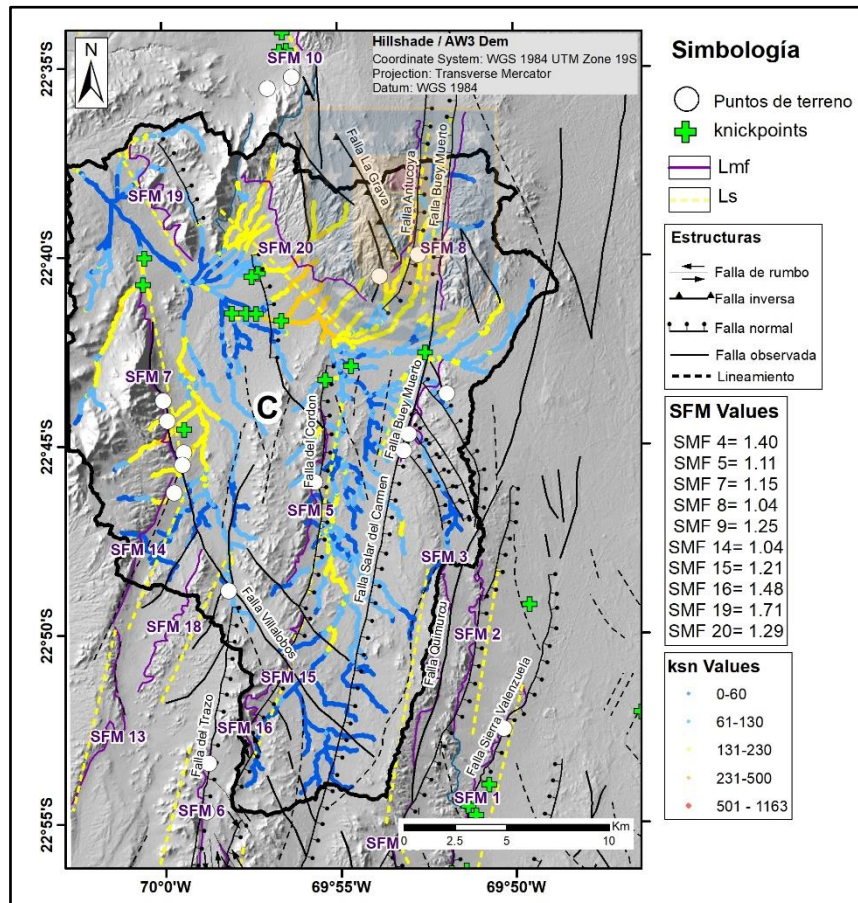


Figura 5.2: Mapa de sombras de cuenca C con los distintos índices morfométricos calculados, *Knickpoints* determinados, fallas presentes en el área y puntos en terreno.

5.1.3. Cuenca D

En esta cuenca (Figura 5.3) existe un potente frente de montaña correspondiente a Sierra Valenzuela, controlado por fallas normales ~NS, en campo se observan depósitos aluviales (conos aluviales), escarpes de fallas con grietas de tensión y fracturas superficiales a lo largo de su kilométrica extensión. Por el sector oriental de la cuenca, según información geológica, existen una serie de fallas normales de orientación ~NNE con extensiones de hasta 3 km.

La cuenca engloba los índices de sinuosidad de frente de montaña estimados SMF 1-2-3-11, los cuales dan valores correspondientes a una alta actividad tectónica. La estructura principal que controla estos frentes son la falla Quimircu, la falla normal Sierra Valenzuela, y otras que forman parte del sistema estructural SFA con orientación ~NS.

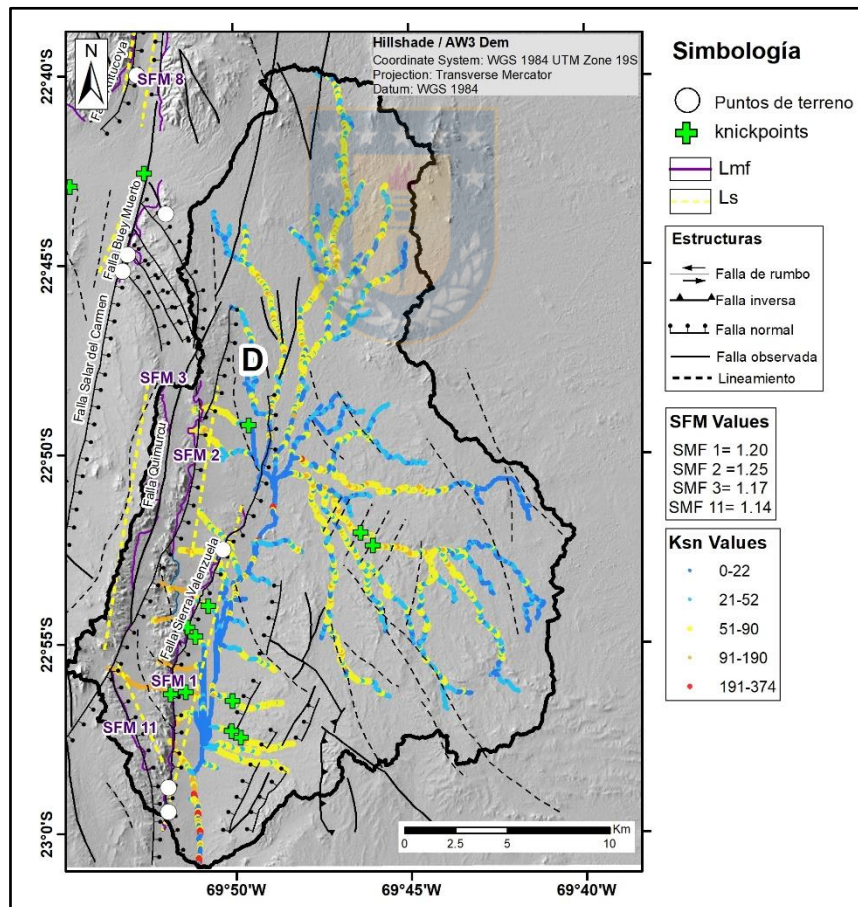


Figura 5.3: Mapa de sombras de cuenca D con los distintos índices morfométricos calculados, *Knickpoints* determinados, fallas presentes en el área (~NS y NNE) y puntos en terreno.

En la cuenca se presentan varias zonas con anomalías en relación con el índice ksn, las cuales se alinean en dirección ~NS, y que responden al control tectónico que tiene la falla Sierra Valenzuela sobre el piedemonte de la sierra homónima. Cabe mencionar que, los knickpoints coinciden en zonas de relieve con poca modificación por los procesos erosivos de pendiente.

En relación con el índice de Hack (SL), analizando los perfiles longitudinales realizados en esta cuenca (Figura 4.9) se definen varios *knickpoints* tectónicos en los cauces perpendiculares a la falla antes mencionada, y otros en zonas más distales al frente montañoso y que se asocian a pequeñas fallas normales mapeadas en la zona.

