



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



**EVALUACIÓN DE ACTIVIDAD TECTÓNICA CUATERNARIA  
DEL FRENTE ANDINO OCCIDENTAL A LOS 34°S A PARTIR  
DE ÍNDICES MORFOMÉTRICOS.**



Memoria para optar al Título de Geólogo

**Pablo Andrés León Ibáñez**

Profesor Patrocinante: Dr. Joaquín Cortés Aranda

Profesores Comisión: Dr. Alfonso Encinas Martín

Dr. Alfonso Fernández Rivera

**CONCEPCIÓN, 2022**

# Índice

Índice .....	
Índice de figuras .....	
Resumen .....	
1.Introducción.....	1
1.1 Planteamiento del problema .....	1
1.2 Ubicación y accesos.....	4
1.3 Hipótesis de trabajo .....	5
1.4 Objetivos.....	5
1.4.1 Objetivo general .....	5
1.4.2 Objetivos específicos.....	5
1.5 Agradecimientos.....	6
2.Antecedentes.....	7
2.1 Marco teórico.....	7
2.2 Marco tectónico .....	9
2.3 Unidades morfoestructurales a los 34°S.....	11
2.3.1 Cordillera de la Costa .....	12
2.3.2 Depresión Central .....	13
2.3.3 Cordillera Principal .....	14
2.4 Marco geológico.....	15
2.4.1 Mesozoico.....	15
2.4.1.1 Formación Lo Prado .....	15
2.4.1.2 Formación Las Chilcas .....	15
2.4.1.3 Intrusivos Cretácicos .....	17
2.4.2 Cenozoico .....	17



2.4.2.1 Formación Abanico .....	17
2.3.2.2 Formación Farellones .....	18
2.4.2.3 Intrusivos Miocenos .....	18
2.4.2.4 Formación Colón-Coya .....	19
2.4.2.5 Ignimbrita Pudahuel .....	19
2.4.2.6 Depósitos no consolidados .....	20
2.5 Marco sismotectónico.....	20
2.5.1 Fuentes sísmicas en el margen chileno.....	20
2.5.1.1 Sismicidad intraplaca superficial o cortical.....	21
3. Metodología.....	25
3.1 Determinación de unidades morfométricas .....	25
3.2 Distribución de elevación y ángulos de pendiente .....	26
3.2.1 Relieve local .....	26
3.2.2 Distribución de ángulos de pendiente.....	27
3.3 Curva hipsométrica y sus parámetros estadísticos .....	27
3.4 Perfiles longitudinales de ríos.....	31
3.4.1 Morfometría de perfiles longitudinales normalizados de cauce.....	32
3.4.2 Índice de empinamiento.....	34
3.5 Índice de actividad tectónica relativa. ....	38
4. Resultados.....	40
4.1 Determinación de unidades morfométricas .....	40
4.2 Distribución de elevación y ángulos de pendiente .....	42
4.2.1 Relieve local .....	42
4.2.2 Distribución de ángulos de pendiente y variabilidad de pendiente .....	44
4.3 Curva hipsométrica y sus parámetros estadísticos .....	47

4.4 Perfiles longitudinales de ríos.....	51
4.4.1 Morfometría de perfiles longitudinales normalizados de cauce.....	51
4.4.2 Índice de empinamiento.....	56
4.5 Índice de actividad tectónica relativa .....	65
5. Discusión .....	72
5.1 Posibles controles sobre resultados .....	72
5.1.1 Control climático .....	72
5.1.2 Control litológico.....	74
5.1.3 Remociones en masa / abanicos aluviales .....	78
5.1.4 Control antrópico.....	81
5.2 Control tectónico y dominios morfoestructurales .....	83
5.2.1 Sismicidad instrumental para el área de estudio.....	83
5.2.2 Dominios morfoestructurales .....	87
5.2.2.1 Dominio Frontal Norte (DFN).....	87
5.2.2.2 Dominio Central Este (DCE).....	91
5.2.2.3 Dominio Frontal Sur (DFS).....	94
5.3 Evaluación de temporalidad y tasa de incisión.....	99
5.3.1 Estimación de incisión en el DCE .....	100
5.3.2 Estimación de temporalidad y tasa de incisión.....	102
5.4 Integración y análisis dentro del WAF .....	104
5.5 Evaluación de metodología aplicada .....	109
6. Conclusiones.....	112
7. Referencias .....	114

## Índice de figuras

Figura 2.7: Terremotos corticales registrados en los últimos 40 años en el margen chileno .....	23
Figura 3.1: Esquema de construcción de curva hipsométrica .....	28
Figura 3.2: Formas de curvas hipsométricas .....	29
Figura 3.3: Ilustración de parámetros hipsométricos.....	30
Figura 3.4: Ilustración de <i>knickpoints</i> .....	32
Figura 3.5: Ilustración de perfil de cauce normalizado. ....	33
Figura 3.6: Representación gráfica del índice de empinamiento y concavidad. ....	35
Figura 3.7: Tipos de <i>knickpoint</i> .....	36
Figura 4.1: Unidades morfométricas. ....	40
Figura 4.2: Parámetros morfométricos básicos. ....	41
Figura 4.3: Mapa y valores de relieve local.....	43
Figura 4.4: Mapas de pendiente.....	45
Figura 4.5: Parámetros relativos a pendiente.....	46
Figura 4.7: Mapa de Integral Hipsometrica.....	50
Figura 4.8: Gráficos de perfiles normalizados. ....	53
Figura 4.9: Dispersión y anomalías de parámetros asociados a perfil longitudinal. ....	54
Figura 4.10: Empinamiento y <i>knickpoints</i> .....	59
Figura 4.12: Interpolación de índice de empinamiento. ....	64
Figura 4.13: Mapas de <i>inputs</i> para RTA. ....	67
Figura 4.14: Mapa de Índice de actividad tectónica relativa (RTA). ....	68
Figura 5.1: Controles sobre resultados. ....	76
Figura 5.2: Remociones en masa.....	80
Figura 5.4: Mapa de sismicidad instrumental.....	84
Figura 5.6: Dominio Central Este.....	92

Figura 5.7: Origen de patrón erosivo en DCE.....	94
Figura 5.8: Dominio Frontal Sur (DFS). .....	97
Figura 5.9: Reconstrucción de paleoperfil.....	100
Figura 5.10: Temporalidad de alzamiento.....	103
Figura 5.11: Resultados integrados al WAF.....	104



## Resumen

El Frente Andino Occidental (WAF, por sus siglas en inglés) corresponde al flanco oeste de la Cordillera de los Andes, poniéndola en contacto con la Depresión Central. Contrario al flanco este, dicha pendiente del orógeno se encuentra caracterizada de forma parcial, y en las últimas dos décadas distintos pliegues y cabalgamientos han sido propuestos para diversos segmentos de este frente. El presente estudio aborda el WAF a los 34°S, entre el estero Peuco (~33°54'S) y la desembocadura del río Cachapoal (~34°14'S), mediante una metodología basada en datos de elevación digital de la misión topográfica Shuttle Radar (SRTM), que involucra el procesamiento de estos para obtener diversos índices morfométricos (pendiente, relieve, hipsometría, factor de concavidad, índice de empinamiento e índice de actividad tectónica relativa), la identificación de las limitaciones de este tipo de abordaje y el descarte de otras fuentes posibles de las señales detectadas. Se presenta evidencia de actividad tectónica Cuaternaria cuya huella es identificable y caracterizable en tres dominios morfoestructurales, denominados Dominio Frontal Norte (DFN), Dominio Central Este (DCE) y Dominio Frontal Sur (DFS), los cuales representarían la segmentación de los fallamientos inversos que construyeron el relieve en el área, y que en su mayoría involucran plegamiento por propagación de fallas ciegas. Se presenta, además, una reconstrucción de cauce para el DCE que permite cuantificar la incisión vertical en un rango de 426 a 512 m, cuya causa sería un cambio en la tasa de deformación ocurrido entre ~0.6 y 2.0 Ma a partir de fallamiento inverso en su porción distal, lo que en conjunto a evidencia geológica y morfológica permite interpretar un importante alzamiento Pleistoceno-Holoceno a partir de estructuras similares a la Falla San Ramón. La temporalidad y tasas planteadas son, además, concordantes con aquellas propuestas para el alzamiento de la Cordillera Principal en Chile Centro-Sur. La buena correlación entre los resultados obtenidos y la información geológica recopilada para el área sugiere, además, el gran potencial del enfoque utilizado como herramienta complementaria en el estudio neotectónico y paleosismológico, en particular cuando están involucradas fallas ciegas difícilmente detectables mediante otros métodos.

# 1.Introducción

## 1.1 Planteamiento del problema

El borde chileno está caracterizado por una zona de subducción entre las placas Nazca y Sudamericana, las que convergen a razón aproximada de 78-90 mm/año (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998). A raíz de ello, uno de los principales fenómenos que se producen recurrentemente a escala humana de tiempo son los terremotos, estimándose que en nuestro país se produce cada 10 años un terremoto de  $M_w > 8.0^\circ$  en algún sector del margen (Madariaga, 1998). Ejemplos de este tipo de terremotos, ocurridos en Chile, son los de Valdivia 1960  $M_w = 9.5^\circ$  (Weischet, 1963), Maule 2010  $M_w = 8.8^\circ$  (Lorito y otros, 2011), Iquique-Pisagua 2014  $M_w = 8.2^\circ$  (Ruiz y otros, 2014) e Illapel 2015  $M_w = 8.3^\circ$  (Tilman y otros, 2016).

La ocurrencia de este tipo de terremotos es el resultado de la acumulación de deformación elástica en una zona interplaca bloqueada durante el período intersísmico, la cual es liberada súbitamente cuando se sobrepasa un umbral crítico durante el período cosísmico (Reid, 1910). Esta deformación elástica, tiene un balance casi completo durante las distintas etapas del ciclo sísmico; no obstante, existe una fracción que es transferida en la placa superior y que es acomodada por fallas corticales (e.g., Allmendinger y González, 2010), cuyo movimiento puede asociarse a terremotos someros (<30 km) con magnitudes moderadas a altas que pueden incluso superar ocasionalmente los  $M_w 7$ . Estos sismos superficiales, si bien no suponen parangón en cuanto a su dimensión energética o de área total de afectación en superficie a aquellos nucleados en el *megathrust*, se trata de eventos potencialmente más devastadores a nivel local para aquellas zonas ubicadas cercanas a la fuente (Santibañez y otros, 2019). Sólo en Chile, existen múltiples ejemplos que ilustran su capacidad de afectación: Las Melosas 1958  $M_w = 6.9-6.7-6.8$  (Sepúlveda y otros, 2008), Aysén 2007  $M_w = 6.2$  (Mora y otros, 2010) y Pichilemu 2010  $M_w = 6.9$  (Farías y otros, 2011). No obstante, dado que el tiempo de recurrencia de movimientos significativos en fallas corticales causantes de terremotos es de miles de años (Barrientos y otros, 2004; Silva, 2008; Leyton y otros, 2010) versus 80-120 años para eventos interplaca  $>M_w 7.5$  y 250-500 años para megaterremotos  $> M_w 8.5$  (Comte y otros, 1986; Barrientos y Ward, 1990; Lomnitz, 2004; Barrientos, 2007), este tipo de fenómenos es consistentemente obviado o subestimado por los estudios de peligro sísmico. Aun así, el creciente conocimiento sobre la distribución de estas fallas en la placa cabalgante, han disparado la alarma respecto al vacío en la información tanto de su

presencia o ausencia en zonas donde pudiesen ser esperables, como sobre la actividad holocena de aquellas ya cartografiadas (Santibañez y otros, 2019; Maldonado, 2020). El asunto se torna aún más relevante si se considera que múltiples centros urbanos y obras civiles de gran tamaño se encuentran edificados en las cercanías o incluso sobre zonas donde dicha deformación parece expresarse, como lo ilustran las fallas Pichilemu y San Ramón.

En este contexto, el Frente Andino Occidental (WAF, por sus siglas en inglés) se alza como uno de los focos de estudio que despiertan un creciente interés para comprender la deformación cortical andina. Este corresponde al frente montañoso poniente de la Cordillera de los Andes, constituyendo el flanco oeste de esta y poniéndola en contacto con la Depresión Central. Contrario al flanco este, dicha pendiente del orógeno se encuentra caracterizada de forma parcial, y solo durante las últimas dos décadas ha sido objeto de estudios más exhaustivos en busca de comprender sus raíces morfoestructurales. En ese sentido, diversos autores han conseguido ligar el WAF con una serie de pliegues y cabalgamientos de vergencia oeste, siendo pioneros en ello Muñoz y Charrier (1996) quienes propusieron el Cabalgamiento Occidental Andino (WATF por sus siglas en inglés) entre los 15° y 20° para explicar el alzamiento del Altiplano respecto a la Depresión Central. En la misma línea, dichos pliegues y cabalgamientos han sido sistemáticamente caracterizados en distintos segmentos del WAF: 18°-22°S (*West Vergent Thrust System*) (Victor y otros, 2004; Farías y otros, 2005; Charrier y otros, 2013); 24°-26°S (Espinoza, 2019); 28°-31°S (Rodríguez y otros, 2018); 33°-34° S; *Western Andean Thrust* 'WAT' (Armijo y otros, 2010).

El *Western Andean Thrust*, y en particular la Falla San Ramón (en adelante abreviada FSR), han sido objeto de diversos estudios en la última década debido a su cercanía con la mayor urbe y capital del territorio nacional. Se ha determinado una geometría superficial para dicha falla, consistente en una estructura de cabalgamiento con vergencia oeste, en un plano de manto con estimaciones que varían de 34°E (Ammirati y otros, 2019) a ~55°E (Díaz y otros, 2014), siendo dicho cabalgamiento ~5 km e implicando con ello una tasa de deslizamiento mínima de 0.2 mm por año para los últimos 25 Ma (Armijo y otros, 2010). Reisner y otros (2017) plantean que las tasas de deslizamiento son similares tanto en el largo como corto plazo (Ma vs ka), acumulando deformación significativamente sísmica durante el Cuaternario, mientras que Vargas y otros (2014), a partir del mapeo de una trinchera paleosismológica y la datación de los depósitos

asociados a fallamiento, incluso responsabilizan a la FSR de al menos 2 terremotos  $> M_w7$  en los últimos 20 ka.

Si bien se presume que la FSR o estructuras equivalentes representando el WAF se presentan al sur del escarpe planteado por Armijo y otros (2010), y diversos autores esquematizan esta gran falla con una importante prolongación latitudinal que alcanza incluso los  $34^\circ\text{S}$  (e.g., Farías y otros, 2010; Estay y otros, 2016; Ammirati y otros, 2019), existen escasos estudios que busquen evaluar de manera dirigida la actividad y forma del WAF a dicha latitud, sobre todo porque su expresión detallada en superficie suele tener poca importancia en un contexto de gran escala (*i.e.* escala regional o incluso continental en contexto de construcción del orógeno).

Contados trabajos abordan el WAF a escala local para la latitud planteada: Contreras y Charrier (2003) modelan la geometría de algunos pliegues por propagación de falla de la Formación Abanico en la Carretera del Cobre, mientras que Encinas y otros (2006) sugieren que un levantamiento del bloque este del WAF podría explicar ciertos cambios litológicos en los sedimentos encontrados en el trayecto del Río Coya, y si bien existe un mapeo de escala 1:100.000 realizado por el Servicio Nacional de Geología y Minería (Godoy y otros, 2009) que da cuenta de una complejidad estructural importante inmediatamente adyacente hacia el este respecto a Rancagua y sus comunas aledañas, los pocos datos existentes no apuntan de manera dirigida a evaluar la actividad del WAF en el tramo que pone directamente en contacto la Cordillera Principal y la Depresión Central, y no existen mayores antecedentes respecto a la actividad/inactividad de las fallas que allí se encuentren.

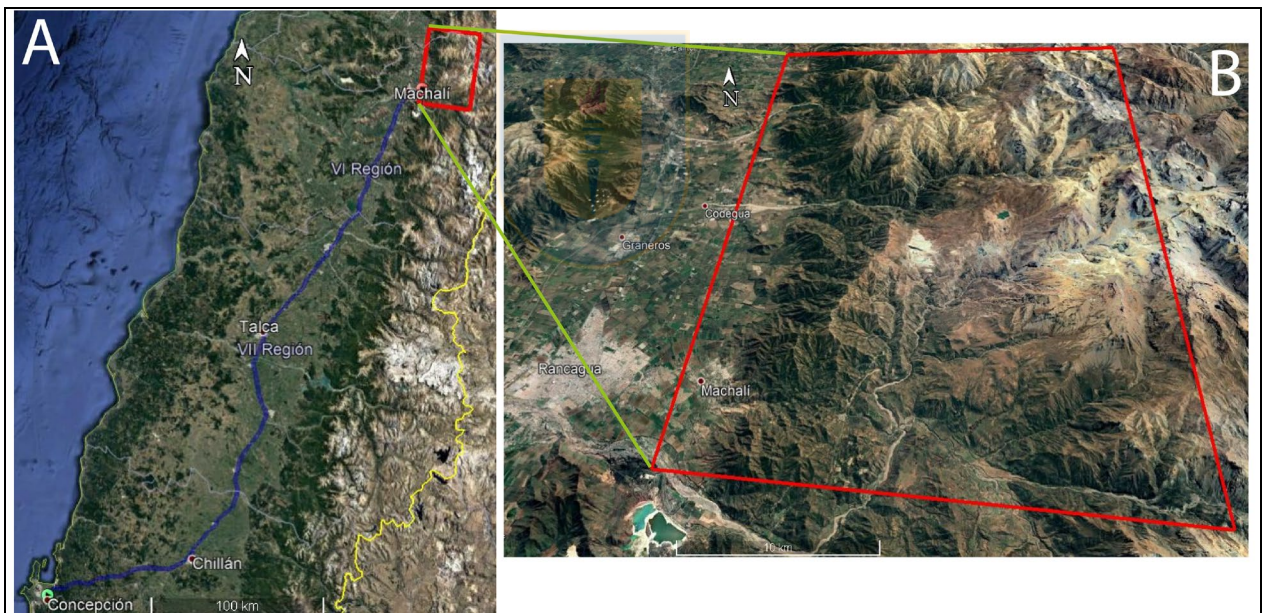
En este contexto, el presente trabajo pretende evaluar la actividad tectónica cuaternaria del Frente Andino Occidental entre el Estero Peuco y el Río Cachapoal, adyacente a las comunas de Rancagua, Machalí y Codegua ( $34^\circ\text{S}$ ) a través de su huella morfométrica (relieves, pendientes, hipsometría e índices de cauces fluviales a partir de procesamiento de Modelos de Elevación Digital), a fin de sentar las bases de potenciales estudios dirigidos a estructuras específicas y poner en relevancia la importancia de su comprensión en detalle cuando se ubican cercanas a centros urbanos.



## 1.2 Ubicación y accesos

El área de estudio se encuentra entre las latitudes  $33^{\circ}50'S$ - $34^{\circ}15'S$ , y las longitudes  $70^{\circ}20'W$ - $70^{\circ}40'W$ , en las Comunas de Mostazal, Codegua y Machalí, Provincia de Cachapoal, Región del Libertador Bernardo O'Higgins (Figura 1.1).

El principal acceso a la zona desde la ciudad de Concepción consiste en el arribo a la Comuna de Machalí, recorriendo 74 km al oeste por la ruta del Itata o ruta 152, incorporarse a la ruta 5 sur y seguir al norte aproximadamente de 320 km hasta llegar al desvío hacia Graneros/Rancagua que conecta con la ex-Ruta 5 Sur, siguiendo aproximadamente 9 km hasta Carretera el Cobre, dentro de Rancagua, para luego subir 8 km hacia el Este hasta Machalí. Si bien esta es la mayor localidad ubicada a los pies de la Cordillera Andina dentro de la zona de estudio, existen múltiples caminos vecinales que acceden al frente a partir de la antigua Ruta 5, particularmente desde Codegua.



**Figura 1.1: Ubicación y vías de acceso al área de estudio.** En A se presenta la ruta (línea azul) desde Concepción a Machalí; principal urbe a los pies de Cordillera Andina. En B se muestra vista del área de estudio (recuadro rojo), así como las urbes más importantes bajo el frente de montaña a los  $34^{\circ}S$ . Imágenes obtenidas de *Google Earth*.

## **1.3 Hipótesis de trabajo**

Considerando un control tectónico de primer orden en la evolución del WAF en los Andes Chilenos, se plantea que procesos de deformación cortical a escala Cuaternaria han sido protagonistas de la configuración local actual en el límite Cordillera Principal – Depresión Central a los 34°S.

## **1.4 Objetivos**

### **1.4.1 Objetivo general**

- Analizar el rol de la tectónica en la evolución Cuaternaria del Frente Andino Occidental a los 34°S.

### **1.4.2 Objetivos específicos**

- Analizar el impacto de las estructuras mapeadas en el área sobre las subcuencas definidas.
- Identificar posibles nuevas estructuras o zonas de deformación cuaternarias para el área.
- Definir los potenciales dominios del Frente Andino Occidental con mayor actividad tectónica relativa en el área.
- Estimar órdenes de magnitud para la deformación en esta porción del WAF.

## 1.5 Agradecimientos

En primer término, quiero agradecer a Joaquín Cortés Aranda por acogerme como alumno memorista y respaldar mi trabajo e ideas, en particular dados los múltiples ajustes que se debieron hacer en el camino no solo por sucesos sanitarios y sociales que nos afectaron a todos, sino en especial por nuestros procesos y vivencias familiares particulares que siempre estuvo dispuesto a comprender y apoyar cuando estuviese en su poder. Verónica, Lucas y yo te agradecemos tu amistad y calidad humana antes que cualquier otra cosa.

Quisiera agradecer también a Luis y Mauricio por ser amigos y mentores desinteresados. Su opinión y apoyo a lo largo de este camino ha sido invaluable. A Ambrosio por ser un compañero y amigo investigador en estas nuevas rutas morfométricas que nos tocó emprender de forma contemporánea, pues navegar el mar de dudas junto a él ha sido mi ñoño placer. A Ramón, Simón, Gerardo, Edu, Felipe, Daniel, Lufe, Cuadra, Paulo, Nilo, Diego y todos mis amigos y futuros colegas, quienes me hicieron sentir acogido y querido en momentos de grandes cambios y dificultades personales; son mi segunda familia y mi casa siempre será suya cuando lo necesiten.

Por supuesto, quiero agradecer a mi familia por brindarme su amor y apoyo incondicional. En especial a mi madre Dinely, por apoyarme en cambios radicales y un nuevo rumbo cuando todo era oscuro, lo que me permite hoy día ser un hombre pleno y feliz.

Finalmente, quiero agradecer a mi pequeño cielo en la Tierra: A Verónica y Lucas. Gracias por ser mi faro, son el pilar que me sostiene y mi fuente de inspiración que impulsa a luchar cada día para vivir de acuerdo a mis convicciones. Los amo infinitamente, y este logro es fruto de nuestra resiliencia ante la adversidad de los últimos años.

¡MUCHAS GRACIAS!

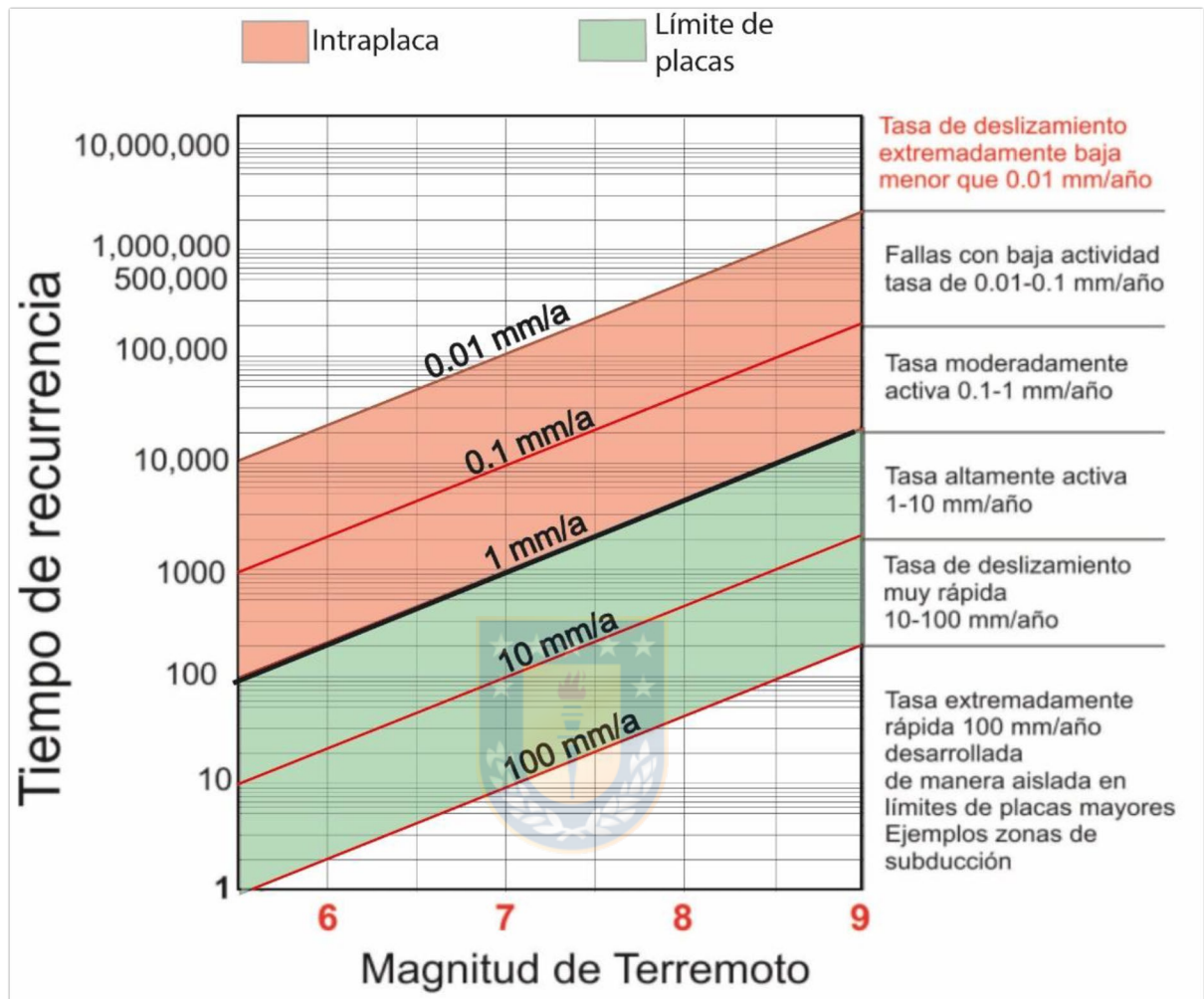
## 2. Antecedentes

### 2.1 Marco teórico

Chile es afectado por 4 tipos principales de terremotos: Eventos de subducción asociados al movimiento interplaca Nazca – Sudamericana, con profundidades que suelen oscilar entre 30-60 km (Suárez y Comte, 1993; Allmeninger y González, 2010); eventos *outer-rise* que ocurren en la placa subductante al oeste de la fosa, a una profundidad promedio de 30kms (Christensen y Ruff, 1988); eventos intraplaca de profundidad intermedia, entre 60-200 km (Campos y Kausel, 1990) y eventos intraplaca corticales, en adelante simplemente terremotos/fallas “corticales”, ocurrentes dentro de la placa Sudamericana y que no exceden los 30 kms de profundidad (Barrientos y otros, 2004; Leyton y otros, 2010). Si bien el grueso de la deformación acumulada en el periodo intersísmico es en efecto liberada por el movimiento interplaca (correspondiente al primer tipo de terremoto enunciado) durante el periodo cosísmico, como plantearon hace casi 5 décadas Savage y Burford (1973), existe abundante evidencia de actividad sísmica en fallas corticales, dando cuenta que parte de la deformación inducida por la convergencia es transferida a la placa superior y acomodada de manera permanente por éstas (Armijo y Thiele, 1990; Delouis y otros, 1998; Allmendinger y González, 2010; González y otros, 2015). Esta acomodación cortical parece conseguirse en periodos cosísmicos, postsísmicos e intersísmicos de megaterremotos de subducción (Loveless y otros, 2010; Farías y otros, 2011; Aron y otros, 2013), y la ocurrencia de diversos eventos de activación de fallas que generaron terremotos superficiales en el presente siglo, ha llevado al creciente interés por catastrar este tipo de estructuras y entender de mejor manera su actividad (Santibañez y otros, 2019; Maldonado y otros, 2021).

Slemmons y DePolo (1986) proponen que la magnitud, la recurrencia de los terremotos y las tasas de deslizamiento son factores estrechamente relacionados para la actividad de una falla en particular (figura 2.1), y dado que este último factor suele tener clara relación con la zona sismogénica en la que se encuentra dicha falla (generalizado como intraplaca vs interplaca en la misma figura), dicha relación redunda en periodos de recurrencia órdenes de magnitud distintos para eventos de igual intensidad dependiendo del hipocentro dentro del proceso de subducción. Por ejemplo, un terremoto de magnitud  $\sim$ Mw7 debiese tener recurrencias en el orden de  $10^3$  años para hipocentros corticales, lo que es consistente con lo expuesto por Barrientos y otros (2004), Silva

(2008); y Leyton y otros (2010) para el margen chileno; en contrapartida, terremotos de la misma magnitud ocurren en la interplaca con dos órdenes de magnitud menos de espaciado temporal.



**Figura 2.1:** Relación entre magnitud, intervalo de recurrencia y tasa de deslizamiento para terremotos intraplaca y de límite de placas. Slemmons y DePolo (1986).

Lo anterior tiene como consecuencia inexorable que la gran mayoría de los terremotos corticales producidos en el contexto tectónico actual no hayan dejado huella fácilmente detectable en el registro histórico a escala humana, y que una parte importante de estas fallas corticales no estén cartografiadas, o no caigan en la categoría clásica de “activas” (durante los últimos 10.000 años, de acuerdo al USGS, 2018) teniendo el potencial de generar un terremoto. Aun así, la evidencia de la paleosismicidad de una falla puede quedar preservada ya sea en el registro geológico como evidencia estratigráfica y/o en el registro geomórfico como evidencia geomorfológica (McCalpin, 2009), haciéndose necesaria su búsqueda activa y dirigida.

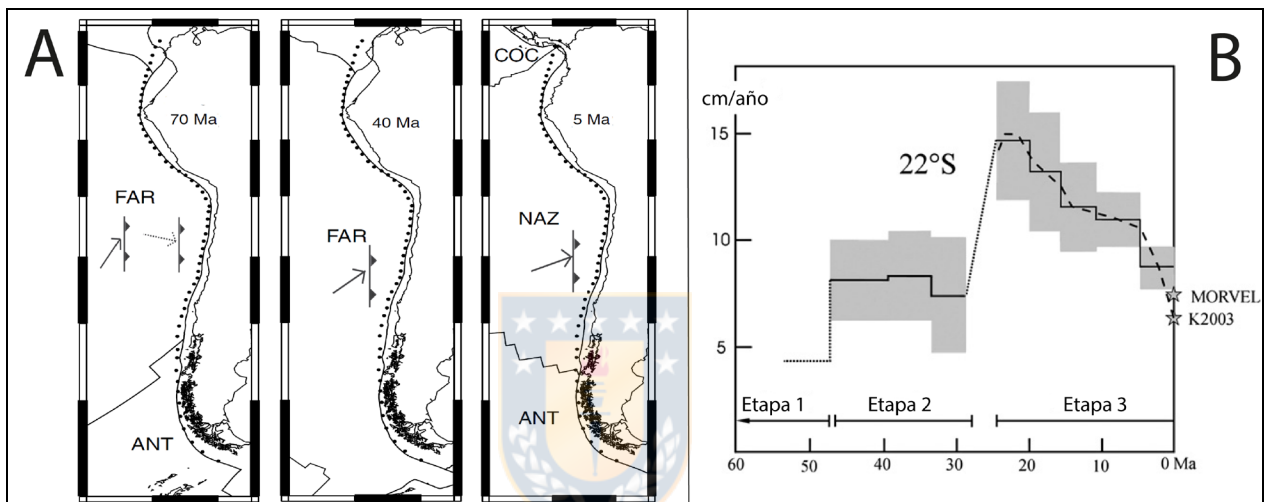


## 2.2 Marco tectónico

Chile se encuentra en un destacado laboratorio natural para la investigación de zona de un ambiente tectónico de subducción oceánica-continental: El margen sudamericano occidental. La cordillera que en él se alza se considera, ya por décadas, como el arquetipo de orógeno de subducción (Dewey y Bird, 1970; James, 1971). Los Andes chilenos, en particular su porción norte, están formados por la convergencia de las placas Nazca-Sudamericana (Figura 2.2), y actualmente se considera que el Ciclo Tectónico Andino ha perdurado desde al menos el Jurásico Inferior (Jordan y otros, 1983; Charrier y otros, 2007; Oliveros y otros, 2018).

Sin perjuicio de su continuidad, dicha convergencia y subducción Andina no se ha desarrollado de manera homogénea a lo largo del tiempo, siendo 2 periodos su división de primer orden: El temprano marcado por una subducción tipo Mariana, el cual se desarrolla desde el Jurásico Inferior al Cretácico Superior, que da paso a un segundo periodo tardío que continúa en el presente, caracterizado por subducción tipo Chilena, con un menor ángulo que a *grosso modo* deriva en la formación y configuración del orógeno actual (Coira y otros, 1982; Charrier y otros, 2007; Ramos, 2009). Más aún, este segundo periodo ha sido subdividido en 3 etapas intrínsecamente relacionadas con la dinámica de placas involucrada en cada una de ellas y la variación de distintos parámetros que la describen, como velocidad y azimut de convergencia (figura 2.2) (Somoza y Ghidella, 2005 y 2012; Maloney y otros., 2013): La primera etapa se desarrolla en un marco de subducción de la Placa Farellón por el norte y de la Placa Antártica por el sur durante los 72 – 47 Ma (Cretácico Superior – Eoceno medio), caracterizándose por un aumento progresivo de la tasa de convergencia asociado a una rotación horaria de su azimut entre la Placa Farellón y Sudamericana. La siguiente etapa está controlada por la subducción de la Placa Farellón durante los 47 – 28 Ma (Eoceno medio – Oligoceno), ocurriendo en condiciones de velocidad y azimut de convergencia relativamente constantes, habiendo este último vuelto a cambiar en sentido antihorario hasta una dirección ~NE. Finalmente, la etapa más joven corresponde al periodo de convergencia en que se produce mayor acortamiento y engrosamiento cortical de la placa cabalgante resultando en la formación de los Andes modernos (Mpodozis and Ramos, 1989; Tassara and Yáñez, 1996; Yáñez and Cembrano, 2004. Mpodozis and Ramos, 2008; Ramos, 2009), extendiéndose desde los 25 Ma hasta el presente (Oligoceno – Reciente); su inicio muestra un abrupto incremento de la tasa de convergencia hasta valores en torno a ~14 cm/año, coincidente con la ruptura de la Placa Farellón en las Placas Nazca y Cocos (Seton y otros., 2012;

Maloney y otros., 2013; Morra y otros., 2013) lo que podría haber aumentado el ángulo de subducción bajo el borde continental (Muñoz y otros, 2006). Dicha velocidad de convergencia disminuye significativamente y de forma escalonada, llegando a  $\sim 10$  y luego  $\sim 7$  cm/año para los últimos 10 Ma, mismo periodo en que el alzamiento de los Andes Centrales aumenta drásticamente (Meade y Conrad, 2008). Actualmente, la placa de Nazca subducta bajo la placa Sudamericana con un ángulo de inclinación promedio de  $30^\circ$  (Tassara, 2005), con un azimut  $\sim N78^\circ E$  que se considera ha permanecido relativamente constante durante toda la tercera etapa, y a una tasa  $\sim 74$  mm/año (Norambuena y otros, 1998 Angermann y otros, 1999).



**Figura 2.2: Evolución tectónica durante el segundo periodo del Ciclo Andino.** Letra **A** muestra la configuración tectónica del margen sudamericano para las 3 etapas (modificado de Maloney y otros, 2013), sobre lo cual se plasma la dirección de convergencia para cada uno de ellos a los  $22^\circ S$  (modificado de Somoza y Ghidella, 2005). Letra **B** muestra la velocidad de convergencia a la misma latitud (Somoza y Ghidella, 2012; y referencias contenidas); estrellas indican velocidad de placa actual de modelo MORVEL y velocidad instantánea por GPS (“K2003”).

## 2.3 Unidades morfoestructurales a los 34°S

Las distintas características de la placa oceánica y del modo de la subducción a lo largo del tiempo geológico están estrechamente relacionadas con la segmentación tectónica de la placa superior. Particularmente, los distintos procesos deformacionales inducidos por la subducción a partir del Oligoceno tardío (Tebbens y Cande, 1997) junto con la herencia estructural y estratigráfica continental Paleozoica y Mesozoica (Jordan y otros, 1983; Mpodozis y Ramos, 1989; Kley, 1999; Ramos y otros, 2004), se traducen en una configuración morfoestructural compuesta de distintas unidades o provincias con estilos de deformación particulares que se orientan cuasimeridionales y subparalelas a la Fosa.

En los Andes de Chile central, a los 34°S, se reconocen cinco unidades (Farías y otros, 2008 y 2010; Giambiagi y otros, 2015); de oeste a este: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Antepaís. De estas, las primeras 3 se pueden observar en relación directa (o inmediatamente colindante) a la región del presente trabajo, como se muestra en la figura 2.3.

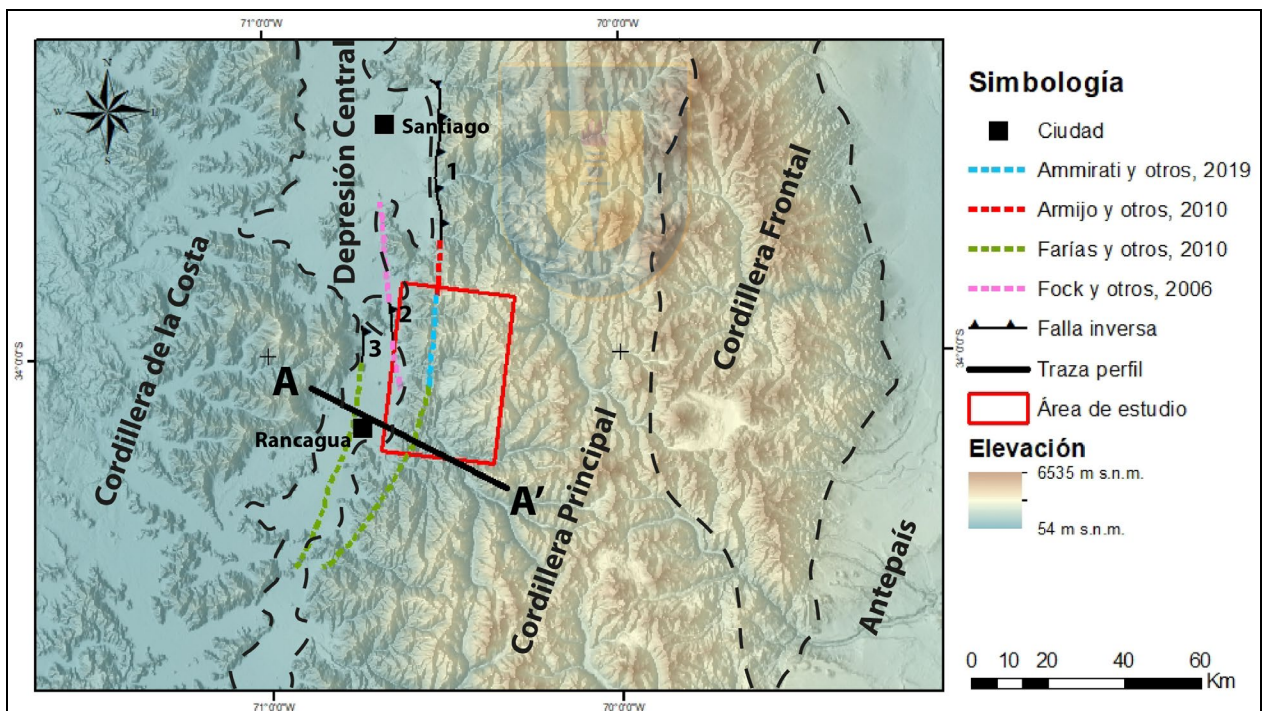
Cabe destacar que, en el contexto del WAT a esta latitud en particular, existen fallas inversas icónicas que en las últimas dos a tres décadas han sido planteadas como límite oeste de la Cordillera Principal en las cercanías de Santiago: Falla Los Ángeles/Infiernillo, Falla Portezuelo de Chada y Falla San Ramón. (figura 2.3). Como se muestra en la imagen, todas ellas han sido prolongadas por diversos autores de manera interpretativa hasta el área de estudio (Fock y otros, 2006; Farías y otros, 2008 y 2010; Armijo y otros, 2010; Ammirati y otros, 2019; referencias contenidas en todos ellos), siendo Ammirati y otros (2019) los únicos que realizan un trazado a partir de datos sísmicos en un contexto de escala y objetivos dirigidos a una de estas estructuras (San Ramón; figura 2.3).

A continuación, se presenta un resumen de las 3 morfoestructuras relevadas anteriormente:



### 2.3.1 Cordillera de la Costa

Consiste en un cordón montañoso paralelo al margen continental con un relieve general redondeado y alturas máximas sobre los 2000 m para la zona de estudio. Corresponde a una cordillera de antearco, dado que su exhumación no se encuentra controlada por fallas y litológicamente está conformada por el Basamento Metamórfico Paleozoico (Hervé y otros, 1988), y por algunos afloramientos de rocas sedimentarias Cretácicas y Triásicas superior (Thiele y Morel, 2010). Las rocas Neógenas – Pleistocenas forman varios niveles de terrazas marinas en disposición subhorizontal sobre las rocas paleozoicas que alcanzan los 500 m s.n.m. (Gana y otros, 1994), mientras que el sector oriental se caracteriza la presencia de rocas estratificadas volcánicas y sedimentarias de edades triásicas a cretácicas, intruidas por granitoides Cretácicos y afectadas por fallas con orientaciones preferenciales NS y NW-SE (Wall y otros., 1999; Sellés y Gana, 2001; SERNAGEOMIN, 2003).



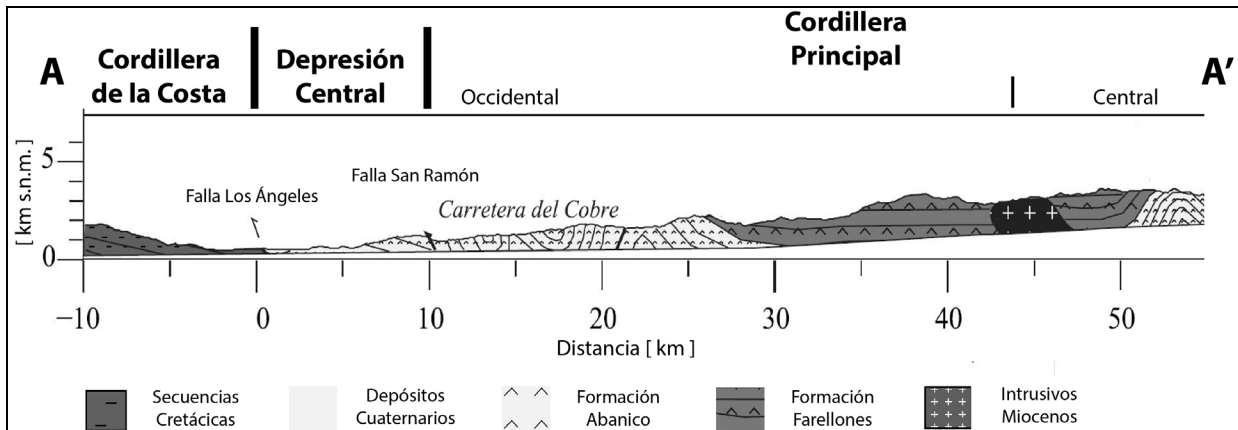
**Figura 2.3:** Unidades morfoestructurales en la zona estudiada (34°S). Líneas segmentadas representan límites aproximados entre las unidades. La información estructural corresponde a simplificación de las principales fallas descritas para el WATF a dicha latitud: (1) Falla San Ramón, (2) Falla Portezuelo de Chada y (3) Falla Los Ángeles/Infiernillo, y se presentan algunas prolongaciones interpretadas (líneas segmentadas) por los autores señalados para cada una; modificada de Sellés y Gana (2001), SERNAGEOMIN (2003), Fock y otros (2006), Jara (2007), Godoy y otros (2009), Armijo y otros (2010), Fariás y otros (2010) y Ammirati y otros (2019).

### 2.3.2 Depresión Central

Se presenta como una llanura que se extiende entre la Cordillera Principal hasta la Cordillera de la Costa, siendo particularmente estrecha para el área de estudio con anchos que en promedio fluctúan entre los 5-20 km y que incluso desaparece al juntarse ambas cordilleras en la zona conocida como “La Angostura”, en la parte norte del área de estudio. Desde el Cuaternario inferior ha actuado como cuenca receptora de una importante acumulación de sedimentos fluvio-aluviales y volcánicos provenientes de los Andes, formando varios niveles de terrazas que rodean escasos cerros islas (Hauser, 1995). A mediados del siglo pasado, la Depresión Central se comprendía como una cuenca de antearco de tipo graben (Carter y Aguirre, 1965; Thiele, 1980; Hauser, 1995). Sin embargo, estudios posteriores han concluido que la subsidencia relativa de esta morfoestructura con respecto a la Cordillera Principal está dada por un sistema de fallas inversas, formando incluso escarpes de falla que evidencian la actividad reciente de estas estructuras (Muñoz y Charrier, 1996; Rauld y otros, 2006; Armijo y otros, 2010; Moreiras y otros, 2014; Vargas y otros, 2014; Sepúlveda, 2019; Encinas y otros, 2021).

Los modelos más recientes para la formación de esta morfoestructura plantean una génesis a partir del *uplift* cordillerano: Farías y otros (2008) proponen que posterior a un alzamiento conjunto de la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, el origen sería la erosión fluvial. Por contrapartida, Armijo y otros (2010) y Encinas y otros (2021) hablan de subsidencia flexural para una cuenca tipo *foreland* inmediatamente al oeste de la Cordillera Principal, aunque la temporalidad propuesta por dichos autores cambia drásticamente, pues el primer grupo propone su formación en los últimos 25 Ma, mientras que el segundo acota drásticamente este rango temporal hasta el Plio-Pleistoceno.