5.1.4. Cuenca F

Los elementos observados en campo dentro de la cuenca F (Figura 5.4) son principalmente escarpes de fallas con saltos entre 1 a 4 m, depósitos aluviales antiguos y recientes además de gravas con sulfatos, superficie de piedemonte inclinadas, con escarpes escalonados, taludes de detritos y grietas extensionales.

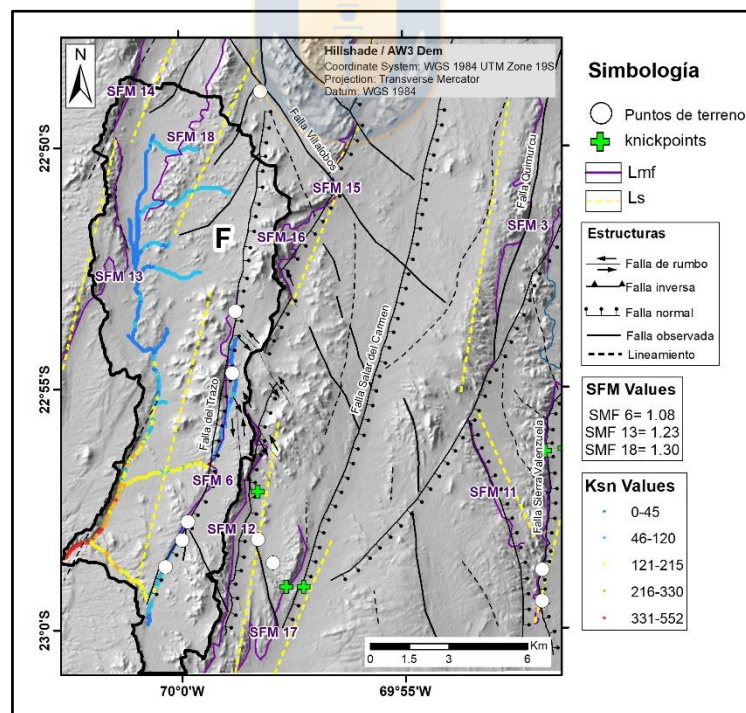


Figura 5.4: Mapa de sombras de cuenca F, con índices Ksn, Smf y *knickpoints* determinados dentro del área.

Dentro de la cuenca se observan tres frentes de montañas estudiados; SMF 6-13-18, los cuales tienen valores de sinuosidad de frente de montaña correspondientes a una alta actividad tectónica. En el frente SMF 6, se observaron los elementos descritos anteriormente, por lo que la actividad tectónica se ve reflejada en los distintos puntos de control.

Destacan algunas zonas con anomalías en el índice de Hack (SL) y Ksn que responden a un cambio litológico entre andesitas de la Formación La negra y Depósitos aluviales y coluviales, pero no se logran distinguir *knickpoints* tectónicos en las redes de drenaje analizadas ya que la principal falla ~NS se encuentra fuera de la trayectoria de los perfiles (Figura 4.10).

Se interpreta que la estructura tipo normal Falla del Trazo de orientación ~NE con segmentos más ~NS a lo largo de la cuenca, tiene una fuerte actividad tectónica dado los elementos morfológicos descritos y los resultados de SMF determinados en los frentes montañosos.

5.1.5. Cuenca G

En esta cuenca de menor extensión en comparación a las cuencas anteriormente descritas, se observa en terreno 2 escarpes de falla, uno sobre rocas intrusivas, con salto de 1 a 5 m, orientación N24E con fracturas perpendiculares al escarpe, el segundo escarpe se encuentra sobre gravas con sulfatos, tiene un espesor de ~14 cm y una orientación N11E asociado a grietas por colapso del bloque colgante.

En la Figura 5.5 se muestran los dos frentes de montañas calculados dentro de la cuenca F; SMF 12 y 17. El SMF 12 tiene una alta actividad tectónica, y se define un *knickpoint* tectónico en base a una anomalía del índice de Hack (SL) sobre un cauce aledaño a la falla normal que controla el frente. Por otra parte, el frente SMF 17 tiene un menor índice de actividad, pero se definen dos *knickpoints* en un cauce perpendicular a la falla normal Salar del Carmen que controla el frente SMF 17, y tiene una orientación ~NE.

Los valores del índice de Ksn muestran anomalías asociadas también a estos *knickpoints* y a la Falla Salar del Carmen. Los perfiles de gradiente realizados en 2 redes de la cuenca dan cuenta de anomalías cercanas a la traza de las fallas normales ~NS que controlan esta parte de la Cordillera de la Costa (Figura 4.11).

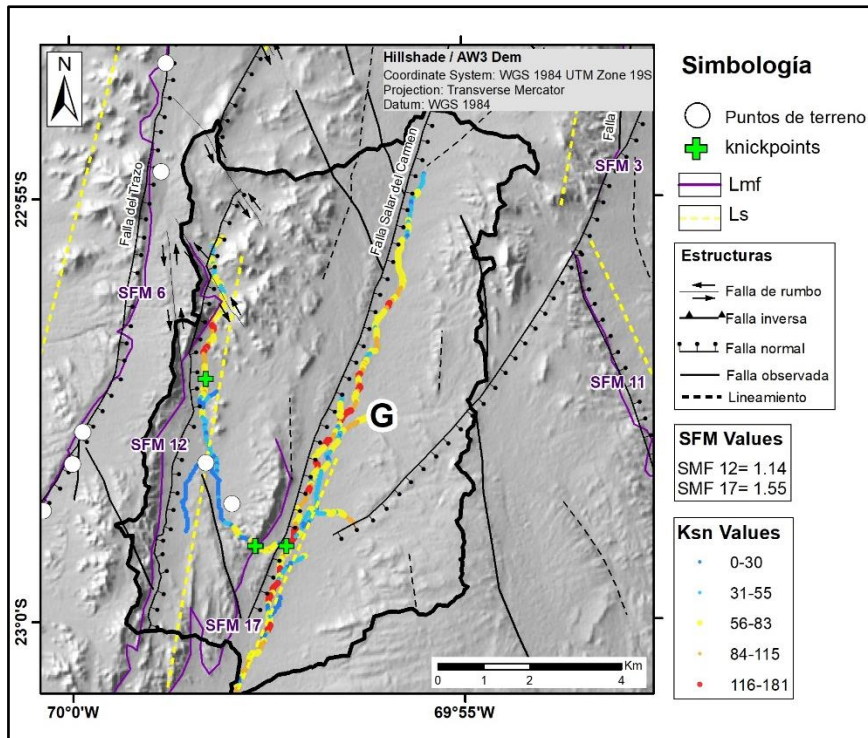


Figura 5.5: Mapa de sombras de cuenca F, con índices Ksn, Smf y *knickpoints* determinados dentro del área.

La divisoria de aguas entre la vertiente occidental y oriental se observa que es sinuosa, quizás debido a la erosión remontante causada por la actividad de las fallas más orientales (e.g. Buey Muerto, Antucoya) que permitieron incisar más a los drenajes de la vertiente occidental.

Diversos autores han registrado actividad tectónica reciente en los distintos segmentos de la traza principal del sistema de fallas de Atacama (SFA). La zona de Pedro de Valdivia es una extensa área que contiene fallas regionales, y se encuentra dentro del segmento Mejillones (~23°S). En las inmediaciones del Salar del Carmen (23.5°S), Carrizo y González (2003), documentan actividad Neógena-Cuaternaria en un grupo de fallas de orientación N°15-20°E, similares a las fallas que predominan en el sector de estudio.