Para la latitud en particular de este trabajo, Farías y otros (2010) plantean que está limitada por las prolongaciones sur de las fallas Los Ángeles/Infiernillo (oeste) y San Ramón (este), marcando el límite con las cordilleras que la flanquean (figura 2.4). En cualquier caso, las prolongaciones corresponden a una interpretación, y otros autores (e.g., Armijo y otros, 2010; Giambiagi y otros, 2015; Ammirati y otros, 2019) plantean prolongaciones diferentes para las fallas mencionadas (figura 2.3), las que solo se han mapeado con mayor certeza al norte del área objetivo de este estudio.



**Figura 2.4:** Perfil morfoestructural A-A' de la zona de estudio (34°S). Se muestran las 3 morfoestructuras presentes, así como una versión simplificada de la geología. La distancia horizontal tiene como referencia el límite entre Cordillera de la Costa y Depresión central. Modificado de Farías y otros (2010).

### 2.3.3 Cordillera Principal

A esta latitud, corresponde a la unidad principal del orógeno andino, con un ancho de ~120 km. En la porción precordillerana se observa como lomas suavizadas de una altura de cientos de metros, que rápidamente evoluciona a un relieve relativamente juvenil disectado por múltiples valles glaciales y fluviales, llegando a presentar cumbres que se empinan muy por sobre los 5000 m s.n.m. Farías y otros (2008 y 2010) dividen esta morfoestructura en tres dominios estructurales según la vergencia de sus estructuras: occidental, central y oriental. El dominio occidental, particularmente atingente al presente trabajo (figura 2.4), está constituido principalmente por una secuencia de rocas volcanosedimentarias Cenozoicas intruidas por diversos cuerpos plutónicos (Spikings y otros, 2008) que se exhiben fuertemente deformadas por fallas y pliegues con ejes de orientación cercana a la N-S y en menor medida por fallas con orientación WNW-ESE (Rivera y Cembrano, 2000) que exhiben una vergencia general hacia al oeste. Como ha sido previamente expuesto, el límite de esta morfoestructura con la Depresión Central está marcado por fallamiento inverso, que a esta latitud correspondería a la prolongación sur de la Falla San Ramón (Farías y otros, 2010) o bien de la Falla Portezuelo de Chada (Fock y otros, 2006).

## **2.4 Marco geológico**

La figura 2.5 muestra las principales unidades que afloran a los 34°S. Se trata de un mapa recopilatorio modificado de las principales cartas y trabajos para el área: Geología escala 1:1.000.000 del mapa nacional de Chile continental (SERNAGEOMIN, 2003), cartas geológicas del mismo organismo elaboradas a escala 1:100.000 (Wall y otros, 1996; Sellés y Gana, 2001; Godoy y otros, 2009), la información estructural de Farías y otros (2008 y 2010), Piquer y otros (2016 y 2017), así como Maldonado y otros (2021).

### **2.4.1 Mesozoico**

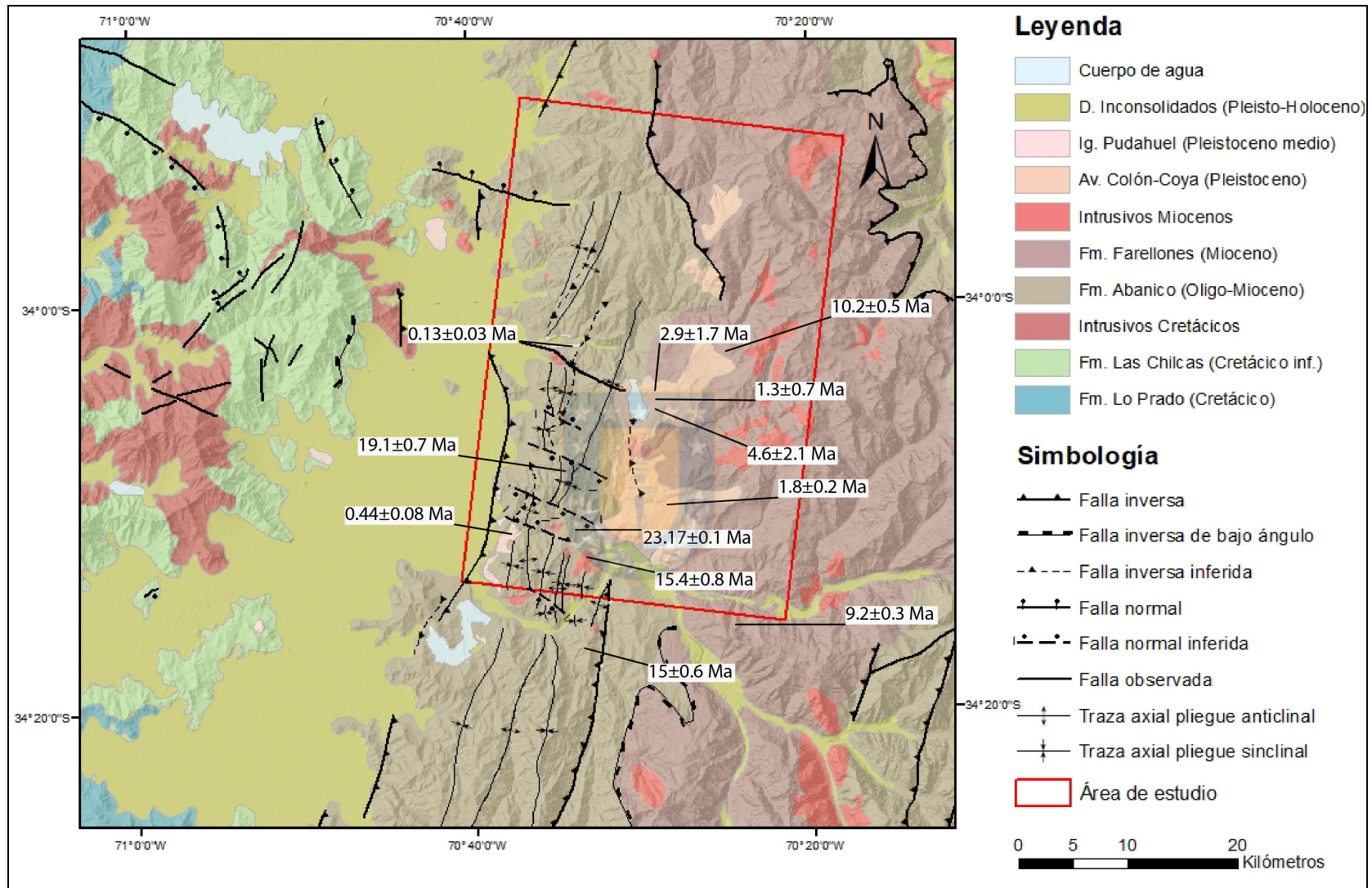
#### **2.4.1.1 Formación Lo Prado**

Originalmente definida por Thomas (1958), corresponde a una formación sedimentaria marina y volcánica continental. En la zona presentada subyace discordantemente a la Formación Las Chilcas mientras que su base no se observa, pero hacia el norte del área de estudio se la reconoce dispuesta en aparente concordancia sobre la Formación Horqueta (Godoy y otros, 2009). El rango de edad de la Formación Lo Prado ha sido inferido a partir de contenido fosilífero: Su edad máxima corresponde al Titoniano (Varela, 1976; Pérez y Rubilar, 2006); su edad mínima corresponde al Hauteriviano (Tavera, 1952).

#### **2.4.1.2 Formación Las Chilcas**

Definida por Thomas (1958), corresponde a una secuencia volcánica y sedimentaria de origen principalmente continental. Se extiende como una franja relativamente continua desde los 33°S hasta el área de estudio, empobreciéndose progresivamente hacia el sur en facies sedimentarias, siendo predominantes los estratos volcánicos a la latitud de los 34°S (Sellés y Gana, 2001). Para la zona estudiada, las andesitas y las tobas líticas basales de esta formación sobreyacen localmente en discordancia a la Formación Lo Prado (Godoy y otros, 2009). Así mismo, no se observan localmente las relaciones de techo de la Formación Las Chilcas; sin embargo, en las laderas del cerro Challay, inmediatamente al norte del área estudiada, esta formación subyace en discordancia angular a la Formación Abanico (Sellés, 2000). El rango de edad de la Formación Las Chilcas ha sido definida principalmente a partir de sus relaciones de contacto (Godoy y otros, 2009; referencias allí contenidas): Su edad máxima corresponde al Barremiano; su edad mínima corresponde al Albiano.





**Figura 2.5: Geología del área de estudio.** Polígono rojo delimita el área de estudio del presente trabajo. Recopilación modificada de Wall y otros (1996), Sellés y Gana (2001), SERNAGEOMIN (2003), Godoy y otros (2009), Farías y otros (2008 y 2010), Piquer y otros (2016 y 2017), Maldonado y otros (2021).

### 2.4.1.3 Intrusivos Cretácicos

Existen una serie de cuerpos intrusivos en la mitad oeste de la zona estudiada, destacando unidades en particular:

- **Monzodioritas y monzogranitos Quebrada La Huerta:** Corresponde al más antiguo de los Intrusivos Cretácicos, y está compuesto por monzodioritas y monzogranitos de piroxeno y biotita. Se emplaza durante el Cretácico Inferior alto (*ca.* 110 Ma; Godoy y otros, 2009).
- **Complejo Plutónico Alhué:** Corresponde al cuerpo de mayor área dentro de los plutones mencionados, y agrupa una serie de tonalitas, granodioritas y dioritas cuarcíferas que se distribuyen ampliamente en el sector oeste y noroeste del área de estudio (Godoy y otros, 2009). Se acepta un rango de edad para el complejo entre 98 y 87 Ma (Aliaga, 1994; Wall y otros, 1996; Godoy y otros, 2009).
- **Monzodioritas y dioritas cuarcíferas:** Cuerpos menores que afloran entre Doñihue y Laguna Aculeo. Intruyen rocas de la Formación Las Chilcas y Complejo Plutónico Alhué, y su rango de edad va de los *ca.* 89 a 82 Ma. (Cotton, 1998; Sellés y Gana, 2001; Godoy y otros, 2009).

## 2.4.2 Cenozoico

### 2.4.2.1 Formación Abanico

Definida por Aguirre (1960), es una secuencia principalmente volcánica andesítica a basáltica, con frecuentes intercalaciones piroclásticas y sedimentarias continentales, cubriendo gran parte del tercio oriental del área de estudio. Si bien la base de esta formación no se expone con frecuencia en el área de estudio, en el extremo norte sus niveles basales están en contacto con rocas de las formaciones Las Chilcas (Sellés y Gana, 2001). El contacto con la suprayacente Formación Farellones corresponde a la falla Los Arrayanes (Godoy y otros, 2009).

El rango de edad de la Formación Abanico, a escala regional, se define mediante diversas dataciones radiométricas. La edad máxima fluctúa entre 23.7 Ma y 19.2 Ma (figura 2.5. Charrier y Munizaga, 1979; Charrier y otros, 2002; Godoy y otros, 2009); la edad mínima es de *ca.* 15 Ma. (figura 2.5. Rivera, 1999; Godoy y otros, 2009).

### 2.3.2.2 Formación Farellones

Definida por Klohn (1960), corresponde a una unidad volcánica y sedimentaria. Estas rocas han sido descritas clásicamente como depositadas en discordancia angular sobre la Formación Abanico en las distintas áreas donde se ha estudiado y definido la formación, aunque existen otras zonas donde se han descrito concordantes (Fock, 2005). Para el caso particular de la porción SE del presente estudio se ha descrito un contacto por falla de bajo ángulo entre las dos formaciones, con un desplazamiento subhorizontal que hace que permanezcan en aparente concordancia (Godoy y otros, 2009). Su techo corresponde a la superficie de erosión actual.

La Formación Farellones tiene una edad que oscila entre 22 y 8 Ma, y para el área de estudio y sus alrededores la edad de la Formación oscila entre *ca.* 14 y 7 Ma (Charrier y Munizaga, 1979; Cuadra, 1986; Godoy, 1993). La figura 2.5 muestra una edad de roca total determinada por Cuadra (1986) dentro del área de estudio, y otra de Charrier y Munizaga (1979) al sur de ella.



### 2.4.2.3 Intrusivos Miocenos

Corresponden a una serie de cuerpos intrusivos presentes en la Cordillera Principal, y se encuentran alojados en las sucesiones cenozoicas de la zona. Varían en composición, siendo principalmente intrusivos de carácter plutónico e hipabisal granodioríticos, dioríticos y andesíticos (Skewes y otros, 2002). Forman parte de aquellos plutones del Paleógeno-Neógeno que propiciaron la formación de yacimientos de tipo pórfido de Cu-Mo supergigantes (Klemm y otros, 2007), siendo particularmente notorio en el contexto del presente trabajo el ejemplo de El Teniente.

Las dataciones realizadas por Kurtz y otros (1997) logran identificar tres franjas de intrusivos, y dos de ellas afloran en la zona de estudio y han sido incluidas en la figura 2.3:

- **Complejo Plutónico antiguo (Oligoceno superior - Mioceno inferior):** Para la zona de estudio en particular, esta franja corresponde a pequeños cuerpos, en su mayoría stocks de 2 a 4 km de diámetro (aunque existen también algunos filones y diques), que intruyen a la Formación Abanico subiendo por el frente de montaña. Se ubican en su mayoría en la ribera norte del Río Cachapoal (Godoy y otros, 2009),

y Rivera (1999) presenta una datación en el cerro Malas Mulas, dentro del área de estudio, de 15 Ma (figura 2.5).

**Complejo Plutónico Teniente (Mioceno medio - Mioceno superior):** En el presente trabajo se manifiestan como los cuerpos intrusivos más importantes dentro de la geología de la Cordillera Principal, observándose de en el límite este del área de estudio.

#### **2.4.2.4 Avalancha de detritos Colón-Coya**

Esta unidad informal fue nombrada por Godoy y otros (1994) y está compuesta por bloques angulosos matriz soportados, con diámetros variables desde algunos centímetros hasta 2 m. Representa el producto de grandes remociones en masa provenientes de la Formación Farellones (Godoy y otros, 2009). Cubre las Lavas andesítico-basálticas del Cachapoal (formación definida por Godoy y otros (2009) que por su limitadísima extensión areal no fue incluida en el presente trabajo) y subyace en zonas acotadas a la Ignimbrita Pudahuel. Su edad se restringe al Pleistoceno a partir de estas mismas relaciones de contacto, y dataciones radiométricas hablan de un rango Plio-Pleistoceno que va desde ~4.9 a 1.3 Ma (Charrier y Munizaga, 1979; Cuadra, 1986; Godoy y otros, 1994; Encinas y otros, 2006). Lugares representativos de dataciones absolutas de estos autores se muestran en la figura 2.5.

#### **2.4.2.5 Ignimbrita Pudahuel**

Definida originalmente por Wall y otros (1996), corresponde a depósitos cineríticos localmente ricos en pómez, que afloran en diversos sectores del frente de montaña al E y SE de Machalí con potencias métricas, conservándose en placetas de variada elevación, tanto al oeste del curso del río Coya como en las cercanías del estero Codegua, del río Cachapoal, del río Claro de Cauquenes y al este de Machalí. En general, su techo es la actual superficie de erosión, pero gran parte del material conservado está cubierta por maicillo de depósitos aluviales de piedemonte y quebradas (Godoy y otros, 2009).

Dataciones en estos depósitos mediante trazas de fisión en circón (Stern y otros, 1984) arrojaron edades de  $0.47 \pm 0.07$  (en las cercanías de Santiago), y  $0.44 \pm 0.08$  Ma para los depósitos ubicados al SE de Machalí, a lo largo del tramo inferior de la Carretera del



Cobre (figura 2.5). Wall y otros (2001) obtuvieron dos edades *plateau* con el método de  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en biotitas separadas de fragmentos pumíceos de  $2,3\pm 0,3$  Ma y  $2,2\pm 0,3$  Ma. Lara y otros (2008) realizaron dataciones con el método U-Th-He en circones, obteniendo una edad aproximada de 0.15 Ma, mientras que Pineda (2015) efectúa dataciones U-Pb en circones del valle del río Codegua (figura 2.5), resultando  $0.13\pm 0.03$  Ma.

#### **2.4.2.6 Depósitos no consolidados**

Corresponden a depósitos Pleistocenos y Holocenos de diversos orígenes (Godoy y otros, 2009): 1) Depósitos aluviales de piedemonte y quebradas, de valle o a la salida de cursos fluviales, 2) depósitos de remoción en masa, 3) depósitos coluviales, 4) depósitos fluviales y 5) relleno artificial.

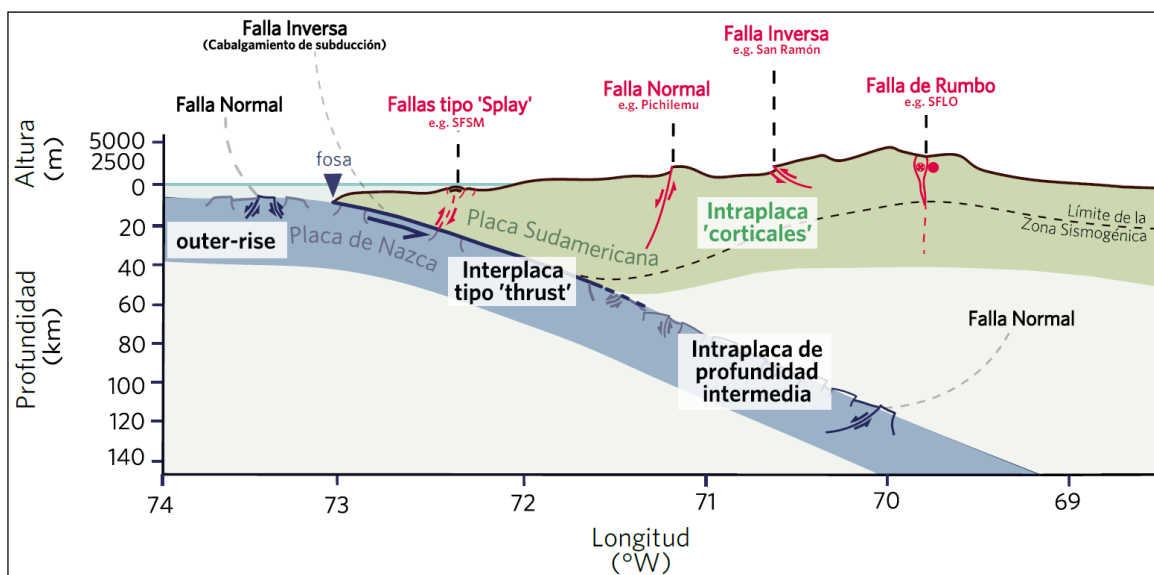
## **2.5 Marco sismotectónico**

### **2.5.1 Fuentes sísmicas en el margen chileno**

Chile se ubica en una de las regiones tectónicas más activas del mundo (Scholz y Cowie, 1990), siendo un territorio famoso a nivel mundial por la ocurrencia de megaterremotos con Momentos de Magnitud superiores a 8.5 Mw (Valdivia, 9.6 Mw, 1960; Maule, 8.8 Mw, 2010). Estos grandes eventos son el pináculo testimonial de la interacción directa entre placas Nazca y Sudamericana, estimándose que en aquella zona interplaca se produce un terremoto  $>8.0$  Mw cada  $\sim 60$  años (Madariaga, 1998).

Si bien el grueso de estudios se concentra en este tipo de sismos por su gran impacto desde todo punto de vista, son en realidad 4 los tipos de terremoto que afectan al margen chileno: sismos interplaca, por flexión de la placa de nazca u *outer-rise*, intraplaca de profundidad intermedia e intraplaca corticales o superficiales (figura 2.6); la zona o tipo de terremoto implica, como se ilustra en la imagen, cierto tipo de falla o “mecanismo focal” preferente para los sismos que en ella se producen.

En este caso particular se profundizará un poco en los eventos de tipo intraplaca corticales, a modo de dar contexto a la importancia de estudiar este tipo de fallas aún bastante desconocidas en el territorio chileno.



**Figura 2.6: Perfil esquemático del margen de subducción entre placas Nazca-Sudamericana.** En recuadros blancos se muestran los principales tipos de terremoto en este contexto, mientras que en rojo se muestran de manera simplificada los principales tipos y ubicación de fallas corticales en la placa cabalgante. Tomado de Maldonado, 2020.

### 2.5.1.1 Sismicidad intraplaca superficial o cortical.

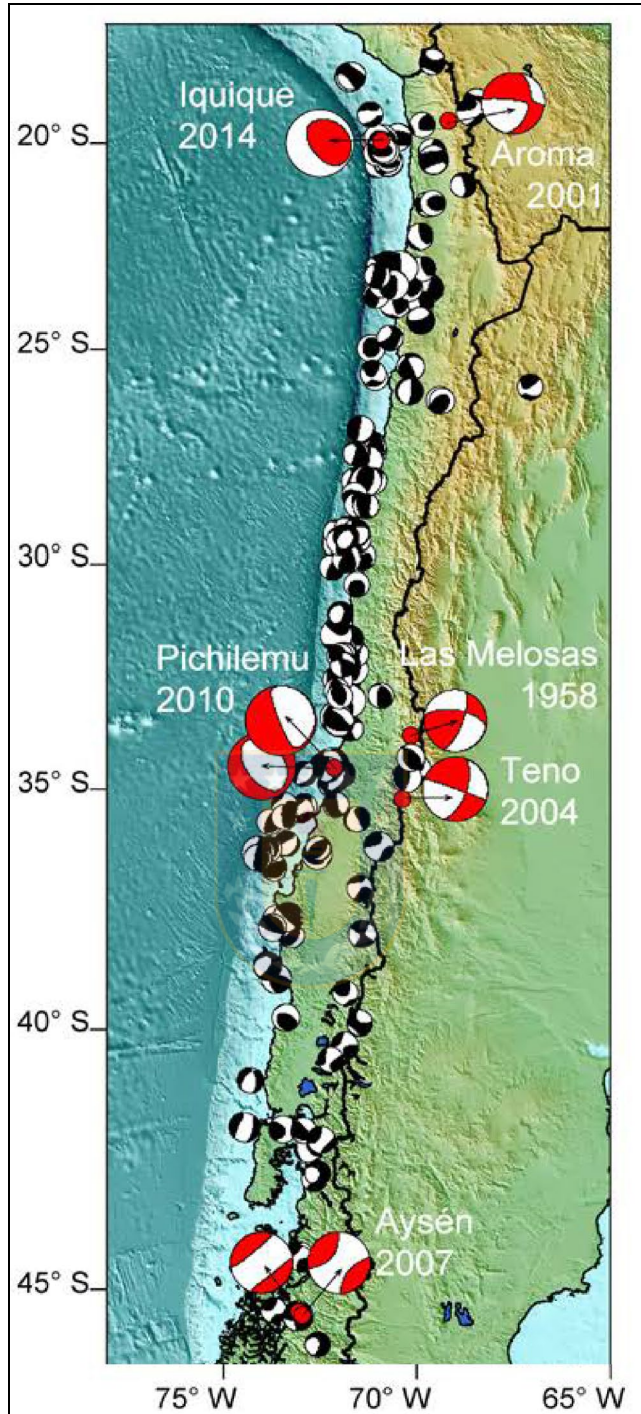
Ocurre como consecuencia de la deformación por subducción siendo parte de esta transmitida a fallas corticales presentes en la placa superior, presentando periodos de recurrencia del orden de miles de años (Barrientos y otros, 2004; Silva, 2008; Leyton y otros, 2010). Dicho fallamiento puede producirse por primera vez bajo el régimen actual (neotectónica), o bien ser reactivación de anisotropías corticales antiguas (paleotectónica) bajo el nuevo campo de esfuerzos (Santibáñez, 2019).

Si bien para efectos de teorización se agrupan en una sola gran categoría, en la práctica las fallas corticales se presentan de forma muy diversa. Lo anterior se ilustra de forma simplificada en la figura 2.6, donde queda de manifiesto la diversidad de zonas y cinemática de fallamiento en la placa superior; las tasas de deslizamiento también lo demuestran, yendo desde  $\sim 0.2$  mm/año para el ante-arco hasta 6.5 mm/año en el intra-arco (Armijo y otros, 2010; Cortés, 2012; Stanton-Yonge y otros, 2016). Lo anterior se torna aún más complejo si se considera la segmentación tectónica longitudinal del margen chileno, en la que varían diversos parámetros como ángulo de subducción, grosor cortical de la placa superior, acoplamiento interplaca, entre otros (Jordan y otros, 1983; Tassara y Yáñez, 2003;

Yáñez y Cembrano, 2004, Tassara y otros, 2007), división que en último término también dictamina en cantidad y forma la transferencia de deformación hacia la corteza. Lo anterior es una de las razones por las que el entendimiento de este tipo de sismos es aún precario, y su estudio requiere en muchas ocasiones un enfoque “caso a caso”.

Si bien su magnitud no es comparable con los eventos de *megathrust*, pueden producirse muy cercanos a grandes centros urbanos con una profundidad menor a 30 km (Leyton y otros, 2010) y pueden alcanzar  $M_w \geq 6.0$  (Rauld y otros, 2006; Vargas y otros, 2013; Vargas y otros, 2014; González y otros, 2015), por lo que tienen un gran potencial destructivo e implican un riesgo importante para la población. La figura 2.7 muestra la porción norte (interacción entre placas Nazca y Sudamericana) de la recopilación de eventos corticales realizada por Santibáñez y otros (2019), en donde destacan en orden cronológico los siguientes 6 eventos en el registro nacional:

- **Terremoto de Las Melosas** en 1958,  $M_w = 6.3$  (Alvarado y otros, 2009) con una profundidad de 8 – 10 km (Alvarado y otros, 2007; Sepúlveda y otros, 2008). No existe ruptura superficial observada, y se estima que los sismos fueron producidos por una o más fallas inversas ciegas relacionadas a las estructuras observadas en superficie. Causó muertes y heridos en Las Melosas, y daños en la infraestructura de los servicios de agua en la ciudad de Santiago (Sepúlveda y otros, 2008).
- **Terremoto de Aroma** en 2001,  $M_w = 6.3$  (Comte y otros, 2003) con una profundidad de ~5 km (Legrand y otros, 2007), interpretado como la culminación de una súbita reactivación de la sismicidad cortical gatillada después del terremoto de subducción de Arequipa 2001  $M_w = 8.4$ .
- **Terremoto de Teno** en 2004,  $M_w = 6.5$  con una profundidad de ~5 km, tuvo su epicentro en la cabecera del río Teno (Comte y otros, 2008; González y otros, 2008; Alfaro, 2011). Se presume un mecanismo focal como movimiento dextral dominante, y movimiento inverso en menor medida (González y otros, 2008; Santibáñez y otros, 2019).



**Figura 2.7:** Terremotos corticales registrados en los últimos 40 años en el margen chileno, para interacción entre placas Nazca y Sudamericana. Datos corresponden al catálogo Harvard CMT. Modificado de Santibañez y otros (2019).

- **Terremoto de Aysén** en 2007,  $M_w = 6.1$  y  $6.2$  para los dos mayores eventos dentro de un enjambre sísmico de  $\sim 7200$ , con una profundidad  $< 12$  km y  $\sim 8$  km, respectivamente (Mora y otros, 2010; Legrand y otros, 2011). Este terremoto provocó cientos de deslizamientos de tierra que causaron cuantiosos daños en la industria salmonera, e incluso un tsunami que provocó la muerte de 10 personas (Sepúlveda y otros, 2010; Santibañez y otros, 2019).
- **Terremoto de Pichilemu** en 2010, consistente en dos eventos principales  $M_w = 7$  y  $6.9$ , considerados como parte de una serie de eventos gatillados por el Terremoto del Maule 2010  $M_w = 8.8$  y que pudieron sentirse en la zona por más de un año luego de ocurrido el evento interplaca (Alfaro, 2011; Arriagada y otros, 2011). Fueron nucleados en un sistema de fallas normales ramificadas (Falla Pichilemu) a una profundidad de  $\sim 12$  km para el primer evento y  $\sim 20$  km para el segundo (Ruiz y otros, 2014).
- **Terremoto de Iquique** en 2011,  $M_w = 6.7$  con profundidad de  $\sim 15$  km, consistente en el primero de una serie de eventos precursores al Terremoto de Pisagua  $M_w = 8.1$ , siendo el más fuerte de todos los que ocurrieron durante 2 semanas hasta el evento interplaca (González y otros, 2015). Se trata de un evento cortical inverso que ha despertado particular interés por el posible rol que pudo jugar como gatillante para el evento *megathrust* posterior. Junto al terremoto de Pichilemu, constituyen en la última década una de las principales razones del creciente interés científico en eventos corticales (Santibañez y otros, 2019); su relación espacio-temporal con megaterremotos ha motivado una serie de investigaciones, y su rol dentro del ciclo sísmico de subducción es objeto de debate en la actualidad.

### 3. Metodología

#### 3.1 Determinación de unidades morfométricas

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

Para la presente memoria se determinan subcuencas que dominan el frente de montaña a estudiar. Se utiliza para ello un DEM de resolución 30 m del programa *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), procesado con las herramientas del set “*Hidrology*” de *ESRI ArcGIS 10.5*, determinando redes de drenaje con un umbral de captación mínimo de 1 km<sup>2</sup> para asegurar flujos canalizados, a través de los análisis *Flowdirection* y *Flowaccumulation* con base en el método D8 (O’Callaghan y Mark, 1984). Sobre dichas redes se crean puntos de desembocadura (*Pour Points*) para aquellos canales que se abren al Valle Central desde la Cordillera Andina. La delimitación final de dichas subcuencas se realiza de forma automática con el análisis *Watershed* del programa mencionado. Finalmente, se aíslan y destacan los cauces principales de cada una de las subcuencas determinadas, utilizando las herramientas de edición de polilíneas del mismo *software* de Sistemas de Información Geográfica antes mencionado.

Cabe destacar que restringir la extensión de dichas unidades morfométricas hacia la Depresión Central cumple dos objetivos principales: Primero, limitar errores derivados tanto del bajo relieve como por la alta intervención antrópica debido a la cercanía del núcleo urbano Rancagua-Machalí. Segundo, permitir que la mayor parte de cada subcuenca se desarrolle sobre sustrato rocoso, lo cual constituye condición de base para la mayoría de los modelos que buscan representar la evolución fluvial y su relación con la tectónica en sistemas “*detachment-limited*”; estos sistemas son dominantes en la formación de orógenos, y se caracterizan por la capacidad de los cauces de incidir sobre el sustrato al que atraviesa y no por la capacidad de transportar material (propio de una parte importante de aquellos cauces que se desarrollan en zonas planas y sobre depósitos no consolidados) (Whipple, 2004). Sin embargo, y sin perder de vista lo anterior, la traza de la “Falla Machalí”



(Maldonado y otros, 2020) es tomada en cuenta al momento de establecer los puntos de desembocadura al ser la expresión más occidental del WAF objetivada en la recopilación del apartado 2.4. Si bien esta decisión implica una fuente de error adicional al momento de evaluar resultados, se considera un *trade-off* aceptable al ser extensiones adicionales relativamente pequeñas en comparación a las subcuencas que resultarían de un corte estricto al pie de la cordillera, sobre todo poniendo en la balanza la importancia de evaluar la presencia y eventual impronta tectónica de estructuras en la porción más externa del WAF.

## 3.2 Distribución de elevación y ángulos de pendiente

De acuerdo a Keller y Pinter (2002) la morfometría se define como la medición cuantitativa del paisaje, con el fin de permitir una comparación objetiva de las formas del relieve. Al considerar que el insumo básico de este y muchos análisis modernos es el DEM, y que el dato primordial de este es la elevación, resulta lógico que tanto ella como el ángulo de pendiente que se deriva directamente sean los parámetros fundamentales y de primer orden en prácticamente todos los análisis morfométricos de la última década. En el presente trabajo se sigue la línea de presentación y análisis planteada por Ruszkiczay-Rüdiger y otros (2009) y Matoš y otros (2014).

### 3.2.1 Relieve local

Desde el punto de vista cuantitativo, el relieve es la diferencia máxima de elevación ( $h_{\text{máx}} - h_{\text{mín}}$ ) dentro de un área determinada. Para mejorar la visualización, y en lo posible diferenciar dominios topográficos (Matoš y otros, 2014), se calcula el relieve local restringido a un área circular de radio 300 m a la redonda de cualquier punto dado dentro del área de interés. Esto se efectúa mediante el *software* TopoToolbox 2, herramienta ejecutada en Matlab 2019a y desarrollada por Schwanghart y Scherler (2014); en específico la función *localtopography*. Tanto Ruszkiczay-Rüdiger y otros (2009) como Matoš y otros (2014) muestran en sus trabajos la clara tendencia de dominios topográficos tectónicamente activos (con *uplift* respecto a dominios adyacentes) a configurar relieves disectados, es decir, con una mayor diferencia para el relieve local. En cualquier caso, se debe descartar el factor litológico (erosión diferencial) como causa primaria de la diferencia entre los dominios definidos.

### 3.2.2 Distribución de ángulos de pendiente

El **ángulo de pendiente** es la primera derivada de los datos de elevación; corresponde al gradiente (cambio de elevación perpendicular a las curvas de nivel, independiente de la elevación absoluta) a través de toda el área de estudio (Hengl y Reuter, 2004). Por tanto, significa un parámetro adicional para establecer potenciales dominios topográficos.

La **variabilidad de pendiente** es un parámetro derivado del anterior, y se refiere a la diferencia entre el mínimo y máximo ángulo de pendiente dentro de una cierta área; dicho de otro modo, es el mismo concepto que se aplica para el cálculo de relieve local pero reemplazando la elevación por los ángulos de pendiente como dato básico del pixel para el cálculo. Tal como ocurre con el relieve relativo, tanto Ruzkiczay-Rüdiger y otros (2009) como Matoš y otros (2014) muestran que tanto mayores ángulos de pendiente como mayor variabilidad de esta tienen una correlación con dominios topográficos sugerentes de actividad tectónica, siempre descartando un factor litológico como principal causante de dichos valores (pues sustratos de mayor resistencia a la erosión también generan superficies más rugosas, es decir, con mayores ángulos y variaciones de pendiente).

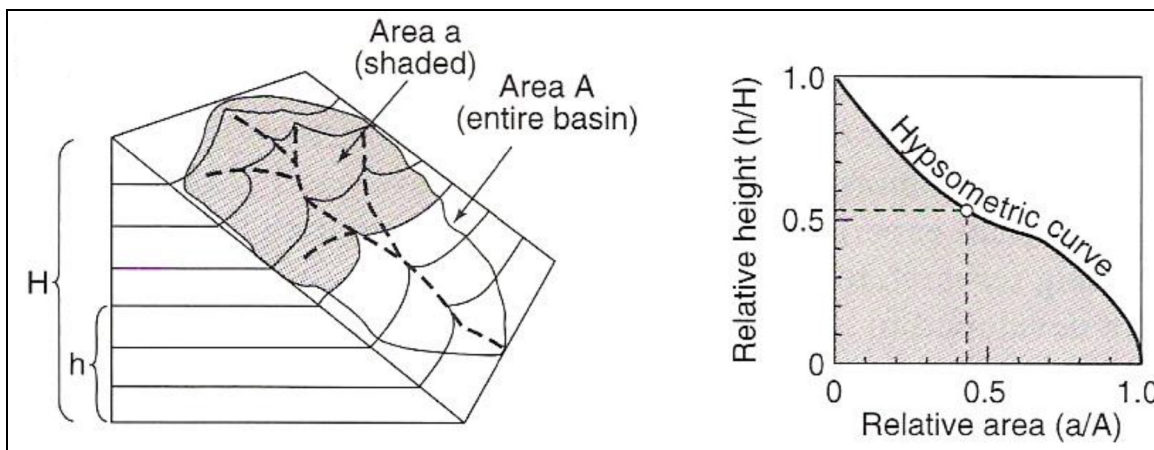
El cálculo como tal se realiza mediante las funciones *arcslope* para el ángulo de pendiente, y *localtopography* para su variabilidad, ambas del *software* TopoToolbox 2 de Schwanghart y Scherler (2014). La primera de estas funciones calcula, en grados, el promedio de la pendiente del pixel central respecto a los 8 adyacentes, mientras que la segunda se utiliza sobre la grilla de pendientes generada para establecer la máxima diferencia aplicando un radio de 300 m dentro de ella.

### 3.3 Curva hipsométrica y sus parámetros estadísticos

La curva hipsométrica de una cuenca de drenaje representa la proporción relativa de área bajo una determinada altura (Strahler, 1952), como se muestra en la figura 3.1. Describe la distribución de elevaciones a través de un área de terreno independiente de su tamaño, pudiendo ir desde una subcuenca (como en el presente trabajo) hasta la totalidad del planeta. Se crea al graficar la proporción de elevación total de la cuenca ( $h/H$  o elevación



normalizada, siendo  $H$  la diferencia entre elevación máxima y mínima del terreno dentro de la cuenca; eje ordenada) versus la proporción de área de dicha cuenca ( $a/A$  o área normalizada, siendo  $A$  el área total de la cuenca; eje abscisa) (Keller y Pinter, 2002).



**Figura 3.1:** Esquema de construcción de curva hipsométrica, ilustrando las variables utilizadas en su elaboración. Modificada de Keller y Pinter (2002).

Esta curva es una herramienta útil para caracterizar el relieve topográfico dentro de la cuenca, así como para comparar distintas cuencas. Su forma está relacionada con la etapa de desarrollo geomorfológico de la cuenca a la que representa: Curvas convexas son típicas de un estado joven; curvas en “S” (o “cóncavo-convexas”) se relacionan a un estado maduro, y aquellas cóncavas son indicativas de un estado envejecido del relieve (estado de “peneplanicie”) (Strahler, 1952; figura 3.2).

Existen diversos parámetros numéricos relacionados a la curva hipsométrica de una cuenca que permiten caracterizarla, apreciables en la figura 3.3. La **integral hipsométrica** ( $H_i$  por sus siglas en inglés) se define como el área bajo la curva previamente descrita (Strahler, 1952), y ha sido usada también para inferir el estado evolutivo de la cuenca: Valores cercanos a 1 indican un estado joven, disminuyendo el valor de la integral a medida que se avanza hacia estados de mayor madurez, resultando particularmente útil al evaluar curvas con formas cóncavo-convexas, ya que estas pueden presentarse visualmente muy variadas y un valor numérico permite compararlas más fácilmente. El mismo autor propone una división en 3 grandes categorías: Cuencas juveniles, cuya  $H_i$  es  $\geq 0.60$ ; cuencas maduras, con  $0.35 < H_i < 0.60$ , y cuencas en estado de vejez, cuya  $H_i \leq 0.35$ .

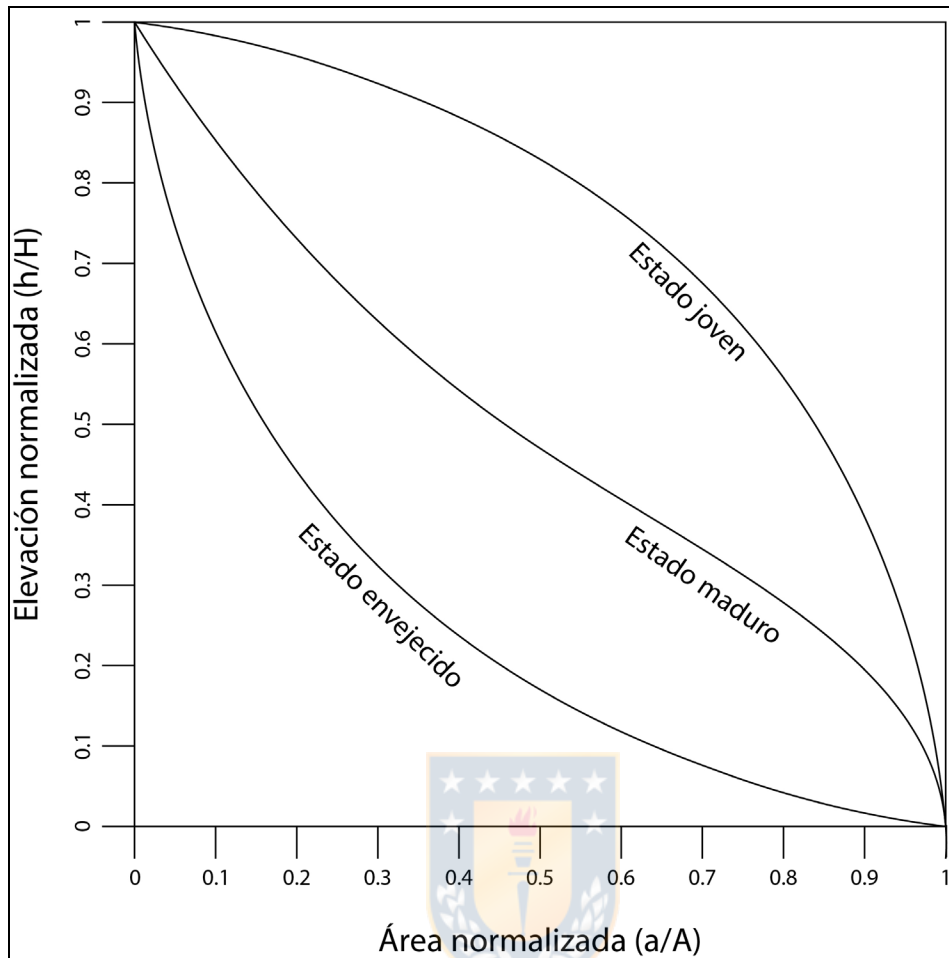
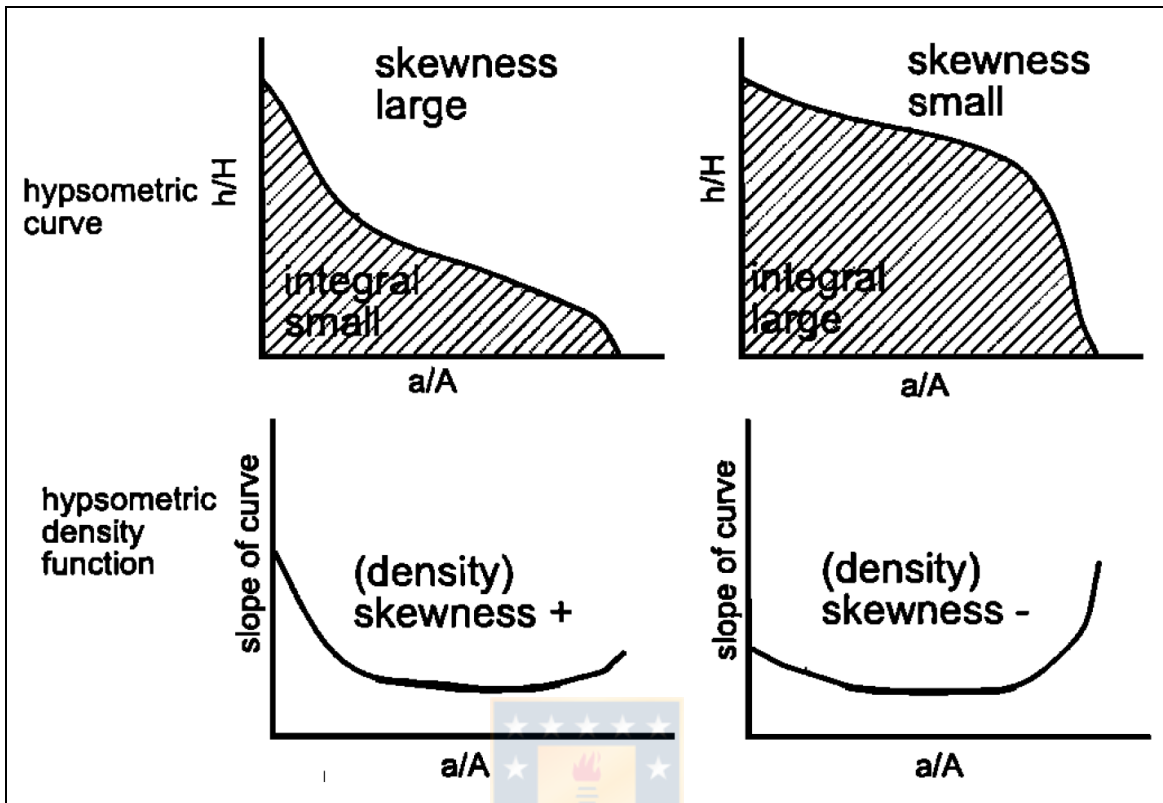


Figura 3.2: Formas de curvas hipsométricas según estado de maduración de la cuenca. Mod. de Strahler, 1952

Así mismo, otros autores han tratado la curva hipsométrica como una distribución probabilística acumulativa ajustable, dada su monotonía, a una función polinomial (Harlin, 1978; Luo, 2000, 2002). Este enfoque permite obtener momentos estadísticos relativos a una distribución normal, y dos de los propuestos por los mismos autores se relacionan e interpretan en el presente trabajo para cualquier cuenca dada: La **asimetría hipsométrica** (*Skewness*; “Sk” en los gráficos), referida a la función que define la curva, representa la cantidad de erosión o masa removida en la porción superior de la cuenca (Luo, 2000), siendo mayores los valores mientras más concentrada esté la “masa” de mayores elevaciones en las cabeceras de los flujos canalizados (figura 3.3), lo que en términos prácticos implicaría un mayor desarrollo del cauce principal y sus tributarios hacia cabecera y que las mayores elevaciones se encuentran restringidas a áreas acotadas en los segmentos superiores de la cuenca, siendo 0 el valor sin remoción de masa, y 0.5 el que denota un equilibrio o “madurez” erosiva. Valores mayores inclinan hacia la “vejez” (Harlin, 1978).



**Figura 3.3: Ilustración de parámetros hipsométricos.** Parámetros numéricos asociados a la curva hipsométrica. La fila superior de imágenes muestra ensombrecida el área que representa la integral hipsométrica, así como la diferencia en forma según el grado de asimetría. La fila inferior ilustra la variación en asimetría de la primera derivada de la curva. Tomada de Luo (2000).

En segundo término, la **asimetría de densidad** (*Density Skewness*; “ $D_{sk}$ ” en los gráficos), referida a la primera derivada de la función original de hipsometría, denota tasas de cambio en la pendiente de la cuenca, y por ende ilustra en qué porción de ella se producen mayormente los procesos erosivos: Valores negativos indican que dichos cambios están ocurriendo preferentemente en segmentos inferiores; cercanos a 0 indican equilibrio entre los cambios que ocurren en segmentos superiores e inferiores, y valores positivos indican que los procesos erosivos de mayor importancia se están produciendo en la mitad superior de la cuenca, siendo más hacia cabecera a mayor valor de  $D_{sk}$ . Estos momentos estadísticos pueden ser usados para describir y caracterizar la forma de la curva hipsométrica, y por ende cuantificar cambios en la morfología de la cuenca. En muchos casos, su mayor utilidad se presenta al analizar cuencas con integrales similares que poseen curvas distintas (Pérez-Peña y otros, 2009b).