En base al análisis geomorfológico y morfométrico realizado en este trabajo, las fallas que presentarían mayor actividad tectónica reciente dentro de la zona de Pedro de Valdivia son las que se muestran en la Figura 5.6, se trata de fallas kilométricas, en su mayoría de tipo normal, en menor medida se observan fallas inversas y de rumbo, las cuales han sido mapeadas regionalmente y pertenecen al SFA.

La falla determinada con actividad tectónica reciente en la cuenca A es la falla inversa La Grava con orientación N25°W y la falla normal “21” de orientación ~NS. En la cuenca C, se precisan cuatro fallas normales; El Carmen, Del Cordón, Buey Muerto y Antucoya, de orientación ~NS-NNE, y la falla de rumbo Villalobos de orientación NW, que corta sistema de fallas NNE. La falla determinada en la cuenca C es la Sierra Valenzuela, de orientación ~NS y de naturaleza normal. En la cuenca F, la Falla Del Trazo, de tipo normal es identificada con posible actividad tectónica reciente, con orientación ~NS y, en la cuenca G, se observan los segmentos más al sur de las fallas normales El Cordón y Salar del Carmen.

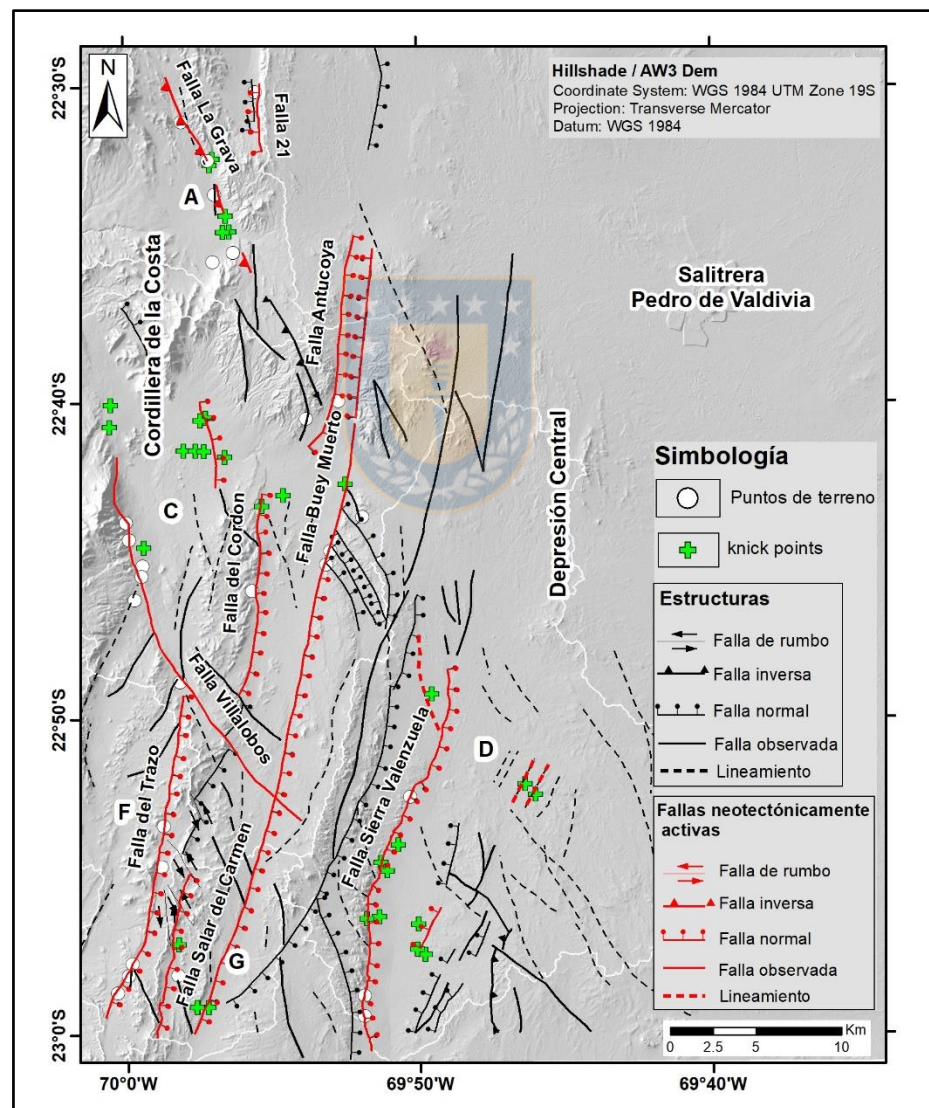


Figura 5.6: Mapa de fallas y *knickpoints* determinados en el área de Pedro de Valdivia, en rojo destacan las fallas con posible actividad neotectónica, dada las evidencias geomorfológicas observadas en las distintas cuencas.

5.2. Estimación de potencial sismogénico

En ambientes hiperáridos, tales como el que predomina en la zona de Pedro de Valdivia, los escarpes de fallas se pueden preservar muy bien, lo que lo llevan a ser un buen indicador paleosísmico pudiendo registrar índices cinemáticos y datos de deslizamiento. Sin embargo, aún en climas tan favorables ocurren procesos erosivos que forman depósitos sedimentarios como cuñas coluviales y taludes de detritos asociados a los escarpes que pueden ser gatillados por eventos asísmicos o sísmicos posteriores y que no permiten distinguir bien si los escarpes fueron producidos por uno o más eventos de ruptura. Cabe mencionar que, para que un sismo genere un escarpe en superficie, teóricamente es necesaria al menos una $M_w \geq 5$ y sismos de $M_w < 4$ no generarían ningún tipo de evidencia paleosismológica, ni siquiera secundaria (Wells y Coppersmith, 1994).

El tipo de evidencia neotectónica que se muestra en este trabajo se puede comparar con la evidencia presentada en publicaciones realizadas a fallas cercanas al área de estudio; Delouis y otros (1998), Carrizo y otros (2008), Allmendinger y otros (2010), Gonzáles y otros (2003), Cortés-Aranda y otros (2012); Cortés-Aranda y otros (2015); Astudillo (2016), quienes estudian la reactivación cuaternaria de fallas ~N-S y ~NW pertenecientes al Sistema de Fallas de Atacama a través de análisis morfotectónico y que de alguna manera se encuentran representadas en el área de estudio a través de segmentos o partes de ellas.

Dentro de las fallas normales, destaca la Falla Salar del Carmen, descrita al sur del área de Pedro de Valdivia como una de las estructuras más importantes dentro del SFA de orientación NE, la cual forma escarpes de fallas orientados al este, de 5 m de altura en promedio, aledaña a ella; una serie de abanicos aluviales y canales desplazados por segmentos de la falla que dan cuenta de una reactivación durante el Cuaternario y Pleistoceno tardío (Delouis y otros, 1998). Dentro de la evidencia considerada en el presente estudio, para la Falla Salar del Carmen; además de las fallas de actitud y orientación similar; Buey Muerto, Antucoya y Valenzuela se registran los mismos elementos geomorfológicos descritos anteriormente; escarpes de fallas de hasta 4 m, bien conservados y abanicos aluviales jóvenes, por lo que es muy probable que esta deformación se relacione a la misma reactivación sismogénica documentada por los autores señalados.

Carrizo y otros (2008), estudian la deformación en las inmediaciones del Salar Grande, registrando un sistema de fallas ~NS, con orientación promedio de $N12^\circ W$ y longitudes de trazas que varían

entre 0.6 y 30 km similares a las trazas de las fallas de orientación ~NS como la Falla del Trazo y Falla del Cordón expuestas en el área de Pedro de Valdivia. En Salar Grande se observan escarpes de fallas con numerosas grietas abiertas en sus crestas y fallas con cinemática tipo inversa que desplaza depósitos aluviales de edad Plioceno-Pleistoceno, en el área de Pedro de Valdivia se observan importantes escarpes de fallas en superficies de piedemonte y grietas que afectan a depósitos aluviales tanto jóvenes como antiguos. Además, Astudillo (2016) reconoce evidencia neotectónica más cercana al área de estudio a través de un análisis a la Falla Mititus (~NS) e interpreta que la falla es capaz de generar sismos de Mw 6.6 e incluso mayores a Mw 6.9.

La Falla Villalobos de orientación NW y componente en el rumbo formaría parte del Sistema de Fallas de Atacama, tal como las fallas Salar Grande y Chomache descritas por González y otros (2003), las cuales muestran evidencia cinemática acorde a un régimen extensional (E-W), con escarpes de fallas bien conservados y desplazamientos dextrales a lo largo de la falla de edad Pleistoceno-Holoceno.

Una interpretación monoevento para el escarpe de Falla la Grava (1.2 m) es consistente con estimaciones de desplazamientos por evento que estima Cortés-Aranda y otros (2012); Cortés-Aranda y otros (2015); para fallas del SFA más al sur. Se ha interpretado que la normal Falla Salar del Carmen ha experimentado terremotos que han involucrado desplazamientos cosísmicos promedios de 1.2 m a 1.6 m compatibles con magnitudes Mw 6.5-6.7 y largos de ruptura de no más de 10 km.

Utilizando las ecuaciones de Wells y Coppersmith, (1994) se estima el potencial sismogénico para las fallas determinadas activas en la zona de Pedro de Valdivia y que muy probablemente se traten de rupturas monoevento dadas las condiciones expresadas anteriormente.

En este estudio se utilizan dos gráficos desarrollados por Wells y Coppersmith (1994), el gráfico de la Figura 5.7 calcula el Momento Magnitud en base al largo de ruptura superficial que se observa por falla y el gráfico de la Figura 5.8, muestra la relación entre el largo de ruptura superficial de la falla y el máximo desplazamiento registrado por evento. Para cada uno existe una ecuación general, sin embargo, también hay ecuaciones ajustadas para cada tipo de falla (normal: N; inversa: R y de rumbo: SS). Dado que se conoce el tipo de cinemática de las fallas estudiadas se utilizan estas últimas ecuaciones mencionadas.

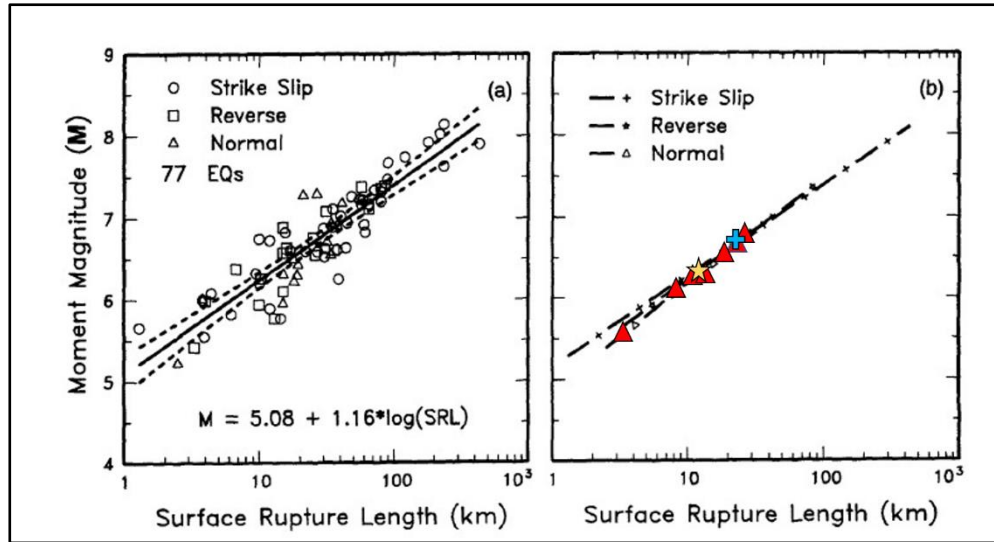


Figura 5.7: Gráfico de relación entre largo de ruptura superficial y magnitud de eventos sísmicos. Modificado de Wells y Coppersmith (1994).

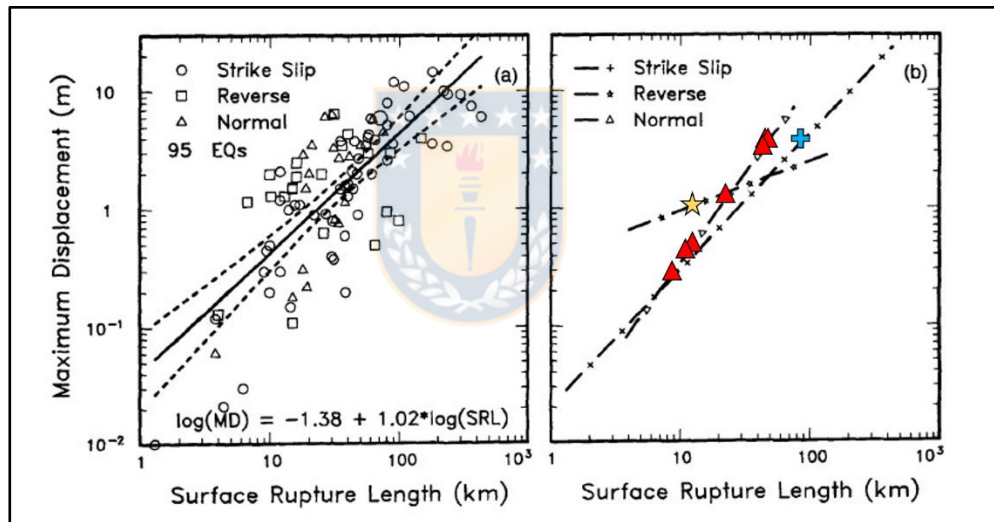


Figura 5.8: Gráfico de relación entre largo de ruptura superficial y máximo desplazamiento de eventos sísmicos. Modificado de Wells y Coppersmith (1994).