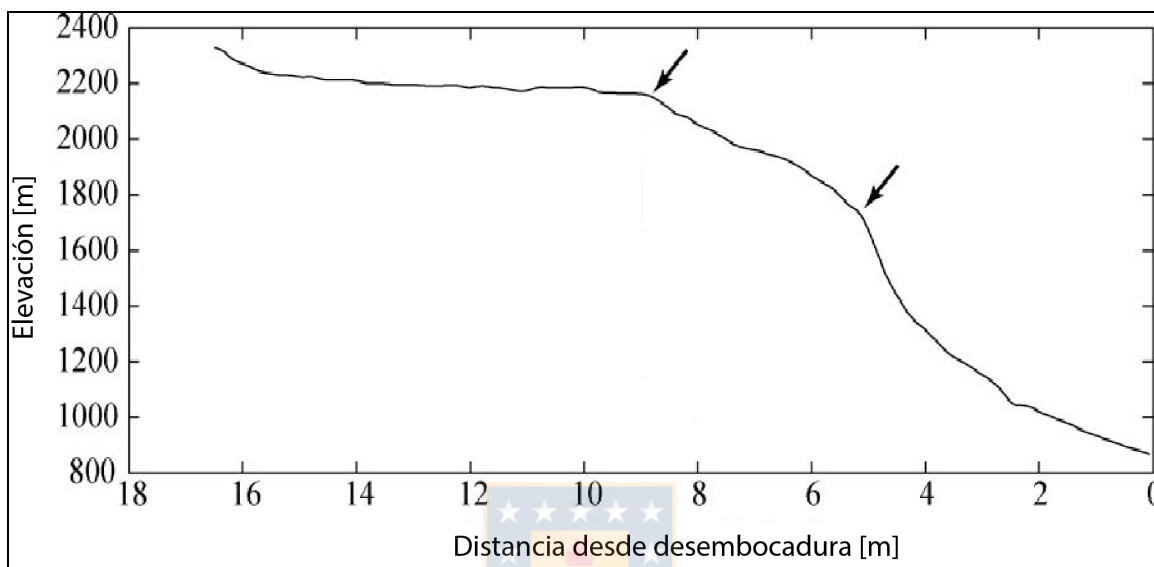
En el presente trabajo, tanto los gráficos de curva hipsométrica como sus parámetros estadísticos asociados se obtienen a través del complemento *Calhypso*, desarrollado para ArcGIS por Pérez-Peña y otros (2009a).

### 3.4 Perfiles longitudinales de ríos

El perfil longitudinal de un río corresponde al gradiente de su línea superficial de agua desde cabecera hasta desembocadura (Hugget, 2007), mostrando gráficamente la elevación del valle principal de una cuenca como ordenada del largo del cauce principal de esta. La forma de cualquier perfil cuya descarga aumenta hacia desembocadura tiende a ser cóncava en el largo plazo, siendo llamados usualmente “canales en equilibrio”. Tomando como referencia la clasificación de Whipple (2004) explicada en la metodología de selección de cuencas, y considerando que en su conjunto estas pueden ser consideradas como limitadas por *detachment*, su forma puede ser interpretada como resultante de un balance entre el clima, la erosión del río sobre la litología subyacente y el alzamiento tectónico de la cuenca; dicho de otro modo, en un cierto punto se considera que la incisión del canal se detiene y el cauce no erosiona ni deposita material, pasando a mostrar la forma de equilibrio idealizada antes mencionada (Schumm y otros, 2000; Keller y Pinter, 2002; Whipple, 2004; Pérez-Peña y otros, 2010; Matoš, 2014).

Sin embargo, en la realidad muchos cauces no presentan un perfil cóncavo suavizado, sino que contienen algunas señales de reajuste de su gradiente visualizadas como segmentos más planos o inclinados de lo que se espera, conocidos como *knickpoints* (ilustrados en la figura 3.4). Estos segmentos pueden ocurrir como respuesta a afloramientos de rocas duras resistentes a la erosión, movimientos tectónicos locales a lo largo del cauce, cambios abruptos en la descarga del río, rasgos estructurales del lecho, derrumbes o deslizamientos de material, o básicamente cualquier proceso que provoque una disminución en el nivel de base del cauce (Ritter y otros, 2002; Huggett, 2007; Matoš, 2014). Su aparición implica una ola de erosión significativa que migra hacia cabecera a través de la cuenca, con el objeto de reestablecer nuevas condiciones de equilibrio dentro del cauce principal (Ritter y otros, 2002). Cualquier desviación notoria o *knickpoint* sobre un perfil cóncavo en equilibrio sugiere, asumiendo un clima relativamente constante y ausencia de remociones en masa importantes, la presencia de un lecho rocoso resistente a

la erosión, o bien actividad tectónica a lo largo del cauce. Perfiles “cóncavo-convexos” son manifestación de predominancia de procesos erosivos en la maduración natural del río, mientras que perfiles convexos con múltiples *knickpoints* indican un área tectónicamente activa (Hovious, 2000; Rădoane y otros, 2003; Pérez-Peña y otros, 2010).



**Figura 3.4: Ilustración de *knickpoints*** (indicados por flechas) a lo largo de un perfil longitudinal de río. Imagen modificada de Whipple (2004).

En este trabajo, se utilizan dos enfoques complementarios para cuantificar la señal de actividad tectónica en las cuencas y sus respectivos cauces principales, los cuales se detallan a continuación.

### 3.4.1 Morfometría de perfiles longitudinales normalizados de cauce

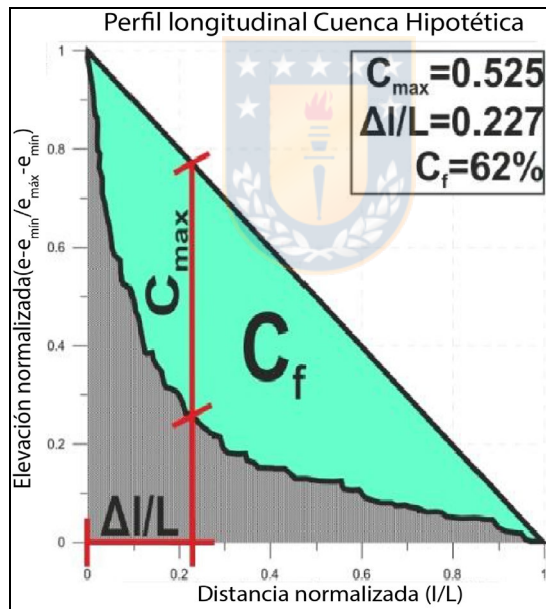
Se utiliza este primer enfoque para realizar una comparación directa entre cauces con diferentes largos y gradientes absolutos de elevación. Se sigue el procedimiento descrito originalmente por Demoulin (1998), normalizando los valores de distancia desde cabecera a desembocadura a lo largo del cauce principal respecto al largo total de dicho cauce ( $l/L$ ), y a su vez normalizando la elevación a partir del valor mínimo del cauce respecto al gradiente absoluto de elevación del mismo cauce ( $(e - e_{\text{mín}}) / (e_{\text{máx}} - e_{\text{mín}})$ ).

Para estimar la cercanía/lejanía relativa de los distintos cauces respecto al perfil de equilibrio, se computan 3 parámetros estadísticos ilustrados en la figura 3.5: **Factor de concavidad** ( $C_f$ ), **concavidad máxima** ( $C_{\text{máx}}$ ) y **distancia desde la cabecera** ( $\Delta l/L$ ). Los valores de  $C_f$  se expresan en porcentaje, derivado de un valor numérico absoluto cuyo rango

es de 0.0 (0%) a 0.5 (100%), que corresponde al “área erosionada” entre el perfil normalizado y la línea recta que conecta la cabecera y desembocadura del cauce. El parámetro  $C_{\max}$  representa la máxima diferencia, en elevación normalizada, entre el perfil del cauce y la línea recta mencionada anteriormente, fluctuando su valor dentro del rango 0 y 1. En directa relación con dicha concavidad máxima,  $\Delta l/L$  representa la distancia desde la cabecera a la que se encuentra esta máxima diferencia.

Teórica e idealmente, perfiles cóncavos de ríos gradados en equilibrio o cercanos a este presentan altos valores de factor de concavidad y concavidad máxima, ubicándose esta última más cercana a la cabecera del cauce (Demoulin, 1998; Rãdoane y otros, 2003; Ruszkiczay-Rüdiger y otros, 2009; Matoš, 2014; Matoš y otros, 2016).

En el presente trabajo se obtienen perfiles normalizados y sus variables numéricas asociadas a través del complemento *NProfiler*, desarrollado para ArcGIS por Pérez-Peña y otros (2017).



**Figura 3.5: Ilustración de perfil de cauce normalizado.** Elevación normalizada máxima (1) representa la cabecera; mínima (0) representa desembocadura.  $C_f$ : factor de concavidad,  $C_{\max}$ : concavidad máxima y  $\Delta l/L$ : distancia desde la cabecera a la que se encuentra dicha concavidad máxima. Modificado de Matoš (2014).

### 3.4.2 Índice de empinamiento

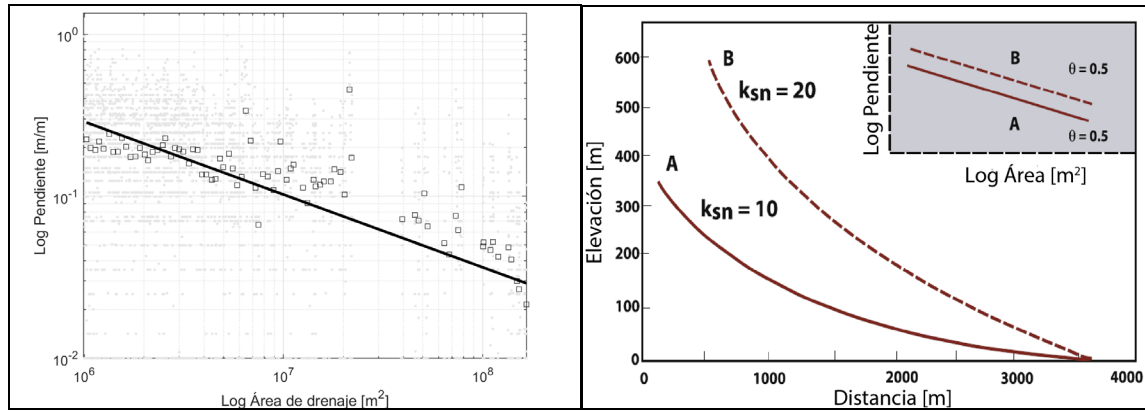
El índice de empinamiento deriva de la ley de potencia de Flint (1974), que vincula la pendiente de un cauce en equilibrio con su área de drenaje:

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

donde  $S$  representa la pendiente del canal,  $A$  el área de drenaje hacia este,  $\theta$  su índice de concavidad y  $K_s$  su índice de empinamiento. Para que la ecuación planteada represente procesos fluviales y no aquellos aluviales cercanos a la cabecera y desembocadura, se suele utilizar un umbral de  $1 \text{ km}^2$  como mínimo para  $A$  (Whipple, 2004).

La tecnología actual (DEM y SIG, en particular) permite acceder fácilmente a los valores de pendiente de los canales de una cuenca, así como estimar el área de drenaje que aporta a cada segmento (definiéndose el tamaño de dicho segmento de acuerdo a la resolución de pixel del que se dispone en el modelo digital) de dichos canales. A partir de esta información, los índices planteados se calculan mediante una regresión lineal sobre el gráfico Área-Pendiente en un espacio logarítmico (figura 3.6), en donde la pendiente de la recta equivale a  $(-\theta)$  y la intersección con la ordenada a  $K_s$ . La figura 3.6 también muestra el significado de este último índice en un perfil de forma idealizada uniforme (sin *knickpoints*), manteniendo la concavidad constante y de paso mostrando que dicha constante (más allá de su valor) es la razón por la que el índice para a llamarse  $K_{sn}$  (n significando una concavidad normalizada, que permite comparar cuencas directamente). Cabe destacar, en el contexto de este índice y su análisis, la clasificación planteada por Haviv y otros (2010) de los *knickpoints*. Estos pueden ser simplificados como dos miembros morfológicos extremos: Aquellos del tipo “escalón vertical” o *vertical-step*, en contraste a los de “quiebre de pendiente” o *slopebreak* (Kirby y Whipple, 2012).



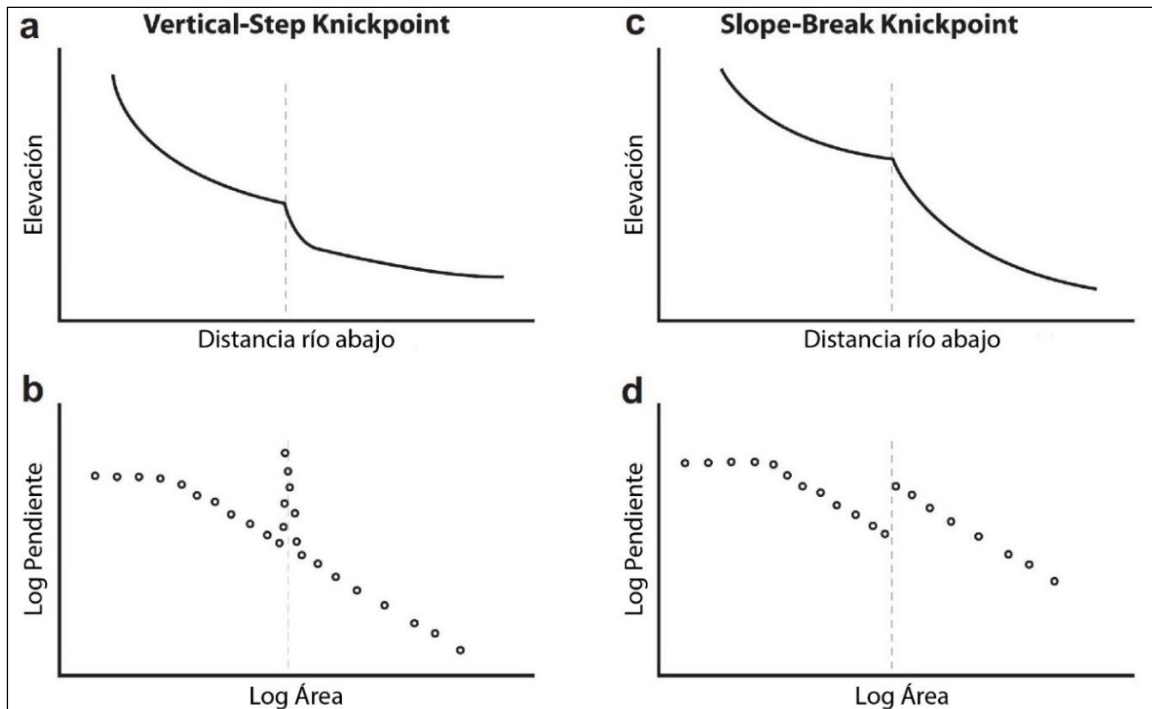


**Figura 3.6: Representación gráfica del índice de empinamiento y concavidad.** A la izquierda se muestra la regresión lineal que representa el mejor ajuste a los datos de una cuenca, correspondiendo  $-\theta$  a la pendiente de la recta y  $K_s$  al intercepto con el eje Y. A la derecha, se ilustra una concavidad fija y como la diferencia de  $K_{sn}$  se manifiesta en el respectivo perfil de río idealizado. Modificado de Kirby y Whipple, 2012.

En la figura 3.7 se muestran ambos tipos en perfiles longitudinales de río y como se expresarían en sus correspondientes datos en un gráfico logarítmico de Área vs Pendiente. En el caso de un escalón vertical, se observa una zona acotada del perfil longitudinal con un gradiente notoriamente aumentado (3.7a) que se manifiesta en los datos logarítmicos Área-Pendiente como un *peak* abrupto (contrastes marcados en el índice de concavidad) que suele, aunque no siempre, volver a la misma tendencia anterior de empinamiento (3.7b); para un “quiebre de pendiente”, existe un cambio sostenido y más suave en el gradiente del perfil longitudinal (3.7c) que se observa en los datos logarítmicos Área-Pendiente como un cambio en la tendencia de empinamiento que no suele acompañarse de un cambio notorio en la concavidad (3.7d), aunque puede existir concavidad “negativa” que constituya zona de transición (Wobus y otros, 2006).

Cabe consignar que la presencia de alguno de estos cambios de tendencia en los datos (3.7 b y d), si bien adquiere mayor fuerza al ser coincidente con *knickpoints* observables en el perfil longitudinal (3.7 a y c), no debe ser menospreciada en caso que esto último no ocurra pues los algoritmos de suavizado que suelen aplicarse sobre los perfiles longitudinales para eliminar el ruido de la señal pueden al mismo tiempo borrar *knickpoints* reales (Wobus, 2006).





**Figura 3.7: Tipos de *knickpoint*** según Haviv y otros (2010). Las letras **a** y **c** muestran los dos extremos planteados para un perfil longitudinal, mientras que las letras **b** y **d** muestran su expresión en un gráfico logarítmico de área vs pendiente. Tomada de Kirby y Whipple (2012).

En términos prácticos, ambos son causantes de aumento en los valores de  $K_{sn}$  para un cauce dado, pero su interpretación puede diferir significativamente. De acuerdo a Kirby y Whipple (2012), la gran mayoría de los *knickpoints* de tipo *vertical-step* tienden a estar espacialmente asociados a heterogeneidades discretas a lo largo del perfil, como detritos gruesos remanentes de remociones en masa, flujos de detritos asociados a uniones de tributarios o sustrato local particularmente resistente. Es decir, el grueso de ellos no corresponde a aquellos *knickpoints* que se plantean como límites migratorios entre la región río abajo que se ajusta a un nuevo nivel de base y la región río arriba que mantiene las características del nivel de base anterior, siendo este un cambio que puede potencialmente tener un origen tectónico. Cuando su significancia en efecto es adaptativa, diversos autores (Wobus y otros, 2006; Burbank y Anderson, 2011, entre otros) plantean que la ubicación de los quiebres en la red de drenaje (cauce principal y sus tributarios) es predecible y sigue un patrón similar a las curvas de nivel conservando elevaciones relativamente constantes. Por otro lado, los *knickpoints* de tipo *slopebreak* corresponden al miembro morfológico extremo que es consistentemente más sugerente de causas tectónicas, ya sea configuren un

patrón de respuesta migratoria ante un estado transiente de la red de drenaje (quebres con elevaciones similares dentro de ella) o bien un patrón lineal que delimite zonas con tasas de alzamiento distintas y temporalmente estables (Wobus y otros, 2006; Burbank y Anderson, 2011). En cualquier caso, y entendiendo que existen multiplicidad de ejemplos en la realidad que no serán un calce perfecto de la simplificación planteada, en la práctica lo que se suele buscar son zonas cuya tendencia en valores de empinamiento sean dispares a lo largo del cauce (Wobus y otros, 2006), que pueden corresponder tanto a cambios notorios (*e.g.*, Wobus y otros, 2006) como discretos (*e.g.*, Matoš y otros, 2016), pudiendo entre estas zonas existir transiciones tanto *vertical-step* como *slopebreak*. Así mismo, se suelen buscar cambios sistemáticos en la concavidad que se repitan en distintos cauces y apunten a una raíz común (Kirby y Whipple, 2001; Kirby y otros, 2003; Whipple, 2004).

En este trabajo se obtienen los valores de  $K_{sn}$  para cada uno de los cauces principales de las subcuencas, utilizando como valor normalizado de Concavidad 0.45, considerado el estándar global en la mayoría de los trabajos que presentan este índice (Matoš, 2014), y se grafica en conjunto con el perfil longitudinal respectivo. Para dicho perfil se aplica corrección y suavizado de los datos de elevación de cada cauce mediante el método de regresión de cuantiles (*CRS*) de Schwanghart y Scherler (2017), con valores de  $K=1$  y  $\tau=0.1$ , y se utiliza detección automatizada de *knickpoints* mediante la función *knickpointfinder* con tolerancia entre los cuantiles 0.10 y 0.90, a fin de representar puntos de quiebre reales y con la mayor objetividad posible. Además, se establece el promedio de valores de  $K_{sn}$  para cada cauce principal a fin de usarlo como punto de comparación y establecer potenciales dominios de deformación, y se señala la ubicación aproximada de las estructuras recopiladas en el apartado 2.4. En paralelo al gráfico anterior, se muestran los gráficos Área-Pendiente en espacio logarítmico para los datos de cada subcuenca, a fin de poder objetivar tendencias o variaciones notorias sobre ellos. Se debe tener en cuenta que las abscisas de ambos gráficos tienen escalas diferentes no comparables directamente, así como el hecho que las tendencias y cambios resaltados son marcados sobre los datos por el propio operador en base a la descripción realizada en este apartado (figura 3.7), por tanto, conllevan un grado de subjetividad. Todo el proceso se efectúa mediante el *software* TopoToolbox 2, herramienta ejecutada en Matlab 2019a y desarrollada por Schwanghart y Scherler (2014).

En el mismo programa se obtiene además  $K_{sn}$  promedio y máximo para cada subcuenca, a fin de ponderar dichas métricas respecto al resto de los índices en base a las mismas unidades morfométricas, y se efectúa una interpolación para el área total de estas mediante kriging ordinario en el software ArcMap que facilita la visualización en planta de tendencias y la eventual comparación de los valores de empinamiento normalizado con litología y estructuras recopiladas. Cabe consignar que esta interpolación en particular se realiza sobre valores obtenidos con un umbral de  $10^5 \text{ m}^2$  para los flujos canalizados con el fin de mejorar los resultados, entendiendo que este umbral también ha sido planteado como válido para distinguir entre dominios fluviales y aluviales (Whipple, 2004). En esta interpolación se incluye, además, una vista en planta de todos los *knickpoints* del área incluyendo tanto los de cauces principales como sus tributarios, utilizando el método/herramienta consignado en el párrafo anterior y una red fluvial original con umbral  $10^6 \text{ m}^2$ .

### 3.5 Índice de actividad tectónica relativa.

Evaluar la actividad tectónica de un área determinada utilizando los recursos expuestos con anterioridad suele ser una tarea compleja, y la interpretación de la morfometría y los diversos índices está lejos de ser un método infalible e inequívoco. Esto se torna aún más evidente al intentar sacar conclusiones a partir de un único índice, tanto porque cada uno de ellos presenta sensibilidades particulares (por ejemplo, las diferencias según el tamaño de las cuencas que suelen observarse en aquellos índices basados en cauces principales, pues las más grandes modelarán sobre un río con niveles de energía y variables hidráulicas distintas a aquella más pequeña) como porque la resolución del DEM y los potenciales errores heredados a partir de este pueden afectar de manera distinta a cada uno de los índices planteados.

Tanto para subsanar en lo posible lo anteriormente expuesto, como para obtener un insumo a modo de “resumen” que permita interpretar de mejor manera aquellos resultados ambiguos que se obtienen al comparar uno a uno los diferentes índices, se plantea como última metodología un **índice de actividad tectónica relativa** (RTA por sus siglas en inglés). Este enfoque, si bien no constituye aún una práctica común dentro de los trabajos

geomorfológicos que busca evaluar actividad tectónica, ha sido utilizado en diversas ocasiones por autores de renombre en el área. Destacan en este contexto los primeros intentos de Bull y McFadden (1977), y Silva y otros (2003) que combinaban índices de Sinuosidad de frente de montaña (Smf) y razón entre ancho y alto de valle (Vf). Siguiendo esta huella, El Hamdouni y otros (2008), Dehbozorgi y otros (2010) y Matoš (2014) combinan un mayor número de índices para crear un RTA que, en cualquier caso, no ha contado en ningún momento con mayores consensos más que la idea general y objetivos tras el mismo.

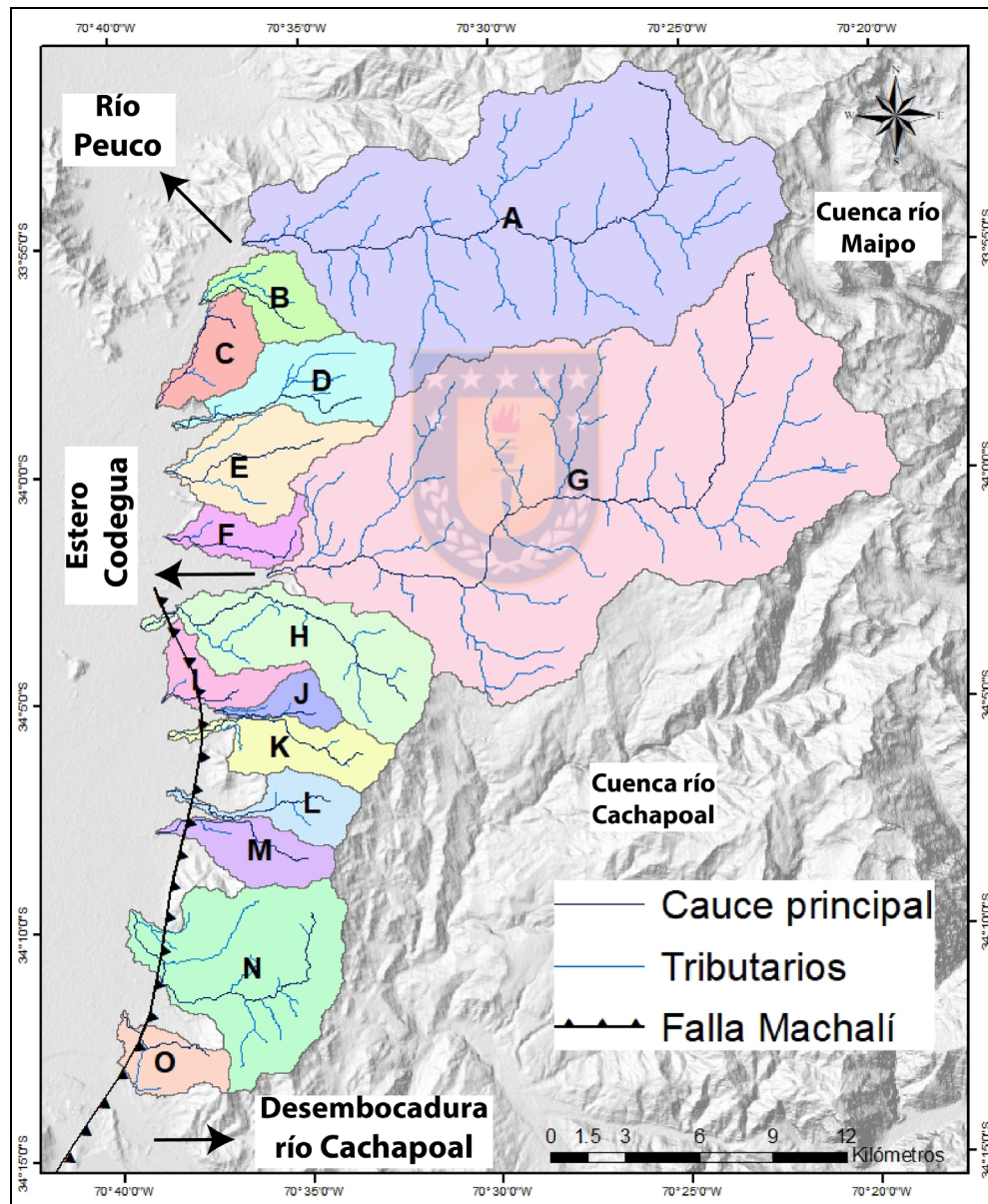
Es siguiendo el ejemplo del último autor mencionado, es que se construye un índice RTA de vista aérea con información semi-cuantitativa que caracterice la actividad tectónica en el área de estudio. En su elaboración se utiliza la herramienta *Spatial Analyst* del programa ESRI ArcMap, tanto para unificar los índices en formato *raster*, reclasificarlos y finalmente realizar una suma ponderada (*weighted sum*) de los mismos.

Se utilizan 7 *raster* y se les asigna una ponderación dentro de la suma final, los cuales son (Matoš, 2014): Ángulo de pendiente (20%), relieve local (20%), integral hipsométrica (20%), factor de concavidad (10%), concavidad máxima (10%), índice de empinamiento promedio (10%) e índice de empinamiento máximo (10%). Para poder realizar la suma, cada uno de los *raster* es reclasificado en 5 clases, nombradas en números romanos correlativos (I a V), siendo I la clase que representa el valor que insinúa menor actividad tectónica y V aquel que implica potencialmente mayor actividad tectónica. Al no existir mayores antecedentes en torno a rangos de clasificación para la mayoría de estas variables (exceptuando HI, para la cual ya se mencionan los valores de corte en la literatura y han sido utilizados como referencia en su clasificación; apartado 3.3), se opta por basar el “corte” de cada una de estas clases en los quiebres naturales (“*natural jenks*”) que propone el propio *software* a partir del histograma de valores en cada caso. La suma final se expresa también en una clasificación, en este caso de 4 clases, siendo el rango 1-2 el de menos actividad y el rango 4-5 el de mayor actividad tectónica para el área.

## 4. Resultados

### 4.1 Determinación de unidades morfométricas

En este estudio se delimitan 15 subcuencas (figura 4.1) nombradas con letras correlativas desde la A hasta la O de norte a sur, siendo la primera de ellas el propio río Peuco y la última aquella inmediatamente al norte de la desembocadura a la Depresión Central del río Cachapoal.



**Figura 4.1: Unidades morfométricas.** Subcuencas definidas para el área de estudio. Se señala la ubicación de la Falla Machalí (Maldonado y otros, 2021), así como los principales cauces/desembocaduras de la zona.

Asociado a dichas unidades morfométricas, se presentan en la tabla 4.2 algunos de los parámetros extrapolables a partir de los datos de elevación digital (Matoš y otros, 2013).

Subcuenca	Área [km <sup>2</sup> ]	Longitud [km]	Elevación mín. [ms.n.m.]	E. máx. [ms.n.m.]
A	168.39	27.04	520	3551
B	11.41	5.67	612	1860
C	10.93	6.52	545	1352
D	19.98	9.61	558	2495
E	20.63	7.83	543	2267
F	8.81	7.04	552	1039
G	242.37	34.38	679	3835
H	36.64	15.57	504	2036
I	8.89	4.06	519	1469
J	5.48	4.72	559	1459
K	14.66	10.30	517	1971
L	10.59	8.11	517	1792
M	12.11	7.91	510	1763
N	46.99	14.73	511	1754
O	9.49	5.12	569	1381
<b>Media</b>	<b>41.82</b>	<b>11.24</b>	<b>548</b>	<b>2002</b>
<b>Media sin A y G</b>	<b>16.66</b>	<b>8.25</b>	<b>540</b>	<b>1741</b>

**Figura 4.2: Parámetros morfométricos básicos.** Extraídos para las unidades definidas a partir de datos de elevación digital. Todos ellos son referidos a la cuenca, a excepción de la longitud, la cual se calcula sobre el cauce principal de la unidad.

Tanto visual como numéricamente, se observa una clara diferencia de área entre las subcuencas A y G, correspondientes al río Peuco y el estero Codegua y de superficie en orden de centenas de km<sup>2</sup>, respecto al resto de las unidades que desembocan en la DC para el área de estudio y que en su mayoría se encuentran bajo los 20 km<sup>2</sup>. Así mismo, estas dos subcuencas de mayor extensión tienen sus cabeceras en la divisoria de aguas que las separa de la cuenca del río Maipo hacia el E, mientras que el grueso de las subcuencas más pequeñas nacen de una primera divisoria de aguas NNE que las limita respecto a las propias subcuencas A y G, así como de la cuenca del río Cachapoal hacia el E y SE. Incluso las subcuencas C, I y J nacen en “mitad de falda” del frente cordillerano, rodeadas del resto de las subcuencas frontales de menor área mencionadas anteriormente.

En cuanto a las elevaciones, todas las unidades presentan valores mínimos similares que fluctúan entre los 504 y los 679 ms.n.m., mientras que los valores máximos presentan



nuevamente a las subcuencas A y G como *outliers* superando los 3500 ms.n.m. Las subcuencas “externas” (es decir, más al oeste) al norte del estero Codegua presentan un rango mayor de elevaciones máximas, desde 1039 (F) hasta 2495 (D) ms.n.m., mientras que al sur de dicho estero fluctúan entre 1381 (O) y 2036 (H) ms.n.m.

En cuanto a la longitud del cauce principal de las distintas unidades, las diferencias siguen la misma tendencia anterior respecto a A y G, aun cuando es menos acentuada (el cambio en el promedio con y sin dichas unidades es menor que aquel en las medias de área). Resulta notoria la deflexión del cauce principal en la subcuenca G ( $\sim 70^{\circ}30'W$ ) que discurre transitoriamente en dirección SSW para luego retornar a la dirección  $\sim EW$ , sin que este cambio se asocie espacialmente a una divisoria de agua (como ocurre en la cabecera de la misma subcuenca, o en otras cabeceras como A, F y N). Así mismo, el cauce principal de la subcuenca C se diferencia del resto al ser el único que se presenta NNE-SSW en la mayor parte de su trayecto, lo que es acompañado de una elongación de dicha subcuenca en la misma dirección.



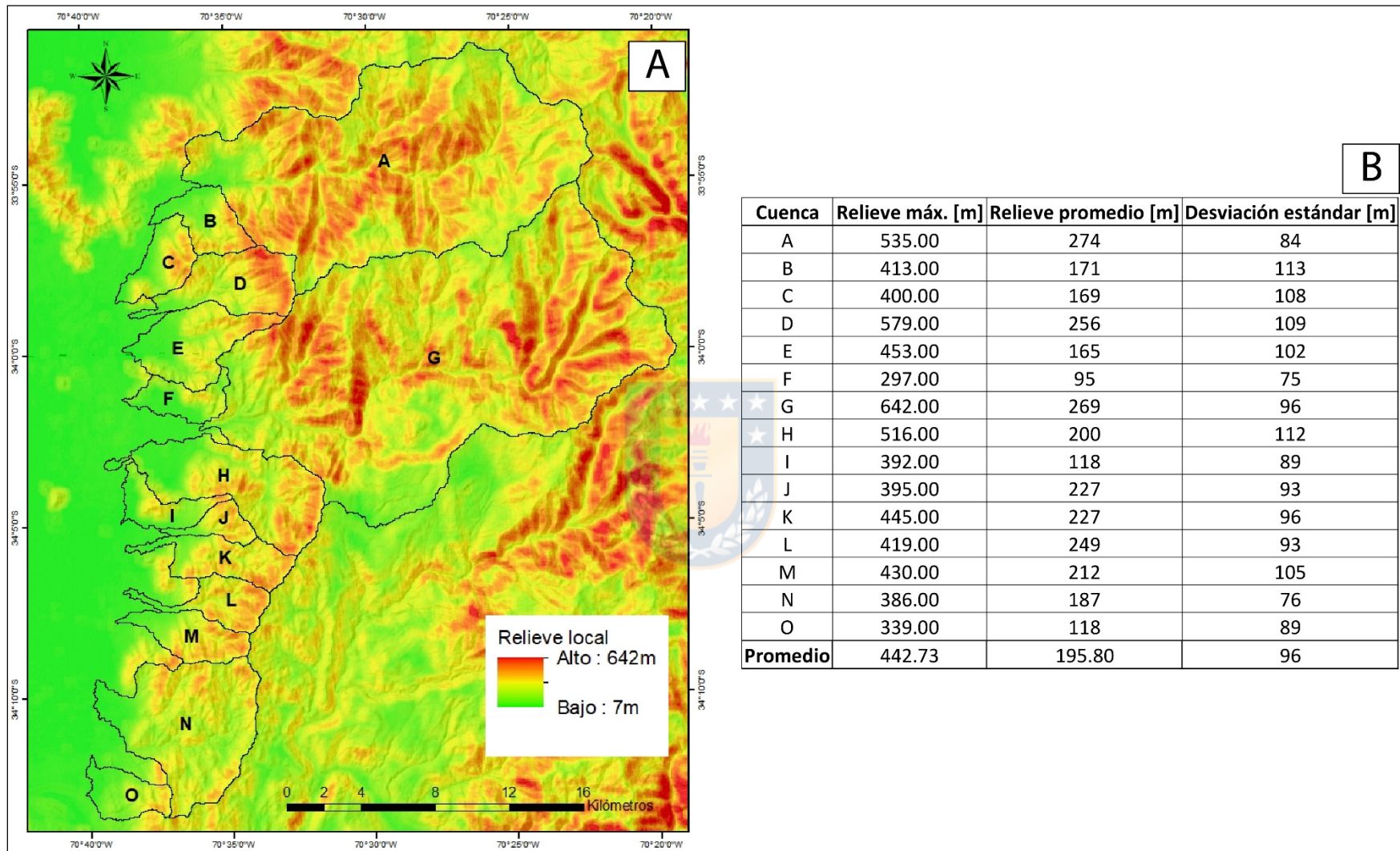
## 4.2 Distribución de elevación y ángulos de pendiente

### 4.2.1 Relieve local

En la figura 4.3 se muestra, en la letra A, el mapa de relieve local o relativo para la zona de estudio, utilizando una barra de color continuo con los más cálidos representando el mayor relieve. En la misma figura 4.3 se presenta, en letra B, los valores máximos, promedio y desviación estándar de dicho relieve para cada subcuenca.

Si bien en términos generales este parámetro decrece de norte a sur y de este a oeste, es posible apreciar una clara diferencia visual (figura 4.3A) entre las subcuencas de mayor tamaño A y G, que se muestran más dominantes en valores altos acaparando la mayor parte del área “cálida” (tonos rojos intensos cercanos al valor máximo) versus las subcuencas pequeñas restringidas a las cercanías del frente de montaña. Sin embargo, al comparar conjuntamente el mapa y la tabla de valores para las dos subcuencas mencionadas (figura 4.3) es notorio un patrón distinto de distribución de relieve: La subcuenca A presenta un menor relieve máximo (535 m), con sus valores más altos ubicados en los tercios intermedio





**Figura 4.3: Mapa y valores de relieve local.** Se muestra distribución del relieve local para el área de estudio (A) y valores máximos, promedio y desviación estándar para cada unidad morfométrica (B).

y distal de la subcuenca, y una mayor proporción de su área en tonos cálidos (un relieve promedio mayor de 274 m, con una menor desviación estándar de 84 m, respaldan la primera impresión visual). En contrapartida, la subcuenca G presenta el mayor valor de relieve dentro de las 15 subcuencas (642 m), teniendo sus valores más altos en los tercios superior e inferior de la subcuenca, separados por una porción intermedia con colores notoriamente más fríos (aun cuando presenta pequeñas zonas notoriamente “cálidas”). Así mismo, esta subcuenca presenta una proporción de área “cálida” menor que la subcuenca A, con un promedio levemente inferior a esta (269 m) y una desviación estándar mayor (96 m).

Al mismo tiempo, es notoria la diferencia entre las subcuencas del frente propiamente tal, siendo D la que más destaca al norte del estero Codegua, presentando un relieve local máximo de 576 m hacia su cabecera, con un promedio de 256 m (siendo estos valores comparables a las dos grandes subcuencas destacadas en el párrafo anterior) y una desviación estándar de 109 m que respalda la impresión visual de un relieve local altamente concentrado en su porción superior. Así mismo, las subcuencas al sur del estero Codegua parecen, en términos generales, tener un relieve local que se mantiene en valores relativamente “cálidos” en una proporción importante de su área (figura 4.3A), lo que es respaldado por parámetros estadísticos (4.3B): Sus promedios en general se encuentran en el rango de 187 – 249 m (salvo las subcuencas I y O que solo alcanzan medias de 118 m), además de relieves máximos que no rebasan los 500 m (a excepción de la subcuenca H, con un máximo de 516 m y valores altos muy acotados a su cabecera tal como ocurre con la subcuenca D).

#### **4.2.2 Distribución de ángulos de pendiente y variabilidad de pendiente**

La figura 4.4 muestra tanto las pendientes para cada pixel de información del área (letra A) como la variabilidad de dicha pendiente (máxima diferencia) en un radio de 300 m (letra B). Complementario a ello, la figura 4.5 muestra los valores máximos y medias de ambas variables para cada una de las 15 subcuencas estudiadas.



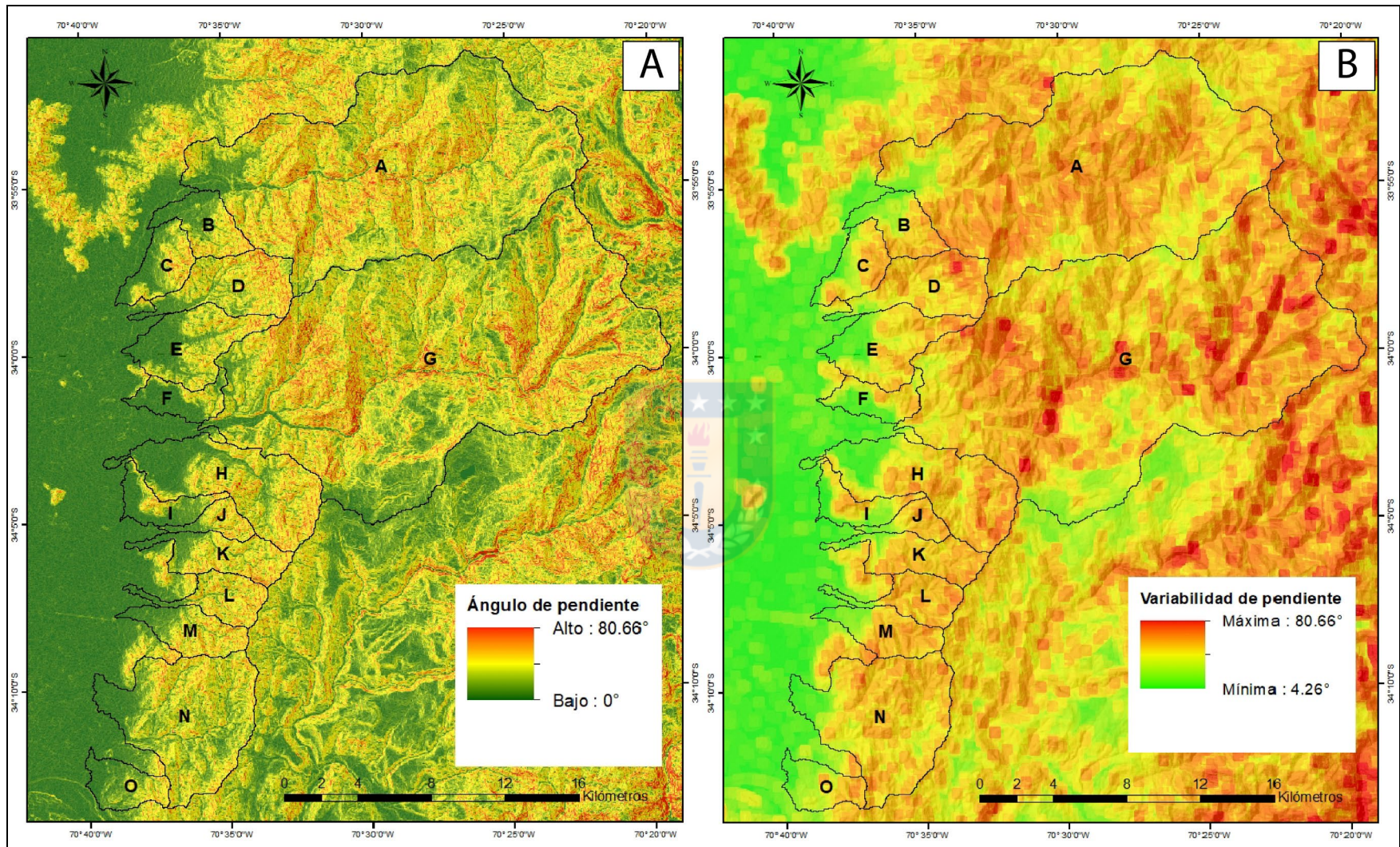


Figura 4.4: Mapas de pendiente. Se muestran ángulos de pendiente (A) y variabilidad de pendiente (B; radio de 300m) para el área de estudio.

Subcuenca	Pendiente máx. [°]	Pendiente media [°]	Variabilidad máx. [°]	Variabilidad media [°]
A	66.03	24.22	72.81	48.23
B	61.31	15.96	61.31	36.09
C	55.88	15.28	55.88	37.11
D	75.62	22.98	75.62	46.17
E	64.99	15.75	71.69	36.24
F	51.68	9.94	51.68	29.42
G	80.66	23.89	80.66	49.75
H	63.87	18.70	63.87	40.63
I	54.58	11.13	58.26	30.65
J	55.24	21.74	55.24	42.84
K	58.26	21.27	58.26	43.95
L	60.84	23.35	60.84	46.44
M	59.34	20.01	60.84	41.29
N	63.48	18.73	63.47	42.46
O	57.70	11.78	57.70	30.96
<b>Promedio</b>	61.97	18.32	63.21	40.15

**Figura 4.5: Parámetros relativos a pendiente.** Valores máximos y medias de pendiente y variabilidad de pendiente para cada unidad morfométrica. Calculados a partir de los datos presentados en figura 4.4.

En el caso de los ángulos de pendiente (figuras 4.3A y 4.4), destacan los valores máximos de las subcuencas D (75.62°) y G (80.66°), tendiendo los mayores valores a ubicarse en la cabecera de la primera y en los tercios superior e inferior de la segunda. Por otro lado, los promedios de ángulos de pendiente para las distintas subcuencas muestran tendencias disímiles al norte y sur del estero Codegua: En la parte norte destacan los promedios elevados de las subcuencas A, D y G (24.22°, 22.98° y 23.89° respectivamente; figura 4.5), lo que se condice con que estas abarcan visualmente una proporción importante del área cálida de este subgrupo de cuencas (figura 4.4A); en la parte sur, si bien ninguna cuenca destaca por sus valores máximos (que fluctúan entre 54.58° y 63.87°; figura 4.5), 6 de las 8 subcuencas superan los 18° de pendiente y 4 de ellas incluso los 20° (subcuenca J, 21.74°; subcuenca K, 21.27°; subcuenca L, 23.35° y subcuenca M, 20.01°; figura 4.5). Esto último resulta visualmente evidente al notar la predominancia de tonos cálidos en la mayor parte de las subcuencas al sur del estero Codegua (figura 4.4A).

En cuanto a la variabilidad de pendiente, su distribución sigue una tendencia similar a lo ya expuesto. Destacan los valores máximos de las subcuencas A, D, E y G (72.81°, 75.62°, 71.69° y 80.66° respectivamente; figura 4.5), estando los máximos de todas ellas en

una “franja” de dirección NNE-SSW entre los 70°30’ y 70°35’ de longitud oeste (figura 4.4B). En concordancia con lo anterior, los promedios de variabilidad de las subcuencas A, D y G son los más altos de todas las unidades morfométricas, con valores de 48.23°, 46.17° y 49.75° respectivamente. Sin embargo, resaltan de manera disonante los promedios de diversas subcuencas al sur del estero Codegua que no cuentan con valores máximos llamativos: Las unidades H, J, K, L, M y N superan los 40° de variabilidad de pendiente (valores fluctúan entre 40.63° y 46.44°; figura 4.5), y la inspección visual del mapa de calor (figura 4.4B) corrobora, tal como en el mapa de pendientes, una predominancia de tonos cálidos “anaranjados” en la mayor parte de su área que explica dicha tendencia de medias en las subcuencas frontales de la porción sur del área de estudio.

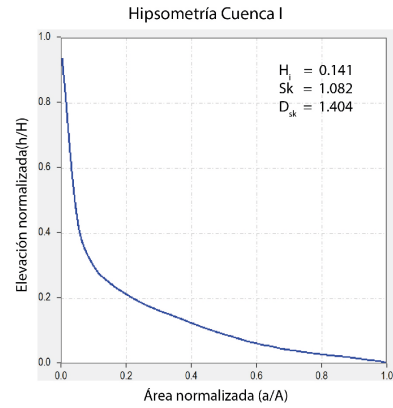
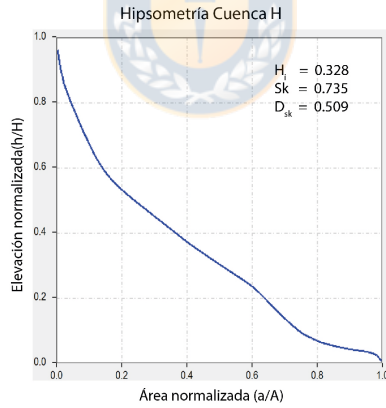
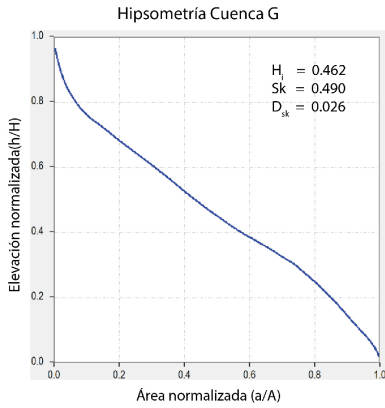
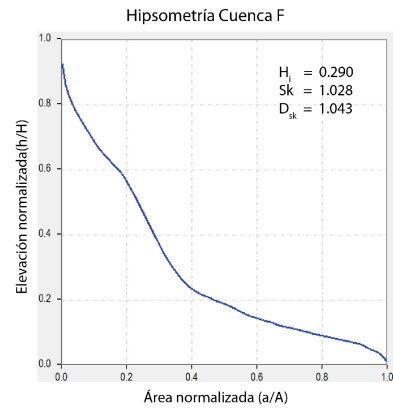
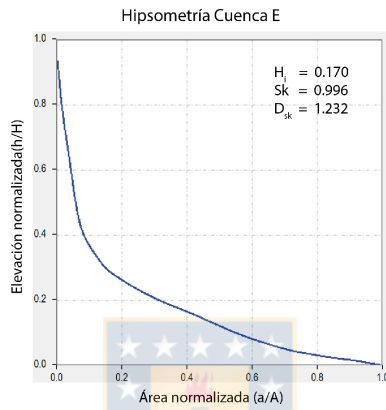
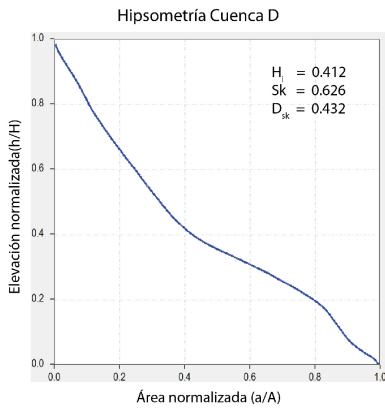
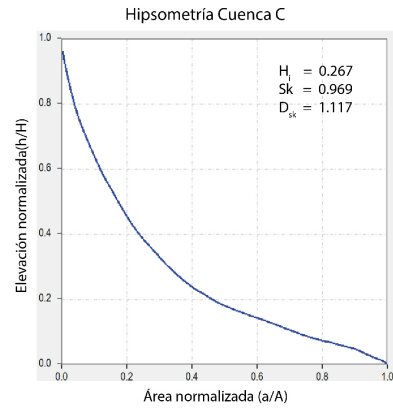
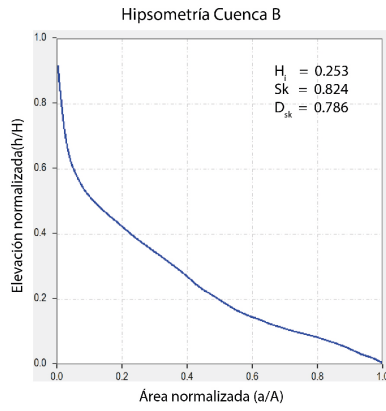
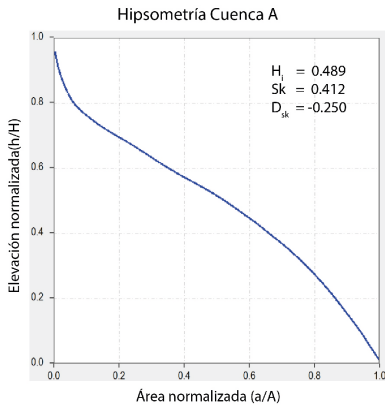
### 4.3 Curva hipsométrica y sus parámetros estadísticos

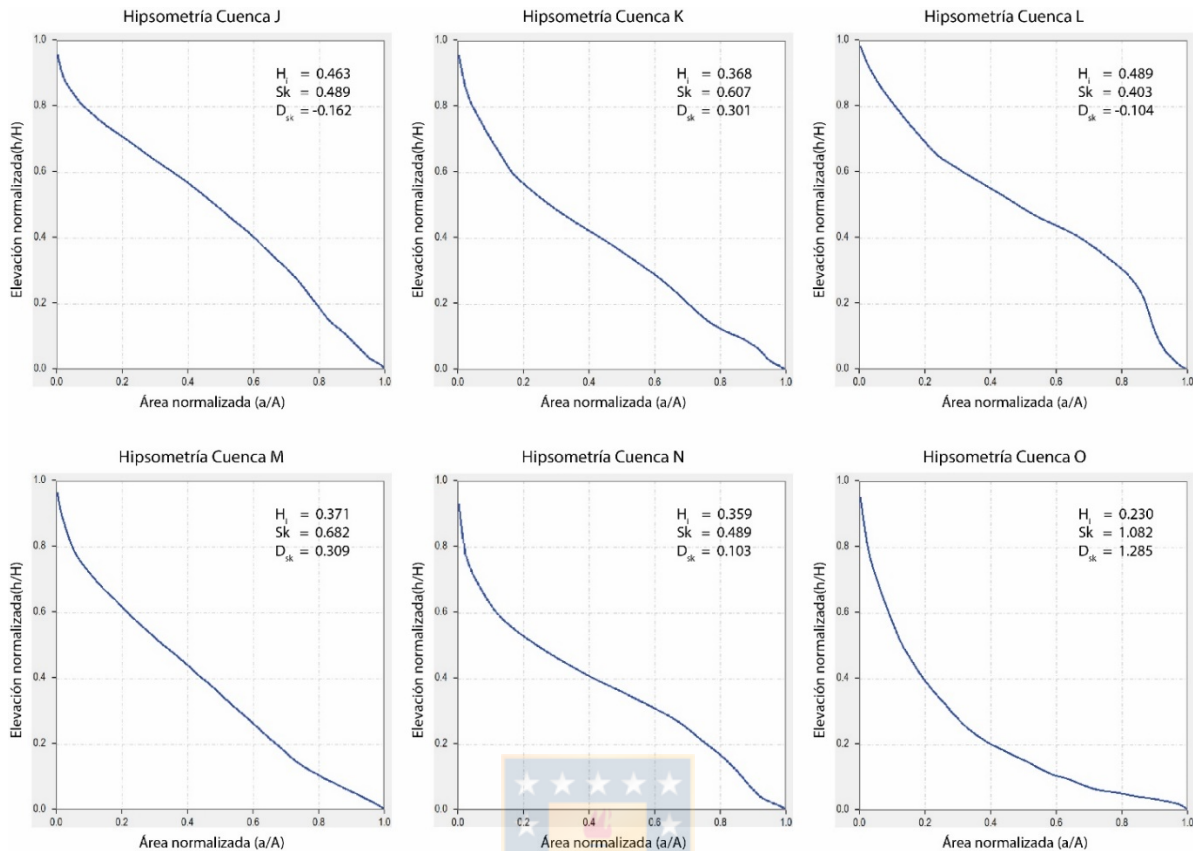
En la figura 4.6 se muestran los gráficos y variables calculadas para las 15 subcuencas. Además, estas son clasificadas en 2 de los 3 grupos planteados en la metodología a partir de sus valores de  $H_i$ , lo que se muestra en la figura 4.7.

En cuanto a forma de sus curvas, ninguna unidad morfométrica corresponde a una subcuenca clasificable como “juvenil” dentro de su estado evolutivo, ya que no se observan formas de curva convexas. Sin embargo, las subcuencas A (única con una forma de  $S$  relativamente “ideal”), D, G, H, J, K, L, M y N presentan curvas con forma cóncavo-convexa catalogables como maduras, mientras que las unidades B, C, E, F, I y O presentan morfología cóncava asociable a un estado de vejez (figura 4.6).

En cuanto a los valores de integral hipsométrica ( $H_i$ ), la mayoría de las subcuencas presentan valores  $>0.35$  y son clasificables como “maduras” de acuerdo a lo propuesto en la metodología (Strahler, 1952; figura 4.6); las subcuencas A, D, G, J, K, L, M y N se encuentran sobre dicha barrera, con valores que fluctúan desde 0.359 hasta 0.489. El resto de las subcuencas, es decir, B, C, E, F, H, I y O presentan valores por debajo de 0.35 y son clasificables como en estado de “vejez”, con un rango de valores desde 0.141 a 0.328.





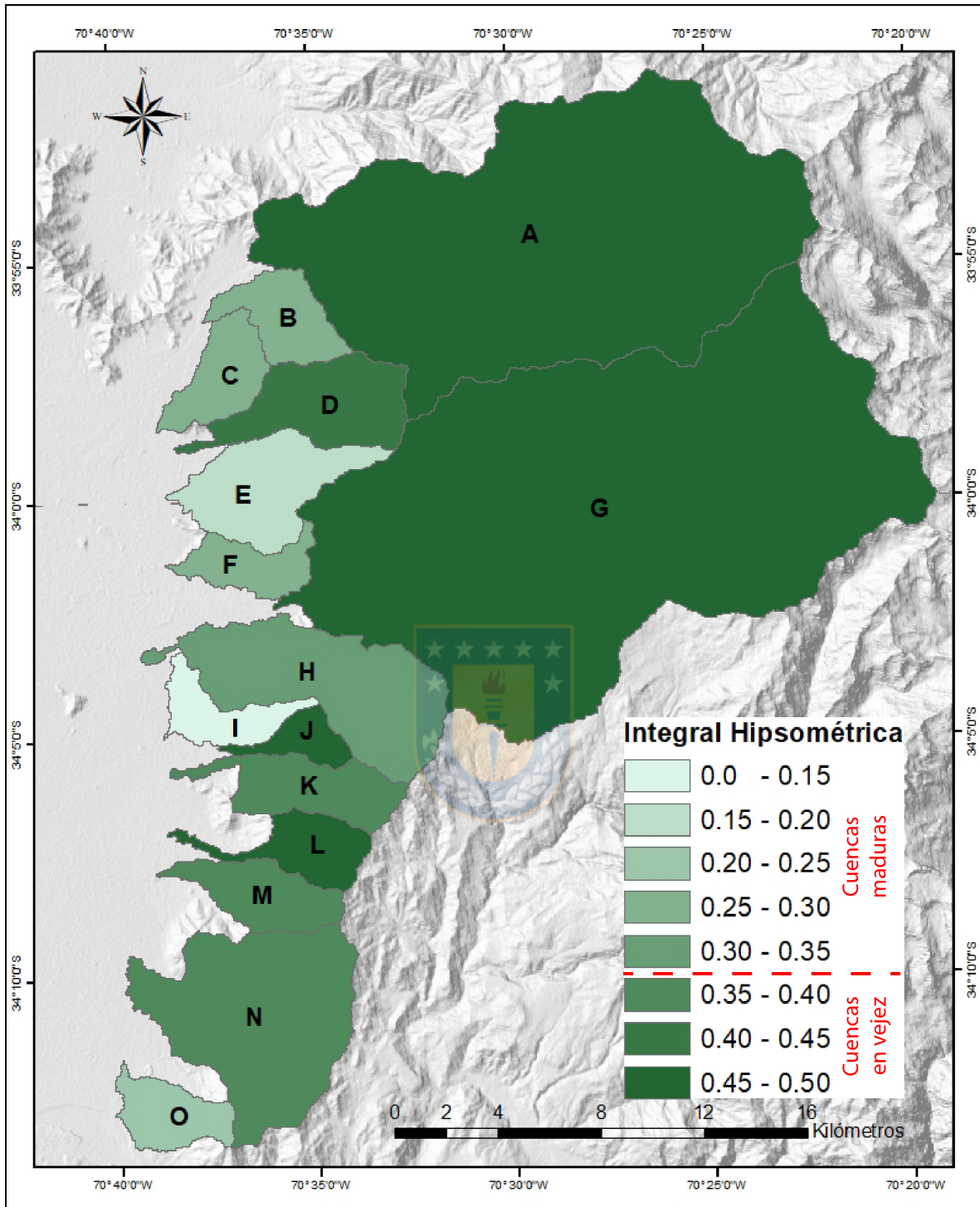


**Figura 4.6: Gráficos y parámetros estadísticos de curvas hipsométricas.** Se muestran para las 15 subcuencas definidas en el área.

Sin perjuicio de lo anterior, la distribución espacial de acuerdo a los valores de  $H_i$  (figura 4.7) evidencia 2 grupos de subcuencas de erosión moderada: Las unidades A y G, de mayor extensión hacia el este, y las unidades J, K, L, M y N que constituyen el grueso de las subcuencas frontales al sur del estero Codegua. Las subcuencas frontales al norte de dicho estero constituyen un tercer grupo que tiende a un alto nivel de erosión (valores de integral hipsométrica bajo 0.3), siendo la unidad D la única excepción dentro de dicha zona ( $H_i = 0.412$ ).

Los valores de asimetría hipsométrica ( $S_k$ ) muestran estados de maduración importante para todas las unidades morfométricas planteadas (figura 4.6). Sin perjuicio de lo anterior, no todas las asimetrías son igualmente “maduras” y resultan fácilmente agrupables según tendencias: Un grupo de subcuencas en que los valores se acercan o sobrepasan 1, dentro de las que se cuentan C, E, F, I y O, encontrándose en un rango desde 0.969 hasta 1.082; un segundo grupo de subcuencas con valores “intermedios”





**Figura 4.7: Mapa de Integral Hipsométrica.** Distribución de los valores de Hi en las cuencas definidas en el área de estudio.

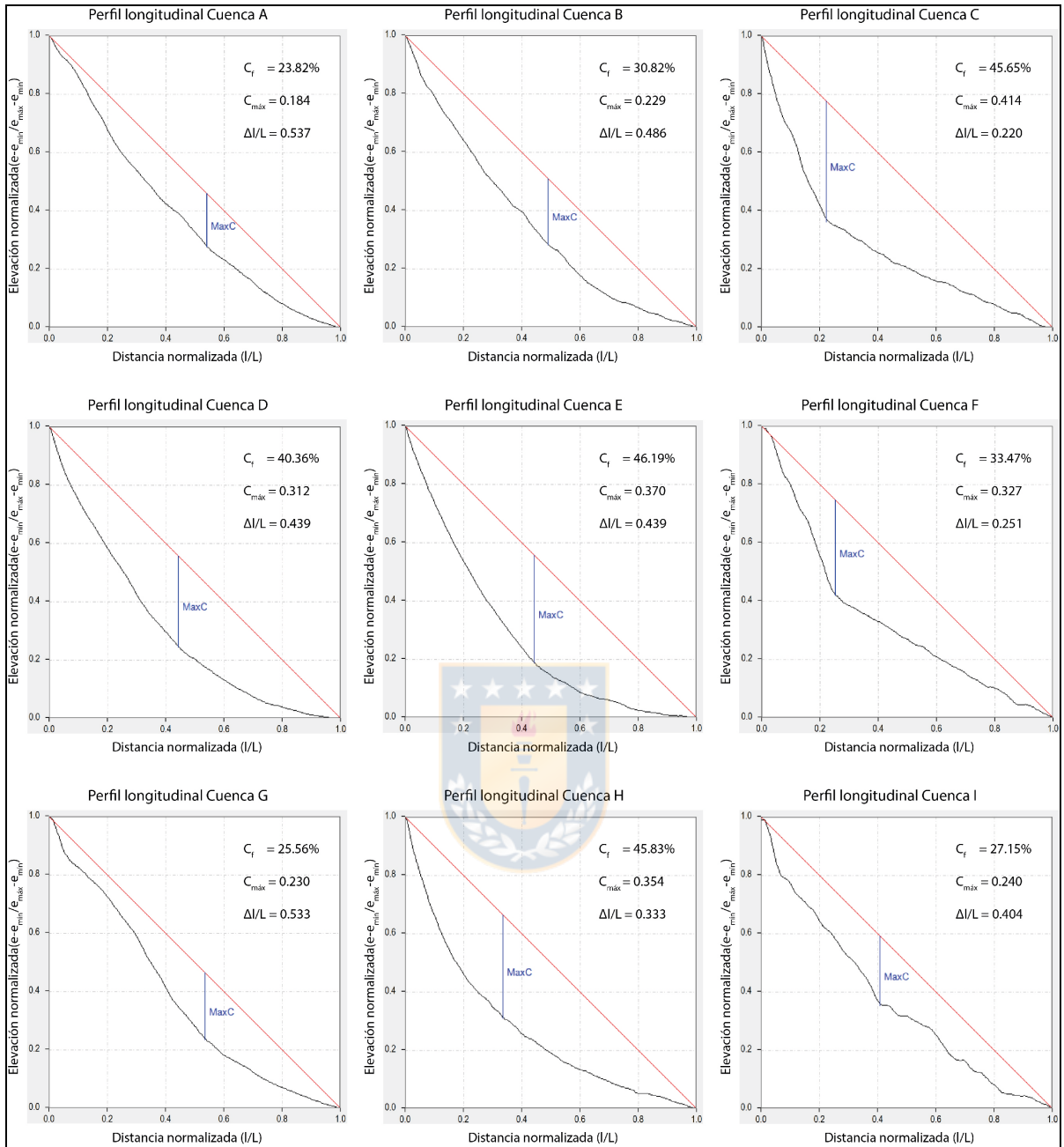
en el rango 0.607 – 0.824 que incluye a B, D, H, K y M, y un último grupo cuyos valores de  $S_k$  no superan 0.5 (“equilibrio” entre juventud y vejez), en el que las subcuencas A, G, J, L y N se restringen al rango 0.403 a 0.490, que habla de una leve tendencia hacia la juventud. De este tercer grupo, cabe notar además que dos subcuencas corresponden a aquellas de mayor área y extensión al este, y las otras 3 son frontales al sur del estero Codegua.

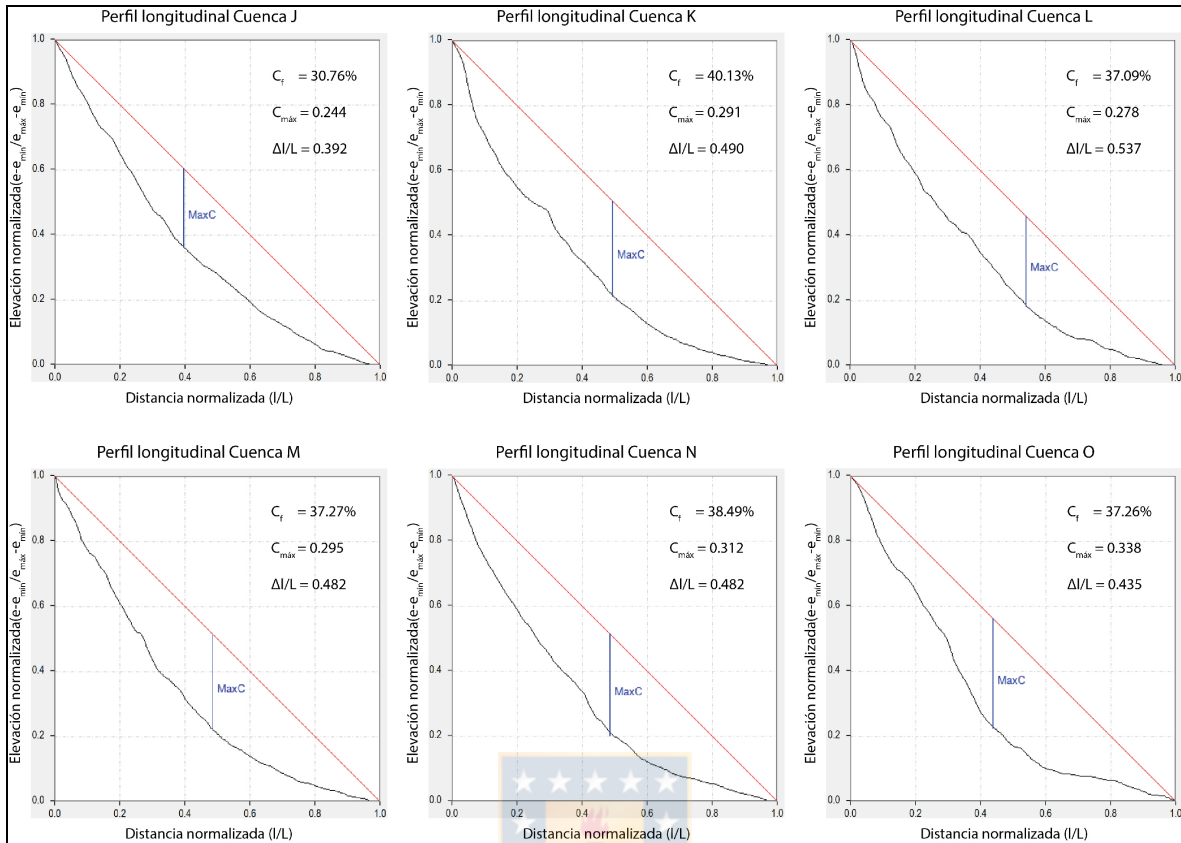
Finalmente, en lo respectivo a valores de asimetría de densidad ( $D_{sk}$ ) existen tendencias estadísticas aún más marcadas que en su equivalente sobre la función sin derivar ( $S_k$ ). Un primer grupo compuesto por las subcuencas B, C, E, F, I y O, presenta valores marcadamente positivos que fluctúan entre 0.786 y 1.404, siendo altamente sugerente de procesos erosivos concentrados exclusivamente en cabecera. Las subcuencas D, H, K y M también presentan valores positivos, aunque menos claros y en el rango 0.301 – 0.509 que sugiere mayor equilibrio en la ubicación de erosión en la subcuenca. Mismo equilibrio y de forma mucho más clara denotan los valores cercanos a 0 de G (0.024) y N (0.104), mientras que los valores negativos de A, J y L son altamente sugerentes de procesos erosivos concentrados en los segmentos inferiores (oeste) de estas subcuencas (figura 4.6).

## **4.4 Perfiles longitudinales de ríos**

### **4.4.1 Morfometría de perfiles longitudinales normalizados de cauce**

En la figura 4.8 se muestran los gráficos correspondientes a los perfiles normalizados del cauce principal de cada subcuenca, así como los parámetros derivados de su comparación con la recta que une cabecera y desembocadura en el mismo perfil. Siguiendo los ejemplos de Demoulin (1998), Ruzkiczay-Rüdiger y otros (2009), Matoš (2014) y Matoš y otros (2016), y en un intento por presentar y analizar los resultados de manera más objetiva, se presenta además un gráfico de dispersión de concavidad máxima ( $C_{m\acute{a}x}$ ) vs distancia desde cabecera ( $\Delta l/L$ ) (figura 4.9A) y una tabulación con clave de color para los distintos parámetros estadísticos asociados a los perfiles (figura 4.9B). Cabe consignar que los autores citados no establecen criterios numéricos claros de corte, por lo que en el presente trabajo se utiliza promedio  $\pm$  desviación estándar como rango “normal” para los 3 parámetros calculados en cada subcuenca.

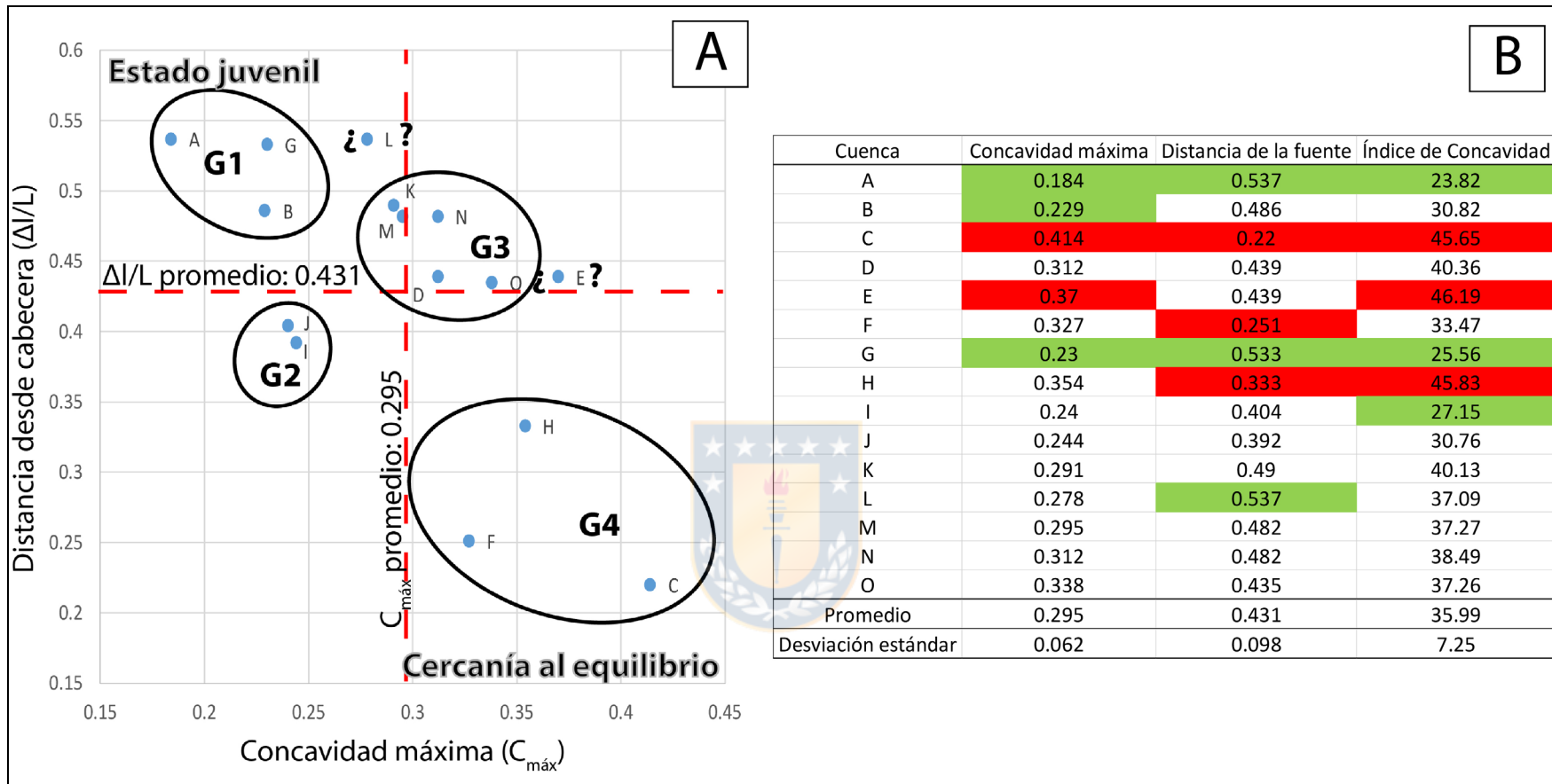




**Figura 4.8: Gráficos de perfiles normalizados.** Se muestran para el cauce principal de cada una de las subcuencas en área de estudio.

La morfología longitudinal de los cauces principales parece ser cóncava de modo general, sin apreciarse en ninguna de ellas que la línea que representa el perfil del río (en color negro) rebase a aquella recta que une cabecera y desembocadura (en color rojo) (figura 4.8). No obstante, las subcuencas A, B, G, I y J muestran una notoria mayor cercanía a dicha recta y una forma menos cóncava que las demás.

En cuanto al factor de concavidad ( $C_f$ ), 3 de las 5 subcuencas que presentan un cauce principal menos cóncavo (mencionadas en párrafo anterior), A, G e I, muestran valores de  $C_f < 30\%$  y escapan del rango definido como “normal” en tabulación (figura 4.9B), indicando una tendencia juvenil; las subcuencas B y J se encuentran contenidos en el límite inferior de dicha normalidad, con un factor de concavidad de 30.82% y 30.76%, respectivamente. Así mismo, las subcuencas C, E y H presentan los factores de concavidad más envejecidos o “en equilibrio”, con valores por sobre el 45% (figura 4.9B).



**Figura 4.9: Dispersión y anomalías de parámetros asociados a perfil longitudinal.** Gráfico de dispersión (izquierda) para concavidad máxima vs distancia desde cabecera; valores agrupados en *clusters*. Valores de parámetros estadísticos (derecha) asociados a perfiles normalizados de cauces principales para cada subcuenca; clave de colores se realiza de acuerdo a promedio, siendo “normales” (fondo blanco) aquellos que se encuentran dentro del rango promedio  $\pm$  D.E., y con colores aquellos que salen de ese espectro pudiendo indicar tendencia “juvenil” (verde) o “de equilibrio” (rojo).

El resto de las unidades, es decir D, F, K, L, M, N y O, presentan valores de  $C_f$  claramente dentro del rango definido como normal y fluctúan entre 33.47% y 40.13% (figura 4.9B).

Respecto a la concavidad máxima y su distancia desde cabecera, tanto las cuencas A como G nuevamente caen fuera del rango normal hacia una tendencia juvenil para ambos valores (figura 4.9B), y en el gráfico de dispersión además se les puede sumar la cuenca B (que solo sale del rango en concavidad máxima con un valor de 0.229, pero su distancia desde cabecera está también en el límite), constituyendo estas 3 el *cluster* G1 (figura 4.9A) (Rüdiger y otros, 2009; Matoš y otros, 2016). Con un valor  $\Delta l/L$  anómalo de 0.537 asociable a un estado juvenil, se encuentra también la subcuenca L (figura 4.9B); sin embargo, su adscripción visual a alguno de los grupos cercanos no resulta del todo clara ya que se encuentra en un lugar intermedio entre G1 y G3 (figura 4.9A).

Luego se observan dos *clusters* en un estado intermedio (Rüdiger y otros, 2009; Matoš y otros, 2016), cuyos valores de concavidad máxima y distancia desde la cabecera son normales sin excepción (figura 4.9B), y cuya agrupación visual resulta claramente distinguible (figura 4.9A): G2 (subcuencas J e I) y G3 (subcuencas D, K, M, N y O), siendo el primero aquel con menores valores de concavidad máxima (sugere de una menor maduración como unidad cuenca) y el segundo un grupo con mayores distancias a cabecera (más sugere de madurez “sobrescrita” por actividad tectónica o control litológico puntual). Respecto a G3, cabe mencionar que las subcuencas K, M y N están más cercanas al límite juvenil de  $\Delta l/L$ , lo que sugiere que la causa subyacente de la tendencia del grupo pudiese ser aún más marcada para ellas. Una segunda cuenca sin un *cluster* definido es la subcuenca E, que presenta un valor anómalo de  $C_{m\acute{a}x}$  indicativo de mayor madurez (figura 4.9B), y si bien pudiese ser incluida visualmente en el grupo G3, se considera tanto por concavidad máxima como por la forma de su perfil y factor de concavidad, una cuenca que no ha sido rejuvenecida y que incluso pudiese eventualmente tener mayor similitud con el último grupo a mencionar. Finalmente, se observa un *cluster* G4 de tendencia claramente madura o cercana al equilibrio (figura 4.9A) (Rüdiger y otros, 2009; Matoš y otros, 2016), cuyo ejemplo extremo es la subcuenca C que presenta valores en esa línea para los 3 parámetros estadísticos tabulados (figura 4.9B). Los bajos valores  $\Delta l/L$  de las otras dos subcuencas de este grupo sugieren que



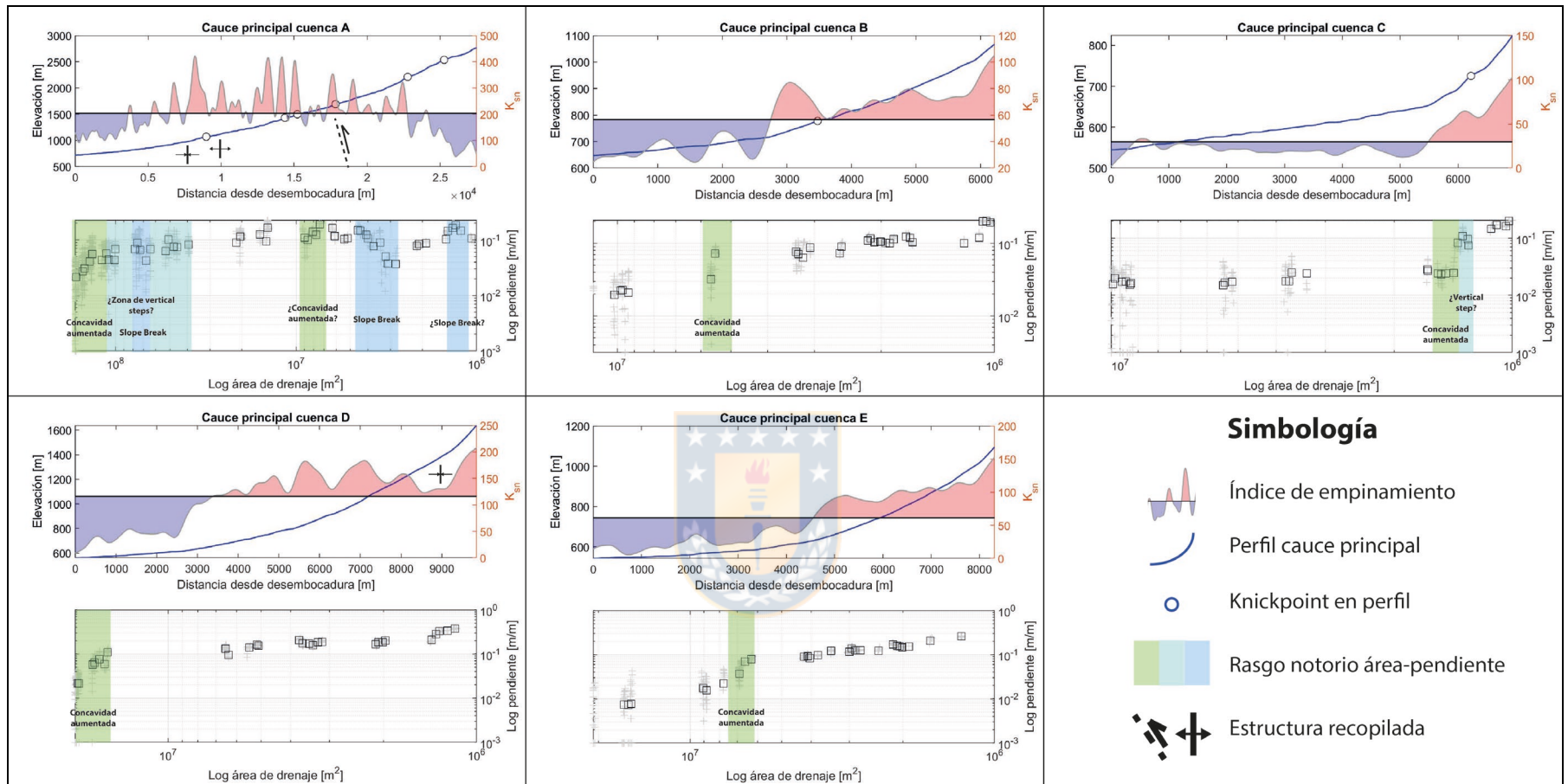
su desarrollo hacia el equilibrio ha sido poco perturbado por eventuales rejuvenecimientos y se encaminan claramente al perfil cóncavo idealizado (Flint, 1974; Whipple, 2004).

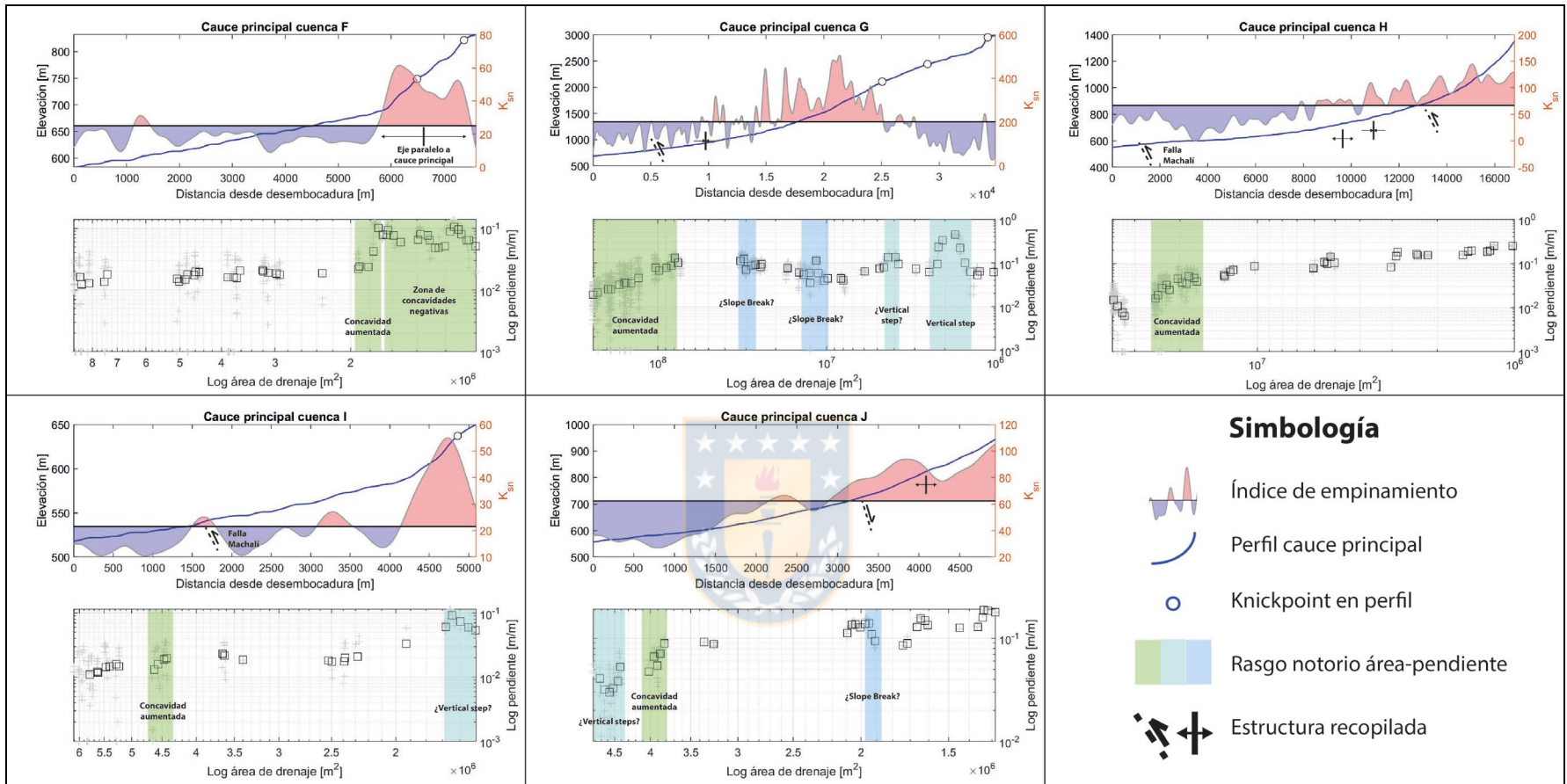
#### 4.4.2 Índice de empinamiento

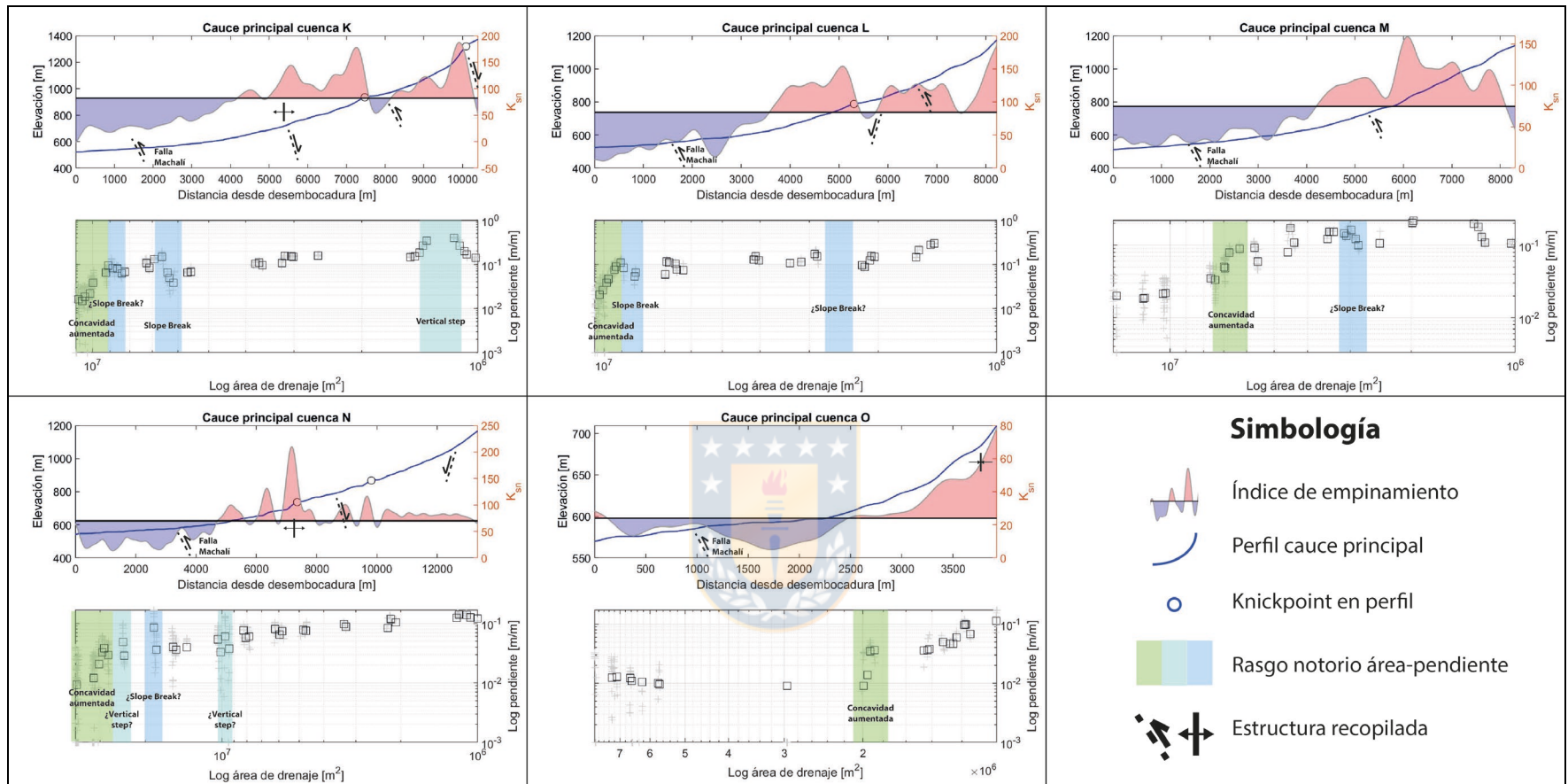
La figura 4.10 muestra el perfil y los valores de  $K_{sn}$  para cada uno de los cauces principales de las 15 subcuencas planteadas, graficados en función de la distancia desde desembocadura, mostrándose tanto los *knickpoints* detectados sobre dicho cauce como las variaciones de empinamiento respecto a su promedio para la cuenca en cuestión, destacándose en clave bicolor los segmentos de cauce con valores superiores (rojo) e inferiores (lila) a la media. Además, se incluye la ubicación aproximada de las distintas estructuras (fallas y ejes de pliegue) a partir de la recopilación hecha con anterioridad (figura 2.5), siendo estas en su mayoría relativamente perpendiculares al cauce principal. Así mismo, se grafica (para cada caso) área de drenaje vs pendiente sobre ejes logarítmicos como fue planteado en la metodología (recordar que la comparación de ambos ejes horizontales no es directa), y sobre este segundo gráfico se plantean zonas que presentan rasgos notorios (a criterio del operador) con potencial significancia pertinente al presente trabajo, a modo de facilitar su posterior discusión.

A modo general es posible apreciar una buena correlación entre los puntos de quiebre (*knickpoints*; para representaciones teóricas idealizadas observar figuras 3.4 y 3.7) en la pendiente del perfil de los cauces, detectados de forma automática sobre ellos con la herramienta *knickpointfinder*, respecto a variaciones o *peaks* por sobre la media de la cuenca en índice de empinamiento (y, en ciertos casos, variaciones notorias dentro de empinamientos que se mantienen por debajo del promedio y que pudiesen igualmente considerarse *peaks* para esta correlación; e.g. *knickpoint* cercano a cabecera en subcuenca A, figura 4.10). Los ejemplos más claros de esta buena correlación, observables en la figura 4.10, son las









**Figura 4.10: Empinamiento y *knickpoints*.** Perfil longitudinal y valores de  $K_{sn}$  (superior) para cada cauce principal del área de estudio; se incluye detección automatizada de *knickpoints* sobre cada uno y la ubicación aproximada de la información estructural recopilada. Gráfico logarítmico área de drenaje vs pendiente (inferior) aporta información adicional que apoya potenciales interpretaciones, y se plantean sobre el aquellos rasgos notorios de acuerdo a la metodología.

subcuencas A, G, I, K y N, en donde prácticamente todos los *knickpoints* se pueden asociar 1:1 con una notoria variación del empinamiento. Las subcuencas C, F y L pueden considerarse casos menos claros de esta correlación, ya sea porque el *peak* no es tan agudo y tiende a una meseta, o bien existe más de un *knickpoint* asociado a una misma variación. En la subcuenca B, si bien el punto de quiebre es visualmente asociable a una zona de empinamiento positivo, se aprecia un desfase respecto al pico de mayor empinamiento, mientras que en las subcuencas D, E, H, J, M y O el algoritmo no detectó *knickpoints* objetivables. Así mismo, existe coincidencia para la mayoría de las estructuras recopiladas con al menos uno de los dos elementos planteados anteriormente (*knickpoints* en cauce, y *peaks* en índice de empinamiento), e incluso ambos en algunos casos (e.g. estructuras de subcuenca A).