En la Tabla 5.1 se presenta el *Moment Magnitude* (M_w) para aquellas fallas utilizando la longitud de ruptura superficial (SRL) observada en este estudio. Las fallas con mayor largo de ruptura obtienen un M_w más elevado, mientras que los segmentos de fallas con menor largo de ruptura adquieren un valor de M_w menor. En general las fallas bordean un $M_w \sim 6$ considerando los segmentos de ruptura presentes en la zona de Pedro de Valdivia.

Tabla 5.1: Potencial sismogénico calculado para las fallas activas de Pedro de Valdivia utilizando la longitud de ruptura superficial. Tipos de falla; R: Inversa, N: Normal, SS: Rumbo

Nombre Falla	Tipo	SRL (Km)	Mw (SRL)
La Grava	R	12.5	6.40
Antucoya	N	12.9	6.33
Buey Muerto	N	8.5	6.08
Salar del Carmen	N	28.0	6.77
Sierra Valenzuela	N	24.0	6.68
Del Trazo	N	19.5	6.56
Villalobos	SS	24.0	6.70
Del cordón	N	12.0	6.28
Falla 21	N	3.5	5.57

Así mismo, en la Tabla 5.2 se encuentra el Mw calculado a partir del desplazamiento máximo (MD) observado en los distintos puntos de control en campo. En este caso, se observan sismos potenciales para las fallas del SFA de Mw ~ 7, teniendo en consideración que los desplazamientos en los escarpes de fallas se generaron a través de un único evento de ruptura.

Tabla 5.2: Potencial sismogénico calculado para las fallas activas de Pedro de Valdivia utilizando el máximo desplazamiento observado. Tipos de falla; R: Inversa, N: Normal, SS: Rumbo. MD (*): Valor de desplazamiento estimado en base a SRL con ecuaciones de Wells y Coppersmith, (1994).

Nombre Falla	Tipo	MD (m)	Mw (MD)
La Grava	R	1.20	6.55
Antucoya	N	0.30	6.24
Buey Muerto	N	0.50	6.39
Salar del Carmen	N	4.00	7.03
Sierra Valenzuela	N	*1.27	6.68
Del Trazo	N	4.00	7.03
Villalobos	SS	4.00	7.27
Del cordón	N	*0.44	6.35
Falla 21	N	3.50	6.99

Utilizando los datos de longitud de ruptura dentro del área de estudio, los valores de Mw son menores en comparación a los valores de Mw determinados con el desplazamiento máximo observado en terreno. Por ejemplo, para la falla inversa La Grava de 12.5 km de ruptura, existe un potencial sísmico de Mw ~6.4, pero al calcular su potencial con el máximo desplazamiento observado en terreno de 1.2 m, da un valor de potencial de Mw ~6.55. El caso más extremo es la Falla 21, que aumenta de Mw ~5.57 a ~7.27. Siendo los desplazamientos máximos datos concretos

medidos en terreno, se cree que se acerca más al valor real de potencial sismogénico. Además, la longitud de las fallas medidas dentro del área de estudio no representa la total extensión de estas, debido a que son fallas regionales pertenecientes al SFA y que tienen una longitud de ruptura mucho mayor.

Las fallas que muestran actividad a la escala del Cuaternario tardío, probablemente Holoceno, siguen generando sismicidad de M_w 1 - 5, a profundidades de hasta 20 km, entre los años 1970 y 2018, según los datos proporcionados por IRIS. Esto, es documentado por trabajos tales como los de Bloch y otros (2014) y Sippl y otros (2018). La Figura 5.9 muestra secciones W-E que cruzan el área sísmicamente activa donde se emplaza la zona de estudio, donde se observan *clusters* de sismos de baja profundidad (hasta 20 km) en color magenta, a ~200 km de distancia de la fosa, por debajo de la Cordillera de la Costa. Dicha sismicidad no cuenta con mecanismos focales, por lo que engloba las diversas cinemáticas que se documentan en el mediano plazo de las fallas de Pedro de Valdivia. Por lo que, en definitiva, las estructuras siguen siendo activas.

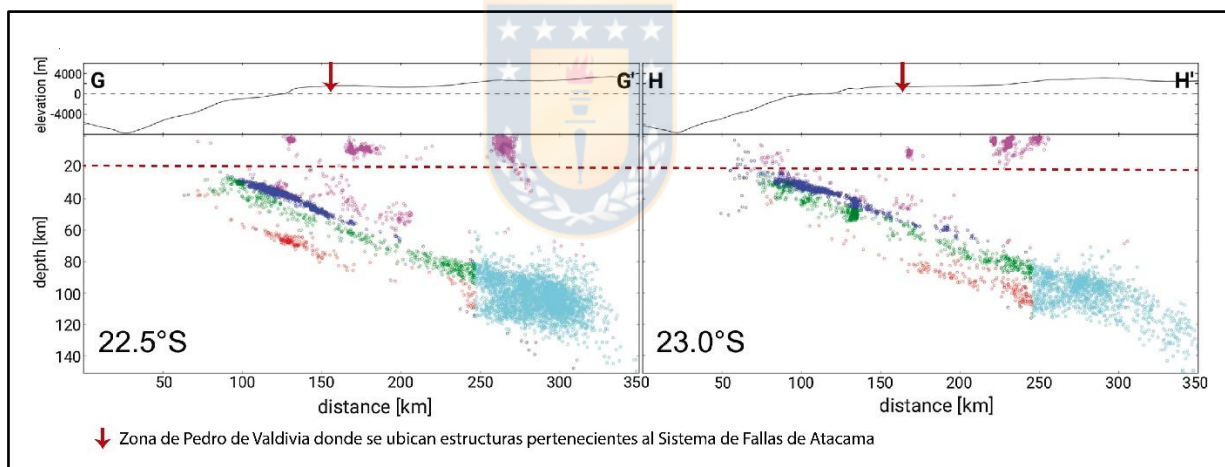


Figura 5.9: Perfiles de sismicidad de alta resolución en la latitud de estudio (23°S) desarrollados por Sippl y otros (2018).

Cabe señalar, que el estudio de estas fallas es importante y necesario, tanto con estudios de neotectónica/paleosismología como de sismicidad instrumental, sobre todo considerando, por un lado, que se encuentran sobre un *gap* sísmico interplaca maduro (1877) y, por otro, que se ha demostrado una relación dinámica importante por transferencia de stress (Cortés-Aranda y otros, 2015), en Chile y otros lugares del mundo, respecto a la reactivación de fallas corticales tiempo después de grandes terremotos de subducción. En Chile el terremoto de Pichilemu $M_w=7.0$ (falla

normal) ocurrió 12 días después del terremoto de subducción del Maule el año 2010 $M_w=8.8$ (Quezada y otros, 2012) y el terremoto de Pisagua $M_w=6.7$ sucedió 16 días luego del terremoto interplaca de Iquique del 2014 $M_w=8.1$. En Japón el terremoto de subducción Tohoku $M_w=9.0$ gatilló la reactivación de fallas normales y posterior terremoto de Iwaki $M_w=6.6$ el año 2011 (Miyakawa y Otsubo, 2015).



6. CONCLUSIONES

Las fallas que ocurren en el área de la Hoja Pedro de Valdivia han tenido una importante actividad neotectónica en el lapso Cuaternario Tardío-Holoceno. Esta actividad ha dejado su impronta en el paisaje actual en la zona del Antearco.