En la misma figura 4.10, la tendencia de valores de empinamiento por sobre la media (rojos) vs aquellos bajo la media (lila) resulta muy distintiva entre las subcuencas de mayor tamaño que se internan en la Cordillera Principal (hacia el este) y las subcuencas que no superan la primera divisoria de aguas: Las subcuencas A y G, de mayor extensión, presentan empinamientos por sobre el promedio en su segmento intermedio (entre aproximadamente 5 y 23 km desde desembocadura para la primera, y 10 a 25 km para la segunda), mientras que las otras 13 subcuencas “frontales” tienden todas a presentar empinamientos sobre la media en la mitad superior de su cauce principal, e incluso las subcuencas C, F, I y O presentando sus empinamientos “rojos” altamente concentrados en las cercanías de su cabecera. Si bien los valores de empinamiento de las subcuencas frontales tienden a ascender consistentemente hacia las cabeceras, también es posible observar valores de  $K_{sn}$  entre ~150 y 200 en segmentos intermedios que rompen con dicha monotonía en algunas subcuencas en particular, y cuya distribución también resulta notoria: Al norte del estero Codegua solo ocurre entre ~5.5 y 8 km desde desembocadura para la subcuenca D (figura 4.10), mientras que al sur del mismo estero ocurre en las subcuencas K, L, M y N (a ~7, 5, 6 y 7 km desde sus desembocaduras, respectivamente; figura 4.10), presentando las unidades K, L y N además *knickpoints* asociados a los segmentos planteados.

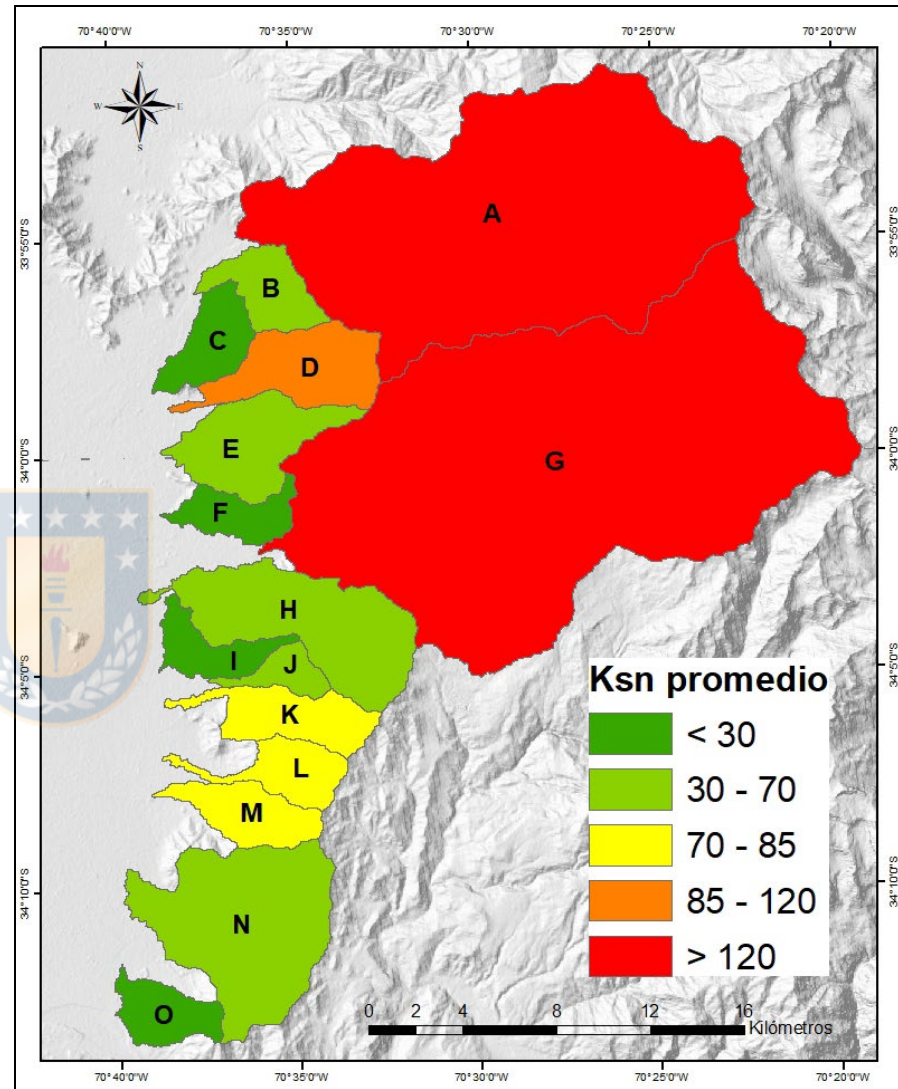
Cómo último elemento destacado en la figura 4.10, se presentan los rasgos notorios en el gráfico logarítmico área – pendiente. Como primer conjunto de rasgos, en verde es

posible observar un aumento de concavidad en las 15 subcuencas estudiadas, asociado espacialmente al frente de montaña en cada una de ellas. Sin perjuicio de lo anterior, la subcuenca A presentan además otro posible aumento de concavidad en medio de su cauce principal, mientras que la subcuenca F muestra una notoria zona de concavidades negativas asociadas a su cauce principal discurriendo en el sentido del eje de un pliegue anticlinal. Un segundo conjunto de rasgos lo constituyen los quiebres de pendiente (*slope breaks*), destacados en azul y explicados en el apartado 3.4.2 (figura 3.7), para los cuales es posible destacar tendencias: Las subcuencas de mayor área, A y G, presentan *slope breaks*, siendo estos más claros y fáciles de objetivar en la primera de ellas (figura 4.10). En el caso de las subcuencas frontales, para aquellas al norte del estero Codegua no se observan zonas de quiebre de pendiente; por el contrario, al sur del estero Codegua las subcuencas K y L presentan *slope breaks* relativamente claros al este del frente de montaña, mientras que otros quiebres menos claros se aprecian en J, K L, M y N (figura 4.10). Como último conjunto de rasgos, se presentan los escalones verticales como expresión a modo de *peak* en los datos área – pendiente (teoría en apartado 3.4.2 y figura 3.7). Respecto a ellos, los más notorios se encuentran en las cabeceras de las subcuencas G y K, mientras que una serie de posibles saltos cuya objetivación resulta menos clara son apreciables en las subcuencas A, C, G, I y N (figura 4.10).

En la figura 4.11 se muestran los valores promedio y máximo de índice de empinamiento por subcuenca, así como las subcuencas clasificadas en función de “quiebres naturales” (*natural jenks*) en sus empinamientos promedio (la clave de colores es coincidente en tabla para valores máximos, pues también se aplican 5 categorías *natural jenks* en ArcMap, a fin de objetivar su análisis). Fuera de los valores evidentemente mayores de las subcuencas A y G para ambos parámetros, destacan los altos promedio y máximo de la subcuenca D en el segmento norte, así como valores intermedios para ambos casos en la porción central del segmento sur (subcuencas K, L y M). Así mismo, destaca valor máximo de N, y en menor medida los máximos de E y H. Las subcuencas B, C, F, I, J y O no presentan valores promedio ni máximos elevados de acuerdo a la categorización automatizada en el *software* ArcMap planteada anteriormente.



Subcuenca	$K_{sn}$ promedio	$K_{sn}$ máximo
A	202.53	471.89
B	56.72	103.17
C	29.48	92.41
D	116.17	232.47
E	61.12	145.11
F	25.21	64.02
G	200.62	520.21
H	66.31	153.14
I	21.50	61.98
J	60.63	105.13
K	82.52	190.01
L	84.35	179.75
M	74.79	167.91
N	69.63	237.53
O	23.27	58.94

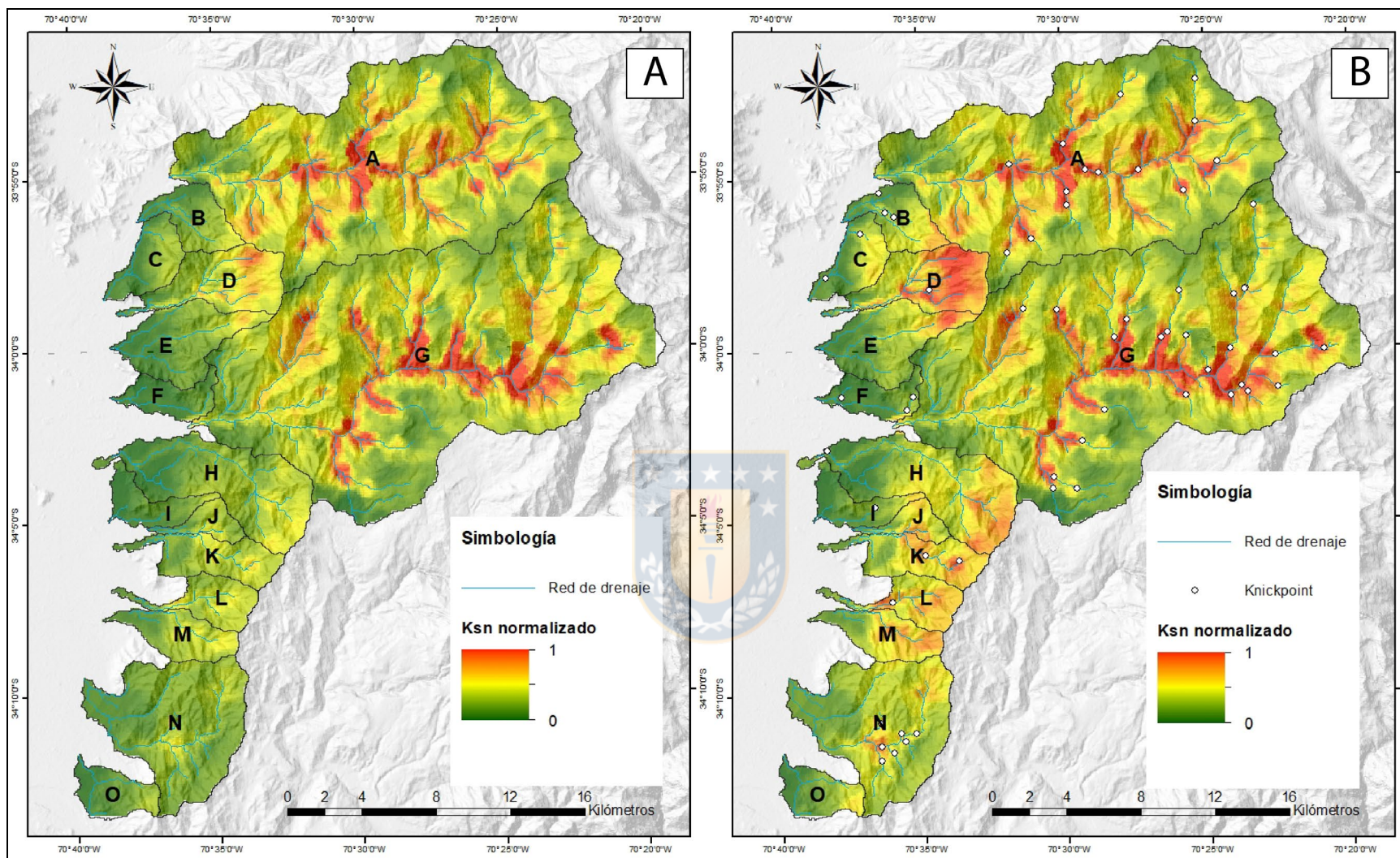


**Figura 4.11: Mapa de empinamiento por subcuenca.** Valores promedio y máximo de  $K_{sn}$  (izquierda) para cada subcuenca. Visualización en mapa de estos promedios de empinamiento por subcuenca (derecha).

En la figura 4.12 se muestran mapas de calor de  $K_{sn}$  normalizado, elaborados a partir de kriging ordinario, junto a la ubicación de todos los *knickpoints* en la red de drenaje. En un primer mapa (4.12A), cuya normalización se realiza respecto al máximo valor dentro de todas las subcuencas, resulta notoria la diferencia de valores entre las subcuencas de mayor tamaño e internación (A y G) versus las subcuencas frontales. Llama también la atención que la cabecera de la subcuenca D es la única con tonos cálidos relativamente comparables a estas dos primeras (en el rango normalizado  $\sim 0.6$  a  $0.8$ ), bastante similares a los tercios inferiores de las subcuencas A y G, lo que sugiere una potencial causa subyacente común. Además, en 4.12B se efectúa un segundo mapa de calor, con una normalización sobreimpuesta a la primera solo para las subcuencas frontales (en función del valor máximo de la subcuenca D), a fin de destacar la información que potencialmente pudiese quedar opacada por los altos valores de A y G. Una vez más, destaca la mitad superior de la subcuenca D, a lo que se agregan pequeños parches calientes en las cabeceras de B y E. Sin duda, destaca la zona caliente (valores hasta  $\sim 0.7-0.8$ ) correspondiente al grueso de las subcuencas J, K, L y M, y que eventualmente incluyen también la cabecera de H, parte norte y central de N. Las subcuencas C, F, I y O solo presentan pequeñas zonas de valores moderados ( $\sim 0.5$ ) restringidas a sus límites superiores.

Finalmente, en la misma figura 4.12B se presenta la ubicación de todos los *knickpoints* de la red de drenaje obtenidos con el mismo método (apartado 3.4.2) de aquellos presentados en la figura 4.10 para cauces principales. Primeramente, destaca la ausencia de puntos de inflexión en las subcuencas E, H, J y M aun cuando todas presentan, en mayor o menor proporción, zonas cálidas claramente distinguibles (tonos anaranjados de  $K_{sn}$  normalizado  $>0.6$ ; figura 4.12B). La subcuenca O tampoco los presenta, pero ello resulta esperable al tratarse de una subcuenca cuyos cauces solo fluyen por zonas “frías”. Caso contrario constituye la subcuenca I, la cual presenta un quiebre en su cabecera aun siendo una subcuenca con valores muy bajos de empinamiento ( $\sim 0.3$ ; figura 4.12B). Las subcuencas D y L también presentan solo un *knickpoint*, sin embargo, en ambas se encuentra asociado claramente a una zona de calor, siendo cercano a cabecera para la primera y en proximidad a desembocadura para la segunda ( $K_{sn}$  normalizado  $>0.6$ , figura 4.12B). Las subcuencas B, C y F muestran múltiples *knickpoints* que, en términos generales, no se asocian a zonas calientes ( $K_{sn}$  normalizado  $<0.4$ , figura 4.12B).





**Figura 4.12: Interpolación de índice de empinamiento.** Mapas de calor para  $K_{sn}$  normalizado elaborados mediante kriging ordinario. Se efectúa una primera normalización (A) utilizando el máximo valor para toda el área como divisor, y una segunda normalización sobreimpuesta a la primera (B) para las cuencas frontales, con el máximo valor de la cuenca D como normalizador. En B se muestran, además, la ubicación de todos los *knickpoints* del área sobre la red de drenaje.

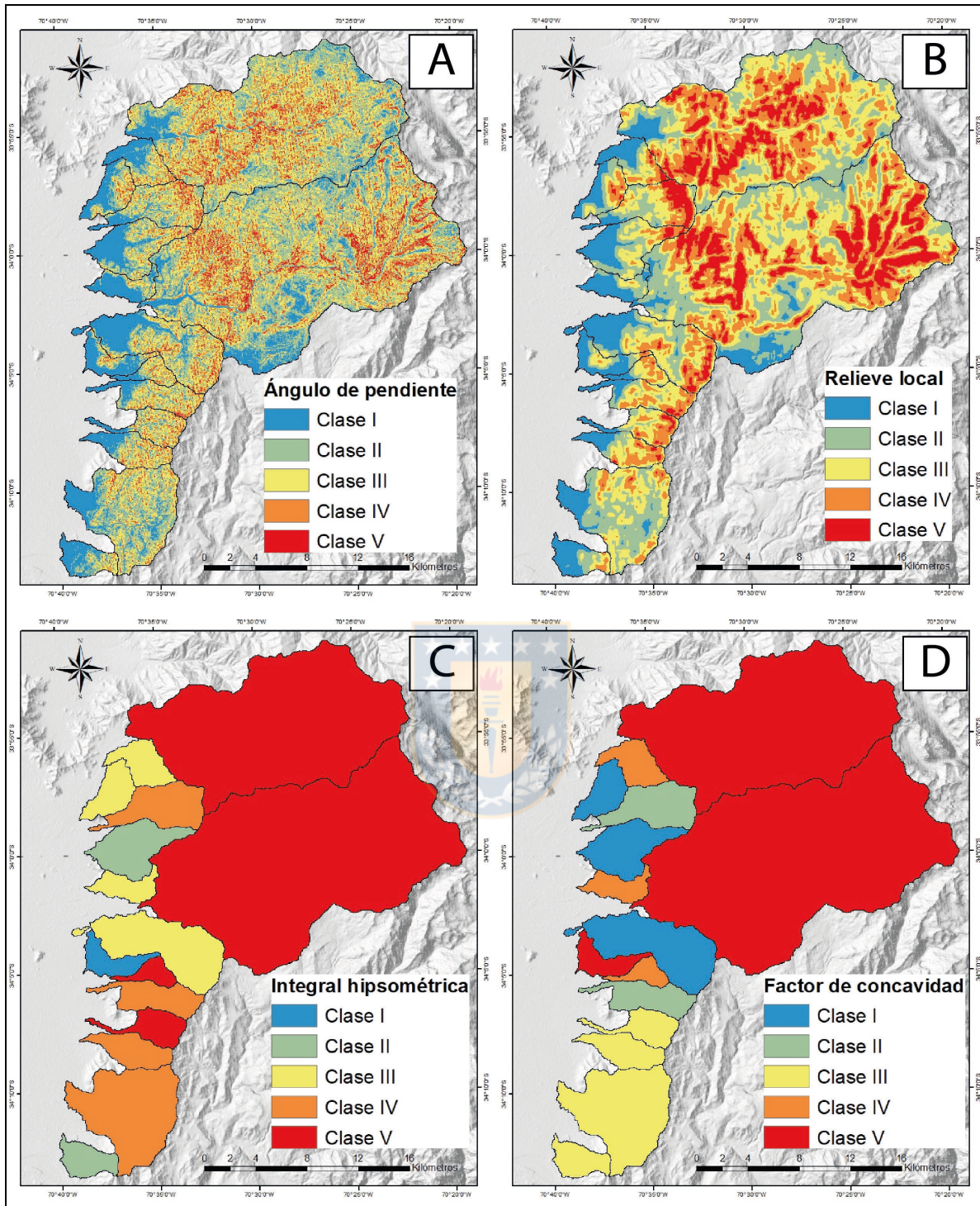
Las restantes subcuencas frontales, es decir K y N, tienen sus puntos de inflexión asociados espacialmente a zonas cálidas ( $K_{sn}$  normalizado  $>0.6$ ), siendo el quiebre en cercanías a cabecera de K aquel asociado a un mayor empinamiento. Las subcuencas de mayor tamaño y extensión hacia el este, A y G, presentan múltiples puntos de inflexión en la pendiente de su red de drenaje, y a excepción de aquellos ubicados en la porción inicial (NE) de sus cauces principales, parecen en términos generales estar relacionados a zonas de calor con  $K_{sn}$  normalizado  $>0.6$ . Sin embargo, difieren en número como ubicación pues la unidad A presenta 14 *knickpoints* de los cuales 6 se encuentran sobre el cauce principal, mientras que en G se observan 25 de ellos y apenas 3 sobre el cauce principal (figuras 4.10 y 4.12B), estando la mayoría de los de esta segunda unidad morfométrica en relación espacial con las cabeceras de tributarios, muchas veces marcando “límites” entre zonas frías y cálidas.

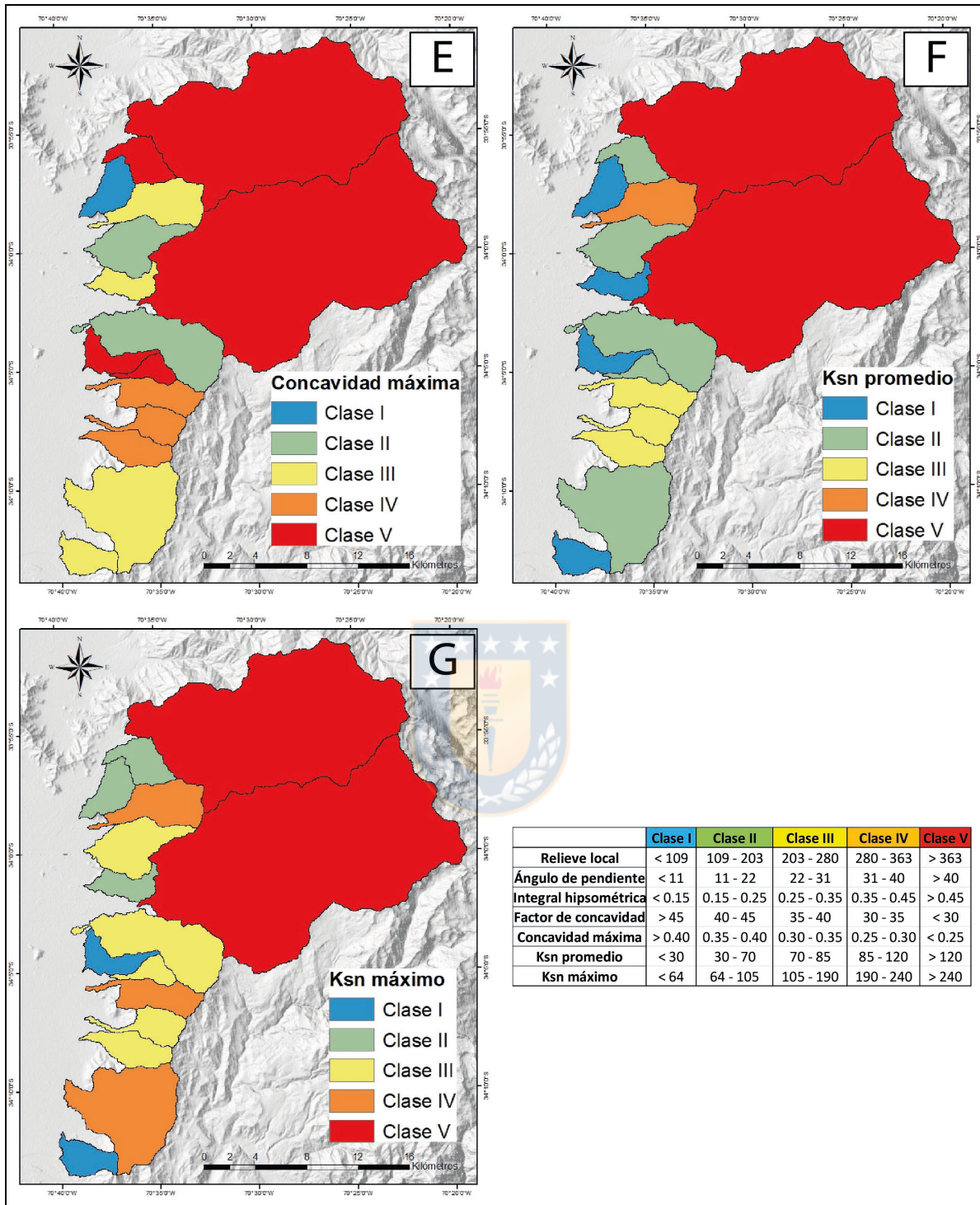
## 4.5 Índice de actividad tectónica relativa

En la figura 4.13 se presentan los 7 *rasters* utilizados en la construcción del índice RTA, así como los valores utilizados en cada uno de ellos para asignar los distintos pixeles a una determinada clase. Los dos primeros, es decir Ángulo de pendiente (4.13A) y Relieve relativo (4.13B), entregan información detallada y diferencian valores dentro de una misma subcuenca y por ende determinan las diferencias internas que luego son visibles en el índice RTA (figura 4.14). Los siguientes 5, Integral Hipsométrica (4.13C), Factor de concavidad (4.13D), Concavidad máxima (4.13E), Índice de empinamiento promedio (4.13F) e Índice de empinamiento máximo (4.13G), asignan cada subcuenca dentro de una única clase y por tanto no entregan información respecto a sus diferencias internas. Las clases se enumeran del I al V, siendo I la que insinúa menor actividad tectónica dentro del área, y V la que muestra mayor evidencia de ella. Los valores de corte entre las diferentes clases se efectúan de acuerdo a lo expuesto en la metodología (apartado 3.5), y se explicitan para cada índice en la misma figura 4.13.

Para los dos índices que muestran información detallada dentro de cada subcuenca, es decir ángulo de pendiente y relieve local (4.13 A y B), es posible observar un patrón prácticamente idéntico respecto a la distribución de clases, encontrándose el grueso del área de las clases IV y V (representando mayor actividad tectónica relativa) contenida en las

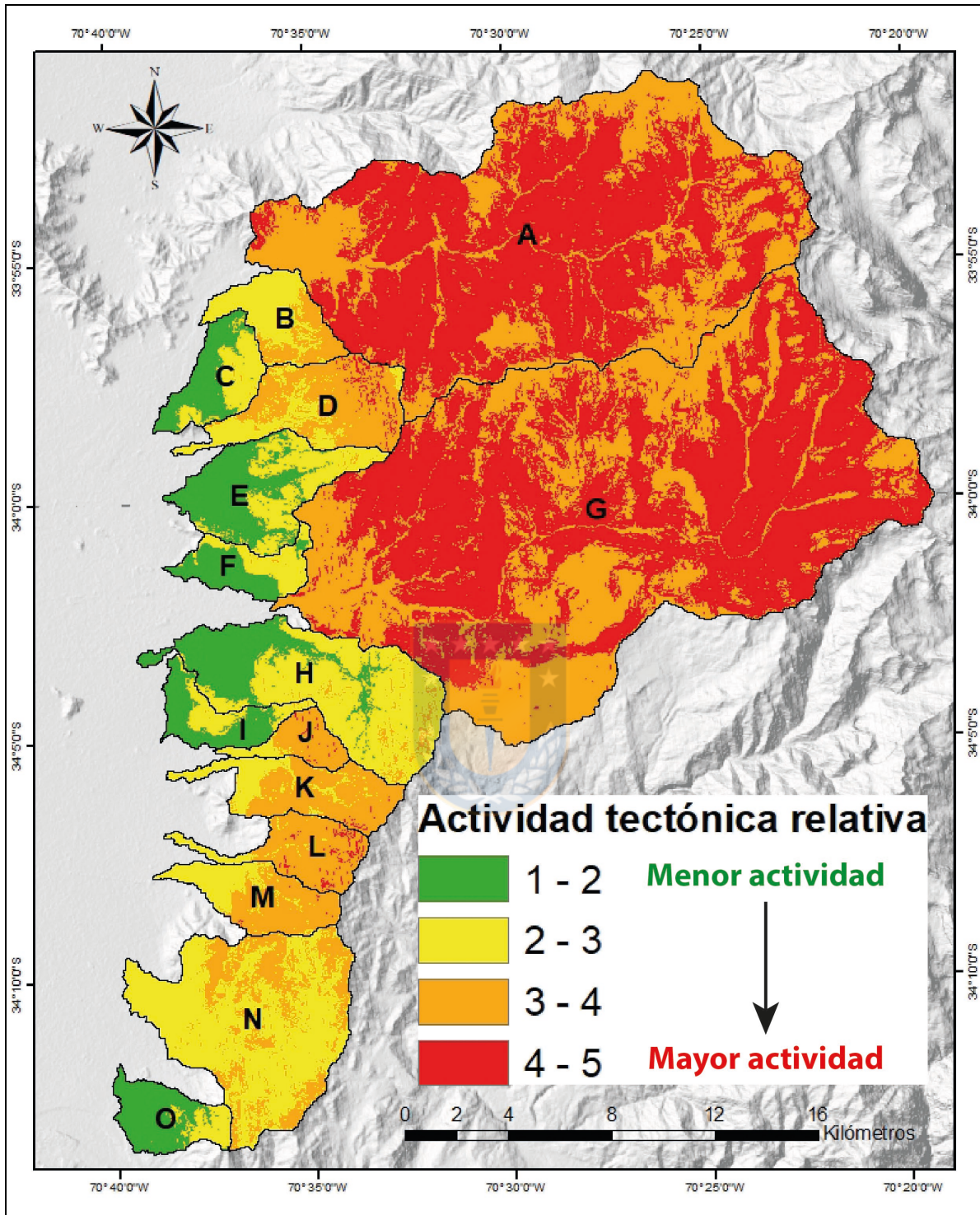






**Figura 4.13: Mapas de *inputs* para RTA.** *Rasters* utilizados en la elaboración del índice de actividad tectónica relativa (RTA): Ángulo de pendiente (A), Relieve relativo (B), Integral Hipsométrica (C), Factor de concavidad (D), Concavidad máxima (E), Índice de empinamiento promedio (F) e Índice de empinamiento máximo (G). Se presentan clasificados en 5 clases, siendo I la de menor actividad y V de mayor actividad tectónica. Se presenta tabla especificando rango de datos para cada clase en el caso de cada índice particular.





**Figura 4.14: Mapa de Índice de actividad tectónica relativa (RTA).** Se presenta en 4 rangos, aumentando la “calidez” del color a medida que se representa una mayor actividad, desde un primer nivel verde, pasando por amarillo, naranja, hasta un cuarto nivel rojo.

subcuencas A y G (para la primera en los dos tercios inferiores y para la segunda los tercios superior e inferior, considerando desde cabecera a desembocadura). En el caso de las subcuencas frontales, aquellas al norte del estero codegua presentan alta actividad (IV y V) concentrada en la porción superior de la subcuenca D, y zonas superiores muy restringidas de B, C y E, “enfriándose” rápidamente los tonos de clases hacia desembocadura; por otro lado, al sur del estero se observan dichas clases en mayor o menor medida tanto en la parte superior de todas sus subcuencas (H hasta O), como en los segmentos medios de H, K, L, M y N, disminuyendo en términos generales de forma más paulatina desde cabeceras a desembocaduras.

En cuanto a aquellos índices que presentan un único valor de clase para toda la subcuenca (figura 4.13 C – G), es posible agrupar las 15 unidades en conjuntos con un nivel de actividad relativa ascendente. Un primer grupo de subcuencas que insinúan muy poca actividad lo constituyen C, E, H y O, las cuales nunca alcanzan siquiera la clase IV para cualquiera de los 5 índices.

Luego la subcuenca F alcanza clase IV solo para el factor de concavidad (4.13D). Las subcuencas M y N se presentan como clase IV para dos de los 5 índices: La primera para integral hipsométrica y concavidad máxima (4.13 C y E) y la segunda para integral hipsométrica y empinamiento máximo (4.13 C y G). En un siguiente escalón las subcuencas D y K se presentan como clase IV en 3 índices, siendo dos de ellos integral hipsométrica y  $K_{sn}$  máximo para ambas subcuencas (4.13 C y G), sumado a  $K_{sn}$  promedio para la primera y concavidad máxima para la segunda. La subcuenca L se presenta en clase V para integral hipsométrica (4.13C) y IV para concavidad máxima (4.13E) y III para las restantes, mientras que la subcuenca J presenta actividad relativa máxima en integral hipsométrica (4.13C) y concavidad máxima (4.13E) junto a clase IV en factor de concavidad (4.13D). Un caso particularmente dicotómico ocurre en la subcuenca I, en la que el índice de concavidad y concavidad máxima la clasifican en la clase de máxima actividad, mientras que los otros 3 índices hablan de actividad mínima (4.13 C – G). Finalmente, las subcuencas A y G se presentan como clase V en todos los índices de valor único para la unidad (4.13 C – G).

Así mismo, en la figura 4.14 se muestra el resultado de la suma ponderada de los insumos mencionados, obteniéndose 4 rangos de actividad tectónica. Notar que la tendencia

individual de mayor actividad expuesta en los índices individuales se reafirma en este “índice resumen” para las subcuencas A y G, teniendo estas solo RTA de los dos rangos superiores y abarcando de manera abrumadora la gran mayoría del área roja que representa la mayor actividad tectónica relativa dentro de la zona de estudio. Dicha área roja es relativamente homogénea y dominante en prácticamente la totalidad de la subcuenca A (solo disminuyendo algo hacia nivel naranja en su cabecera), mientras que en la subcuenca G existe una mayor mixtura entre los dos rangos de mayor actividad (rojo y naranja) entre los  $70^{\circ}30'$  y  $70^{\circ}25'$  de latitud oeste (figura 4.14).

En cuanto a las subcuencas frontales “norte”, las unidades C, E y F solo presentan los dos rangos de menor actividad en prácticamente la totalidad de su superficie (figura 4.14). Así mismo, la subcuenca B muestra la mayor parte de su superficie en el rango amarillo o segundo nivel de RTA, sin embargo, el tercio superior (cercano a su cabecera) cae en el tercer rango de actividad, y presenta cierta continuidad longitudinal con la subcuenca D (figura 4.14). Por último, la unidad D destaca por abarcar el grueso de superficie de mayor actividad en este subgrupo de subcuencas frontales, restringiéndose el rango dos (amarillo) solo a su tercio inferior. Los dos tercios superiores son dominados por el tercer rango de actividad, con cierta continuidad en la NS respecto a la subcuenca B como fue previamente mencionado. Destaca además por presentar una zona roja de mayor actividad en su porción más oriental, con una potencial continuidad longitudinal con las zonas rojas de las subcuencas A y G (tercios inferiores de estas, figura 4.14), y siendo la única subcuenca frontal al norte del estero Codegua en presentar este mayor rango de RTA.

Por otro lado, las subcuencas frontales al sur del estero Codegua presentan una tendencia notoriamente diferente a sus pares norte, siendo las unidades I y O las únicas que solo presentan los dos niveles de actividad menor, siendo incluso el más bajo de ellos (verde) dominante (figura 4.14). La subcuenca H sigue una tendencia similar a las dos anteriores, sin embargo, el grueso de su área se presenta en el segundo nivel de actividad tectónica (amarillo) y hacia su cabecera presenta pequeñas zonas correspondientes al tercer nivel de actividad (figura 4.14). Las 5 unidades restantes, es decir J, K, L, M y N, presentan como nivel de RTA más bajo el segundo nivel amarillo, aun cuando es posible hacer diferencias claras entre ellas. En el caso de la subcuenca N, el segundo nivel es claramente dominante en comparación a



las otras 4 mencionadas, aun cuando se debe remarcar que el tercer nivel se aprecia relevante en su límite oriental, así como en su mitad norte (figura 4.14). Finalmente, las 4 subcuencas restantes (J, K, L y M) presentan cierto equilibrio entre los niveles 2 y 3 de actividad, en donde este último (naranja) resulta claramente dominante en los 2/3 superiores de todas ellas (figura 4.14). Sin embargo, el mayor nivel de actividad se presenta de forma notoriamente mayor en la subcuena L respecto a las otras 3 (sin perjuicio de que aparece en las 4 unidades mencionadas). El rasgo más notorio de este nivel de actividad rojo para la zona, es probablemente que su distribución no se restringe a las cercanías de las divisorias de aguas o parte más oriental de las subcuencas (observable en K, L y M con cierta continuidad nortesur; figura 4.14), sino que además se observa en la parte media de las subcuencas J, L y M, espacialmente en cierta relación con el frente de montaña propiamente tal previo a la “caída” a la Depresión Central (figura 4.14).



## 5. Discusión

La estrategia metodológica aplicada en este trabajo de memoria apuntó a develar la impronta tectónica en las subcuencas más externas en el límite occidental de la Cordillera Principal, a los 34° de latitud sur. Los resultados de los distintos índices morfométricos entregan evidencia de deformación no uniforme y asociable a dominios morfotectónicos diversos, potencialmente activos en la actualidad, lo que *a priori* resulta esperable en bordes de subcuencas que han sufrido inversión tectónica (Ramos, 2005; Bally y otros, 2020), y que representarían el Cabalgamiento Andino Occidental a los 34°S. En los siguientes apartados se presenta un análisis y discusión detallado que soporta la anterior aseveración.

### 5.1 Posibles controles sobre resultados

Como ya fue planteado en el apartado 3.4, existen diversos factores que pueden influir en la morfología de ríos, y en particular sobre el perfil longitudinal de estos. A grandes rasgos, se pueden definir 5 controles principales y potenciales causas para las variaciones que se encuentren sobre dichos perfiles: Tectónica, clima, litología, remociones en masa/aluvios (Ritter y otros, 2002; Kirby y otros, 2003; Huggett, 2007; Burbank y Anderson, 2011; Matoš, 2014) y modificaciones antrópicas del relieve. En función de los objetivos de trabajo y con el objetivo dilucidar la real huella del primero de estos controles dentro de los resultados presentados anteriormente, se debe comenzar por evaluar y en lo posible acotar el impacto de los otros cuatro controles planteados dentro del área de estudio.

#### 5.1.1 Control climático

El factor climático ha sido planteado como un importante modelador del paisaje, tanto a escala hemisférica (Montgomery y otros, 2001) como a escala regional y potencialmente local a partir de su rol en la descarga efectiva de los ríos (Bookhagen y Burbank, 2010). Es más, su rol no solo ha sido ligado como influencia directa sobre el relieve, sino también mediante la influencia que juega en otros factores que controlan el modelamiento del paisaje. Ejemplo claro de esto último lo constituye el rol planteado para las deglaciaciones en la actividad volcánica (Rawson y otros, 2016) y la reactivación y/o aceleración de fallas (Hampel, 2017).

Diversos estudios sugieren que fenómenos/cambios climáticos, principalmente asociados a los ciclos de glaciación y deglaciación, habrían afectado al territorio chileno y en particular incluyen la latitud trabajada en esta memoria (34°S). Ejemplo de ello son estudios desde diversos enfoques como la paleobiogeografía Cuaternaria presentada por Moreno y otros (1994), o la publicación respecto a glaciaciones Pleistocenas en Chile de Harrison (2004). Sin embargo, para asociar fenómenos de ese estilo de manera directa se necesitaría una huella asociable a estos en todas las subcuencas estudiadas pues las estarían afectando de manera relativamente homogénea (por ejemplo, a partir de un cambio en el nivel de base a partir de fluctuaciones eustáticas), lo cual claramente no ocurre en los resultados presentados.

Por otro lado, existe la posibilidad de que los fenómenos climatológicos bajo ciertas condiciones, afecten de manera “selectiva” a ciertas unidades morfométricas. Por una parte, las glaciaciones pudiesen provocar avances glaciares que impliquen alteración exclusivamente de aquellas subcuencas donde ellos existan, mas el inventario de glaciares elaborado por Barcaza y otros (2017) muestra ausencia de estas masas de hielo en las 15 unidades trabajadas. Incluso si se considera la posibilidad de que dichos glaciares dejaran de existir previo a los registros históricos, sería esperable que las dos subcuencas de mayor tamaño, es decir A y G (cuyas elevaciones máximas y extensión hacia el este es comparable), presentaran ambas señales similares que lo insinuaran, lo que tampoco ocurre.

Dicho esto, en términos concretos en relación a erosión fluvial, el factor climatológico que se antoja más realista como una potencial influencia para esta área es la variación en la precipitación inducida por orografía (Kirby y otros, 2003; Bookhagen y Burbank, 2010), siendo del que se disponen más datos relativamente específicos de la zona, y es el que será analizado con más detalle.

El clima de la zona de estudio se define de forma relativamente homogénea como templado con lluvias invernales, variando desde cálido para la mayor parte del área a frío para su porción este (Instituto Nacional de Estadísticas, 2017).

Las precipitaciones promedio anuales para el área no muestran variaciones de magnitud tal como para considerarse un factor de clara importancia, presentando valores desde los 370 mm/año en la estación Rancagua al SE de las subcuencas, a 515 ms.n.m.; 420

mm/año en el Canal Sauzal al S del área, a 750 ms.n.m., hasta 648 mm/año en la estación Las Melosas al NE del área, a 1527 ms.n.m. Esto se acentúa al notar que esta última estación solo contempla datos desde 2000 a 2004 versus datos hasta 2019 de las otras dos estaciones, y considerando la tendencia general a la baja de los registros de precipitación. Otras estaciones cercanas algunos kilómetros hacia el norte, a alturas comparables y con registros más recientes en la zona cordillerana del río Maipo muestran valores en torno a 500 mm/año (registros tomados del sitio web [explorador.cr2.cl](http://explorador.cr2.cl), a partir de datos de la Dirección General de Aguas).

Las estaciones antes mencionadas no se encuentran dentro de las 15 unidades morfométricas planteadas en este trabajo, y se debe mencionar que estas en muchos casos alcanzan elevaciones máximas mayores a las consignadas en el párrafo anterior (figura 4.2). Sin embargo, el análisis de los propios perfiles (figura 4.8) y gradientes de cauces (figuras 4.10 y 4.12) sugiere que solo en las cabeceras de las subcuencas A y G, que superan con largueza los 3000 ms.n.m., es posible observar las gradientes más suaves esperables con el aumento de la capacidad de erosión por mayores precipitaciones en relación a topografía (Kirby y otros, 2003, Bookhagen y Burbank, 2010), y eventualmente también el efecto del derretimiento de nieve (Bookhagen y Burbank, 2010). Sin embargo, el resto de las subcuencas analizadas no presenta huella clara de precipitación orográfica. Considerando que los resultados de mayor interés (a analizar en apartados sucesivos) para los objetivos del presente trabajo no se circunscriben a las cabeceras de las unidades A y G, se plantea este primer control, a lo sumo, como de menor importancia para efectos de esta discusión.

### **5.1.2 Control litológico**

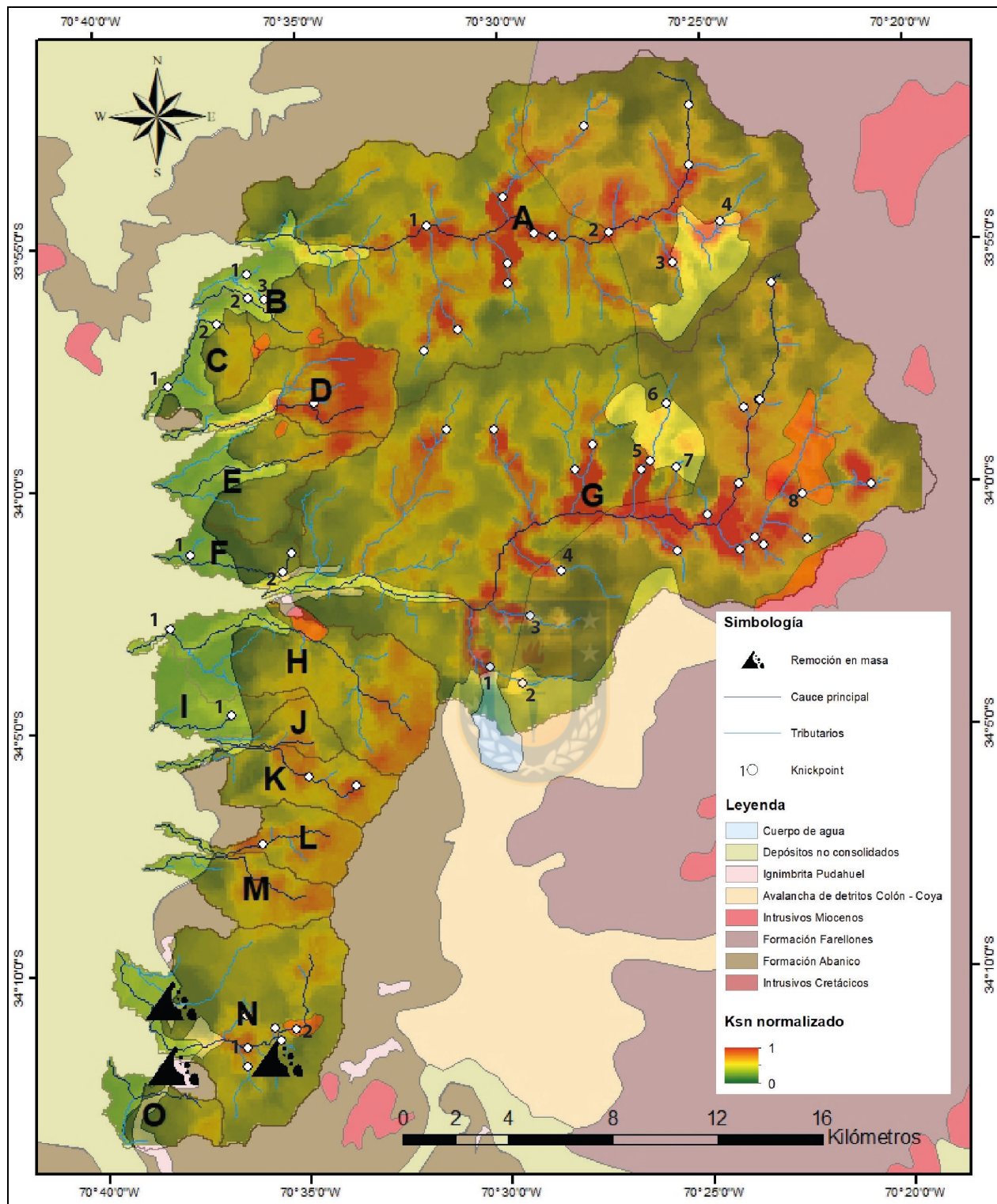
El control litológico y su potencial huella al buscar evidencias de actividad tectónica en contextos erosivos es probablemente el principal factor a analizar en áreas donde la litología no es homogénea. Para ambientes erosivos fluviales y su huella holocena, zonas de transición entre litologías cuya competencia es marcadamente contrastante es suelen ser una de los principales causantes de *knickpoints* en los perfiles de los diversos cauces (Huggett, 2007; Burbank y Anderson, 2011). Para objetivar el efecto de este control sobre los resultados presentados, se sigue el procedimiento más directo y común entre los diversos autores que en las últimas 2 décadas han buscado develar actividad tectónica mediante el uso de

morfometría (e.g., Kirby y otros, 2003; Boulton y otros, 2014; Matoš y Tomljenović, 2014) consistente en comparar la información litológica recopilada con los resultados de empinamiento y/o ubicación de puntos de inflexión sobre la red de drenaje.

En la figura 5.1 se destacan todos aquellos *knickpoints* en relación espacial directa a contactos litológicos recopilados en bibliografía (apartado 2.4; figura 2.5), así como los aquellos relacionados a otros potenciales controles que se abordarán en lo sucesivo. Para facilitar su visualización en relación al texto, se enumeran aquellos de interés dentro de una subcuenca dada, y serán nombrados por letra de subcuenca y número de *knickpoint* cuando corresponda.

A continuación, se detallan las distintas transiciones litológicas de interés, y se evalúa su potencial como origen de puntos de quiebre en el perfil de los cauces:

- Transición **Depósitos no consolidados – Fm. Abanico**: Es aquella que se presenta de manera consistente en el frente de montaña y en términos generales no parece mostrar evidencia consistente de ser causante de quiebres, observándose *knickpoints* en relativa cercanía espacial en 4 de las 15 subcuencas (B3, C2, F2 e I1 algo más alejado de la transición; figura 5.1), y más aún, solo en 4 de más de 30 transiciones posibles.
- Transición **Fm. Abanico – Ignimbrita Pudahuel**: Esta segunda transición no presenta mayor evidencia de ser causante de quiebres consistentes, y ninguno de los *knickpoints* observados en la figura 5.1 se encuentra en relación apreciable a ella, aun cuando la misma figura muestra que el quiebre F2 pudiese eventualmente ser relacionado también a esta transición.
- Transición **Intrusivos Miocenos – fms. Abanico y Farellones**: Estos contrastes litológicos presentan evidencia de causar *knickpoints* de manera sistemática a partir de un contraste de resistencia a la erosión, con 2 puntos de quiebre sobre 7 posibles: G8 y N2 (figura 5.1). Esto se ve además apoyado por el trabajo Farías y otros (2008), quienes plantean que los Intrusivos Miocenos visibles en la cabecera de la subcuenca G de este trabajo forman parte de una banda ~NNE-SSW que configura una *knickzone* debido a la mayor resistencia a la erosión de las rocas graníticas en ella presentes.



**Figura 5.1: Controles sobre resultados.** Mapa de controles sobre los resultados de *knickpoints* y empinamiento. Letra de la subcuenca y número del quiebre dan nomenclatura a aquellos mencionados en discusión. Elaborado a partir de figuras 2.5 y 4.12B.



- Transición **Fm. Abanico – Fm. Farellones**: Esta transición presenta evidencia contradictoria respecto al factor litológico como origen importante de quiebres. Si bien existen tres *knickpoints* en relación muy estrecha y coincidente a este contacto en las dos subcuencas de mayor tamaño (A2, G3, y de forma algo menos clara G4; figura 5.1), y todos ellos en general asociados a altos valores de empinamiento, otros 6 cauces con valores elevados de este índice no presentan dichos quiebres. Además, la subcuenca G presenta sus dos puntos de interés en relación a un patrón clásico de migración de una onda transiente de incisión (Wobus y otros, 2006), incluso actuando como límites entre zonas de alto y bajo empinamiento, el cual se repite dentro de la Fm. Abanico sin asociarse a un cambio litológico (figura 5.1). Es más, la similitud de ambas formaciones y el contacto por falla propuesto entre ellas que es coincidente con el quiebre A2 (apartado 2.4; Godoy y otros, 2009, y referencias contenidas) plantean aún mayores dudas respecto a su real influencia en los *knickpoints* expuestos. En cualquier caso, que se presenten en 1/3 de las transiciones del área de estudio insinúa que al menos pudiesen jugar un rol dentro de la migración misma de los quiebres, sobre todo en la subcuenca G donde no existe una falla que presente una explicación alternativa, y un efecto más sensato *vs* generación directa de estos por erosión diferencial en litologías relativamente similares.
- Transición **Avalancha de detritos Colón Coya – fms. Abanico y Farellones**: Este último contraste litológico presenta evidencia altamente sugerente para actuar como un control que origina *knickpoints* a lo largo de cauces fluviales. 6 de los 9 lugares en donde un río o canal atraviesa esta transición se asocian espacialmente a quiebres en el perfil de dicho flujo (A3, A4, G5, G6, G7, y en menor medida G2; figura 5.1).

Lo anterior sugiere que existe un probable control litológico asociado a dos unidades en particular: Avalancha de detritos Colón Coya e Intrusivos Miocenos, como muestran los *knickpoints* A3, A4, G5, G6, G7 y G8. En ambos casos, su influencia en los resultados de este trabajo en general se circunscribe prácticamente solo al tercio superior de las dos subcuencas de mayor tamaño (A y G, figura 5.1), salvo por N2, y encontrándose en contacto con las formaciones predominantemente volcánicas del área. Así mismo, se hace notar el potencial efecto de la transición entre las fms. Abanico y Farellones, en particular en los *knickpoints* G3 y G4 (figura 5.1), como un factor a considerar en el análisis posterior.

### 5.1.3 Remociones en masa / abanicos aluviales

La figura 5.1 muestra los eventos de remoción en masa registrados en el catastro nacional del Servicio Nacional de Geología y Minería para el área de interés ([portalgeomibeta.sernageomin.cl](http://portalgeomibeta.sernageomin.cl)). Dos de los tres eventos corresponden a deslizamientos en la porción terminal de la subcuenca N sin posible relación a quiebres en el perfil de cauces, mientras que el tercer evento ubicado hacia el este de los anteriores corresponde a una caída de rocas de extensión limitada sin aparente relación con *knickpoints* cercanos pues el desprendimiento de material tuvo afectación circunscrita a la Carretera el Cobre, sin mayor influencia en cauces aledaños (Infracon S.A., 2012).

En cuanto al comportamiento aluvial de los distintos cauces, se debe hacer hincapié en el hecho que, si bien en geomorfología fluvial se suelen rotular cauces de manera absoluta como labrados sobre sustrato rocoso o bien de tipo aluviales, en la realidad suelen ser una combinación de ambos e incluso aquellos sobre roca tienden a presentar una cobertura aluvial (Huggett, 2007), siendo por tanto esperable una huella de aquello dentro de los resultados. Considerando que diversos estudios indican que es posible distinguir segmentos de comportamiento aluvial dentro de un cauce a partir de variaciones de concavidad en gráficos área/pendiente (Wang y otros, 2017; referencias contenidas), la figura 4.10 muestra dos zonas de concavidad relativamente constantes asociados a ciertas áreas de drenaje: Un primer aumento observable para todas las subcuencas en torno a  $10^7$  m<sup>2</sup>, lo que en términos generales parece reforzar lo señalado por Farías y otros (2008) en cuanto al comportamiento predominantemente aluvial de los ríos al abrirse hacia la Depresión Central a esta latitud en particular, y un segundo aumento en área  $>10^8$  solo visible en la subcuenca A. Para esta últimas, la concavidad aumentada en desembocadura corresponde a esta zona de mayor área de drenaje, y aquella en torno a  $10^7$  corresponde al aumento río arriba, la cual además se encuentra asociada a un *knickpoint* (A2, figura 5.1) y en potencial relación con aquella falla que pone en contacto las formaciones Abanico y Farellones (figuras 2.5 y 4.10).

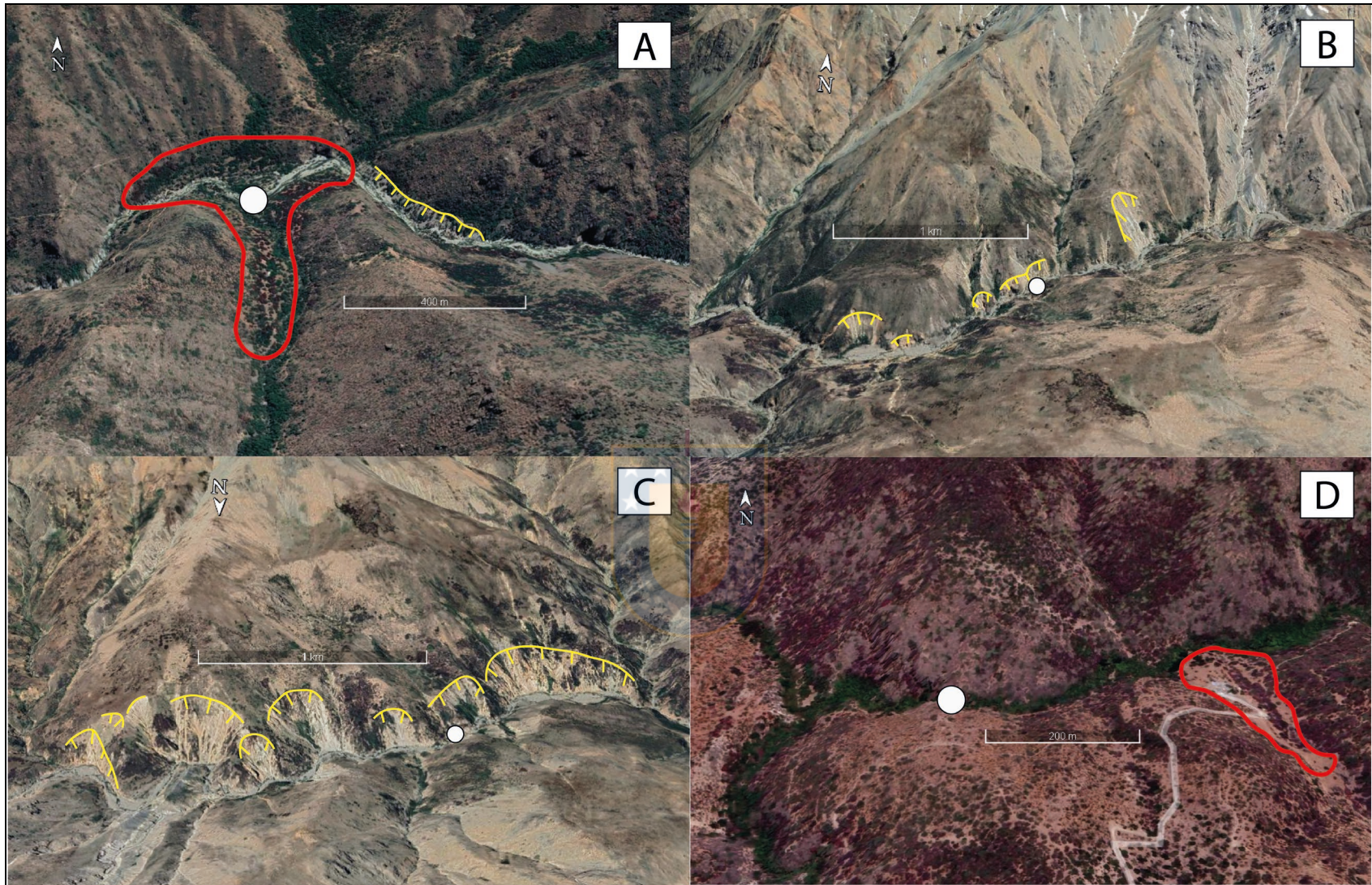
Sumado a lo anterior, diversos autores plantean causas hidráulicas, aluviales y remociones en masa como potenciales “falsos positivos” a tener en cuenta cuando se busca huella tectónica en geomorfología fluvial. La tremenda complejidad de los fenómenos que

con ellos se engloba genera, además, gran variedad en los procesos o efectos que causan alteraciones en los índices (y en particular el gradiente) asociados a cauces fluviales: Aumento de descarga, efecto “represa” asociado a remociones en masa, tamaño de clastos dentro de los diversos fenómenos vs capacidad de transporte del río, aumento de flujo de sedimentos, comportamiento aluvial asociado a uniones de tributarios, efecto “escudo” de sedimentos en el fondo del lecho fluvial, entre otros (Kirby y otros, 2003; Wobus y otros, 2006; Huggett, 2007; Burbank y Anderson, 2011; Whipple y otros, 2013).

Tomando en cuenta lo expuesto en los párrafos anteriores, y considerando como evidencia acumulativa la presencia de *knickpoints*, altos valores de empinamiento, concavidades aumentadas (figuras 4.10 y 5.1), antecedentes históricos de remociones en masa, coincidencia espacial con uniones de tributarios (Kirby y otros, 2003) y una revisión del área a través de imágenes mediante Google Earth Pro, se proponen 3 zonas de mayor interés con potencial influencia de material retrabajado y depositado por estos fenómenos sobre el cauce (quebres A1, A2 y N1; figura 5.1): La subcuenca A muestra una primera zona de interés (oeste o río abajo; figura 5.1), asociada a la unión de un tributario importante, con un *knickpoint* coincidente con dicho empalme (A1, figura 5.1), con un empinamiento notoriamente aumentado en y alrededor de dicho quiebre y asociado a *vertical steps* y un probable *slope break* en el gráfico Área/Pendiente (figura 4.10). En imagen satelital (figura 5.2A) se observa una morfología de abanico aluvial proveniente del tributario, siendo atravesada por el cauce del estero Peuco, además de deslizamiento de material a partir de la ladera norte del cauce principal río arriba de la citada confluencia de cauces. El aumento de concavidad muestra una alta concordancia con ambos focos de material no consolidado.

La misma subcuenca A muestra una segunda zona de interés (más al este) a partir de concavidad aumentada, presencia de *knickpoint* y mayor empinamiento. (A2, figura 5.1), resultando este quiebre además coincidente con contacto litológico/estructural recopilado entre formaciones Abanico y Farellones (figura 2.5). Las imágenes satelitales muestran múltiples cicatrices de remociones en masa en ambos flancos del cauce principal del estero Peuco por aproximadamente 2 km (figura 5.2B y 5.2C), cuyos sedimentos movilizados son incluso apreciables en las inmediaciones del mismo.





**Figura 5.2: Remociones en masa.** Imágenes de aluvios y remociones en masa de interés en el área de estudio. Abanicos se muestran como polígonos rojos, mientras que líneas amarillas indican cicatrices de remociones en masa en las laderas de valle del cauce principal. Letra A muestra zona de potencial control aluvial inferior de subcuenca A, mientras que letras B y C muestran laderas norte y sur de zona superior. Letra D muestra zona de interés aluvial de subcuenca N (ver figura 5.1 para ubicación). Imágenes de *Google Earth*.

El tercer sitio de interés planteado corresponde a una zona “caliente” de empinamiento, relativamente aislada y asociada a *knickpoint*, ubicada en la subcuenca N (N1, figura 5.1). Existe además registro de remociones en masa en sectores relativamente cercanos, aunque se debe señalar que ninguno es correlacionable directamente al quiebre en particular. Así mismo, la imagen satelital de la figura 5.2D muestra depósitos aluviales asociados a tributario río arriba del *knickpoint*, a ~300m de distancia. Sin embargo, este abanico no parece *a priori* influenciar directamente el quiebre de la zona. En cualquier caso, se debe alertar de la potencial influencia aluvial por los argumentos antes señalados.

Sin perjuicio de los sectores anteriormente definidos, se debe tener presente que esta memoria contempla un enfoque metodológico basado exclusivamente en trabajo de gabinete, y que tanto el análisis numérico como la interpretación del autor conllevan errores inherentes que pueden enmascarar la influencia de sedimentos y su traslado por o hacia los ríos en los resultados analizados. Así mismo, se hace hincapié en la naturaleza no dicotómica de los controles tectónicos vs aluviales o remociones en masa, pues como ya ha sido documentado por autores como Korup y otros (2010), los deslizamientos de material tienden a ser más comunes en aquellas regiones con mayores tasas de alzamiento o actividad tectónica.

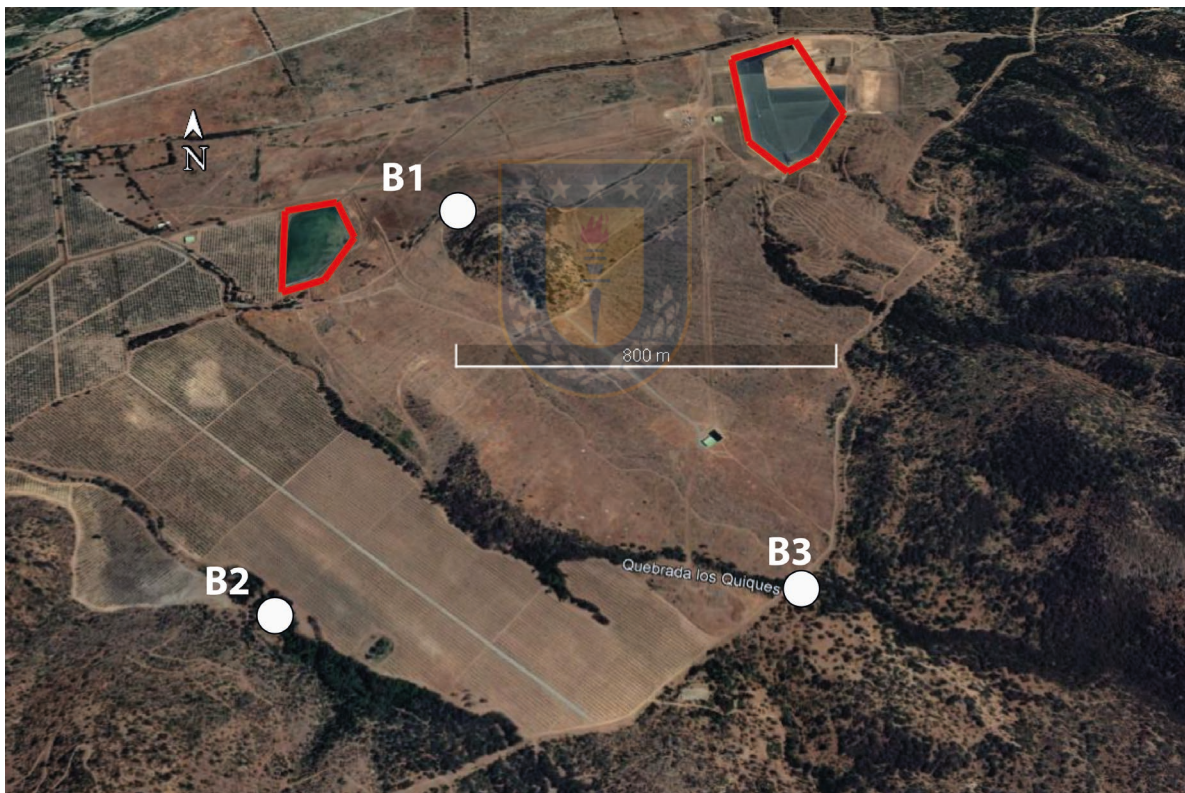
#### **5.1.4 Control antrópico**

Como último factor influyente en los resultados, y en particular de ciertos *knickpoints* detectados en el área, se plantean modificaciones de la topografía y dinámica de cauces realizadas por el humano. La figura 5.1 muestra dos zonas principales de interés: La primera, engloba los puntos de quiebre de pendiente encontrados en las subcuencas B, C, F y H (B1, B2, C1, F1 y H1; figura 5.1) encontrándose estos en la Depresión Central posteriores a la transición litológica entre Fm. Abanico y Depósitos no consolidados. Si bien la presencia de *knickpoints* en ríos de comportamiento aluvial es posible (Cantelli y Muto, 2014; referencias allí contenidas), su permanencia en el tiempo suele ser muy acotada en comparación con aquellos en lechos rocosos o mixtos, y en el caso en particular deberían asociarse a un cambio relativo en el nivel de base que solo afectase a las cuatro unidades morfométricas señaladas sin repercutir en el resto de aquellas subcuencas frontales de comportamiento aluvial expuesto en la presente discusión. Así mismo, una revisión de imágenes satelitales para el área en cuestión a través del *software* Google Earth, la cual se ejemplifica en la subcuenca B



(figura 5.3), revela flagrante intervención antrópica de la zona, tanto en su topografía mediante abundante parcelamiento agrícola, como en una baja sinuosidad de cauces y presencia de múltiples embalses (polígonos rojos, figura 5.3) asociables a esta misma actividad económica. Incluso el *knickpoint* B3 (figura 5.3), que en el apartado anterior fue incluido como influenciado por aluvios, se encuentra en directa relación con un camino rural, pudiendo esta también ser su causa.

Dado lo anterior, la presencia de los puntos señalados de interés encuentra una explicación mucho más simple y concreta en dicha intervención que en una potencial actividad tectónica restringida, en particular considerando que no existen otros resultados que apoyen esta segunda explicación.



**Figura 5.3: Ejemplo de control antrópico.** Imagen satelital de *knickpoints* en la unidad morfométrica B. Obras civiles destinadas a la acumulación de agua se muestran como polígonos rojos. Mosaico propio de la imagen muestra alto parcelamiento y obras viales rurales en el sector. Imagen de *Google Earth*



En el caso de la segunda zona de interés, un *knickpoint* que marca además un notorio cambio de empinamiento en uno de los tributarios de la subcuenca G (G1, figura 5.1), se hace patente su relación espacial con el límite norte de un “cuerpo de agua” artificial correspondiente al tranque de relaves Barahona, perteneciente a la división El Teniente (CODELCO), actualmente inactivo. Si bien una obra civil de gran envergadura como la citada puede incidir en los resultados presentados, el empinamiento claramente diferente a ambos lados del *knickpoint* y la coincidencia de este con el patrón adaptativo (Wobus y otros, 2006) de la subcuenca mencionado anteriormente en esta discusión inclinan la balanza hacia un origen eminentemente tectónico, por lo que es incluido dentro del análisis de los apartados sucesivos.

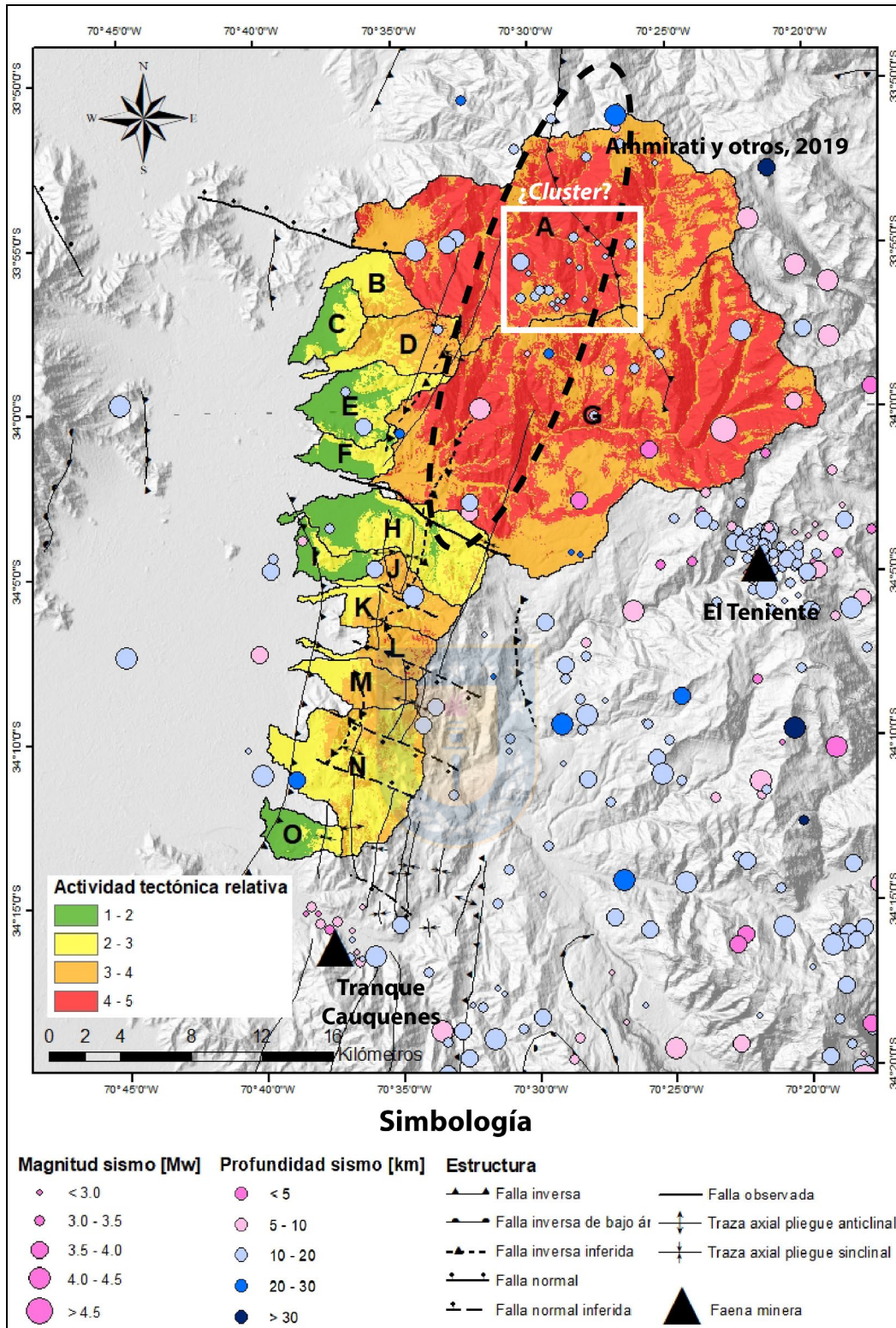
## **5.2 Control tectónico y dominios morfoestructurales**

Una vez planteadas las acotaciones anteriores sobre otros factores potencialmente influyentes en el presente trabajo, se procede a analizar de forma sintética aquellos resultados, datos y antecedentes que permiten plantear 3 dominios morfoestructurales para el área de estudio.

### **5.2.1 Sismicidad instrumental para el área de estudio**

En la figura 5.4, se muestran los sismos corticales con profundidades menores a 50 km, para la zona entre aproximadamente los 33°50'S y 34°20'S, obtenidos del catálogo sismológico IRIS con una magnitud mínima de 2.5 y un periodo de retorno desde 1970 hasta la actualidad. Dichos eventos presentan en conjunto con la información estructural recopilada, así como el índice de Actividad Tectónica Relativa, a modo de facilitar la visualización de posibles relaciones.

Se observan eventos restringidos casi completamente a Cordillera Principal, y es posible distinguir aparentes *cluster*, estando el mayor de ellos en relación espacial directa a la faena minera El Teniente, entre 10 y 20 km de profundidad (límite este, figura 5.4); un segundo *cluster* se asocia espacialmente a la faena minera Tranque Cauquenes, con sismos de profundidad < 10km (suroeste en figura 5.4).



**Figura 5.4: Mapa de sismicidad instrumental.** Se contrasta con recopilación estructural e Índice de Actividad Tectónica Relativa (RTA). Elipsoide negro segmentado corresponde a datos coincidentes con aquellos utilizados por Ammirati y otros (2019) para determinar límite sur de Falla San Ramón; rectángulo blanco corresponde a potencial *cluster* (descartado).

La revisión de la literatura en que se han utilizado datos sísmicos que incluyen el área no muestra otras fuentes antrópicas de sismicidad, siendo que todas las publicaciones clásicas (en general asociadas al estudio de la Falla San Ramón) en mayor o menor medida explicitan las fuentes de error en los datos, incluyendo el origen humano (Barrientos y otros, 2004; Charrier y otros, 2005; Farias y otros, 2010; Pérez y otros, 2014; Ammirati y otros, 2019).

En el entendido de que existen una relativa acumulación de datos de potencial importancia para esta discusión, individualizada con un rectángulo blanco en la figura 5.4, se realiza una búsqueda dirigida de actividad minera, modificaciones hidráulicas u otro tipo de obras civiles para el estero Peuco y área aledaña. Esta no arroja posibles fuentes antrópicas de los sismos señalados. En cualquier caso, se señala desde ya que cualquier consideración a datos sísmicos se realiza fundada sobre estudios que los contemplan dentro de sus metodologías de manera mucho más acabada, y la imagen 5.4 presentada en este trabajo es por sobre todo referencial para contextualizar la sísmica respecto al área específica aquí abarcada.

A modo general, para las unidades morfológicas planteadas en este trabajo, se observa una sismicidad distribuida preferentemente en sentido NNE-SSW. Las dos subcuencas de mayor tamaño, A y G, presentan el mayor número de eventos en concordancia con el mayor índice RTA (figura 5.4). Sin embargo, no parece haber mayor relación en la profundidad de los eventos y este índice, ya que la subcuenca A presenta solo datos de profundidades entre 10 y 20 km de profundidad, mientras que G muestra eventos que varían entre 0 y 30 km. Para las otras 13 unidades, no parece haber relación evidente entre zonas de mayor RTA y ocurrencia de sismos en esta vista en planta, siendo los lugares en que mejor aproximación se observa las subcuencas J y M/N con un par de eventos entre 0 y 20 km de profundidad (figura 5.4). En cualquier caso, se debe hacer hincapié en lo grueso y poco decidor de estas relaciones, siendo una visualización en planta que no entrega mayor información respecto a los planos estructurales y su conexión con la superficie.

En cuanto a la relación de las estructuras y el catálogo de sismos expuesto en la figura 5.4, existen diversas orientaciones y relaciones potenciales a notar. La primera de ellas fue propuesta ya en la publicación de Ammirati y otros (2019), y corresponde a los eventos encerrados en el elipsoide negro. Dicha alineación NNE – SSW se presenta subparalela a la

falla inversa inferida que atraviesa las cabeceras de las subcuencas D y E (figura 5.4), y que en el mismo trabajo ha sido propuesta como de mayor extensión hacia el NNE siguiendo la tendencia planteada, lo que será abordado en apartados posteriores. Una segunda alineación, bastante menos clara, puede mencionarse para la estructura inversa de manteo este que se observa entre los  $70^{\circ}25'$  y  $70^{\circ}30'$  de longitud W, la cual pone en contacto las formaciones Abanico y Farellones (figura 2.5), estando algunos eventos de las subcuencas A y G (profundidades entre 10 y 20 km) inmediatamente al este de ellas (figura 5.4). Por otro lado, el bajo número de eventos, su dispersión y distribución no permiten hacer mayores relaciones entre estructuras y sismos para aquellas unidades al oeste de la primera divisoria de aguas (es decir, todas excepto A y G). Probablemente la única excepción a aquello la constituyen los 2 eventos en el límite este de las subcuencas M y N, de profundidades entre 10 y 20 km, y cuya alineación NNE-SSW resulta potencialmente relacionable al pliegue anticlinal en la cabecera de dichas subcuencas (figura 5.4).

Finalmente, conviene hacer mención a aquellos sismos y estructuras que pudiesen estar relacionados entre sí y que no se encuentran directamente dentro de las unidades morfométricas planteadas, tanto por su importancia en el contexto general del WATF como por su potencial relevancia en problemáticas que surjan a partir de este u otros trabajos que apunten a develar las estructuras y tectónica del área. En primer lugar, cabe destacar que los sismos someros,  $< 10$  km de profundidad, se ubican claramente en relación a los  $70^{\circ}20'$  W de longitud para la imagen 5.4 presentada, y que ello está en evidente relación con la franja de intrusivos miocenos que se observa en las imágenes 2.5 y 5.1. Si bien el control estructural de estas rocas y su evolución temporal escapan, en términos generales, de los objetivos de trabajo de esta memoria, conviene notar su presencia e incluso potencial influencia en particular en las cabeceras de las unidades A y G, aun cuando esta no pueda ser acotada al tratarse de un área de influencia mayor a la escala aquí presentada.

Existen además estructuras discretas cercanas a las subcuencas trabajadas que presentan subparalelismos notorios con sismos: La falla inversa inferida a los  $70^{\circ}30'$  W de longitud, entre  $34^{\circ}5'$  y  $34^{\circ}10'$  de latitud sur, presenta una clara asociación con una serie de sismos entre 10 y 20 km de profundidad inmediatamente al E, los cuales siguen su orientación NNW-SSE. Esta falla ha sido descrita como presuntamente oculta por la Avalancha de

detritos Colón-Coya (figura 2.5) e incluso podría ser causante de ella (Godoy y otros, 2009; referencias allí contenidas). Así mismo, entre los 34°0' y 34°15' existen algunos sismos en el límite E de la depresión central (figura 5.4) que presentan una alineación ~NS, pudiendo estos relacionarse a una falla oculta dentro del valle que ha sido insinuada por diversos autores y que marcaría el límite occidental de la Cuenca de Abanico (Farías y otros, 2008 y 2010; Giambiagi y otros 2015).

## 5.2.2 Dominios morfoestructurales

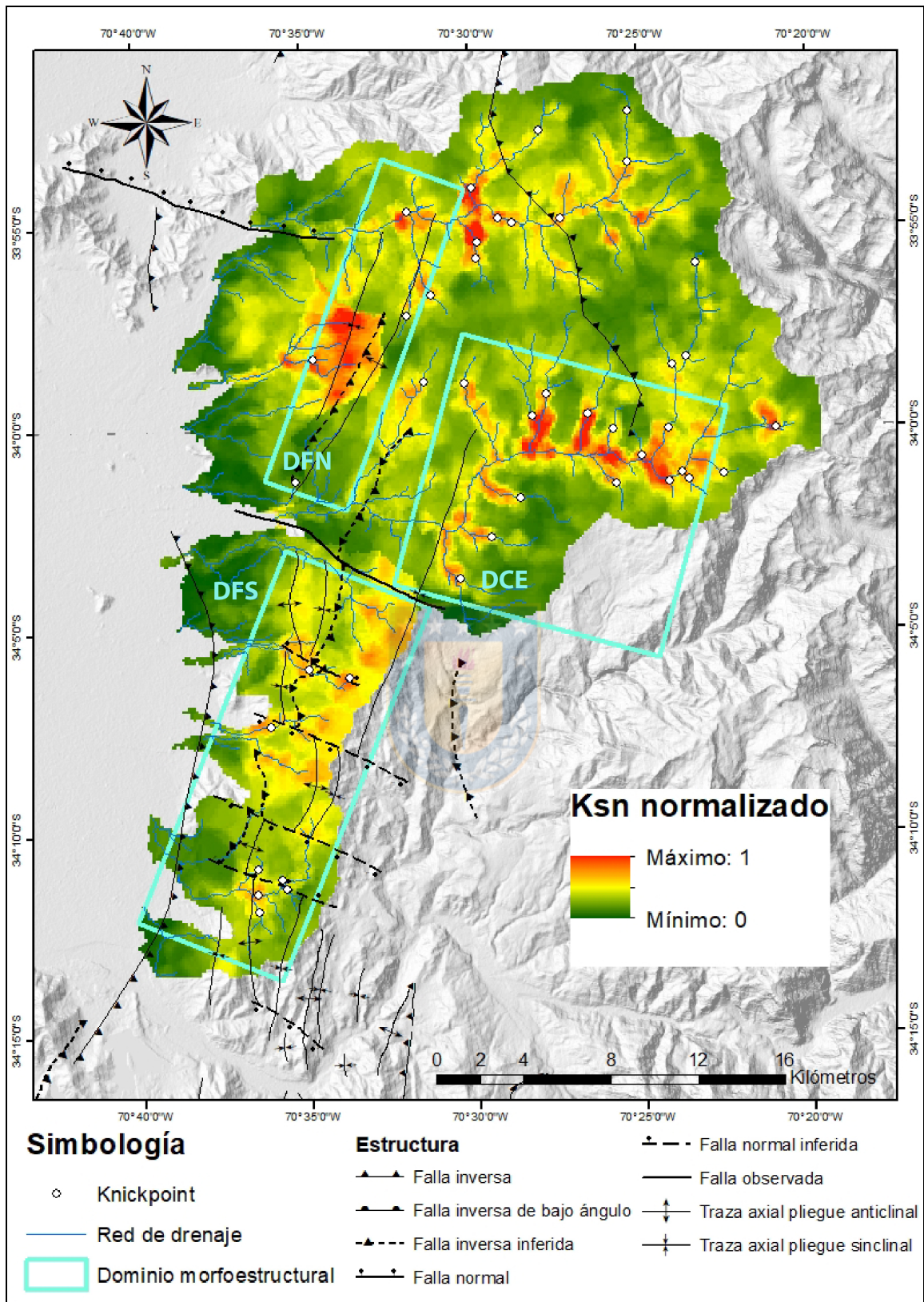
La figura 5.5 muestra el mapa de Ksn y *knickpoints* ya utilizado en el apartado 5.1 (figura 5.1), aplicando los criterios expuestos en el mismo para eliminar aquellos puntos de quiebre que parecen tener un origen claramente distinto al tectónico. Se conservan aquellos que no se presentan tan claros respecto a su génesis, en particular aquellos cuya potencial contribución litológica o de remociones en masa no descarta un control estructural. Se hace notar que se utiliza como fondo el empinamiento por sobre el RTA, pues permite una distinción más clara de variaciones dentro de una misma subcuenca.

A primera vista, destaca la alta concordancia entre las estructuras recopiladas, la información y discusión proporcionada por trabajos previos, y los datos, resultados y antecedentes hasta ahora expuestos en esta memoria. Se proponen 3 dominios morfoestructurales:

### 5.2.2.1 Dominio Frontal Norte (DFN)

Este primer dominio propuesto se ubica entre los 70°30' y 70°35' de longitud W, con una orientación NNE-SSW, abarcando las cabeceras de las subcuencas D y E, la mitad inferior de la subcuenca A y eventualmente una pequeña porción superior de las subcuencas B y F (figura 5.5). Su expresión morfológica principal corresponde a un relieve conforme a plegamiento, apreciable en gran medida en las cabeceras de la subcuenca D y E, y de acuerdo a la información estructural recopilada (Godoy y otros, 2009; Piquer y otros, 2016), esta cresta que actúa como divisoria de agua y alcanza casi 2.500 m s.n.m. (figura 4.2) puede ser relacionada genéticamente a un pliegue por propagación de falla con vergencia oeste (Suppe y Medwedeff, 1990; Erslev, 1991).





**Figura 5.5: Mapa de dominios morfoestructurales.** Se contrastan con índice de empinamiento normalizado (Ksn), *knickpoints* y estructuras recopiladas. DFN: Dominio Frontal Norte; DCE: Dominio Central Este; DFS: Dominio Frontal Sur.



La actividad de esta parte más pronunciada y evidente del dominio se apoya en diversos índices de la presente memoria. En primer término, los mayores valores de relieve local, ángulo de pendiente y variabilidad de pendiente se encuentra altamente concentrados en torno a la zona mencionada (figuras 4.3 y 4.4). La subcuenca D, y en particular su mitad superior la cual concentraría el grueso de la morfología asociada a este plegamiento por propagación de falla planteado, muestra una integral hipsométrica correspondiente a estado “intermedio” de maduración con asimetrías hipsométrica y de densidad de menor valor que el resto de las subcuencas frontales al norte del estero Codegua (figuras 4.6 y 4.7), lo que insinúa un rejuvenecimiento relativo en la mitad superior de dicha unidad consistente con la deformación planteada.

Si bien la morfometría de perfiles normalizados de cauces no entrega datos con tendencias tan marcadas respecto a una deformación de “rejuvenecimiento” de la subcuenca D (estando todos sus índices en un rango normal; apartado 4.4.1), el gráfico de dispersión (figura 4.9) de concavidad máxima y distancia desde la fuente para dicho máximo muestra que todas las subcuencas espacialmente asociadas al plegamiento por propagación se encuentran en estado juvenil (unidad B) o más cercano a este que al equilibrio (D y E). Es más, el índice de empinamiento (correspondiente a la contraparte en cuanto a morfometría de perfiles de ríos; subcapítulo 4.4) muestra valores de  $K_{sn}$  máximos y promedios claramente al alza al “acercarse” al plegamiento, es decir aquellas subcuencas sin relación (C y F) presentan valores muy inferiores a aquellas con una relación areal pequeña (B y E), y estas a su vez inferior a la unidad D, que presenta una parte importante de su área asociada al plegamiento (figuras 4.11 y 4.12).

Así mismo, los *knickpoints* cuya génesis probable se insinúa tectónica se encuentran espacialmente asociados a la estructura aquí puesta en relevancia (figura 5.5), aun cuando estos en términos generales no presentan patrón distinguible en gráficos área/pendiente (figura 4.10). La sumatoria de evidencia redonda en un índice de actividad tectónica relativa elevado en torno a la falla enterrada que causaría el plegamiento por propagación (figura 5.4), aun cuando dichos valores no se presentan excesivamente circunscritos a la estructura pues el grueso de los índices incluidos en el cálculo son valores únicos para toda la subcuenca,

desembocando en un RTA particularmente alto para la unidad D en relación a sus pares. (figura 4.14).

En cuanto a la extensión de este dominio a la subcuena A, existen diversos antecedentes que permiten plantear su continuidad NNE (figura 5.5). Se debe comenzar por señalar que toda la evidencia morfométrica apunta a una unidad de actividad tectónica evidente, lo que se ve plasmado en cada uno de los resultados del capítulo 4 y que se resume, de manera contundente, al observarse como una de las dos subcuenas de mayor actividad tectónica relativa (figuras 4.14 y 5.4). Si bien resulta tentador a primera vista (y considerando que la mayor parte de los índices considerados en el RTA ponderan valores únicos para la subcuena como una unidad completa) atribuir esta actividad directamente a la gran falla inversa observada que pone en contacto las formaciones Abanico y Farellones (figuras 2.5 y 5.5), existe un control aluvial que pone en entredicho la magnitud de la señal asociada a dicha falla (apartado 5.1.3) pues se encuentran en directa relación con cambios abruptos en concavidad y una disminución en el empinamiento (figuras 4.10 y 4.12), aun cuando las cicatrices de remociones en masa en torno al cauce principal (figura 5.2B y C) son también consistentes con una pérdida de estabilidad de las laderas a partir de incisión vertical derivada de alzamiento (Whipple y otros, 2013).

No obstante, existe evidencia concreta dentro de los resultados que insinúa una fuente más distal para la señal tectónica global que se aprecia en esta subcuena. En primer lugar, los mapas de relieve local (figura 4.3), ángulos de pendiente y variabilidad de pendiente (figura 4.4) muestran una topografía más encajada y abrupta en la mitad inferior de la subcuena. Así mismo, la asimetría de densidad ( $D_{sk}$ ) de la subcuena A muestra un valor claramente negativo (-0.250; figura 4.6) que evidencia predominancia de procesos erosivos en segmentos inferiores de la unidad. Finalmente, los mayores valores de empinamiento normalizado de la subcuena se encuentran en su mitad inferior, entre aproximadamente los 7 y 15 km de distancia río arriba desde la desembocadura, y en términos generales asociados a *knickpoints* (figuras 4.10 y 4.12). Todo lo anterior encuentra su explicación más sencilla, en un contexto de faja plegada y corrida, en la extensión NNW del dominio planteado, lo que se apoya y a la vez apuntala localmente lo ya planteado por Ammirati y otros (2019), quienes con datos acabados del Centro Sismológico Nacional (CSN) y a partir de las últimas

estaciones instaladas en 2017, plantearon un plano continuo de 50 km de longitud para la Falla San Ramón, que incluiría este DFN.

En la misma línea, se sugiere el segmento medio de la subcuenca A ( $70^{\circ}30'W$ ) como un potencial sitio de interés en terreno a partir de altos valores de empinamiento y patrón lineal ~NS de *knickpoints* (figura 5.5) en estrecha relación con sismos agrupados en la zona (figura 5.4), y cuyo origen antrópico fue descartado en el apartado 5.2.1. De momento, no es posible adscribir este lugar al dominio e incluso surge la interrogante de si pudiese existir un elemento estructural hasta ahora desconocido en el área.

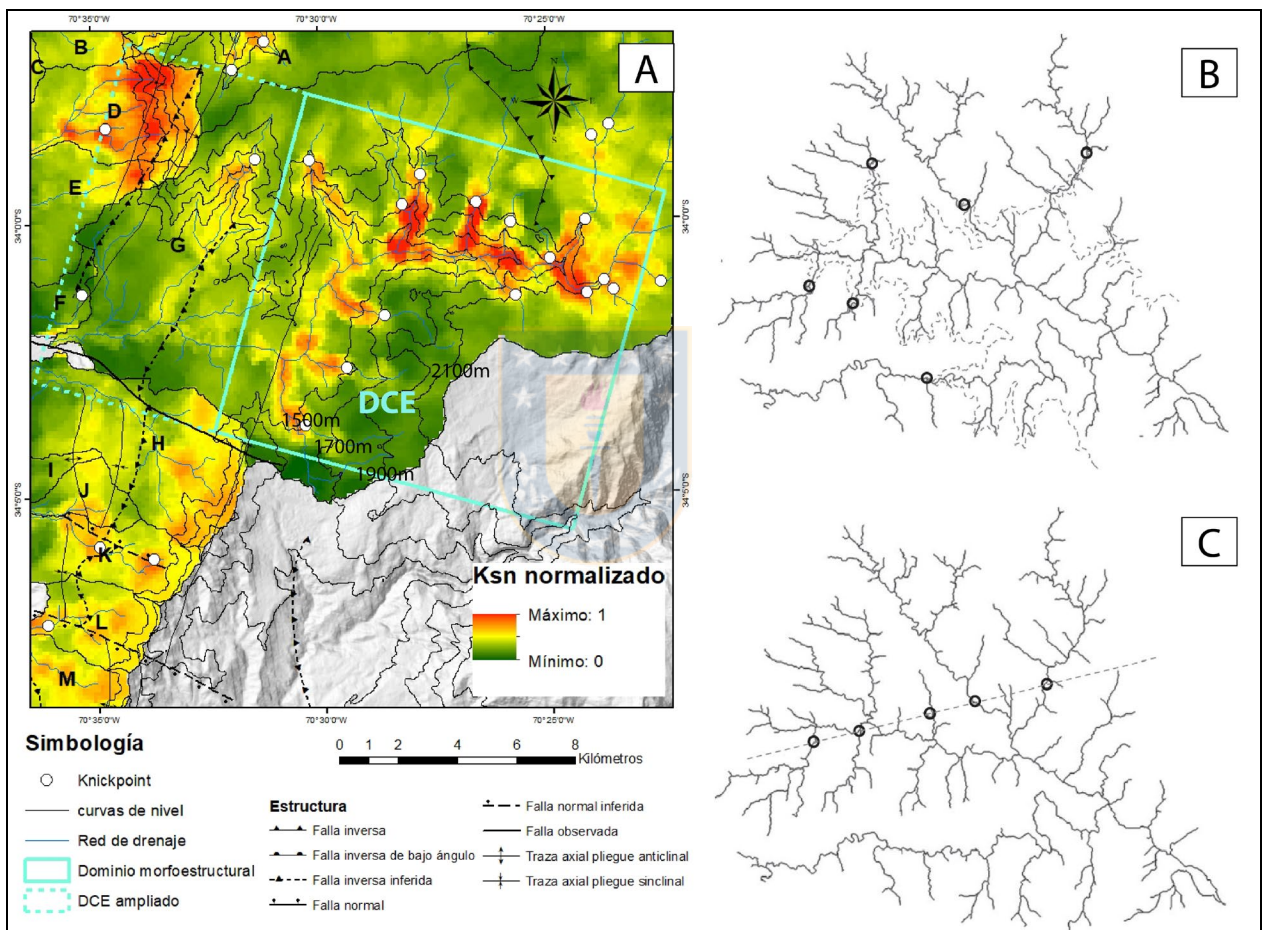
### 5.2.2.2 Dominio Central Este (DCE)

Este segundo dominio propuesto se ubica aproximadamente entre los  $70^{\circ}22'$  y  $70^{\circ}32'$  de longitud W, abarcando el grueso de la subcuenca G (figura 5.5). Dicha subcuenca presenta consistentemente (junto a la subcuenca A) los mayores índices de actividad tectónica, destacando altos valores de Integral Hipsométrica (figuras 4.6 y 4.7) y altos valores de empinamiento promedio y máximo (figura 4.11), así como un bajo Factor de Concavidad y un estado tendiente a la “juventud” a partir de Concavidad máxima y su distancia desde cabecera (figuras 4.8 y 4.9). Sin embargo, las señales se presentan particularmente polarizadas en esta subcuenca, concentrándose en su tercio superior e inferior, lo que se refleja en mayor Relieve Local (figura 4.3) y ángulos y variabilidad de pendiente (figura 4.4) concentrados en estos segmentos. Así mismo, las Asimetrías Hipsométrica y de Densidad plantean un equilibrio erosivo entre segmentos superiores e inferiores de la subcuenca (figura 4.6). Todo lo anterior se resume de buena forma en el índice de Actividad Tectónica Relativa RTA de la figura 4.14, que muestra tanto los altos valores de la unidad morfométrica total respecto al área de estudio, como su distribución desigual dentro de la misma.