En el área de Pedro de Valdivia predominan fallas normales y en menor medida fallas inversas y de rumbo. Dentro de la evidencia de terreno se observan fallas normales que controlan frentes de montañas y serranías de orientación ~NS y ~NNE tal como las fallas Salar del Carmen, Valenzuela, del Cordón y del Trazo, también se evidencia un control tectónico en el Graben Antucoya por parte de las fallas Antucoya y Buey Muerto. Por otro lado, fallas inversas como La Grava se observa con una actitud ~NW generando en su terminación norte un potente escarpe de falla de 1.2 m de salto y por último la falla de rumbo Villalobos de orientación ~NW observada al centro de la hoja Pedro de Valdivia deforma el piedemonte a través de escarpes de falla jóvenes paralelos al frente de montaña.

El índice de sinuosidad de frente de montaña (Smf) muestra aquellos frentes de montañas activos. Los frentes de montaña con mayor control estructural son los 14, 6 y 5 con valores de SMF de 1.04, 1.08 y 1.10 respectivamente y ocurren en el área sur occidental de la hoja Pedro de Valdivia, controlados por segmentos de la falla Salar del Carmen, los menos activos son los frentes 17, 19 y 22 con valores de SMF 1.54, 1.71 y 1.75 respectivamente y ocurren en sectores dominados por procesos erosivos, sin fallas que controlen dichos frentes.

Con el índice ksn se pueden identificar perturbaciones tectónicas a lo largo de perfiles longitudinales de corriente en forma de *knickpoints* y con el análisis del índice SL se logra observar zonas con actividad tectónica importantes tal como alzamientos. El análisis de estos índices en conjunto revela 32 *knickpoints* de origen tectónico.

En cuanto a la metodología utilizada en este estudio, se podría señalar que es un método práctico y sencillo, que permite visualizar y atribuir cambios importantes en las redes de drenajes y superficies a procesos geológicos o estructurales a través de los distintos índices mencionados anteriormente, siendo una herramienta ventajosa a la hora de analizar terrenos telemáticamente,

por su capacidad de visualizar distintas y extensas cuencas y/o sectores inaccesibles. Además, este trabajo puede aplicarse tanto antes o después de una campaña de terreno.

A partir del análisis combinado de los resultados de los índices morfométricos, se plantea que dentro del Sistema de Fallas de Atacama que afloran en el área de estudio, las fallas con mayor actividad neotectónica corresponden a segmentos de las fallas normales Salar del Carmen (NNE), Buey Muerto (NNE), Antucoya (NS), Valenzuela (NNE), Falla del Trazo (NS), Falla del Cordón (NS), falla inversa La Grava (NNW) y falla de rumbo Villalobos (NW) y las menos activas dentro del área de estudio son la Falla Quimircu (NNE) y algunos segmentos de cinemática normal con orientación ~NW entre la Falla Buey Muerto y Valenzuela, y segmentos arraigados hacia la depresión central (pampa).

La sismicidad instrumental disponible para el área de Pedro de Valdivia demuestra que las fallas que han tenido actividad a escala temporal Cuaternario tardío-Holocena continúan generando sismicidad hoy en día.

En base a sus longitudes dentro de la Hoja Pedro de Valdivia y desplazamientos por evento medidos en terreno, se estima que estas fallas tienen la capacidad de generar terremotos Mw 6-7, según las ecuaciones de Wells y Coppersmith (1994).

Lo anterior podría ser gatillado como consecuencia de cambios en el stress de Coulomb asociados a terremotos de subducción en el *gap* de 1877, es decir, que un terremoto de subducción podría reactivar e incluso invertir fallas normales corticales.

El estudio fue realizado en una porción del Antearco chileno, sin embargo, las características del área en cuestión se replican en gran parte del norte de Chile, donde se emplaza el SFA, documentado por diversos autores con similares características cinemáticas y sísmicas, y además se sitúan ciudades que albergan gran cantidad de habitantes, puertos e instalaciones mineras.

Es por ello, que es importante estudiar y entender el ciclo sísmico que involucra la actividad de las fallas corticales, conocer su relación con los terremotos de subducción, saber interpretar señales y evidencias que indican posibles reactivaciones y por supuesto tener presente el potencial sísmico que ellas pueden alcanzar para conocer los riesgos a los que la población se encuentra expuesta.

7. REFERENCIAS

ALIPOOR, R., POORKERMANI, M., ZARE, M., HAMDOUNI, R. 2011. Active tectonic assessment around Rudbar Lorestan dam site, High Zagros Belt (SW of Iran). *Geomorphology*, v. **128**, pp.1-14.

ALLMENDINGER, R. W., GONZÁLEZ, G. 2010. Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile, *Tectonophysics*, v. **495** (1–2), pp. 93–110.

ALPERS, C. N., BRIMHALL, G. H. 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, Northern Chile: evidence from supergene mineralization at La Escondita. *Geology Society Americane Bull.* 100, pp. 1640-1656.

AMILIBIA, A., SÀBAT, F., MCCLAY, K. R., MUÑOZ, J. A., ROCA, E., CHONG, G. 2008. The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko. *Journal of Structural Geology*, v. **30**, pp. 1520-1539.

ANGERMANN, D., KLOTZ, J., REIGBER, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* v. **171**, pp. 329-334.

ARABASZ, W. 1971. Geological and geophysical studies of the Atacama fault zone in Northern Chile. Ph.D. Thesis (Unpublished), California Institute of Technology, Pasadena. CA.: 264 pp.

ARON, F.; CEMBRANO, J.; ASTUDILLO, F.; ALLMENDINGER, R.; ARANCIBIA, G. 2014. Constructing forearc architecture over megathrust seismic cycles: Geological snapshots from the Maule earthquake region, Chile. *Geological Society of America Bulletin*, v. **127** (3-4), pp.464-479.

ARMIJO, R., THIELE, R. 1990. Active faulting in northern Chile; ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Letters*, v. **98**, pp. 40-61.

- ASTUDILLO, L. 2016. Paleosismología de la Falla Mititus. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Departamento de Ciencias Geológicas (Inédito). 89 pp. Antofagasta.
- BLOCH, W., KUMMEROW, J., SALAZAR, P., WIGGER, P., SHAPIRO, S. A. 2014. High-resolution image of the North Chilean subduction zone: seismicity, reflectivity and fluids. *Geophysical Journal International*, v. **197**, pp. 1744–1749.
- BLOCH, W., SCHURR, B., KUMMEROW, J., SALAZAR, P., SHAPIRO, S. A. 2018. From slab coupling to slab pull: Stress segmentation in the subducting Nazca plate. *Geophysical Research Letters*, v. **45**, 5407–5416.
- BROWN, M., DÍAZ, F., GROCCOTT, J. 1993. Displacement history of the Atacama fault system 25°00'–27°00'S, northern Chile. *Geological Society of America Bulletin* v. **105**, pp. 1165-1174.
- BULL, W.B., 2009. *Tectonically Active Landscapes*. Wiley -Blackwell Publishing, USA, 326 pp.
- BULL, W.B., MCFADDEN, L. 1977 Tectonic Geomorphology of North and South of the Garlock Fault, California. In: Dohring, D.O., Ed., *Geomorphology in Arid Regions*, Publ. in *Geomorphology*, State University of New York, Binghamton, pp. 115-138.
- CARRIZO, D., GONZÁLEZ, G. 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 Chilena*, v. **30** (2), pp. 223-244.
- CARRIZO, D., GONZÁLEZ, G., DUNAI, T. 2008. Constricción neógena en la cordillera de la costa norte de Chile: Neotectónica y datación de superficies con ²¹Ne cosmogénico. *Revista Geológica de Chile*, v. **35** (1), pp. 1-38.
- CHARRIER, R., PINTO, L., RODRÍGUEZ, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. In *The Geology of Chile* (Teresa Moreno & Wes Gibbons, Editors). *The Geological Society*, pp. 21-114. Londres.