Al analizar el tercio superior de la subcuenca G, se aprecia una clara relación con Intrusivos Miocenos y otras transiciones litológicas (figura 5.1). Esta franja fue postulada como ya como una *knickzone* que “ancla” las erosivas a dicha zona (Fariás y otros, 2008). Si bien existe notoria actividad sísmica registrada en la cabecera de la citada subcuenca y sus alrededores (figura 5.4), los resultados del presente trabajo no permiten aislar influencias de otro tipo para la zona ni asociar el registro sísmico a una estructura en particular, por lo que

se prefiere hacer notar este tercio superior como una zona de interés sin definir un dominio morfoestructural.

En cuanto al resto de la subcuenca, si bien el tercio medio no presenta directamente una señal de alta actividad en comparación a los otros dos, muestra un patrón claro y distinguible de *knickpoints* que permite definir en conjunto con el tercio inferior un dominio morfoestructural. debido a que dicho patrón visualizado en planta se presenta asociado a determinadas curvas de nivel desde los 1500 hasta los 2100 ms.n.m. (figura 5.6A). Esto



**Figura 5.6: Dominio Central Este.** DCE y su patrón de *knickpoints* asociado a cambio temporal en tasa de alzamiento. Letra A muestra el patrón del dominio en cuestión, mientras que letras B y C muestran patrones de puntos de quiebre asociados a cambios temporales y espaciales de alzamiento, respectivamente. Modificado de Wobus y otros, 2006.

sugiere un estado transiente en respuesta a cambios del alzamiento en el tiempo, con una migración vertical constante para todos los cauces dentro de la subcuenca, lo que produce la

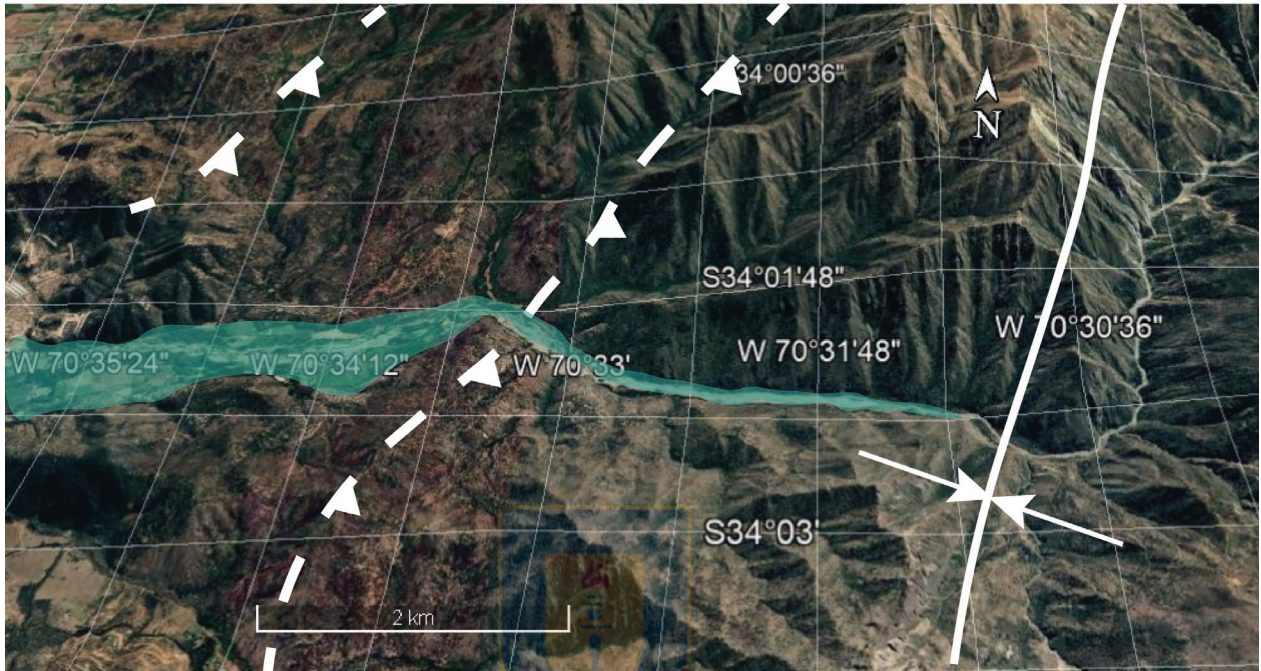
configuración distintiva asociada a cotas (figura 5.6B; Wobus y otros, 2006; Whipple y otros, 2013). Si bien el patrón se presenta en un rango de altura, la misma figura 5.6A muestra que el grueso de los quiebres se encuentra asociado a ~2100 m s.n.m. e incluso es notorio que el límite inferior del rango, es decir 1500 m s.n.m., corresponde exclusivamente a aquellos *knickpoints* que se desarrollan en el contacto entre las formaciones Abanico y Avalancha de detritos Colón-Coya, pudiendo explicar su menor avance vertical y cierto “anclaje” a este factor litológico ya mencionado en el apartado 5.1.2. Además, el notorio cambio en el índice de empinamiento a ambos lados de los puntos de quiebre (figura 5.6A) es altamente indicativo de una onda erosiva migrando hacia las cabeceras en toda la red de drenaje, y el patrón es el esperable cuando la génesis de este empinamiento y *knickpoints* es temporal por sobre espacial, pues en el segundo caso se esperaría un patrón cercano a lo lineal (figura 5.6C) o en directa relación con las estructuras que estén originando el cambio de *uplift*, como es el caso de los otros dominios propuestos en esta memoria.

Si bien la evidencia presentada apunta a un origen de la onda erosiva en el tercio inferior de la subcuenca del estero Codegua, no es posible en este punto asociar de manera definitiva la señal encontrada a una estructura en particular, lo que lleva a hablar de un DCE “ampliado” (figura 5.6A). Esto pues, aun cuando el quiebre en el cauce principal se produce claramente asociado espacialmente al sinclinal recopilado a la longitud 70°30'W, el contexto compresivo del área torna mucho más probable que alguna de las dos fallas inversas inferidas que se encuentran río abajo (misma figura 5.6A) sea el origen de la onda erosiva migratoria antes planteada.

Por otro lado, existe una cobertura aluvial río abajo al sinclinal (figura 5.7) que agrega otro elemento de complejidad al problema, pues dichos sedimentos pudiesen actuar como escudo ante la erosión (Turowski y otros, 2007; Burbank y Anderson, 2011; Whipple y otros, 2013) y explicar la atenuación de la señal de empinamiento observada (5.6A). Estos depósitos del río son apreciables incluso en una prolongada zona de concavidad aumentada para esta subcuenca (figura 4.10), y no hacen sino apoyar el proceso adaptativo transiente ya planteado pues explicaría el origen de tal volumen de depósitos. Los 2 orígenes potenciales planteados serán considerados más adelante al momento de evaluar incisión y temporalidad del cambio en la tasa de alzamiento de forma individual, pero es necesario hacer notar que ambas fallas



inferidas corresponderían en términos generales a la terminación sur de la Falla San Ramón y no se descarta que actuaran de manera conjunta en esta desembocadura. Así mismo, se plantea desde ya como una zona de interés para dilucidar la configuración local a profundidad del sistema.



**Figura 5.7: Origen de patrón erosivo en DCE.** Estructuras recopiladas en tercio inferior de la subcuenca G. Figura muestra la cobertura aluvial objetivable en imagen satelital de *Google Earth* (polígono verde).

### 5.2.2.3 Dominio Frontal Sur (DFS)

Este último dominio propuesto se ubica entre aproximadamente los  $70^{\circ}32'$  y  $70^{\circ}40'$  de longitud W, con una orientación NNE-SSW, abarcando las subcuencas J, K, L, M y N, así como la mitad superior de la subcuenca H y eventualmente fragmentos de las unidades I y O (figura 5.5). La información estructural recopilada (figura 2.5) muestra abundantes plegamientos y fallamientos discontinuos y segmentados, tanto en las subcuencas frontales al sur del estero Codegua como en zonas adyacentes al este y sur de estas, lo que insinúa de entrada una forma distinta de acumular deformación para esta parte del área de estudio respecto a los dos dominios planteados con anterioridad.

Los índices morfométricos expuestos en los resultados parecen apuntalar, a modo general, la idea de una deformación distribuida en varias estructuras de manera más amplia

(en contraposición a una sola gran estructura). El relieve local (figura 4.3B) muestra las principales subcuencas de este dominio en valores sobre o cercanos a 200 m promedio, con una desviación estándar bajo los 100 m para la mayor parte de ellas, lo que se traduce visualmente en un relieve escarpado de forma general y sin grandes quiebres de su relieve (figura 4.3A). Los valores de pendiente y variabilidad de esta siguen la misma tendencia, mostrando las unidades como “parches cálidos” en toda la extensión del dominio planteado (figura 4.4), encontrándose los mayores valores en las cabeceras de las subcuencas, así como segmentos medios de H, J, K, L, M y la parte norte de N.

Las hipsometrías obtenidas para las subcuencas del dominio (apartado 4.3) siguen la misma tendencia, mostrando curvas cóncavo-convexas para las unidades H, J, K, L, M y N (figura 4.6), así como valores de Integral Hipsométrica que evidencian erosión moderada (figuras 4.6 y 4.7) para todas las subcuencas que componen el grueso del dominio (a saber, todas aquellas al sur del estero Codegua a excepción de H, I y O). Este nivel intermedio de erosión contrasta con los altos niveles encontrados en aquellas subcuencas al norte del estero (a excepción de la unidad D; figura 4.7). La comparación entre estos grupos de subcuencas, cuyo tamaño y ubicación respecto al frente de montaña (figuras 4.1 y 4.2), gran similitud litológica (figura 2.5) y un contexto e historia tectónica regional que ha sido planteado como relativamente homogéneo para el área de estudio (Farias y otros, 2008), insinúan desde ya de manera dirigida un rejuvenecimiento parcial por deformación cortical tectónica para las unidades del DFS.

Lo expuesto se ve a su vez apoyado por los resultados de concavidad asociados a perfiles longitudinales de ríos (apartado 4.4.1; figuras 4.8 y 4.9), los cuales si bien no presentan en ninguno de sus parámetros valores que escapen demasiado de la norma (salvo la mayor distancia desde cabecera para la concavidad máxima de la subcuenca L), muestran en conjunto una clara tendencia de las unidades de este dominio morfoestructural hacia un comportamiento “juvenil” por sobre la “vejez”, manifestado en los *clusters* G2 y G3 de la figura 4.9A.

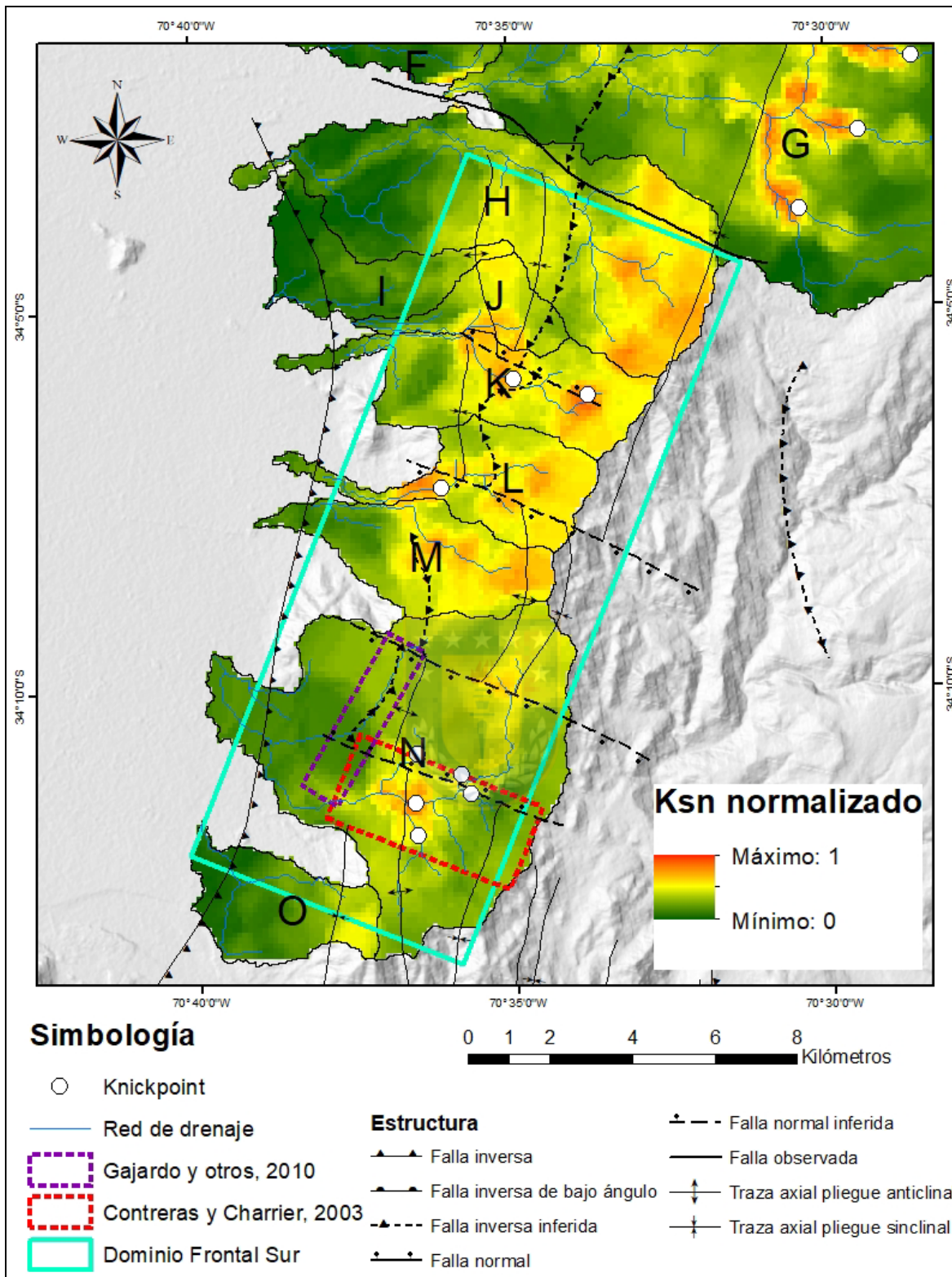
El índice de empinamiento (apartado 4.4.2) también presenta resultados que apuntan en la dirección planteada. La vista en planta de la zona de estudio muestra una clara asociación entre los puntos de quiebre, mayores valores de empinamiento y estructuras

recopiladas para las unidades al sur del estero Codegua (figuras 4.12B y 5.5). Así mismo, los datos área pendiente muestran los quiebres de pendiente más claros en las subcuencas K y L, además de otros suficientemente observables en J, K, L, M y N (figura 4.10). Prácticamente todos los quiebres en estos datos, además, se asocian a *knickpoints* (subcuencas K, L y N) y/o estructuras.

Todo lo anteriormente mencionado es relativamente bien englobado por el índice RTA (figura 4.14), el cual muestra de forma clara la mayor actividad relativa en las subcuencas K, L y M, las cuales presentan de forma consistente indicios de tectonismo en cada uno de los índices ponderados. Así mismo, muestra actividad importante en parte de las subcuencas J y N, consistente con la heterogeneidad visible en aquellos índices que son sensibles a las variaciones dentro de una misma unidad, es decir empinamiento, relieve local y cambios en la pendiente. Sin embargo, en este caso el RTA parece no dar importancia a potencial actividad tectónica presente en la subcuenca H, siendo que al evaluar las posibles estructuras causantes de las señales detectadas se plantea la interrogante de una subestimación de dicha unidad (ver párrafos siguientes).

En cuanto a la actividad específica de fallas, ya sea en superficie como ciegas que se expresen en plegamientos, tanto la abundancia de estructuras del dominio como los escasos antecedentes y estudios dirigidos a ellas a la escala del presente trabajo tornan dificultoso señalar de manera específica algunas de ellas como preponderantes por sobre otras. Sin embargo, existen diversos antecedentes que apuntan a determinadas zonas como las de mayor interés en lo que a actividad reciente se refiere, los cuales se encuentran resumidos en la figura 5.8.

En primer término, existen dos publicaciones de valor en el área sur del DFS. La primera de ellas corresponde a una asistencia geológica realizada por el SERNAGEOMIN (Gajardo y otros, 2010), con la finalidad de evaluar los efectos en suelos fundacionales de la comuna de Machalí a partir de diversos daños causados durante el terremoto de subducción del Maule ese mismo año. Los autores destacan que las orientaciones de la evidencia en terreno apuntan a una posible reactivación de la falla inversa inferida al NE de Machalí (figura 5.8). La segunda publicación corresponde a un modelamiento de deformación de pliegues en la Carretera el Cobre realizado por Contreras y Charrier (2003), la cual si bien



**Figura 5.8: Dominio Frontal Sur (DFS).** Imagen muestra cruce de resultados de índice de empinamiento y detección de *knickpoints* con la información estructural recopilada. Polígonos de contorno segmentado muestran antecedentes de deformación relevantes para el DFS.



no presenta evidencia directa de deformación reciente aporta información concreta y numérica respecto a estructuras que destacan por su señal de empinamiento notoria y muy coincidente con *knickpoints* alineados en la misma dirección NNE-SSW (figura 5.8).

En cuanto a los índices y la evidencia que aportan apuntando a estructuras específicas, es posible también observar ciertas pistas hacia zonas en particular. En la parte norte del dominio, la asimetría de densidad de la subcuenca J presenta valor negativo (figura 4.6) que habla de una erosión predominante en sus porciones inferiores y apunta indirectamente al rol que los plegamientos y la falla Machalí presentes en dichas unidades pudiesen jugar. Los valores estadísticos de hipsometría para la subcuenca N también destacan, tanto por su bajo valor de  $S_k$  en relación a su  $H_i$  (contrastante con la tendencia de relación entre ambas variables para integrales similares como las subcuencas K y M) como por su asimetría de densidad negativa (figura 4.6), que sumado a la forma de su curva apoyan lo ya expuesto en el párrafo anterior respecto a la actividad reciente, ya sea del fallamiento reactivado propuesto por Gajardo y otros (2010) y su extensión sur hacia el tercio inferior de esta subcuenca, como aquel fallamiento ciego modelado por Contreras y Charrier (2003) que genera los pliegues destacados (figura 5.8).

Por otro lado, existe una alta coincidencia entre las subcuencas de mayor actividad relativa (figura 4.14), sus estructuras recopiladas, índices de empinamiento y puntos de quiebre a lo largo de sus cauces (figuras 5.5), siendo este segmento medio del dominio (subcuencas K, L, M y porción NE de subcuenca N; figura 5.8) el cual parece un ejemplo más patognomónico del estilo deformacional clásico de la inversión de la Cuenca Abanico controlado de forma discontinua por fallamiento ciego (Charrier y otros, 2002). Es más, lo expuesto hasta aquí plantea incluso la posibilidad de una relativa continuidad del WAT desde el cabalgamiento y/o plegamiento que probablemente da origen a la señal migratoria del DCE (estructuras mayores en figura 5.7) y aquellas estructuras asociadas a “puntos calientes” del DFS (figura 5.8).

Así mismo, es relevante mencionar que, si bien comparativamente con el resto de resultados expuestos parece no tener indicios de actividad, la Falla Machalí presenta en sus valores de empinamiento una sutil mas notoria tendencia que pudiese insinuar una reactivación reciente. Concretamente, la figura 4.10 muestra para todas las subcuencas en las



que el cauce principal atraviesa dicha estructura, un leve y consistente aumento en el empinamiento e incluso un potencial cambio en la tendencia de datos área – pendiente de las unidades L y N. En cualquier caso, se hace hincapié en que las metodologías planteadas en esta memoria se enfocan en ríos sobre lecho rocoso, y tanto la pequeña magnitud de las señales detectadas como la naturaleza “limitada por transporte” del lugar donde se encuentra esta estructura, hacen necesario estudios dirigidos y adaptados específicamente a ella.

Finalmente, desde ya se insinúa la potencial utilidad de aplicar metodologías morfométricas como las del presente trabajo ampliando el DFS hacia el este, ya que si bien en este caso solo se tomaron en cuenta las subcuencas que desembocan en la DC y que no nacen en la divisoria de aguas que separa Chile y Argentina, las subcuencas que se pueden delinear en la vertiente este de los cerros que constituyen este dominio se aprecian con un relieve sombreado clásico de fajas plegadas y corridas (figura 5.8), y pudiesen dar nuevas luces del comportamiento del WAT en esta zona en particular.

### **5.3 Evaluación de temporalidad y tasa de incisión**

A partir de lo hasta ahora expuesto, cabe preguntarse respecto a la magnitud de la actividad tectónica detectada, tanto en términos de incisión adaptativa de las redes fluviales como el tiempo que esta adaptación se ha llevado a cabo bajo las condiciones que imperan actualmente (y se asume han imperado durante dicha adaptación).

Si bien a partir de los antecedentes recopilados, así como debido a la metodología “remota” utilizada en este trabajo, no existen antecedentes o nuevos datos que permitan evaluar incisión (*e.g.* marcadores de incisión como paleocanales) o temporalidad (*i.e.* dataciones radiométricas a escala Pleistocena – Holocena) de manera directa, los resultados obtenidos permiten localmente la estimación indirecta de estas variables.

En primer término, y a modo general, se describe la respuesta de los ríos a “fuerzas externas” como transiente a partir de que el periodo de ajuste de sus canales y la topografía que ellos disectan es finito, siempre en respuesta a cambios en las condiciones de borde (a grandes rasgos, cambios ya sea en el nivel de base o climatológicos, como ya fue expuesto en extenso anteriormente) (Whipple y otros, 2013). Ha sido planteado que, dependiendo de

la eficiencia erosiva, la naturaleza de la perturbación y el tamaño del sistema, el tiempo de adaptación del sistema “canal/ladera/orógeno” es del orden de  $10^4$  a  $10^6$  años (Whipple, 2001; Baldwin y otros, 2003), constituyendo esta una primera aproximación a la escala temporal de las señales presentadas en esta memoria. Sin embargo, el patrón de *knickpoints* expuesto en el Dominio Central Este (DCE, apartado 5.2.2) permite utilizar aproximaciones matemáticas indirectas derivadas de los datos de elevación digital para estimar los parámetros que titulan el presente capítulo, lo que se presenta a continuación.

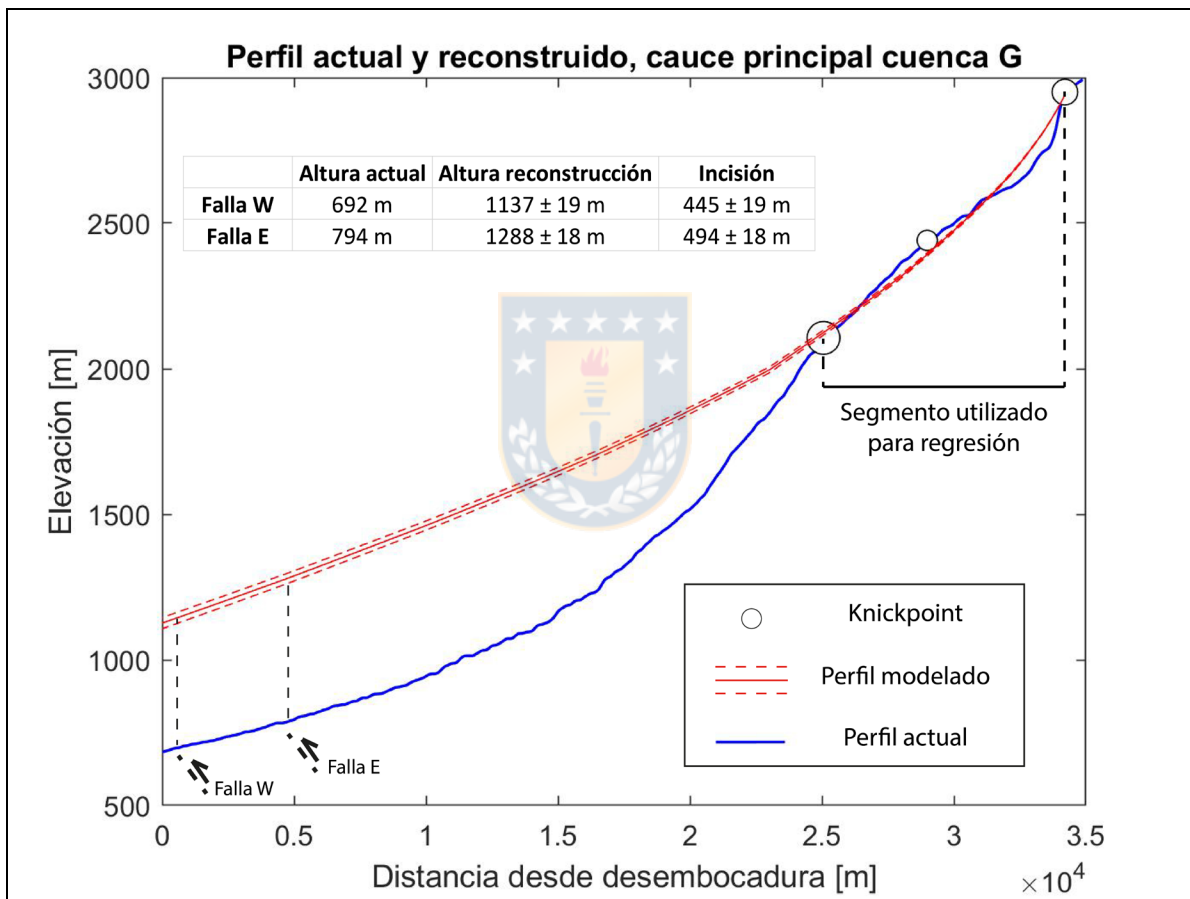
### 5.3.1 Estimación de incisión en el DCE

Como ya fue mencionado, el DCE presenta un patrón de *knickpoints* que apunta al retroceso de estos hacia la cabecera de los distintos cauces que conforman la red de drenaje de la subcuenca G como una respuesta adaptativa ante un cambio en el alzamiento en algún punto del tiempo (Wobus y otros, 2006). Si se asume que el cambio de empinamiento que ocurre en el quiebre del cauce principal, aproximadamente a 2100 ms.n.m. (figura 5.6), y que la porción de dicho cauce que se encuentra río arriba a partir de ese *knickpoint* representa el equilibrio alcanzado con un conjunto de condiciones previas al cambio de alzamiento señalado anteriormente, es posible reconstruir el “paleoperfil” aproximado de dichas condiciones a partir de modelamiento utilizando la relación entre pendiente (S) y área (A) propuesta por Flint (1974), cuya ecuación ya fue utilizada en el índice de empinamiento (ver apartado 3.4.2) (Schoenbohm y otros, 2004; Kirby y Whipple, 2012).

Para lo anterior, se utiliza la función “*Streamproj*” del *software* TopoToolbox 2, herramienta ejecutada en Matlab 2019a y desarrollada por Schwanghart y Scherler (2014), la cual utiliza la “formulación *Chi*” (Royden y otros, 2000; Sorby y England, 2004) para obtener los índices de empinamiento y concavidad, y luego a partir de ellos efectuar una regresión con los datos del segmento seleccionado (que representa las antiguas condiciones de equilibrio) y proyectar el cauce en cuestión hasta la desembocadura, o bien hasta las fallas que potencialmente causaron el cambio en el alzamiento. Para una revisión más completa de las ecuaciones involucradas en el proceso, se refiere al lector a la revisión de Kirby y Whipple (2012) y los autores en ella citados.

La figura 5.9 muestra la reconstrucción del “paleoperfil” contrastada con el perfil actual del río para el cauce principal del DCE. En este caso en particular, se utilizó

como segmento de entrada en el modelo aquel contenido entre los dos *knickpoints* principales de dicho río, representando el inferior de ellos, como ya fue señalado, el quiebre en el índice de empinamiento y el límite entre las condiciones de equilibrio antiguas y las condiciones actuales (figura 5.6). Se decide restringir el segmento para la regresión hasta el *knickpoint* superior pues los datos de altura río arriba a partir de este muestran un cauce subhorizontal compatible con el peneplano mencionado en el trabajo de Farías y otros (2008), el cual se asociaría al cinturón de intrusivos miocenos y potencialmente representa un equilibrio aún más antiguo.




**Figura 5.9: Reconstrucción de paleoperfil.** Gráfico de perfil actual vs modelado para cauce principal de subcuenca G, a partir de segmento que aún muestra condiciones de equilibrio anterior al último cambio en tasa de alzamiento. Se muestran potenciales fallas de origen de este último, así como la incisión vertical diferencial derivada de él.

La figura 5.9 además muestra las dos fallas que son posible origen del alzamiento de esta zona en particular, denominadas falla W y E por su posición relativa en el tercio inferior de la subcuenca, y su ubicación en el espacio se puede apreciar en las figuras 5.6 y 5.7. Sobre

su posición en el perfil se extraen las elevaciones actuales y proyectadas en el “paleoperfil”, y luego se calcula su diferencia. Esta representa la incisión vertical diferencial que el río lleva a cabo como adaptación para retomar el equilibrio ante el aumento en la tasa de alzamiento que produce el patrón migratorio, y arroja valores similares para ambos orígenes planteados: La falla W, que es una proyección del límite sur de la Falla San Ramón (a partir de los datos recopilados en este trabajo) y no una estructura que de momento se encuentre mapeada como observada o inferida atravesando el cauce en cuestión, presenta una incisión de  $445 \pm 19$  m; la falla E, correspondiente a una estructura inferida a  $\sim 5$  km río arriba del Valle Central y que sí atraviesa el cauce G en la recopilación (y por ende parece de momento ser la fuente de origen más probable), muestra una incisión de  $494 \pm 18$  m.

### 5.3.2 Estimación de temporalidad y tasa de incisión

A partir de los valores obtenidos, es posible considerar el enfoque en sistemas delimitados por *detachment* en que la erosión se modela a partir de la ley de potencia de cauce utilizando el área como *proxy* de la descarga (Howard, 1980 en Farias y otros, 2008), se tiene que:



$$E = \frac{\partial z}{\partial t} = -KA^m S^n$$

en donde  $K$  es la constante de erosividad que amalgama diversos modelos de incisión fluvial e incluye múltiples factores como erodabilidad del sustrato rocoso, carga de sedimento del río, clima, geometría hidráulica y periodo de retorno de descargas efectivas (Anderson y Burbank, 2011). El resto de las variables ya han sido discutidas en el presente trabajo, pero cabe señalar que en este tipo de planteamientos es consenso tácito utilizar la relación  $m/n = 0.5$ , con las constantes adimensionales  $m = 0.5$  y  $n = 1$  (e.g. Farias y otros, 2008; Kirby y Whipple, 2012).

Es posible, además, utilizar los valores de  $K$  obtenidos por Farías y otros (2008) a partir de migración de *knickpoints* y marcadores de incisión en los ríos Cachapoal y Tinguiririca, considerada a partir de los antecedentes recopilados como la mejor aproximación debido a la probable gran similitud de los distintos factores que influyen en ella entre el área de estudio de dichos autores y la de la presente memoria.

Con lo ya señalado, y considerando el área de drenaje ( $A$ ) en las potenciales fallas generadoras del patrón migratorio como invariante, así como la pendiente ( $S$ ) promedio entre la falla en cuestión y el *knickpoint* inferior del cauce principal ubicado a  $\sim 2100$  m (figura 5.8) como una buena aproximación del valor promedio de esta durante la migración del *knickpoint* bajo el modelo de *slope replacement* de Gardner (1983), es posible obtener una aproximación del rango temporal en que se habría producido el cambio que genera el patrón migratorio de la subcuenca G, así como las tasas de incisión que dichos valores implicarían, tal como se muestra en la figura 5.10.

$K$ utilizado	4.03E-07	2.73E-07	7.97E-07
	$t_{\text{central}}$	$t_{\text{máximo}}$	$t_{\text{mínimo}}$
<b>Falla W</b>	1242808 $\pm$ 53064 años	1834621 $\pm$ 78332 años	628421 $\pm$ 26831 años
<b>Falla E</b>	1309541 $\pm$ 47716 años	1933132 $\pm$ 74209 años	662164 $\pm$ 25419 años

**Figura 5.10: Temporalidad de alzamiento.** Estimación de temporalidad para cambio en tasa de alzamiento en DCE. Se especifican las constantes de erosividad ( $K$ ) obtenidas del trabajo de Farías y otros (2008) utilizadas en cada escenario, para ambas fallas postiladas como posible origen de la onda erosiva.

A partir de las constantes de erosividad expuestas, calculadas y denominadas central, mínima y máxima según Farías y otros (2008), se obtiene una edad para el cambio de *uplift* relativamente similar para ambas fallas: La Falla W va desde aproximadamente 628 ka hasta 1.83 Ma con un valor central de  $\sim 1.24$  Ma, mientras que la Falla E muestra un rango desde  $\sim 662$  ka hasta 1.93 Ma con un valor central de  $\sim 1.31$  Ma. Es decir, a partir de esta aproximación es posible afirmar que a grandes rasgos la actividad Pleistocena – Holocena de alguna (o eventualmente ambas) de estas fallas ha causado la señal migratoria del DCE.

Así mismo, combinando estas edades con la incisión obtenida anteriormente es posible evaluar la tasa de incisión del río, siendo de  $\sim 0.24 - 0.71$  mm/año para la Falla W y  $\sim 0.26$  a  $0.75$  mm/año para la Falla E.



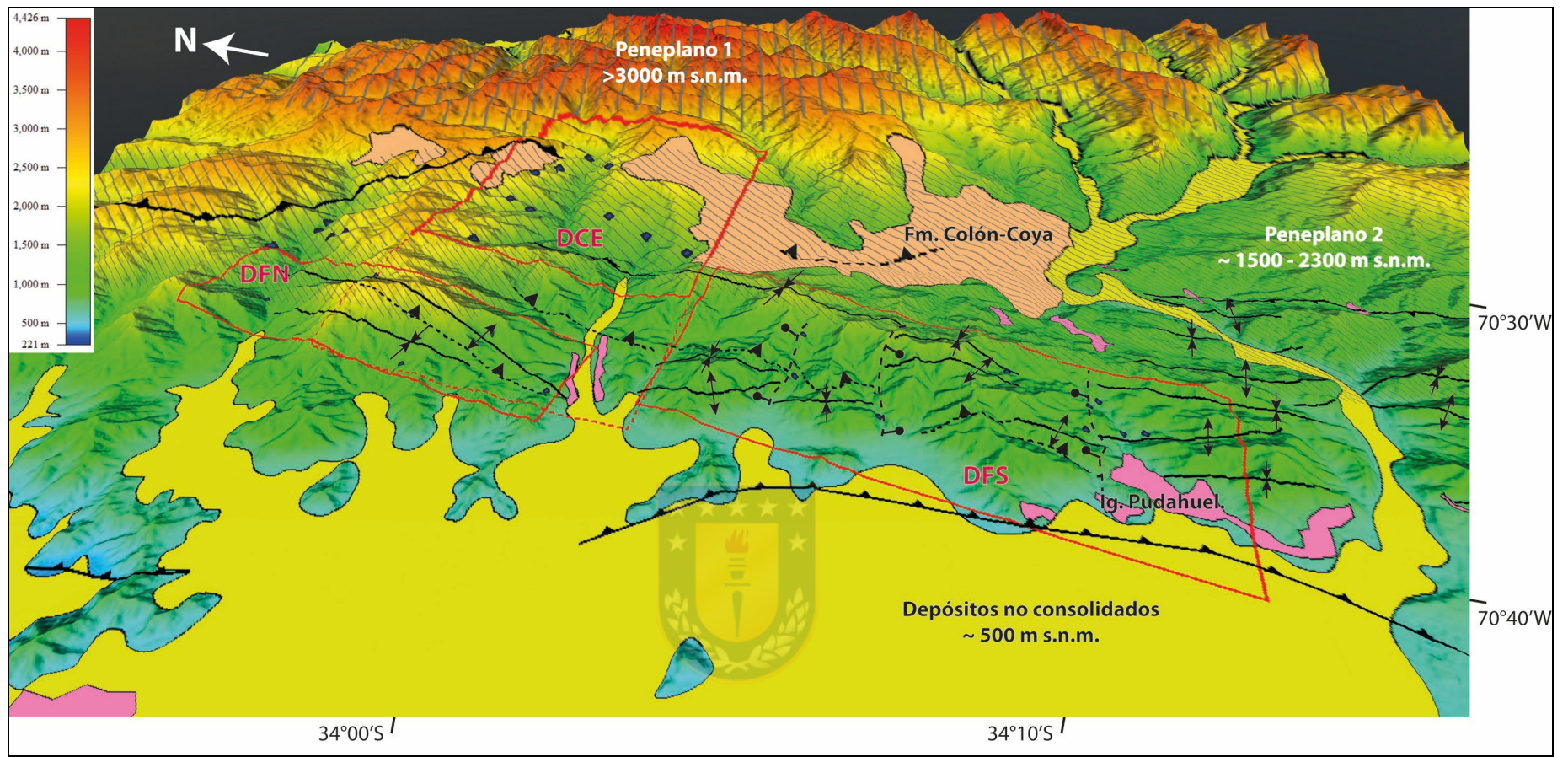
## 5.4 Integración y análisis dentro del WAF

Los resultados y discusión presentados hasta ahora permiten discutir el significado de las señales de actividad tectónica y su concordancia con la evidencia publicada que indican un alzamiento relativamente reciente de la porción oeste de la Cordillera principal.

En este sentido, se debe aclarar de entrada que debido al estilo deformacional diverso interpretado tanto en este como otros trabajos citados, y la poca certeza de la configuración de estructuras a profundidad como para hacer una generalización en todo Chile Centro-Sur, es la razón por la que se prefiera de momento hablar del Frente Andino Occidental (WAF) por sobre el Cabalgamiento Andino Occidental (WAT; Armijo y otros, 2010), pues dilucidar la geometría a profundidad escapa de los objetivos de esta memoria.

La figura 5.11 muestra una vista tridimensional del relieve de la zona de estudio, así como un resumen de los elementos geológicos y morfológicos relevantes para la presente integración. Se pueden observar los 3 dominios morfoestructurales planteados, siendo dos de ellos definidos por la construcción de relieve por estructuras inversas y algunos *knickpoints* anclados a ellas (DFN con una única falla; DFS con fallas y pliegues múltiples y deformación interpretada como distribuida en ellas), y un dominio intermedio más retraído hacia el este que se define por el patrón erosivo de *knickpoints* (apreciables a una cota similar) que resulta del cambio temporal en el alzamiento a partir de una (o ambas) de sus fallas inversas en desembocadura.

La misma figura 5.11 muestra 3 unidades geológicas muy relevantes para esta discusión: 1) Depósitos no consolidados de diverso origen (piedemonte, fluvial y aluvial principalmente) que rellenan la Depresión Central, cuya edad va del Pleistoceno al Holoceno, 2) Formación Colón-Coya, de edad Plio-Pleistocena con dataciones en un rango que va desde ~4.9 a 1.3 Ma (Charrier y Munizaga, 1979; Cuadra, 1986; Godoy y otros, 1994; Encinas y otros, 2006), y la Ignimbrita Pudahuel, cuya edad radiométrica en literatura fluctúa en un amplio rango desde ~2 Ma hasta 150 ka (Stern y otros, 1984; Wall y otros, 2001; Lara y otros, 2008; Pineda, 2015).



**Figura 5.11: Resultados integrados al WAF.** Integración de Dominios Morfoestructurales en el Frente Andino Occidental. Se presentan elementos geológicos (formaciones y estructuras atingentes de manera simplificada) y morfológicos (Peneplano 1: Achurado vertical; Peneplano 2: Achurado diagonal; cotas relevantes) que permiten contrastar los resultados con la literatura existente respecto al alzamiento de la porción occidental de la Cordillera Principal. Los círculos azules representan los *knickpoints* relevantes para la definición de dominios (apartado 5.2.2). DFN: Dominio Frontal Norte; DCE: Dominio Central Este; DFS: Dominio Frontal Sur.

Las primeras dos unidades mencionadas en el párrafo anterior se interpretan como aquellas que representan directamente el alzamiento Pleistoceno - Holoceno de la porción oeste de la Cordillera Principal en Chile Centro – Sur. Existe entre ellas un marcado quiebre topográfico para el área, desde ~500 m s.n.m. para los depósitos no consolidados en la DC hasta ~1500 - 2300 m s.n.m. para la Fm. Colón Coya tras la primera divisoria de aguas en la CP, dentro del área que se ha denominado como “Peneplano 2” (figura 5.11), con una distancia horizontal entre ellas de aproximadamente 10 kilómetros. Estas dos unidades, además, han sido correlacionadas entre sí (Encinas y otros, 2006), y existirían incluso potenciales facies de canales fluviales y/o aluviales dentro de Colón-Coya que respaldan la idea de una depositación a cota similar al Valle Central (Dr. Encinas, conversación personal).

Esta idea y la correlación entre depósitos de la DC y su correlaciónalzada en la CP se repite a lo largo del país para depósitos Plio-Pleistocenos: Marangunic y otros (1979) habla de depósitos que rellenan el Valle y son reconocibles en la Cordillera entre los 34° y 36° S, Varela y Moreno (1982) hacen referencia al concepto entre los 35° y 37° S en relación a depósitos de abanicos provenientes de la CP, Hauser (1986) lo aborda en relación a depósitos que denomina “Rodados Multicolores” a los 38°S, y recientemente Encinas y otros (2021) hacen una completa revisión del concepto a partir de todos los depósitos Plio-Cuaternarios de la Depresión Central entre los 37° y 42 ° S.

En cuanto a las estructuras, en términos generales de vergencia oeste, que permitirían explicar este “escalón” en el WAF, diversos autores han demostrado la existencia de ellas en el límite este de la DC, destacando las fallas San Ramón a los 33°S (Rauld y otros, 2006; Armijo y otros, 2010), Mesamávida a los 36°S (Sepúlveda, 2019; Vega, 2021), Huépil a los 37°S (Melnick y otros, 2006) y Puerto Montt a los 42°S (González, 1983). Si bien es necesario completar la información estructural en porciones importantes entre las latitudes señaladas (lo que no siempre resulta sencillo dadas las condiciones climatológicas que en general conllevan a una peor calidad de afloramientos a medida que se avanza hacia el sur de nuestro país), es posible observar una tendencia a encontrar este tipo de fallamientos a medida que se buscan de manera dirigida y alimentan la noción de su importancia en la construcción de la Cordillera Andina, sustentando los hallazgos y la discusión de este apartado.

En cuanto a la temporalidad, el trabajo de Farías y otros (2008) muestra una respuesta erosiva para la zona que se desarrolla entre ~4 y 2 Ma atrás, y que interpretan como consecuencia retardada de un alzamiento originado en su mayoría en la paleocosta hace ~10 a 5 Ma, y que alzaría ambas cordilleras como un solo bloque. Sin embargo, la figura 5.11 muestra que los depósitos de la Fm. Colón-Coya se encuentran aproximadamente a “medio camino” (Peneplano 2; figura 5.11) en la vertical entre la DC y los peneplanos en que el citado grupo basa su análisis (Peneplano 1; figura 5.11), insinuando desde ya que una parte importante del alzamiento habría tomado lugar, como muy temprano y asumiendo sus estructuras de origen cercanas al lugar de la respuesta erosiva, en el Plio-Pleistoceno, y potencialmente incluso continuaría en Holoceno. En concordancia con ello, Encinas y otros (2021) utilizan evidencia tectono-sedimentaria para inferir fases de alzamiento que contemplan un WAF activo durante los últimos 5 Ma en Chile Centro-Sur.

Existen una serie de datos en literatura correlacionables con los resultados de este trabajo que apoyan esta noción. En primer lugar, y desde un plano meramente morfológico descriptivo, existen superficies de bajo relieve o peneplanicies (Escribano, 2008; Farías y otros, 2008) reconocidas para la región de estudio. En particular, los depósitos de la Formación Colón-Coya se presentan como una peneplanicie acotada a la primera porción (oeste) de la Cordillera Principal y en correlación con aquella superficie de bajo relieve que domina la Cordillera de la Costa (figura 7 en Farías y otros, 2008; correlación también visible en superficies S9 a S11 en Escribano, 2008).

En concreto, la figura 5.11 muestra este “Peneplano 2”, siendo este además evidentemente objetivable en la figura 4.3 al este de las subcuencas H – O entre los 70°25’ y 70°35’ W (y en menor medida en las subcuencas A y G, entre los 70°25’ y 70°30’ W de la misma figura). Estas planicies son utilizadas como marcadores de alzamiento, y se asumen como depositadas en cotas cercanas al nivel del mar (Philips, 2002), y si se adscribe a la reciente idea propuesta por Encinas y otros (2021) de un alzamiento de la Cordillera de la Costa en los últimos 2 Ma para Chile Centro – Sur, esta correlación de superficies calza perfectamente con un pulso conjunto de ambas cordilleras en ese rango temporal.