CHLIEH, M., de CHABALIER, J. B., RUEGG, J. C., ARMIJO, R., DMOWSKA, R., CAMPOS, J., FEIG, K. L. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophys Journal International*, v. 158, pp. 695-711.

CORTÉS, J.A. 2012. Actividad de fallas de la placa superior en el antearco costero del norte de Chile (~23°30'S): Paleosismología, implicancias neotectónicas y relación con el ciclo de subducción. Ph.D. Thesis (Unpublished), Universidad Católica del Norte-Université Paul Sabatier Toulouse 3: 346 pp.

CORTÉS, J.A.; GONZÁLEZ, G.; BINNIE, S.A.; RUTH, R.; FREEMAN, S.P.H.T.; VARGAS, G. 2012. Paleoseismology of the Mejillones Fault, northern Chile: Insights from cosmogenic ¹⁰Be and Optically Stimulated Luminescence determinations. *Tectonics*, v.31, TC2017.

CORTÉS-ARANDA, J.; GONZÁLEZ, G.; REMY, D.; MARTINOD, J. 2015. Normal upper plate fault reactivation in northern Chile and the subduction earthquake cycle: From geological observations and static Coulomb Failure Stress (CFS) change. *Tectonophysics*, v. 639, pp.118-131.

DELOUIS, B., PHILIP, H., DORBATH, L., CISTERNAS, A. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process, *Geophys. Journal International*, v. 132, pp. 302–33.

DUNAI, T.J., GONZÁLES LÓPEZ, G.A., JUEZ-LARRE, J. 2005. Oligocene–Miocene age of aridity in the Atacama Desert revealed by exposure dating of erosion-sensitive landforms. *Geology* v. 33, pp. 321–324.

FARÍAS, M., COMTE, D., CHARRIER, R., MARTINOD, J., DAVID, C., TASSARA, A., TAPIA, F., FOCK, A. 2010. Crustal scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: implications for Andean mountain building. *Tectonics*, v. 29, 22 pp.

FERRATER, M., BOOTH-REA, G., PÉREZ-PEÑA, J. V., AZAÑÓN, J. M., GIACONIA, F., MASANA, E. 2015. From extension to transpression: Quaternary reorganization of an extensional-

related drainage network by the Alhama de Murcia strike-slip fault (eastern Betics). *Tectonophysics*, v. **663**, pp. 33-47.

GONZÁLEZ, G., CEMBRANO, J., CARRIZO, D., MACCI, A., SCHNEIDER, H. 2003. The link between forearc tectonics and Pliocene-Quaternary deformation of the Coastal Cordillera, northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, v. **16**, pp. 321-342.

GONZÁLEZ, G., DUNAI, T., CARRIZO, D., ALLMENDINGER, R. 2006. Young displacements on the Atacama Fault System, northern Chile from field observations and cosmogenic ^{21}Ne concentrations. *Tectonics*, v. **25**, TC3006.

HACK, J. T. 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal. Res. U. S. Geological Survey*, v. **1** (4), pp. 421–429.

KAUSEL, E. 1986. Los terremotos de agosto de 1868 y mayo de 1877 que afectaron el sur del Perú y norte de Chile. *Boletín de la Academia Chilena de Ciencias* v. **3**, pp.8-14.

KELLER, E. A., PINTER, N. 2002. Active Tectonics. Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall, New Jersey, segunda edición, 362 pp.

KIRBY, E., WHIPPLE K.X. 2012. Expression of active tectonics in erosional landscapes. *Journal of Structural Geology*, v. **44**, pp. 54-75.

KLEY, J., MONALDI, C., SALFITY, J. 1999. Along –Strike Segmentation of the Andean Foreland: Causes and consequences. *Journal Tectonophysis*, v. **301**, pp. 75-94.

KLOTZ, J., ANGERMANN, D., MICHEL, G., PORTH, R., REIGBER, C., REINKING, J., VIRAMONTE, J., PERDOMO, R., RÍOS, V., BARRIENTOS, S., BARRIGA, R., CIFUENTES, O. 1999. GPS-derived deformation of the Central Andes including the 1995 Antofagasta Mw = 8.0 earthquake, *Pure Appl. Geophys*, v. **154**, pp. 709–730.

KOBER, F., IVY-OCHS, S., SCHLUNEGGER, F., BAUR, H., KUBIK, P.W., WIELER, R. 2007. Denudation rates and a topography-driven rainfall threshold in Northern Chile: multiple cosmogenic nuclide data and sediment yield budgets. *Geomorphology*, v. **83**, pp. 97–120.

LÓPEZ, C., RIQUELME, R., MARTÍNEZ, F., SANCHEZ, C. 2018. Zircon U-Pb geochronology of the mesozoic to lower Cenozoic rocks of the Coastal Cordillera in the Antofagasta region (22°30'-23°00' S): Insights to the Andean tectono-magmatic evolution. *Journal of South American Earth Sciences*, v. **87**, pp. 113-138.

LOVELESS, J. P., ALLMENDINGER, R.W., PRITCHARD, M. E., GONZÁLEZ, G. 2010. Normal and reverse faulting driven by the subduction zone earthquake cycle in the northern Chilean fore arc, *Tectonics*, v **29**, 16 pp.

MARQUARDT, C., FORNARI, M., LAVENU, A., VARGAS, G., ORTLIEB, L., FRITZ, J., PHIPLIP, H., MARINOVIC, N. 2005. Volcanic ash dating from the Mejillones Peninsula (23°S): Implications for the Neogene outer fore-arc stratigraphy, tectonics and volcanic relationships. In International Symposium on Andean Geodynamics, No. 6, Actas: 477-480. Barcelona, España.

MEZA, P. 2015. Geología y Paleosuelos de Pedro de Valdivia, Región de Antofagasta. Memoria para optar al título de Geóloga. Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Departamento de Geología (Inédito). 96 pp. Antofagasta.

MPODOZIS, C., RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, *Earth Sciences Series*, v. **11**, pp. 59-90.

NARANJO, J. 1987. Interpretación de la actividad cenozoica superior a lo largo de la Zona de Fallas de Atacama, norte de Chile. *Revista Geológica de Chile*, v. **31**, pp. 43-55.

OKADA, A. 1971. On the neotectonics of the Atacama Fault Zone region- Preliminary notes on late Cenozoic faulting and geomorphic development of coast range of northern Chile. *bull. dept. geogr.*, University of Tokio. v. **3**, pp. 47-65.

OUIMET, W. B.; WHIPPLE, K. X.; ROYDEN, L. H.; SUN, Z. y CHEN, Z. 2007. The influence of large landslides on river incision in a transient landscape: Eastern margin of the Tibetan Plateau (Sichuan, China). *Geological Society of America Bulletin*, v. **119**, pp. 11-12, 1462-1476.

- OVIEDO, J. A. 2015. Geomorfología tectónica del Sistema de Fallas del Zulia en el flanco occidental del Sinclinal del Zulia, Norte de Santander – Colombia. Tesis Maestría en Ciencias-Geología. Universidad Nacional de Colombia. Facultad de Ciencias. Departamento de Geociencias. 126 pp. Bogotá.
- PARADA, M. A., LÓPEZ-ESCOBAR, L., OLIVEROS, V., FUENTES, F., MORATA, D., CALDERÓN, M., AGUIRRE, L., FÉRAUD, G., ESPINOZA, F., MORENO, H., FIGUEROA, O., MUÑOZ, J., TRONCOSO, R., STERN, C. 2007. Andean magmatism. In *The Geology of Chile* (Teresa Moreno & Wes Gibbons, Editors). *The Geological Society*, pp.116-146. Londres.
- PARDO-CASAS, F., MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, v. **6**, pp. 233-248.
- PEREZ, N. P. 2016. Peligro sísmico asociado a fallas corticales: caso de estudio Falla San Ramón (33.2°-33.7°S). Tesis para optar al grado de Magistevr en Ciencias de la Ingeniería. Pontificia Universidad Católica de Chile. Escuela de Ingeniería (Inédito). 246 pp. Santiago de Chile.
- PLACZEK, C. J., MATMON, A., GRANGER, D.E., QUADE, J. NIEDERMANN, S. 2010. Evidence for active landscape evolution in the hyperarid Atacama from multiple terrestrial cosmogenic nuclides. *Earth and Planetary Science Letters* v. **295**, pp. 12-20.
- QUEIROZ, G. L., SALAMUNI, E., NASCIMENTO, E. R. 2015. Knickpoint finder: A software tool that improves neotectonic analysis. *Computers&Geosciences*, v. **76**, pp. 80-87.
- QUEZADA, J., JAQUE, E., FERNÁNDEZ, A., VÁSQUEZ, D. 2012. Cambios en el relieve generados como consecuencia del terremoto Mw=8,8 del 27 de febrero de 2010 en el centro-sur de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*, v. **53**, pp. 35-55.
- REID, H. 1910. The mechanism of the earthquake in the California Earthquake of April 18, 1910. Report of the State Earthquake Investigation Commission. v. **2**, 192 pp. Washington D.C.
- SÁEZ, A., CABRERA, L., JENSEN, A., CHONG, G. 1999. Late Neogene lacustrine record and palaeogeography in the Quillagua-Llamara basin, Central Andean fore-arc (northern Chile). In:

Cabrera L. & Sáez A. (Eds.), *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, Ancient and recent lacustrine systems in convergent margins, Special Issue*, v. **151**, pp. 5-37.

SCHURR, B., ASCH, G., HAINZL, S., BEDFORD, J., HOECHNER, A., PALO, M., WANG, R., MORENO, M., BARTSCH, M., ZHANG, Y., ONCKEN, O., TILMANN, F., DAHM, T., VICTOR, P., BARRIENTOS, S., VILOTTE, J. P. 2014, Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake, *Nature*, v. **512**, pp. 299-302.

SIPPL, C., SCHURR, B., ASCH, G., KUMMEROW, J. 2018. Seismicity structure of the northern Chile forearc from >100,000 double-difference relocated hypocenters. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, v. **123**, pp. 4063–4087.

SCHEUBER, E., GONZÁLEZ, G. 1999. Tectonics of the Jurassic-Early Cretaceous magmatic arc of the north Chilean Coastal Cordillera (22°-26°S): A story of crustal deformation along a convergent plate boundary. *Tectonics*, v. **18** (5), pp. 895- 910.

STARKE, J., EHLERS, T. A., SCHALLER, M. 2017. Plate tectonic and climatic controls on the spatial distribution of denudation rates in northern Chile (18°S to 23°S) determined from cosmogenic nuclides. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. **122**, pp. 1949–1971.

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

SUBIELA, G., 2017. Evaluación del índice SL para la identificación de movimientos de ladera que afectan a la red de drenaje. Trabajo final de Máster, Máster de Recursos Minerales y Riesgos Geológicos (UB-UAB), Especialidad en Riesgos Geológicos. Universidad de Barcelona, Facultad ciencias de la Tierra, Departamento de Geodinámica. 26 pp. Barcelona.

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*, v. **30** (2), pp. 159-186.

- TROIANI, F., GALVE, J.P., PIACENTINI, D., DELLA SETA, M., GUERRERO, J. 2014. Spatial analysis of stream length-gradient (SL) index for detecting hillslope processes: Acase of the Gállego River headwaters (Central Pyrenees, Spain). *Geomorphology* v. **214**, pp. 183-197.
- VILLALOBOS, A., CORTÉS-ARANDA, J., ASTUDILLO, L., JENSEN, A. 2013. Neotectonics of the Pedro de Valdivia Area, northern Chile. 10.13140/2.1.3741.3441.
- VILLALOBOS, A. 2014. Fallas Mititus y Naguayán: Evaluación del potencial sismogénico mediante análisis geomorfológico. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Departamento de Ciencias Geológicas (Inédito). 122 pp. Antofagasta.
- VIVEROS, C. 2016. Alzamiento tectónico de la planicie litoral durante el Holoceno al sur del Río Biobío, Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito), 116 pp. Concepción.
- YAÑEZ, G., CEMBRANO, J., PARDO, M., RANERO, C., SELLES, D. 2002. The Challenger-Juan Fernández-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33-34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences* v. **15**, pp. 23-28.
- WALLACE, R. E. 1977. Profiles and ages of young fault scarps, north-central Nevada. *Geological Society of America Bulletin*, v. **88**, pp. 1267–1281.
- WELLS, D. L., COPPERSMITH, K. J. 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. **84**, pp. 974-1002.
- WHIPPLE, K.X., DIBIASE, R.A., CROSBY, B.T. 2013. Bedrock rivers. In: Shorder, J. (Editor in Chief), Wohl, E. (Ed.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, *Fluvial Geomorphology*, v. **9**, pp. 550 – 573, San Diego, CA.

WHIPPLE, K.X., TUCKER, G. 1999. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *Journal of Geophysical Research*, v. **104**, pp. 17661-176474.

WOBUS, C., WHIPPLE, K.X., KIRBY, E., SNYDER, N., JOHNSON, J., SPYROPOLOU, K., CROSBY, B., SHEEHAN, D., WILLETT, S.D. 2006. Tectonics from topography: Procedures, promise, and pitfalls. *Special papers-geological society of america*, v. **398**, pp. 55