Por otro lado, Stalder y otros (2020) realizan una exhaustiva revisión de más de 1000 datos de termocronología de baja temperatura entre los 18° y 36°S para reconstruir la historia



de exhumación durante la construcción del orógeno en los últimos 80 Ma. Este trabajo señala que las tasas de exhumación más altas de los Andes Centrales se encontrarían justamente entre los 32° y 36°S en la parte oeste de la Cordillera Principal, y la reconstrucción de datos de exhumación muestra dos aumentos notorios en los valores por Ma: Un primer salto, coincidente con lo expuesto por Farías y otros (2008), desde  $<0.15$  km/Ma a fines del Mioceno hasta 0.25 km/Ma en el Plioceno, y un segundo gran salto hasta 2 km/Ma en el Pleistoceno.

Este segundo cambio en la tasa de exhumación es altamente coincidente con los resultados de esta memoria, pues explicaría el fondo del patrón migratorio de *knickpoints* en el estero Codegua que define el DCE, siendo la temporalidad Pleistocena de este (apartado 5.3.2) altamente concordante con lo planteado por el grupo de Stalder (2020). La coincidencia temporal con lo planteado por Encinas y otros (2021) en mayores latitudes sur, insinúa desde ya causas comunes en el alzamiento del WAF durante este periodo de tiempo.

Finalmente, la tasa de incisión presentada en el apartado 5.3.2 también encuentra un correlato coherente en trabajos de la Falla San Ramón y el WAT. Armijo y otros (2010) correlacionan lentes de ceniza, dentro del Piedmont al este de Santiago, con la Ignimbrita Pudahuel y utiliza su edad (450 ka) junto a la componente vertical de la deformación (60 m) provocada por la FSR para estimar una tasa mínima de *throw* de 0.13 mm/año. Es más, agregan que las tasas de deslizamiento promedio para el nivel basal de *detachment* de la FSR implican que la edad máxima de deformación debiese estar en torno a los 150 ka para explicar los 0.4 mm/año de deslizamiento (asumiendo que este se traslada totalmente a la falla), y dataciones sobre la Ignimbrita Pudahuel de Lara y otros (2008) y Pineda (2015) confirman dichas estimaciones. Sumado a ello, dataciones OSL de Rauld (2011) en terrazas fluviales deformadas por la FSR en los ríos Maipo y Mapocho, revelan tasas de incisión Pleistocenas de 0.5 a 1 mm/año.

La alta concordancia de las tasas presentadas en el párrafo anterior con aquellas presentadas en el apartado 5.3.2, es decir  $\sim 0.25$  a 0.75 mm/año, implican tanto que muy probablemente el tipo de deformación y causas de esta al este de Santiago y en la zona de estudio sean prácticamente las mismas (*e.g.* el WAT planteado por Armijo y otros), como que las tasas se han mantenido relativamente constantes en el Pleistoceno – Holoceno. Así



mismo, la alta coincidencia mostrada en este apartado apunta claramente hacia una misma dinámica para todo Chile Centro – Sur, y las diversas investigaciones en curso para esclarecer la presencia y actividad de estructuras en el límite DC – CP a distintas latitudes, así como robustecer los resultados aquí mostrados, será clave en esclarecer la historia reciente de la orogenia Andina en su vertiente oeste.

## 5.5 Evaluación de metodología aplicada

El presente trabajo y sus resultados permite hacer una evaluación de recursos que han sufrido un crecimiento exponencial en las últimas dos décadas. Como es recurrentemente remarcado en los diversos *reviews* y libros de las aplicaciones morfométricas en el estudio de señales tectónicas (Keller y Pinter, 2002; Whipple, 2004; Wobus y otros, 2006; Burbank y Anderson, 2011; Kirby y Whipple, 2012, entre otros), la amplia disponibilidad de datos de elevación digital (muchos de ellos gratuitos), así como el creciente acceso de academia y público en general a sistemas computacionales con capacidad para procesar dicha información, hacen de este tipo de aproximaciones a problemas en las geociencias una herramienta creciente tanto cuantitativa como cualitativamente. Los resultados y discusión presentados con anterioridad muestran una serie de ventajas y potencialidades, así como limitaciones a considerar al momento de abordar este tipo de estudios utilizando sensores remotos, los que se resumen a continuación.

En cuanto a las ventajas generales de la utilización de herramientas digitales, el estudio en sí no presentó mayores costos de realización. En este caso en particular se utilizaron modelos de elevación digital gratuitos (SRTM) y al no contemplar una fase de terreno se ahorra cualquier costo asociado a ello. Así mismo, el análisis de los datos puede realizarse en diversos programas *open source* que no conllevan compra de licencia para su utilización. Los resultados son replicables e iterables las veces que se considere necesario, y si bien se requiere conocimiento técnico para obtenerlos no es necesario a juicio de este autor poseer conocimientos de programación al nivel de desarrollo de *software*, sino más bien de usuario final de los distintos programas de procesamiento.

En cuanto a las ventajas específicas de lo expuesto en esta memoria, la metodología propuesta permitió identificar diversas zonas de potencial actividad tectónica, algunas de ellas con investigaciones nulas o muy poco desarrolladas de acuerdo a la recopilación hecha previamente. El presente trabajo permite, además, construir contexto bajo la realidad geológica local para enfoques cuya teoría general se encuentra bien desarrollada, pero requieren en muchos casos de calibración para las condiciones específicas a las que se aplican. En particular, el enfoque planteado muestra un gran potencial para ayudar a develar fallamiento ciego, mostrando gran coincidencia con trabajos previos (en particular la información geológica presentada por Godoy y otros, 2009, y Ammirati y otros, 2019) que permiten una evaluación positiva de los resultados obtenidos. Es más, tal y como como se mostró en el DCE, bajo ciertas condiciones es posible incluso utilizar este acercamiento como herramienta indirecta para estimar parámetros de incisión y temporalidad.

No obstante las cualidades antes señaladas, y tal y como se intentó dejar presente de manera clara a lo largo de todo el trabajo, existen diversas limitaciones que deben tenerse siempre presentes al utilizar este tipo de herramientas, tanto para paliarlas en la medida de lo posible como para realizar una correcta interpretación de los resultados obtenidos. La propia necesidad de ciertos parámetros o información de calibración constituyen una primera desventaja, pues sin ellos resulta muy difícil ponderar las reales implicancias de lo que a partir del procesamiento se obtiene: En un escenario ideal, es conveniente tener zonas que de antemano se saben inactivas, así como otras que se sabe son activas tectónicamente. Así mismo, como todo modelamiento sobre condiciones de borde idealizadas, los distintos supuestos sobre los que se trabaja hacen que la realidad en sistemas naturales muchas veces sea más compleja de interpretar, como queda patente en el apartado 5.1 al tratar de aislar toda aquella señal que provenga de una génesis distinta a la que se busca (lo que en la práctica suele ser imposible).

Así mismo, existen limitaciones en el procesamiento de los datos que engloban las distintas aplicaciones de estos, incluyendo la geomorfología tectónica. Desde la definición automatizada de objetos hidrológicos (*i.e.* Cuencas hidrográficas y cauces dentro de estas), hasta los propios algoritmos que permiten “eliminar”, dentro de lo posible, errores derivados de la obtención misma de los datos (como algoritmos de suavizado que eventualmente

eliminen *knickpoints*), son parte de una red de procedimientos que está muy lejos de ser perfecta, y sus “baches” deben siempre ser tenidos en cuenta por el operador o científico al momento de interpretar los resultados.

Finalmente, a la luz de la evidencia expuesta resulta claro el gran potencial de estas herramientas como apoyo en la labor geológica habitual, dando evidencia de diversas zonas de interés para la exploración de las problemáticas en el contexto del Frente Andino Occidental a los 34°S, en particular en el contexto de cuencas invertidas en el centro y sur de Chile donde no suele ser sencillo efectuar un mapeo a escala de mayor detalle y como insumo para explorar cuencas que han sufrido inversión tectónica, como las formaciones Abanico y Cura-Mallín (Charrier y otros, 2002), permitiendo la acumulación de evidencia y experiencia en su utilización, eventualmente, la expansión de sus potencialidades en distintos contextos geológicos nacionales.



## 6. Conclusiones

Los resultados obtenidos en este trabajo, así como la discusión planteada, pueden resumirse en las siguientes conclusiones:

- El procesamiento de datos de elevación digital, a fin de obtener índices morfométricos, devela una huella de actividad tectónica en línea con un Frente Andino Occidental que continúa jugando un rol en el proceso de construcción cordillerana. Dicha actividad se presenta altamente coincidente con estructuras propuestas para el área, siendo muchas de ellas ciegas y no detectables de manera sencilla mediante otros métodos de neotectónica o paleosismología.
- El análisis detallado de los resultados permite definir dominios morfoestructurales en donde el estilo de deformación y su expresión como señales detectables permite una clara diferenciación: Un primer Dominio Frontal Norte probablemente asociado a una estructura única, cuyas señales morfométricas se expresan ancladas espacialmente y asociadas a diferencias de *uplift*, y que correspondería a la expresión más austral de la Falla San Ramón; u Un segundo Dominio Central Este, cuya expresión se asocia también a una (o a lo sumo 2) estructura única pero cuya señal provendría de un cambio en la tasa de deformación en el tiempo; y un último Dominio Frontal Sur, cuya evidencia apunta a una deformación asociada a múltiples fallas relativamente discontinuas, siendo esta también una señal anclada espacialmente a fallamientos ciegos.
- Si bien lo obtenido en la presente memoria no devela de momento nuevas estructuras en el área, sí plantea diversos sitios de interés para eventuales campañas de terreno donde es posible tanto buscar de manera dirigida las estructuras que pudiesen dar origen a las señales y no han sido observadas de manera directa (*e.g.* los tercios inferiores de las subcuencas A y G; zona media de subcuenca A), así como áreas donde existe mayor señal de deformación en que pudiesen existir marcadores de incisión que permitan acotar de mejor forma la temporalidad de los distintos dominios, antojándose particularmente interesantes aquellas “zonas calientes” asociadas a estructuras recopiladas y en cercanía con lugares que registran afloramientos de la Ignimbrita Pudahuel.

- Esta huella tectónica, por el hecho de ser detectable mediante las metodologías propuestas sobre procesos fluviales, se enmarca en una temporalidad que no excedería ordenes de  $10^4$  a  $10^6$  años como antigüedad máxima. Así mismo, el patrón migratorio de la señal detectada en el DCE permite acotar la incisión vertical de la subcuenca del estero Codegua a un rango de 426 – 512 metros, produciéndose esta como consecuencia de un aumento en la tasa de alzamiento de una (o ambas) de las estructuras ubicadas cercanas a su desembocadura en un rango temporal estimado de  $\sim 0.6 - 2.0$  Ma., siendo esta edad acorde con lo esperado a partir de la teoría general detrás de los índices utilizados.
- Los resultados y discusión planteados a partir de la geología y morfología son altamente concordantes con un importante pulso de alzamiento en los últimos 2 Ma para el WAF, planteado tanto a escala regional (Stalder, 2020) como de Chile Centro-Sur (Encinas y otros, 2021). Las tasas de incisión son, además, muy similares a aquellas planteadas por trabajos clásicos para la FSR (Armijo y otros, 2010; Rauld, 2011), insinuando mecanismos similares y una relativa continuidad de estructuras de vergencia oeste en el WAF, conservando la posibilidad de que localmente la deformación se desarrolle de manera diversa (e.g. concentrada en una estructura o dividida en múltiples estructuras).
- Finalmente, se hace hincapié en el gran potencial de estas metodologías como apoyo y complemento en la labor geológica, en particular a partir de la gran coincidencia con la información del plan de mapeo geológico nacional a escala 1:100.000 del Servicio Nacional de Geología y Minería, expresado en este trabajo como el grueso de la información geológica detallada recopilada de Godoy y otros (2009). La detección a partir de sensores remotos muestra un alto potencial como ayuda en detección de fallamientos ciegos, y si bien se ha hecho patente que los datos y su procesamiento presentan limitaciones y problemáticas propias a resolver, a juicio de este autor, su aplicación y acumulación de evidencia y experiencia en el contexto nacional no hará sino mejorar su fiabilidad, así como expandir los horizontes de aplicación de acuerdo a la realidad chilena.



## 7. Referencias

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

Alfaro, A. 2011. Peligro Sísmico en el Segmento Norte de la Región del Maule, Chile. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 136 pp. Santiago.

Aliaga, R. 1994. Plano geológico 1:50.000 del área alrededor del tranque Carén (Inédito). División El Teniente, CODELCO, Chile.

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

Alvarado, P.; Barrientos, S.; Saez, M.; Astroza, M. y Beck, S. 2007. Source and damage study of the historic 1958 Las Melosas crustal earthquake, Chile, and its tectonic implications. *Physics of the Earth and Planetary Interiors, Special Issue "Earthquakes in subduction zones: a multidisciplinary approach"*.

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

Ammirati, J.B.; Vargas, G.; Rebolledo, S.; Abrahami, R.; Potin, B.; Leyton, F. y Ruiz, S., 2019. The Crustal Seismicity of the Western Andean Thrust (Central Chile, 33°–34° S): Implications for Regional Tectonics and Seismic Hazard in the Santiago Area. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 109(5): 1985–1999.

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

Armijo, R. y Thiele, R. 1990. Active faulting in northern Chile: ramp stacking and lateral decoupling along a subduction plate boundary? *Earth and Planetary Science Letters*, 98(1): 40-61.

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

Aron, F.; Allmendinger, R. W.; Cembrano, J.; González, G. y Yáñez, G. 2013. Permanent fore-arc extension and seismic segmentation: Insights from the 2010 Maule earthquake, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(2): 724-739.

Arriagada, C.; Arancibia, G.; Cembrano, J.; Martínez, F.; Carrizo, D.; Van Sint Jan, M.; Sáez, E.; González, G.; Rebolledo, S.; Sepúlveda, S.A.; Contreras-Reyes, E. Jensen, E. y Yáñez, G. 2011. Nature and tectonic significance of co-seismic structures associated with the Mw 8.8 Maule earthquake, central-southern Chile forearc. *Journal of Structural Geology*, 33(5):891-897.

Baldwin, J.A., Whipple, K.W., Tucker, G.E., 2003. Implications of the shear stress river incision model for the timescale of postorogenic decay of topography. *Journal of Geophysical Research*, 108(B3).

Bally, A.; Roberts, D.; Sawyer, D. y Sinkewich, A. 2020. *Regional tectonics and geology (Second Edition), Volume 1: Principles of Geologic Analysis*, pp. 761–862, Elsevier.

Barrientos, S. 2007. Earthquakes in Chile. *The geology of Chile*. Moreno, T. y Gibbons, W. Geological Society of London. Londres.

Barcaza, G.; Nussbaumer, S.; Tapia, G.; Valdés, J.; García, J.L.; Videla, Y.; Albornoz, A. y Arias, V. 2017. Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. *Annals of Glaciology*, 58(75pt2): 166-180.

Barrientos, S.E. y Ward, S.N. 1990. The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophysical Journal International*, 103 (3): 589-598.

Barrientos, S.; Vera, E.; Alvarado, P. y Monfret, T. 2004. Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 759-768.

Bookhagen, B. y Burbank, D.W. 2010. Toward a complete Himalayan hydrological budget: spatiotemporal distribution of snowmelt and rainfall and their impact on river discharge. *Journal of Geophysical Research*, 115(3).

Boulton, S.J., Stokes, M. y Mather, A.E. 2014. Transient fluvial incision as an indicator of active faulting and Plio-Quaternary uplift of the Moroccan High Atlas. *Tectonophysics*, 633: 16-33.

Bull, W.B. y McFadden, L.D. 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. *Geomorphology in Arid Regions*. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium, 115-138. State University of New York, Binghamton.

Burbank, D.W. y Anderson, R.S. 2011. *Tectonic Geomorphology* (2<sup>nd</sup> edition). Blackwell: 454 pp, Oxford, UK.

Campos, J. y Kausel, E. 1990. The large 1939 intraplate earthquake of southern Chile. *Seismological Research Letters*, 61: 135-145.

Charrier, R. y Munizaga, F. 1979. Edades K-Ar de volcánicas cenozoicas del sector cordillerano del río Cachapoal, Chile (34°15' lat. sur). *Revista Geológica de Chile*, 7: 41-51.

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

Charrier, R.; Bustamante, M.; Comte, D.; Elgueta, S.; Flynn, J.J.; Iturra, N.; Muñoz, N.; Pardo, m.; Thiele, R. y Wyss, A. R. 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion and relation to shallow seismic activity and Andean uplift. *Neues Jahrb, Geol. Palaeontol. Abh.*, 236: 43-77.

Charrier, R.; Pinto, L. y Rodríguez, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen. in Chile. *The geology of Chile*. Moreno, T. y Gibbons, W. Geological Society of London. Londres.

Charrier, R.; Hérial, G.; Pinto, L.; García, M.; Riquelme, R.; Farías, M. y Muñoz, N. 2013. Cenozoic tectonic evolution in the Central Andes in northern Chile and west central Bolivia:

Implications for paleogeographic, magmatic and mountain building evolution. *International Journal of Earth Sciences*, 102: 235-264.

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

Coira, B; Davidson, J; Mpodozis, C y Ramos, V. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18(3): 303-332.

Comte, D.; Eisenberg, A.; Lorca, E.; Pardo, M.; Ponce, L.; Saragoni, R.; Singh, S.K.Y. y Suárez, G. 1986. The 1985 Central Chile Earthquake: A Repeat of Previous Great Earthquakes in the Region? *Science*, 233 (4762): 449-453.

Comte, D.; Dorbath, C.; Dorbath, L.; Faría, M.; David, C.; Haessler, H.; Glass, B.; Correa, E.; Balmaceda, I.; Cruz, A. y Ruz, L. 2003. Distribución temporal y en profundidad de las réplicas del sismo superficial de Aroma, norte de Chile del 24 de julio de 2001. *Congreso Geológico Chileno*, N°10. Concepción.

Comte, D.; Farías, M.; Charrier, R.; González, A. 2008. Active Tectonics in the Central Andes: 3D tomography based on the aftershock sequence of the 28 August 2004 shallow crustal earthquake. *International Symposium on Andean Geodynamics*, No. 7, ISAG: 160-163. Niza.

Contreras, J.P. y Charrier, R. 2003. Modelamiento de la deformación de la Formación Abanico, en la Carretera el Cobre, VI Región. *Congreso Geológico Chileno*, N° 10. Concepción.

Cortés A., J. 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. Tesis doctoral (Inédito), Universidad Católica del Norte-Université Paul Sabatier. 346 pp., Toulouse.

Cotton, W.B. 1998. Geology and ore deposits of the Maqui Vein, Alhué Mining District, Coast Range of Central Chile. Tesis de magister (Inédito), University of Colorado: 142 pp. Estados Unidos.

Cuadra, P. 1986. Geocronología K-Ar del yacimiento El Teniente y áreas adyacentes. *Revista Geológica de Chile*, 27: 3-26.

Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A.A., Motamedi, H. y Hosseiniasl, A. 2010. Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. *Geomorphology*, 121, 329–341.

Delouis, B.; Philip, H.; Dorbath, L. y Cisternas, A. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International*, 132(2): 302-338.

Demoulin, A. 1998. Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology*, 24: 189-208.

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

Díaz, D.; Maksymowicz, A.; Vargas, G.; Vera, E.; Contreras-Reyes, E. y Rebolledo, S. 2014. Exploring the shallow structure of the San Ramón thrust fault in Santiago, Chile (~ 33.5°S), using active seismic and electric methods. *Solid Earth*, 5(2): 837.

El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Cahacón, J. y Keller, E.A. 2008. Assessment of relative active tectonics, southern border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology*, 96, 150–173.

Encinas, A.; Maksaev, V.; Pinto, L.; Jacobus, P.L.R.; Munizaga, F. y Zentilli, M. 2006. Pliocene lahar deposits in the Coastal Cordillera of central Chile: Implications for uplift, avalanche deposits, and porphyry copper systems in the Main Andean Cordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 20: 369-381.

Encinas, A.; Sagripanti, L.; Rodríguez, M.P.; Orts, D.; Anavalón, A.; Giroux, P.; Otero, J.; Echaurren, A.; Zambrano, P. y Valencia, V. 2021. Tectonosedimentary evolution of the Coastal Cordillera and Central Depression of south-Central Chile (36°30'-42°S). *Earth Science Reviews*, 213: 1-30.

Erslev, E. 1991. Trishear fault-propagation folding. *Geology*, 19(6): 617-620.



Escribano, J.J. 2008. Superficies de bajo relieve en la cordillera de Chile Central entre los 32°30'S y los 33°30'S, y su relación con el alzamiento andino. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, 89 pp. Santiago.

Espinoza, M. 2019. The Domeyko rift in the evolution of southwestern Gondwana and insights on the Andean building. Tesis doctoral (Inédito), Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra. 309 pp. Concepción.

Farías, M.; Charrier, R.; Comte, D.; Martinod, J. y Hérial, G. 2005. Late Cenozoic deformation and uplift of the western flank of the Altiplano: Evidence from the depositional, tectonic, and geomorphologic evolution and shallow seismic activity (northern Chile at 19°30'S). *Tectonics*, 24(4): 1-27.

Farías, M.; Charrier, R.; Carretier, S.; Martinod, J.; Fock, A.; Campbell, D.; Cáceres, J. y Comte, D. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33°–35°S). *Tectonics*, 27, TC1005.

Farías, M.; Comte, D.; Charrier, R.; Martinod, J.; David, C.; Tassara, A.; Tapia, F. y Fock, A. 2010. Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, 29(3).

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

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

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

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

Gardner, T. W. 1983, Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 664 – 672.

Giambiagi, Laura; Tassara, Andres; Mescua, José; Alvarez, Pamela; Godoy, Estanislao; Hoke, Gregory; Pinto, Luisa; Spagnotto, Silvana; Porras, Hernán; Tapia, Felipe; Jara, Pamela; Bechis, Florencia; Garcia, Victor; Suriano, Julieta y Pagano, Diego, 2015. Evolution of shallow and deep structures along the Maipo-Tunuyán transect (33°40'S): From the Pacific coast to the Andean foreland. *Geological Society London Special Publications*, 399(1).

Godoy, E. 1993. Geología del área entre los ríos Claro del Maipo y Cachapoal (Inédito). Convenio Sernageomin-CODELCO: 68 pp. Santiago.

Godoy, E.; Lara, L. y Burmester, R. 1994. El 'lahar' Cuaternario de Colón-Coya: una avalancha de detritos pliocena. *Congreso Geológico Chileno*, N° 7, Actas 1: 305-309. Concepción.

Godoy, E.; Schilling, M.; Solari, M. y Fock, A. 2009. Geología del Área Rancagua-San Vicente de Tagua Tagua, Región del Libertador General Bernardo O'Higgins. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, 118: 50 pp., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

González, E., 1983. Geological and Geophysical Information for Risk Contracts: Empresa Nacional del Petroleo de Chile. *Internal Report*. 205 p.

González, G.; Gerbault, M.; Martinod, J.; Cembrano, J.; Allmendinger, R.; Carrizo, D. y Espina, J. 2008. Crack formation on top of propagating reverse faults of the Chuculay Fault System northern Chile: insights from field data and numerical modeling. *Journal of Structural Geology*, 30: 791-808.

González, G.; Salazar, P.; Loveless, J. P.; Allmendinger, R. W.; Aron, F. y Shrivastava, M. 2015. Upper plate reverse fault reactivation and the unclamping of the megathrust during the 2014 northern Chile earthquake sequence. *Geology*, 43(8): 671-674.

Hampel, A. 2017. Response of faults to climate-induced changes of ice sheets, glaciers and lakes. *Geology Today*, 33(1): 12-18.

Harlin, J. M. 1978. Statistical moments of the hypsometric curve and its density function. *Journal of the International Association of Mathematical Geology*, 10(1): 59-72.

Harrison, S. 2004. The Pleistocene glaciations in Chile. *Developments in Quaternary Sciences (Volume 2, part C)*, pp. 89-103, Elsevier.

Hauser, A., 1986. Los Rodados Multicolores: su distribución y características en el sur de Chile. *Revista Geológica de Chile*, 27: 69–83.

Haviv, I.; Enzel, Y.; Whipple, K.X.; Zilberman, E.; Matmon, A.; Stone, J. y Fifield, K.L., 2010. Evolution of vertical knickpoints (waterfalls) with resistant caprock: insights from numerical modeling. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 115: F03028.

Hovius, N., 2000. Macroscale process systems of mountain belt erosion. *Geomorphology and Global Tectonics*. Summerfield, M.A. (Ed.), Wiley and Sons, pp. 77–105. Chichester.

Huggett, R. J. 2007: *Fundamentals of Geomorphology (Second Edition)*. Routledge Taylor & Francis Group: 458 pp. London y Nueva York.

Infracon S.A. 2012. Proyecto de Modificación Plan Regulador de Machalí, Secretaría Regional Ministerial de Vivienda y Urbanismo, Región de O'Higgins.

Instituto Nacional de Estadísticas, 2017. Informe Anual de Medio Ambiente, Inédito, 205 pp, Santiago.

James, D. E. 1971. Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 82(12): 3325-3346.

Jara, P, 2007. Geometría y cinemática de la deformación en compresión del Neógeno en la hoya del río Claro de Cauquenes (34°15'S- 34°30'S), Cordillera Principal, Chile Central. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología: 111 pp. Santiago.

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

Kausel, E. y Campos, J. 1992. The Ms= 8 tensional earthquake of 9 December 1950 of northern Chile and its relation to the seismic potential of the region. *Physics of the earth and planetary interiors*, 72(3-4): 220-235.

Kay, S.; Godoy, E. y Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion and magmatism in the southcentral Andes. *Bulletin of the Geological Society of America*, 117 (1-2): 67-88.

Keller, E.A. y Pinter, N. 2002. Active Tectonics; Earthquakes, Uplift and Landscape (Second Edition). Prentice-Hall: 362 pp. Upper Saddle River, New Jersey.

Kirby, E. y Whipple, K. 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29: 415 – 418.

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

Kirby, E., Whipple, K., Tang, W. y Chen, Z. 2003. Distribution of active rock uplift along the eastern margin of the Tibetan Plateau: inferences from bedrock channel longitudinal profiles. *Journal of Geophysical Research*, 108: 2217.

Klemm, L.; Pettke, T.; Heinrich, C. y Campos, E. 2007. Hydrothermal Evolution of the El Teniente Deposit, Chile: Porphyry Cu-Mo Ore Deposition from Low-Salinity Magmatic Fluids. *Economic Geology*, 102(6): 1021-1045.

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

Klohn, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Boletín 8: 95 pp. Santiago.

Korup, O., Montgomery, D.R. y Hewitt, K. 2010. Glacier and landslide feedbacks to topographic relief in the Himalayan syntaxes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107: 5317 - 5322.

Kurtz, A.; Kay, S.; Charrier, R. y Farrar, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of El Teniente region, Central Chile (34-35°S). *Revista Geológica de Chile*, 24(1): 75-90.

Lara, L. E., Wall, R. y Stockli, D., 2008. La ignimbrita Pudahuel (Asociación Piroclástica Pumícea) y la Caldera Diamante (33°S): Nuevas edades U-Th-He. En *XVII Congreso Geológico Argentino*, Jujuy. Actas.

Legrand, D.; Delouis, B.; Dorbath, L.; David, C.; Campos, J.; Márquez, L.; Thompson, J. y Comte, D. 2007. Source parameters of the Mw=6.3 Aroma crustal earthquake of July 24, 2001 (northern Chile), and its aftershock sequence. *Journal of South American Earth Sciences*, 24: 58-68.

Legrand, D.; S. Barrientos, Bataille, K. y Cembrano, J. 2011. The fluid-driven tectonic swarm of Fjordo Aysen, Chile (2007) associated with two earthquakes (Mw=6.1 and Mw=6.2) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone. *Continental Shelf Research*, 31 (3-4): 154-161.

Leyton, F.; Ruiz, S. y Sepúlveda, S. A. 2010. Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile central. *Andean geology*, 37(2), 455-472.

Lomnitz, C. 2004. Major earthquakes of Chile: A historical survey, 1535-1960. *Seismology Research Letters*, 75: 368-378.

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

Loveless, J. P. y Meade, B. J. 2010. Geodetic imaging of plate motions, slip rates, and partitioning of deformation in Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B2).



Luo, W. 2000. Quantifying groundwater-sapping landforms with a hypsometric technique. *Journal of Geophysical Research*, 105(1): 1685-1694.

Luo, W. 2002. Hypsometric analysis of Margaritifer Sinus and origin of valley networks. *Journal of Geophysical Research*, 107(10): 5071.

Madariaga, R. 1998. Sismicidad de Chile. *Física de la Tierra*, 10: 221.

Maldonado, V. 2020. Fallas corticales activas en Chile: Inferencias de amenaza sísmica a partir de interpretación de su expresión superficial a escala 1:25.000. Memoria de Título (Inédito), Universidad Austral de Chile, Facultad de Ciencias, Escuela de Geología. 116 pp. Valdivia.

Maldonado, V.; Contreras, M. y Melnick, D. 2021. A comprehensive database of active and potentially-active continental faults in Chile at 1:25,000 scale. *Scientific data*, 8(20).

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

Marangunic, C.; Moreno, H. y Varela, J. 1979. Observaciones sobre los depósitos de relleno de la depresión longitudinal de Chile entre los ríos Tinguiririca y Maule. *Congreso Geológico Chileno*, N°2, Actas 1: I30-I39. Arica.

Matoš, B. 2014. Neotectonic and recently active faults in Bilogora mountain area and assessment of their seismogenic potential. Tesis Doctoral (Inédito). University of Zagreb, Faculty of Mining, Geology and Petroleum Engineering: 256 pp. Zagreb.

Matoš, B.; Tomljenović, B. y Trenc, N. 2014. Identification of tectonically active areas using DEM: a quantitative morphometric analysis of Mt. Medvednica, NW Croatia. *Geological Quarterly*, 58 (1): 51–70.

Matoš, B.; Pérez-Peña, J.V. y Tomljenovic, B. 2016. Landscape response to recent tectonic deformation in the SW Pannonian Basin: Evidence from DEM-based morphometric analysis of the Bilogora Mt. area, NE Croatia. *Geomorphology*, 263: 132-155.

McCalpin, J. P. Ed. 2009. *Paleoseismology*, Vol. 95. Academic press.

Meade, B. J. y Conrad, C. P. 2008. Andean growth and the deceleration of South American subduction: Time evolution of a coupled orogen-subduction system. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(1-2): 93-101.

Melnick, D., Charlet, F., Echtler, H.P., De Batist, M., 2006. Incipient axial collapse of the Main Cordillera and strain partitioning gradient between the central and Patagonian Andes, Lago Laja, Chile. *Tectonics* 25, TC5004.

Montgomery, D.; Balco, G. y Willett, S. 2001. Climate, tectonics and the morphology of the Andes. *Geology*, 29(7): 579-582.

Mora, C.; Comte, D.; Russo, R.; Gallego, A. y Mocanu, V. 2010. Aysén seismic swarm (January 2007) in southern Chile: analysis using Joint Hypocenter Determination. *Journal of seismology*, 14(4): 683-691.

Moreiras, S. M.; Giambiagi, L. B.; Spagnotto, S.; Nacif, S.; Mescua, J. y Toural, R. 2014. El frente orogénico activo de Los Andes centrales a la latitud de la ciudad de Mendoza (32° 50'-33° S). *Andean geology*, 41(2): 342-361.

Moreno, P.; Villagrán, C.; Marquet, P. y Marshall, L. 1994. Quaternary paleobiogeography of northern and central Chile. *Revista chilena de historia natural*, 67: 487-502.

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

Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*. Ericksen, G.E.; Cañas, M.T.; Reinemud, J.A. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sciences Series 11: 59-90. Houston.

Mpodozis, C.; Ramos, V.A. 2008. Tectónica jurásica en Argentina y Chile: extensión, subducción oblicua, rifting, deriva y colisiones? *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 63: 481-497.

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

Muñoz, M.; Fuentes, F.; Vergara, M.; Aguirr, L.; Olov Nyström, J.; Féraud, G. y Demant, A. 2006. Abanico East Formation: petrology and geochemistry of volcanic rocks behind the Cenozoic arc front in the Andean Cordillera, central Chile (33° 50'S). *Revista geológica de Chile*, 33(1): 109-140.

Norambuena, E.; Leffer-Griffin, L.; Mao, A.; Dixon, T.; Stein, S.; Sacks, S.; Ocola, L. y Ellis, M. 1998. Space geodetic observations of Nazca-South America convergence across the Central Andes. *Science*, 279: 358-362

O'Callaghan J. y Mark D.M. 1984. The extraction of drainage networks from digital elevation data. *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28(3): 323-344.

Oliveros, V.; González, J.; Espinoza, M.; Vásquez, P.; Rossel, P.; Creixell, C.; Sepúlveda, F. y Bastias, F. 2018. The early stages of the magmatic arc in the Southern Central Andes. *The Evolution of the Chilean-Argentinean Andes*. Folguera, A. y otros. Springer: 564 pp. Cham.

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

Pérez, E.; Rubilar, A. 2006. Informe Paleontológico No. 2006-05 Determinaciones paleontológicas de muestras recolectadas al sur de San Vicente de Tagua Tagua (VI Región), en su mayoría asignadas al Titoniano (Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería: 3 pp. Santiago.

Pérez, A.; Ruiz, J.A.; Vargas, G.; Rauld, R.; Rebolledo, S. y Campos, J. 2014. Improving seismotectonics and seismic hazard assessment along the San Ramón Fault at the eastern border of Santiago city, Chile. *Natural Hazards*, 71(1): 243-274.

Pérez-Peña, J.V.; Azañón, J.M. y Azor, A. 2009a. CalHypso: An ArcGIS extension to calculate hypsometric curves and their statistical moments. Applications to drainage basin analysis in SE Spain. *Computers & Geoscience*, 35(6): 1214-1223.

Pérez-Peña, J.V.; Azañón, J.M.; Booth-Rea, G.; Azor, A. y Delgado, J. 2009b. Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. *Journal of Geophysical Research*, 114: F02018.

Pérez-Peña, J.V.; Azor, A.; Azañón, J.M. y Keller, E. 2010. Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology*, 119: 74-87.

Pérez-Peña, J.V.; Al-Awabdeh, M.; Azañón, J.M.; Galve, J.; Booth-Rea y Notti, D. 2017. SwathProfiler and NProfiler: Two new ArcGIS Add-ins for the automatic extraction of swath and normalized river profiles. *Computers and Geosciences*, 104: 135-150.

Phillips, J.D. 2002. Erosion, isostasy, and the missing peneplains. *Geomorphology*, 45: 225–241

Pineda, C. 2015. Geocronología U-Pb en Circones de la Ignimbrita Pudahuel. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Facultad de ciencias físicas y matemáticas, Departamento de geología: 243 pp. Santiago.

Piquer, J.; Berry, R.; Scott, R.J. y Cooke, D.R. 2016. Arc-oblique fault systems: their role in the Cenozoic structural evolution and metallogenesis of the Andes of central Chile. *Journal of Structural Geology*, 89: 101-117.

Piquer, J.; Hollings, P.; Rivera, O.; Cooke, D.; Baker, M. y Testa, F. 2017. Along-strike segmentation of the Abanico Basin, central Chile: New chronological, geochemical and structural constraints. *LITHOS*, 268: 174-197.

Rădoane, M.; Rădoane, N. y Dumitriu, D. 2003: Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians. *Geomorphology*, 50: 293-306.

Ramos, V. A.; Riccardi, A. C. y Rolleri, E. O. 2004. Límites naturales del norte de la Patagonia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59(4): 785-786.

Ramos, V.A. 2005. *Encyclopedia of Geology (Second Edition)*, Argentina, pp. 16–26, Elsevier.

Ramos, V.A. 2009. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, 45 (1): 2-25.

Rauld, R.; Vargas, G.; Armijo, R.; Ormeño, A.; Valderas, C. y Campos, J. 2006. Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago. *Congreso Geológico Chileno*, N° 11, Vol 1: 447-450. Antofagasta.

Rauld, R. 2011. Deformación cortical y peligro sísmico asociado a la Falla San Ramón en el frente cordillerano de Santiago, Chile Central (33°S). Tesis Doctoral (Inédito), Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología, 445 pp. Santiago.

Rawson, H.; Pyle, D.; Mather, T.; Smith, V.; Fontijn, K.; Lachowyczs, S. y Naranjo, J. 2016. The magmatic and eruptive response of arc volcanoes to deglaciation: Insights from southern Chile. *Geology*, 44(4): 251-254.

Reid, H. F. 1910. The mechanics of the earthquake. *The California Earthquake of April 18, 1906, Report of the State Earthquake Investigation Commission, Carnegie Institution of Washington*, 87 (192): 2.

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

Ritter, D. F.; Kochel, C. R. y Miller, J. R. 2002: Process Geomorphology. McGraw-Hill Higher Education, 560 pp.

Rivera, O. 1999. Estudio geológico distrital de la Depresión Central, alta Cordillera entre Rancagua y El Teniente, 33°45' a 34°30'S (Inédito), 1 mapa escala 1:50.000.

Rivera, O. y Cembrano, J. 2000. Modelo de formación de cuencas volcano-tectónicas en zonas de transferencia oblicuas a la cadena andina: el caso de las cuencas oligo-miocénicas de Chile central y su relación con estructuras NWW-NW (33° 00'-34° 30'S). *Congreso Geológico Chileno*, N° 9, pp. 631-636. Puerto Varas.



Rodríguez, M.P.; Charrier, R.; Bricchau, S. y Carretier, S. 2018. Latitudinal and Longitudinal Patterns of Exhumation in the Andes of North-Central Chile. *Tectonics*, 37: 2863-2886.

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

Ruszkiczay-Rüdiger, Z.; Fodor, L.; Horváth, E. y Telbisz, T. 2009: Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary. *Geomorphology*, 104: 203-217.

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

Savage, J. C. y Burford, R. O. 1973. Geodetic determination of relative plate motion in central California. *Journal of Geophysical Research*, 78(5): 832-845.

Schoenbohm, L.M., Whipple, K.X., Burchfiel, B.C. y Chen, L., 2004. Geomorphic constraints on surface uplift, exhumation, and plateau growth in the Red River region, Yunnan Province, China. *Geological Society of America Bulletin*, 116: 895-909.

Scholz, C. H. y Cowie, P. A. 1990. Determination of total strain from faulting using slip measurements. *Nature*, 346(6287): 837-839.

Schumm, S. A.; Dumont, J. F. y Holbrook, J. M. 2000. Active Tectonics and Alluvial Rivers. Cambridge University Press:276 pp. Cambridge.

Schwanghart, W. y Scherler, D. 2010. Bumps in river profiles: uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. *Earth Surface Dynamics*, 5: 821-839.

Schwanghart, W. y Scherler, D. 2014. TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2: 1-7.

Schwanghart, W. y Scherler, D. 2017. Bumps in river profiles: Uncertainty assessment and smoothing using quantile regression techniques. *Earth Surface Dynamics*, 5(4): 821–839.

Sellés, D. 2000. La relación discordante entre las formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. Congreso Geológico Chileno, N° 9, Actas 1: 555-558. Puerto Varas.

Sellés, D. y Gana, P. 2001. Geología del área Talagante - San Francisco de Mostazal. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Mapas Geológicos 74: 30 pp., 1 mapa escala 1:100.000.

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

Sepúlveda, S. A.; Serey, A.; Lara, M.; Pavez, A. y Rebolledo, S. 2010. Landslides induced by the April 2007 Aysén fjord earthquake, Chilean Patagonia. *Landslides*, 7(4): 483-492.

Sepúlveda Rivera, T. P. 2019. Neotectónica y paleosismología de la falla Mesamávida: evidencia de actividad cuaternaria tardía del cabalgamiento andino occidental (WATF) en la Región del Maule, Chile Central (36° S). Memoria de Título (Inédito), Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento de Ciencias de la Tierra: 118 pp. Concepción.

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

Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C. y Bardajm, T. 2003. Fault generated mountain fronts in Southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity. *Geomorphology*, 250, 203–226.

Silva, N. 2008. Caracterización y Determinación del Peligro Sísmico en la Región Metropolitana. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Ingeniería Civil: 148 pp. Santiago.

Skewes, M. A.; Arévalo, A.; Floody, R.; Zúñiga, P. y Stern, C. R. 2002. The giant El Teniente, breccia deposit: hypogene copper distribution and emplacement. *Integrated Methods for Discovery: Global Exploration in the Twenty-first Century*. Goldfarb, R. J. y

Nielsen, R. L. Society of Economic Geologists, Special Publications, 9: 299–332. Estados Unidos.

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

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

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

Somoza, R. y Ghidella, M. E. 2012. Late Cretaceous to recent plate motions in western South America revisited. *Earth and Planetary Science Letters*, 331-332: 152-163.

Spikings, R.; Dungan, M.; Foeken, J.; Carter, A.; Page, L. y Stuart, F. 2008. Tectonic response of the central Chilean margin (35–38 S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study. *Journal of the Geological Society*, 165(5): 941-953.

Stalder, N.; Herman, F.; Fellin, M.G.; Coutand, I.; Aguilar, G.; Reiners, P.W. y Fox, M. 2020. The relationships between tectonics, climate and exhumation in the Central Andes (18–36°S): Evidence from low-temperature thermochronology. *Earth-Science Reviews*, 210. 103276.

Stanton-Yonge, A.; Griffith, W.A.; Cembrano, J.; St. Julien, R.; Iturrieta, P. 2016. Tectonic role of margin parallel and margin-transverse faults during oblique subduction in the Southern Volcanic Zone of the Andes: Insights from Boundary Element Modeling. *Tectonics*, 35: 1990-2013.

Stern, C.; Amini, H.; Charrier, R.; Godoy, E.; Hervé, F. y Varela, J. 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the río Maipo and río Cachapoal (Chile) and the río Yaucha and río Papagayos (Argentina). *Revista Geológica de Chile*, 23: 39-52.

Strahler, A. 1952. Hypsometric (area–altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, 63: 1117–1142.

Suárez, G. y Comte, D. 1993. Comment on “Seismic coupling along the Chilean Subduction Zone” by B. W. Tichelaar and L. R. Ruff. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 98 (B9): 15825-15828.

Suppe, J. y Medwedeff, D. 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 83(3): 409-454.

Tassara, A. 2005. Interaction between the Nazca and South American plates and formation of the Altiplano–Puna plateau: Review of a flexural analysis along the Andean margin (15–34 S). *Tectonophysics*, 399(1-4): 39-57.

Tassara, A. y Yáñez, G. 1996. Thermomechanic segmentation of the Andes (158-508S): a flexural analysis approach. *International Symposium on Andean Geodynamics*, No. 3, ISAG: 115-118. St. Malo.

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

Tassara, A.; Swain, C.; Hackney, R. y Kirby, J. 2007. Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data. *Earth and Planetary Science Letters*, 253: 17-36.

Tavera, J. 1952. Informe sobre material de fósiles muestreado en calizas de la cuesta de Lo Prado (Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería: 1 pp. Santiago.

Tebbens, S. F. y Cande, S. C. 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B6): 12061-12084.

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

Thomas, H. 1958. Geología de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la Cuesta de Barriga. *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Boletín 2: 86 pp. Santiago.

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

Turowski, J.M; Lague, D. y Hovius, N. 2007. Cover Effect in bedrock abrasión: A new derivation and its implications for the modeling of bedrock channel morphology. *Journal of Geophysical Research*, 112: F04006.

Varela, J. 1976. Geología del Cuaternario de Laguna de Tagua Tagua (Provincia de O'Higgins). *Congreso Geológico Chileno*, N° 1, Actas 1: D81-D114. Santiago.

Varela, J. y Moreno, H. 1982. Los depósitos de relleno de la Depresión Central de Chile entre los ríos Lontué y Bío Bío. *Congreso Geológico Chileno*, N°3, Actas 1: F281-F306. Concepción.

Vargas, G.; Rebolledo, S.; Sepúlveda, S. A.; Lahsen, A.; Thiele, R.; Townley, B.; Padilla, C.; Rauld, R.; Herrera, M.J. y Lara, M. 2013. Submarine earthquake rupture, active faulting and volcanism along the major Liquiñe-Ofqui Fault Zone and implications for seismic hazard assessment in the Patagonian Andes. *Andean Geology*, 40(1): 141-171.

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

Vega, A. 2021. Paleosismología de la falla Mesamávida, Frente Andino Occidental en Chile Central (36°s): antecedentes a partir del mapeo de la trinchera Los Barros y la datación morfológica de su escarpe mediante el código Scarplet. Memoria de Título (Inédito), Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra, 224 pp. Concepción.

Victor, P.; Oncken, O. y Glodny, J. 2004. Uplift of the western Altiplano plateau: Evidence from the Precordillera between 20° and 21°S (northern Chile). *Tectonics*, 23(4): 1-24.



Wall, R.; Gana, P. y Gutiérrez, A. 1996. Mapa geológico del área de San Antonio-Melipilla, regiones de Valparaíso, Metropolitana y O'Higgins. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Mapas Geológicos 2: 20 p., 1 mapa escala 1:100.000.

Wall, R.; Sellés, D.; Gana, P. 1999. Área Til Til-Santiago, Región Metropolitana. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Mapas Geológicos 11, 1 mapa escala 1:100.000.

Wall, R.; Lara, L. E. y Pérez de Arce, C. 2001. Upper Pliocene-Lower Pleistocene  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages of Pudahuel Ignimbrite (Diamante-Maipo Volcanic complex), Central Chile ( $33.5^\circ\text{ S}$ ). En *Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, Pucón, Chile.

Wang, Y., Zhang, H., Zheng, D., Yu, J., Pang, J. y Ma, Y. 2017. Coupling slope–area analysis, integral approach and statistic tests to steady-state bedrock river profile analysis. *Earth Surface Dynamics*, 5: 145-160.

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

Whipple, K., 2001. Fluvial landscape response time: how plausible is steady state denudation? *American Journal of Science*, 301: 313–325.

Whipple, K.X. 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of the active orogens. *Annual Review Earth Planetary Science*, 32: 151–185.

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

Whipple, K. X., DiBiase, R.A. y Crosby, B.T. 2013. Bedrock rivers. *Treatise on Geomorphology, Vol. 9, Treatise on Fluvial Geomorphology*, Shroder, J. (editor en jefe), Wohl, E. (editor volumen), Elsevier Inc: 550 – 573pp. Amsterdam.

Wobus, C.; Whipple, K.X.; Kirby, E.; Snyder, N.P.; Johnson, J.; Spyropolou, K.; Crosby, B.T. y Sheehan D. 2006. Tectonics from topography: procedures, promise, and pitfalls. *Geological Society of America. Special Paper*, 398: 55–74.

Yáñez, G. y Cembrano, J. 2004. Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 109 (B02407): 1-21.

